

01026  
2



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS



CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA DEL  
COMPLEJO VOLCANICO SIERRA DE SAN  
JUAN, NAYARIT, MEXICO.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL TITULO DE  
LICENCIADO EN GEOGRAFIA  
P R E S E N T A  
RAUL ALVARADO GONZALEZ

ASESOR: DR. JOSE JUAN ZAMORANO OROZCO.



FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFIA

México, D.F. 2003

A



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

**Este trabajo está dedicado:**

**A mis padres, Virginia González y Raúl Alvarado**

**A mi abuelita, Isabel Martínez**

**A mis hermanos Ricardo, Mariela y Maribel**

**A mis tíos Enrique, Arturo y Marisela**

## **Agradecimientos:**

Al Dr. José Juan Zamorano, director de esta tesis, por todas sus enseñanzas y respaldo incondicional hacia mi persona y trabajo, así como por haberme iniciado en el campo de la geomorfología. Además de su valiosa amistad.

A la Dra. Lucia Capra, por sus enseñanzas, asesoría, ayuda y críticas, que permitieron perfeccionar este trabajo. Así como por darme la oportunidad de conocer un poco más las diversas cuestiones que engloba la volcanología.

Al Dr. José Lugo, por su apoyo y acertados comentarios, que lograron el mejoramiento de mi trabajo.

Al Dr. Lorenzo Vázquez, por sus comentarios y aceptar ser revisor de este trabajo.

Al Dr. Mario Arturo Ortiz, por sus observaciones y apoyo durante la realización de esta tesis, así como de su revisión.

Al Dr. José Iran Bojórquez, por su valioso apoyo en los trabajos de campo, así como por su amistad.

Al Centro Multidisciplinario de Investigación Científica de la Universidad Autónoma de Nayarit, por el apoyo y financiamiento recibido durante los trabajos de campo, así como en todo el desarrollo del presente trabajo.

A las autoridades del Instituto de Geografía de la UNAM, que me permitieron el uso de las instalaciones (biblioteca, mapoteca, área común), equipos de computo y fotointerpretación, etc., sin lo cual el desarrollo de esta tesis no hubiera sido posible.

A mi compañero y amigo, Raúl Gutiérrez, por todo su apoyo tanto en campo como en gabinete, amistad y buenos momentos.

A mis compañeros y amigos del Instituto de Geografía por su gran ayuda, tanto en los trabajos de campo como en gabinete, Miguel Santos, Sergio Salinas, Miguel Castillo, Alejandro Pérez, Osvaldo Franco, así como a Efrain y Miguel (del laboratorio de SIG).

A mis compañeros y amigos Alberto Gómez y Oscar Frausto, por todas sus enseñanzas.

A mis amigos españoles, Pilar y Nacho, por su apoyo en el trabajo de campo y su amistad.

e

## INDICE

	Pag.
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>I. ASPECTOS GEOGRÁFICOS</b> .....	4
1.1. Localización .....	4
1.2. Clima .....	7
1.3. Hidrología .....	10
1.4. Suelo .....	12
1.5. Vegetación .....	16
<b>II. GEOLOGÍA</b> .....	20
2.1. Marco geológico regional.....	20
2.2. Marco geológico local (Complejo Volcánico Sierra de San Juan).....	23
2.3. Estratigrafía .....	33
<b>III. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO</b> .....	70
3.1. Altimetría .....	70
3.2. Inclinação del terreno.....	75
3.3. Densidad de la disección.....	78
3.4. Profundidad de la disección.....	82
3.5. Energía del relieve.....	85
<b>IV. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	90
I. RELIEVE ENDÓGENO.....	94
II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.....	116
III. RELIEVE EXÓGENO.....	119
IV. ANTRÓPICO.....	127
<b>CONCLUSIONES</b> .....	130
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	133

## INTRODUCCIÓN.

El área de estudio es parte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), y a su vez se enmarca en la región conocida como "volcanes de Nayarit" (porción occidental del CVTM). Edificios volcánicos poligenéticos, monogenéticos, domos y calderas del Cuaternario, es la principal característica. De las estructuras mencionadas destaca el complejo volcánico Sierra de San Juan.

El área de estudio comprende la "Reserva Ecológica para el Desarrollo Integral y Recuperación del Cerro San Juan"; área decretada como protegida por el Gobierno del Estado de Nayarit, con el fin de suspender la explotación de minas a cielo abierto (extracción de materiales para la construcción), la practica de coamiles (tala y roza), así como toda actividad que cause daño a la flora y fauna de este sector.

No obstante de ser una un área protegida, en la actualidad la reserva sigue siendo objeto de explotación reutilizable; en actividades forestales, agrícolas, ganaderas y extracción de materiales para la construcción. Además hay que considerar que el fraccionamiento de lotes ejidales y la construcción del libramiento de la ciudad de Tepic, entre las carreteras Guadalajara-Mazatlán ha propiciado un crecimiento anárquico de la ciudad hacia estas zonas. Todos estos hechos están causando el deterioro y destrucción del paisaje, al mismo tiempo que repercute en las actividades y calidad de vida de los habitantes de zonas aledañas.

Por lo tanto, es necesario considerar como objetivo primordial de esta tesis analizar, caracterizar y cartografiar los distintos elementos y formas del relieve que constituyen la Sierra de San Juan; tomando en cuenta su génesis, morfología y en algunos casos su dinámica actual. Para llegar a la propuesta de un ordenamiento territorial es de suma importancia desarrollar una cartografía geomorfológica, en la que se refleje el arreglo y conjugación entre relieve y modelado (procesos endógenos y exógenos), de este modo también queda implícito el papel que juegan el clima, la hidrología, la vegetación, el suelo y la litología.

Con este estudio se logra un inventario de las formas y una aproximación a la dinámica y entorno natural de la Sierra de San Juan; elementos que al integrar unidades geomorfológicas con condiciones similares, estipulan un uso, manejo y protección más real a cada una de las regiones de la reserva, de esta manera se facilita la implementación y propuesta de áreas de conservación, regeneración y

aprovechamiento. Sin olvidar que su aplicación también define aquellos territorios propicios y/o peligrosos para el crecimiento de los centros urbanos y rurales de la región. Por lo anterior y debido a que no existe un trabajo de cartografía geomorfológica a detalle de esta zona, se considera necesario el desarrollo del presente.

En la realización de esta investigación se contó con diferentes etapas de análisis; la primera de ellas consistió en la búsqueda de información bibliográfica y cartográfica tanto regional como local, de esta manera se logró un primer marco de referencia del complejo volcánico Sierra de San Juan. El segundo paso en importancia fue la delimitación de la zona de estudio y la elaboración del mapa base, a partir de la ampliación de los mapas del INEGI escala 1: 50 000 a escala 1:20 000, esto con el fin de facilitar y obtener mayor precisión, calidad y detalle en la representación cartográfica de las formas y elementos del relieve. En la tercera fase, se efectuó un diagnóstico dinámico general del relieve, aplicando técnicas morfométricas, que permitieron conocer las asociaciones y arreglos entre unidades morfológicas y procesos modeladores, todo ello mediante la elaboración de los siguientes mapas morfométricos; altimétrico, pendientes, densidad y profundidad de la disección y energía del relieve, utilizando la metodología propuesta por Simonov (en Zamorano, 1990) y Lugo (1991). De esta manera queda integrado el análisis morfométrico, representando áreas en las que los procesos exógenos están actuando. Al mismo tiempo que los resultados obtenidos son relevantes en la elaboración del mapa morfogenético, documento que define la cuarta fase del trabajo, y que se reconoce como el producto de la combinación de información geológica, topográfica y de interpretación de fotografías aéreas. Este último paso, considerado el más importante en su confección, donde se interpretaron 130 fotografías aéreas en diferentes escalas (1:75 000 y 1:20 000). De lo anterior, fue posible identificar y delimitar formas y procesos, así como caracteres particulares para cada unidad. La información obtenida se cartografió en la base topográfica elaborada con antelación, mientras que la restitución se realizó de manera directa, es decir localizando rasgos sobresalientes como ríos, caminos, cambios de pendiente, etc. Cabe mencionar que, simultáneo al análisis morfométrico, mapeo geomorfológico y fotointerpretación, se planificó el trabajo de campo; orientado hacia aquellas zonas donde los procesos y formas visualizadas representaban una alta dinámica o bien dificultad en su delimitación u origen. Otra ventaja del trabajo de campo, fue la posibilidad de realizar columnas estratigráficas, que permitieran explicar la evolución y dinámica eruptiva tanto del volcán San Juan como del resto de la zona; en general el trabajo de campo admite la

verificación de los resultados de gabinete y la perfección del mapa geomorfológico. En la última etapa, se realizó la redacción del escrito final, donde se integran todos los puntos antes mencionados. Así este trabajo quedó integrado por cuatro capítulos; CAPITULO I. ASPECTOS GEOGRAFICOS GENERALES. Se analizan las condiciones naturales de la región. CAPITULO II. GEOLOGÍA. Se tratan distintos aspectos, acerca de la evolución geológica y estratigráfica del complejo volcánico Sierra de San Juan. CAPITULO III. MORFOMETRIA. Se analiza la relación entre estructura, litología y dinámica actual; con el fin de lograr una mejor explicación del mapa geomorfológico. CAPITULO IV. GEOMORFOLOGÍA. Se explica la relación entre relieve endógeno y exógeno; a partir del mapa geomorfológico.

## I. ASPECTOS GEOGRÁFICOS.

La importancia de considerar la localización, el clima, la hidrología, el suelo y la vegetación, tiene como finalidad obtener un marco geográfico físico general de la zona de estudio, mediante el cual se exprese la interacción, dinámica y distribución de los factores mencionados.

De esta manera, la localización (latitud, longitud y altitud) funciona como condicionante del clima y la vegetación; a su vez, estos condicionan la hidrología; y por último, el suelo, el cual esta en dependencia del clima y el material de origen.

Por otro lado, el análisis de estos elementos permitirá la correlación con parámetros morfométricos y así definir áreas con mayor o menor susceptibilidad a los distintos procesos geomorfológicos modeladores del relieve.

### 1.1 Localización.

En el ámbito regional la Sierra de San Juan se ubica en el extremo occidental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), en la subprovincia Cinturón Volcánico Occidental (conocido también como graben Tepic-Chapala), resultado de un vulcanismo Plioceno-Cuaternario. Este territorio presenta una dirección WNW-ESE y productos calco alcalinos, así como grandes volcanes poligenéticos como San Juan, Ceboruco y Sangangüey; calderas como la de Tepic, Santa María del Oro y Tepeltitic; del mismo, modo campos volcánicos monogenéticos (Cordova, 1988).

La subprovincia antes mencionada limita al norte con la Llanura Costera del Pacífico; al norte, noreste y este con la Sierra Madre Occidental; al sur con la Sierra Madre del Sur y al oeste con el Océano Pacífico (fig. 1).

Las coordenadas extremas de la zona de estudio son 21°20' y 21°32' de latitud norte y 104°52' y 105°02' de longitud oeste. Comprende un área de 438.582 km<sup>2</sup>, con una altitud mínima del orden de 300 msnm y una máxima de 2240 msnm (fig. 2).

Es importante mencionar que en la zona de estudio se encuentra inmersa "La Reserva Ecológica Sierra de San Juan", la cual presenta su limite inferior a partir de los 980 msnm, y hasta los 2240 msnm como limite superior, el área que comprende es de 26

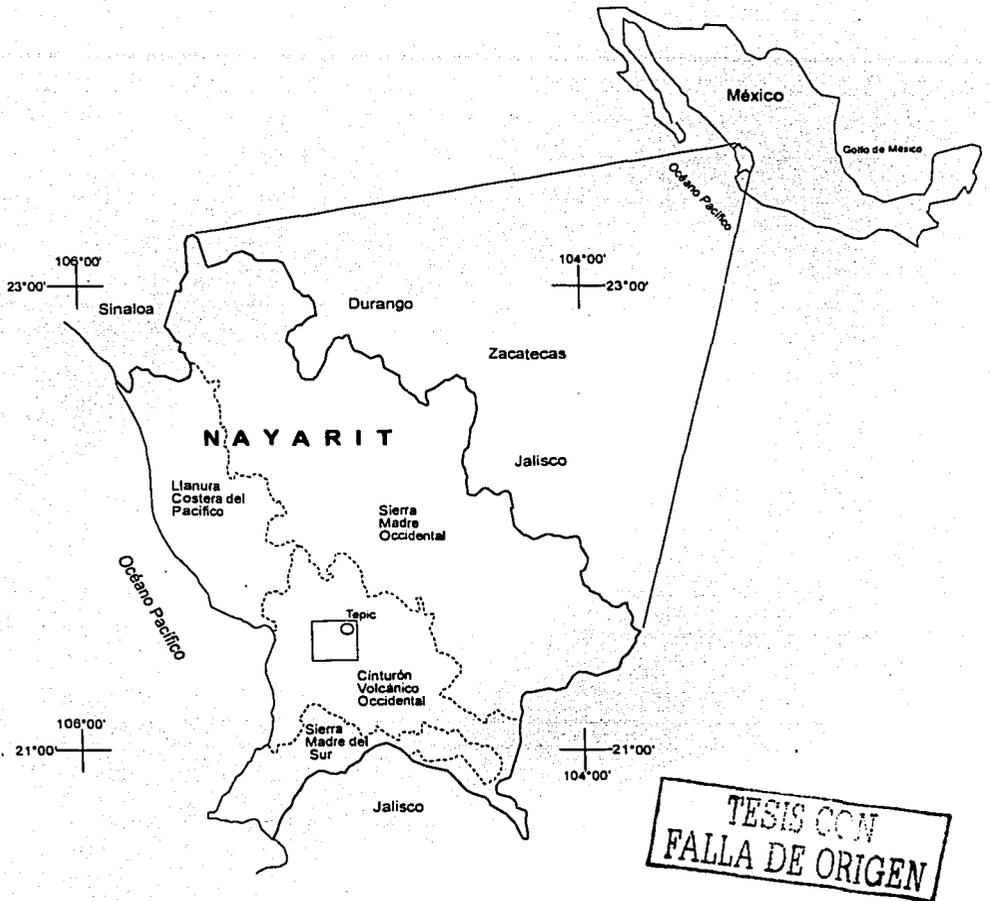


Figura 1. Localización de las provincias fisiograficas dentro del Estado de Nayarit. En el recuadro se muestra la ubicación de la zona de estudio

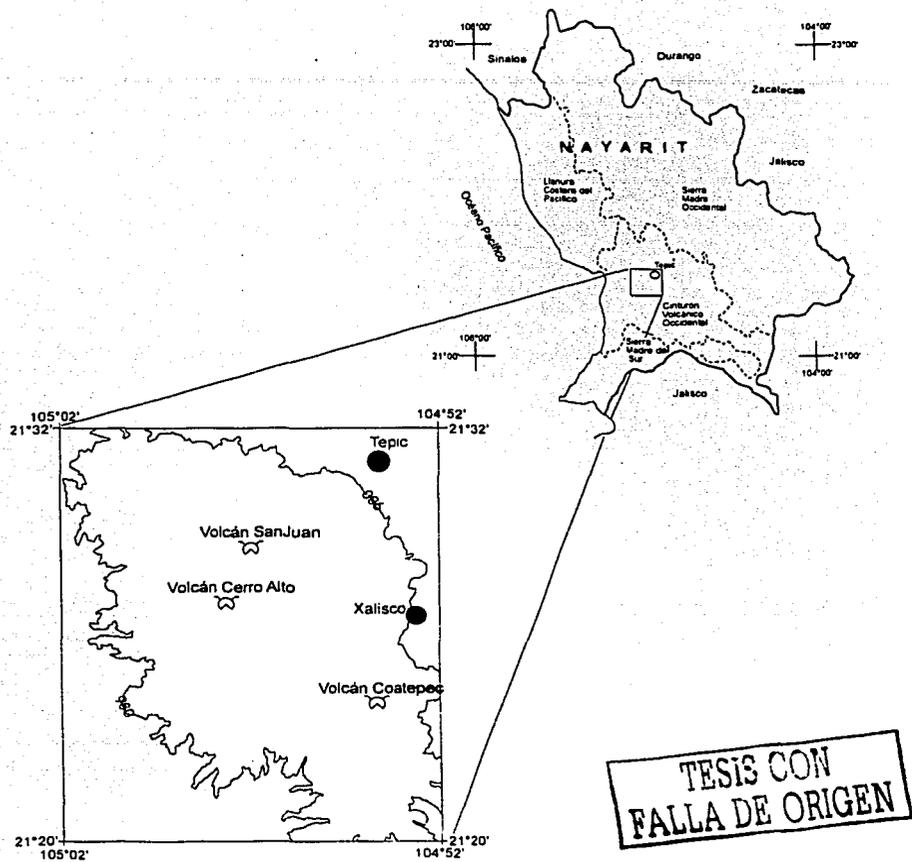


Figura 2. Localización de la zona de estudio, representa un área de 438, 582 km<sup>2</sup>. La parte sombreada corresponde a la superficie que ocupa la "Reserva Ecológica Sierra de San Juan", con 263.61km<sup>2</sup>; su límite inferior está marcado por la curva de nivel de 980 msnm y el superior lo definen las cimas de los volcanes San Juan y Cerro Alto, con 2240 msnm.

361 ha (Bojórquez 1995); lo que representa el 60.10% del total de la superficie de estudio (fig. 2). La reserva fue creada el 28 de octubre de 1987 por decreto del Gobierno del Estado de Nayarit, con la finalidad de suspender toda actividad que cause daño a los recursos naturales del lugar.

Sin embargo, el papel que juega esta superficie es de suma importancia en el desarrollo de la vida urbana y rural de la región, en el sentido que provee recursos naturales, como materiales para la construcción, agua potable, productos forestales maderables y agrícolas, además de que ha sido sitio de asentamientos humanos desde épocas prehispánicas. No obstante la inadecuada explotación de estos recursos ha propiciado un grave deterioro ecológico en la reserva, con lo cual el desarrollo urbano y rural se ha visto afectado (Aguilar *et al.* 1990).

## 1.2 Clima.

En esta región se presentan tres tipos de clima:  $Aw_2(w)$ ,  $(A)C(w_2)(w)$  y  $C(w_2)(w)$ . (fig. 3), los dos primeros corresponden a la carta de climas de la ex Secretaría de Programación y Presupuesto, SPP (1981), mientras que el último fue tomado del mapa climático elaborado por Bojórquez (*op. cit.*). Estos climas se ven influenciados por las características que presenta la sierra: ubicación, latitud, longitud, altitud, cercanía con el mar e influencia ciclónica (García y Trejo, 1990).

$Aw_2(w)$ . Clima cálido subhúmedo, el más húmedo de los cálidos subhúmedos con lluvias en verano y lluvia invernal menor a 5% de la anual. Se caracteriza por presentar lluvia media anual mayor a 1200 mm y un régimen térmico medio anual mayor de 22°C; la máxima precipitación se registra en septiembre con valores entre 390 y 400 mm, la mínima se tiene en abril con menos de 5 mm; el mes más caluroso es agosto con una temperatura de 28 a 29°C, mientras que febrero es el mes que menor temperatura registra con 21 y 22°C. Este clima se distribuye en las laderas occidental, norte y sur de la sierra; definiendo así la vertiente más húmeda (o interior) de la zona.

$(A)C(w_2)(w)$ . Clima semicálido subhúmedo, el más cálido de los templados C, el más húmedo de los subhúmedos con lluvia en verano y lluvia invernal menor del 5% de la anual. Presenta una precipitación media anual mayor a 1200 mm y un régimen térmico medio anual que varía entre 18 y 22°C; donde el mes de máxima precipitación es junio con 360 a 370 mm, mientras que mayo registra menos de 10 mm; los meses más cálidos son junio y julio, ambos con una temperatura entre 23 y 24°C, diciembre tiene

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN

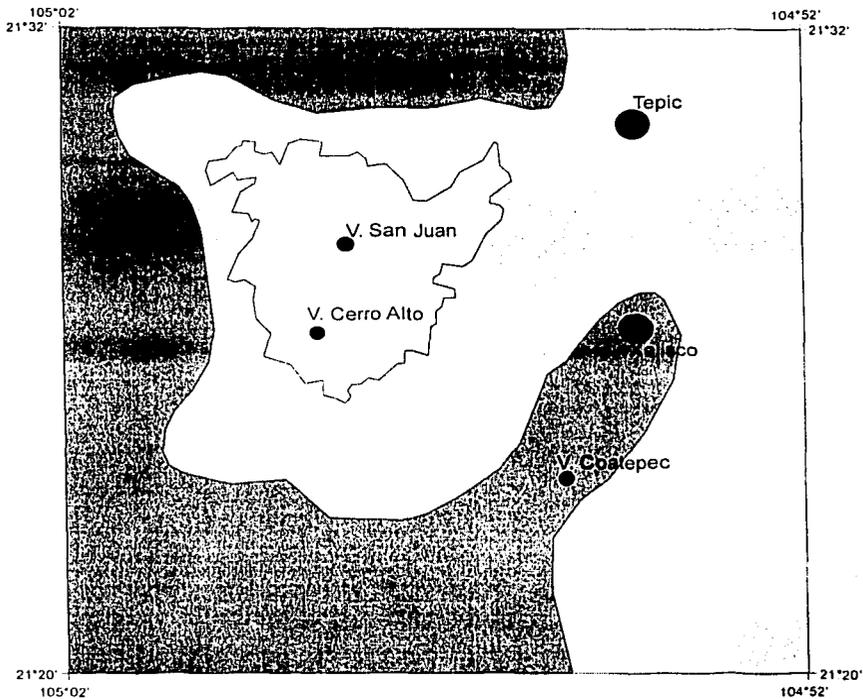


Figura 3. Distribución de los grupos climáticos presentes en la zona de estudio, SPP (1981) y Bojórquez (1995).

### Simbología



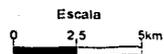
**Aw2(w).**  
Clima cálido subhúmedo, el más húmedo de los cálidos subhúmedos con lluvias en verano y lluvia invernal menor a 5% de la anual.



**C(w2)(w).**  
Clima templado subhúmedo, el más húmedo de los templados subhúmedos, con lluvias en y lluvia invernal menor del 5% de la anual.



**(A)C(w2)(w).**  
Clima semicálido subhúmedo, el más cálido de los templados C, el más húmedo de los subhúmedos con lluvia en verano y lluvia invernal menor de 5% de la anual.



las temperaturas más frías con 17 y 18°C. Este clima ocupa la parte superior de las laderas occidental, norte y sur, así como toda la ladera oriental y valle de Matatipac. Este clima constituye la vertiente seca (o interior) de la sierra.

C(w<sub>2</sub>)(w). Clima templado subhúmedo, el más húmedo de los templados subhúmedos, con lluvias en verano y lluvia invernal menor del 5% de la anual. Muestra una precipitación media anual mayor de 1000 mm y un régimen térmico medio anual entre 16 y 18°C. Se dispone en las partes altas de la Sierra (cima de los volcanes San Juan y Cerro Alto), definiendo así una región templada.

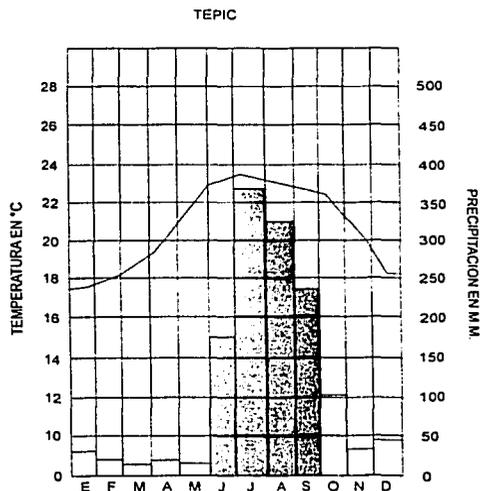
Es importante mencionar que la SPP (1981) sólo indica dos grupos climáticos para la zona Aw<sub>2</sub>(w) y (A)C(w<sub>2</sub>)(w), ya que el tercero C(w<sub>2</sub>)(w) se restringe a áreas muy localizadas y diseminadas, además, por lo reducido de su extensión no fue considerado en su cartografía. Sin embargo, Bojórquez (1995) realizó un estudio climático de la superficie de la reserva, donde determinó la distribución de este tercer grupo, mediante la elaboración de un mapa de climas a escala 1:50 000, con la técnica del gradiente mediano o de las cruces.

De manera general, el procedimiento utilizado por Bojórquez (*op. cit.*) fue el siguiente: con base en el promedio anual de temperatura y altitud de cada estación (ninguna estación se localiza dentro de la reserva y la altitud de las más próximas es menor a 1000 msnm), calculó el gradiente térmico de la zona. Posteriormente realizó la triangulación termométrica de las estaciones climatológicas en una carta topográfica 1:50 000, y trazó las isotermas rectilíneas, con lo que obtuvo la temperatura anual de la mayor altitud de la reserva 2240 msnm, enseguida definió los gradientes térmicos. Una vez calculado lo anterior y basándose en el sistema de clasificación climática de Koeppen modificado por E. García, así como en la ubicación de comunidades vegetales, obtuvo la distribución de los grupos climáticos del área de la reserva.

Cabe mencionar que dentro del área de estudio sólo se localiza una estación climatológica (Tepic), a la cual pertenecen los siguientes datos (gráfica 1).

De acuerdo con distribución anual de la precipitación, la temporada de lluvia se presenta de junio a septiembre con una variación de 360 a 400 mm, la cual coincide con los meses de máxima temperatura, de junio a agosto, con un valor de 23°C. La época de sequía se registra de marzo a mayo con menos de 10 mm de lluvia, mientras que la temporada fría es de diciembre a febrero con temperaturas de 17 a 19°C. Todos

los grupos climáticos tienen la característica de que la lluvia invernal es menor al 5% de la anual, lo que indica que para esta época la influencia de humedad por *nortes* es mínima, sin embargo esto se compensa con las brisas y nieblas que mantienen una humedad relativa alta y una baja insolación (Téllez *et al.*, 1995).



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Grafica 1. Muestra la distribución y comportamiento de los datos de temperatura y precipitación, para la única estación climatológica de la zona de estudio.

### 1.3 Hidrología.

La zona de estudio se ubica entre las regiones hidrológicas Lerma-Chapala-Santiago y Huicicila; la primera esta representada por la cuenca río Santiago-Aguamilpa y las subcuencas río Tepic y río Huaynamota-Océano, mientras que la segunda la integran la cuenca del río Huicicila-San Blas y las subcuencas río Huicicila, río Ixtapa y río San Blas (SPP, 1981). Cada una de estas subcuencas drena vertientes de la sierra de la siguiente forma: al este la de Tepic y Huaynamota-Océano, al sur la de Huicicila, al oeste la de Ixtapa y al norte la de San Blas (fig. 4).

El límite entre las regiones hidrológicas Lerma-Chapala-Santiago y Huicicila, así como de las cuencas río Santiago-Aguamilpa y río Huicicila-San Blas es el partaguas que

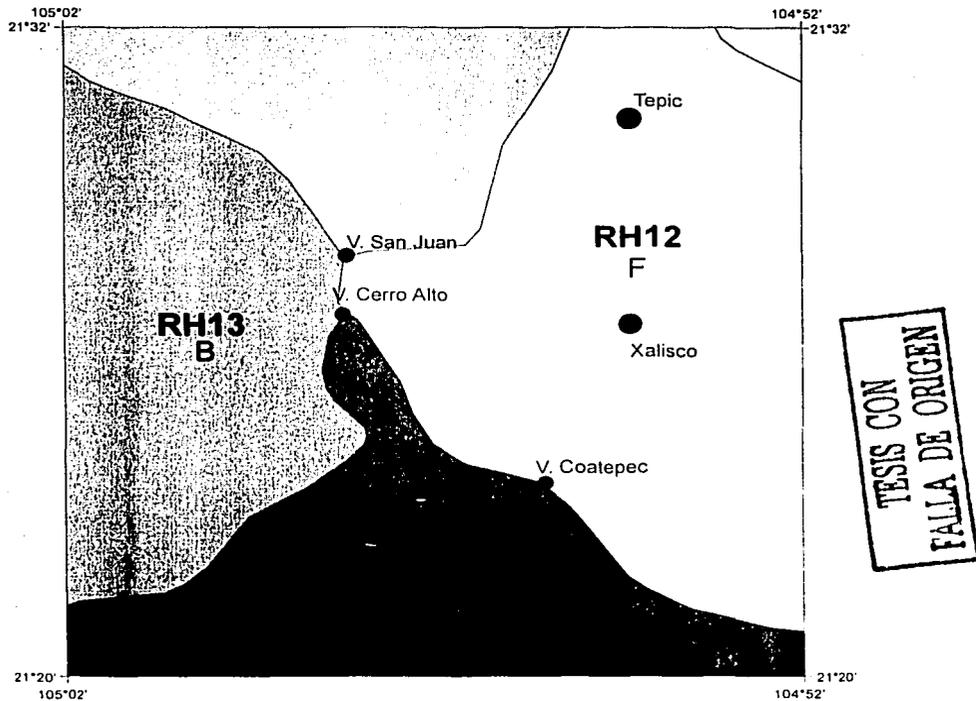
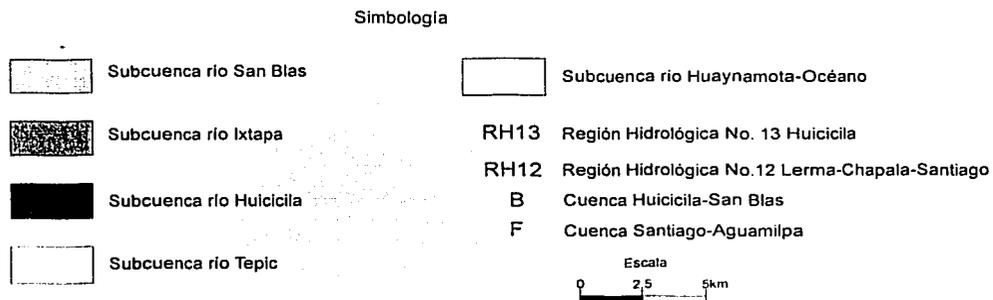


Figura 4. Localización de las subcuencas, en la zona de estudio, SPP (1981).



se dispone entre las cimas de los volcanes San Juan, Cerro Alto y Coatepec, entre los más importantes. El conjunto de corrientes que drena la cuenca Huicicila-San Blas se caracteriza porque estas van a dar directo al mar, mientras que las corrientes de la cuenca Santiago-Aguamilpa constituyen los principales afluentes del río Santiago.

En esta área es evidente la ausencia de escurrimientos superficiales permanentes por encima de los 800 msnm, esto se atribuye a la alta permeabilidad de las rocas, la retención del agua, los escurrimientos subsuperficiales o subterráneos, así como a la evaporación. Por otro lado, hay que considerar que la altitud antes citada corresponde con afloramientos de agua subterránea, en especial hacia el oeste y norte, lo cual puede coincidir con el contacto entre materiales volcánicos recientes y los pertenecientes a un vulcanismo miocénico, mismos que actúan como capa impermeable; dando origen a los manantiales y corrientes permanentes de la sierra (Blanco, 1994).

#### **1.4 Suelo.**

Los suelos presentan diferentes propiedades, que se deben a factores como: composición de la roca madre, tiempo, relieve, clima y pendiente, entre los más importantes. De tal modo cada suelo muestra una ubicación, composición química y espesor según la zona de que se trate.

De acuerdo con el mapa de suelos editado por la SPP (1981), en la zona se presentan siete asociaciones de suelo (fig. 5), y son las siguientes:

**Th+Re+Bd/2L.** Andosol húmico con regosol eútrico y cambisol dístico, de textura media y fase lítica.

Andosol húmico (Th). Suelo derivado de cenizas volcánicas que en la superficie presenta una capa oscura o negra, rica en materia orgánica pero muy ácida y pobre en nutrientes.

Regosol eútrico (Re). Está formado de material suelto, aluvial, reciente (dunas, cenizas volcánicas, playas, etc.). Con frecuencia es pedregoso y de poca profundidad.

Cambisol dístico (Bd). Suelo muy ácido y pobre en nutrientes, en el subsuelo presenta una capa que parece más suelo que roca, en la que se forman terrones.

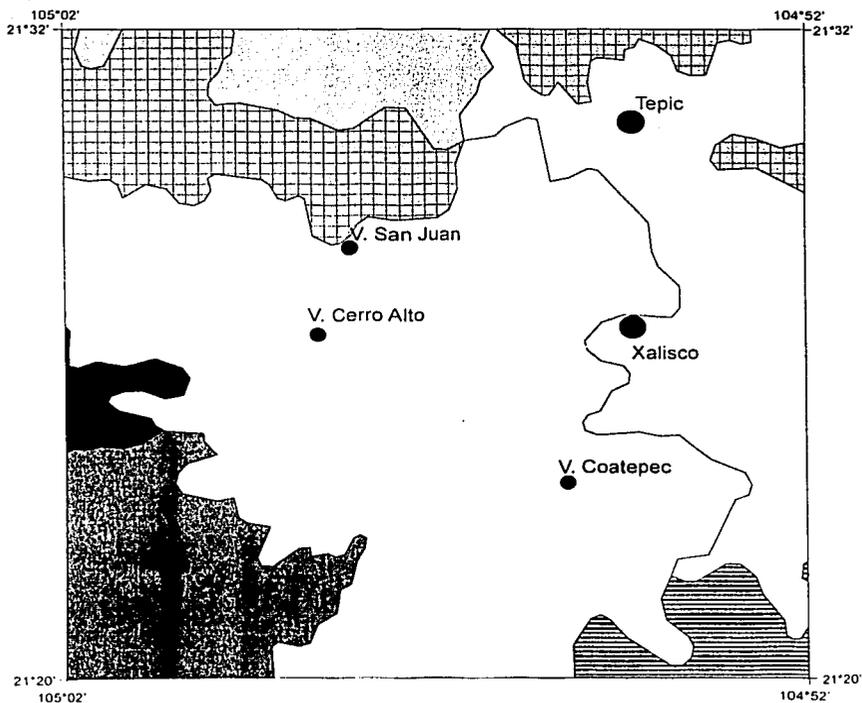
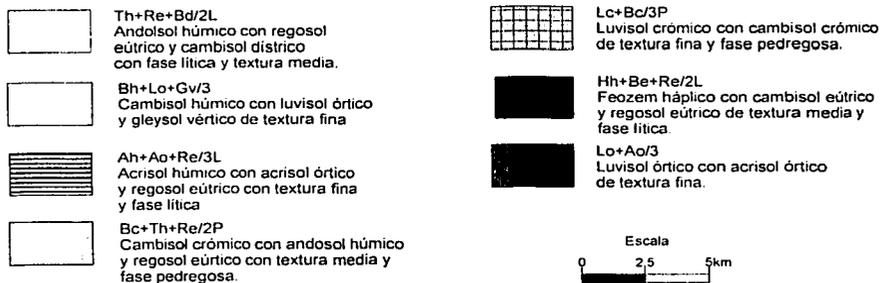


Figura 5. Distribución de las asociaciones de suelo en la zona de estudio, SPP (1981).

#### Simbología



**Bh+Lo+Gv/3.** Cambisol húmico con luvisol órtico y gleysol vértico de textura fina.

Cambisol húmico (Bh). En superficie presenta una capa de color oscuro o negro, es rico en materia orgánica y pobre en nutrientes, además muy ácido.

Luvisol órtico (Lv). Suelo moderadamente fértil, rico en arcilla en el subsuelo; su color frecuente es rojo o claro. Mientras que la capa superficial es blanda y de color oscuro; es rico en materia orgánica y pobre en nutrientes, o bien de color claro y pobre en materia orgánica.

Gleysol vértico (Gv). Se caracteriza por presentar parte del subsuelo saturado de agua, a menos de 50 cm de profundidad, su color es gris azuloso o verdoso; sin embargo cuando se seca y expone al aire se mancha de rojo y se agrieta.

**Lo+Ao/3.** Luvisol órtico con acrisol órtico de textura fina.

Luvisol órtico (Lo). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

Acrisol órtico (Ao). Suelo ácido a muy ácido. en el subsuelo presenta una capa de acumulación de arcilla.

**Bc+Th+Re/2P.** Cambisol crómico con andosol húmico y regosol eútrico de textura media y fase pedregosa.

Cambisol crómico (Bc). Suelo apretado de color intenso y pobre en nutrientes, aunque estos los retiene bien.

Andosol húmico (Th). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

Regosol eútrico (Re). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

**Lc+Bc/3P.** Luvisol crómico con cambisol crómico de textura fina y fase pedregosa.

Luvisol crómico (Lc). Suelo rico en materia orgánica y pobre en nutrientes, moderadamente fértil y de color rojo intenso.

Cambisol crómico (Bc). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

**Hh+Be+Re/2L**. Feozem háplico con cambisol éútrico y regosol éútrico de textura media y fase lítica.

Feozem háplico (Hh). Suelo rico en nutrientes y materia orgánica.

Cambisol éútrico (Be). Se caracteriza porque en el subsuelo presenta una capa en forma de terrones, es apretado y pobre en nutrientes.

Regosol éútrico (Re). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

**Ah+Ao+Re/3L**. Acrisol húmico con acrisol órtico y regosoléútrico de textura fina y fase lítica.

Acrisol húmico (Ah). Presenta acumulación de arcilla en el subsuelo, es ácido y de color café rojizo o amarillo claro con manchas rojizas, aunque la capa superficial es oscura o negra.

Acrisol órtico (Ao). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

Regosol éútrico (Re). (No se hace referencia a las características de este suelo, ya que han sido descritas en asociaciones anteriores).

De acuerdo con Bojórquez (en Blanco, 1994), se puede mencionar que en la zona de estudio se presenta una diversidad de unidades edafológicas que presentan características y propiedades semejantes: tendencia a la acidez, elevada erodabilidad, alto contenido de materia orgánica y escasa profundidad; todo ello, producto de la cobertura de material piroclástico; además, lo anterior concuerda con características propias de suelos derivados de lavas y cenizas volcánicas en condiciones de mucha

humedad, pero con estación de sequía bien definida y con la edad temprana de los materiales de origen.

### 1.5 Vegetación.

Por la diversidad climática y edáfica, así como por los contrastes altitudinales de este territorio, se tiene una gran variedad de tipos de vegetación, mismos que se distribuyen de manera irregular.

De acuerdo con la cartografía de la SPP (1981), se distinguieron ocho comunidades vegetales; seis de estas pertenecen a la vegetación natural de la zona, mientras que los dos restantes a vegetación inducida (fig. 6).

Los tipos de vegetación son:

Selva Mediana Subcaducifolia (SMS). Se encuentra en altitudes de 100 a 850 msnm, en climas cálidos subhúmedos. Los elementos florísticos más frecuentes de su estrato arbóreo superior son: guanacaste o parota (*Enterolobium cyclocarpum*), palo mulato, palo blanco o papelillo (*Brosimum alicastrum*) y habillo o haba (*Acacia cornigera*), y otras especies del género *Acacia*, *Randia* y *Conostegia xalapensis*.

Bosque Mesófilo (BM). Situado entre los 900 y 1300 msnm, en climas templados. Las especies arbóreas más importantes son: *Magnolia schiedeana*, *Cornus disciflora*, *Turpina occidentalis*, *Saurauia serrata*. Entre los arbustos están *Hediosum mexicanum* y *Lopezia lopezoides*. Por último las herbáceas características son: *Senecio albonervius*, *Salvia mexicana*.

Bosque de Pino-Encino (BPQ). Bosque mixto, donde dominan los pinos, se encuentra en un rango altitudinal que va de 700 a 2100 msnm, bajo climas templados. El estrato arbóreo se caracteriza por especies como: pinos (*Pinus oocarpa*, *Pinus herrerae*, *Pinus montezumae* y *Pinus michoacana*), encinos (*Quercus sp.*) y madroño (*Arbutus sp.*).

Bosque de Pino (BP). Se localiza en altitudes que van de 1950 a 2300 msnm, en climas templados. Se compone de especies como: pinos (*Pinus sp.*) y encinos (*Quercus sp.*).

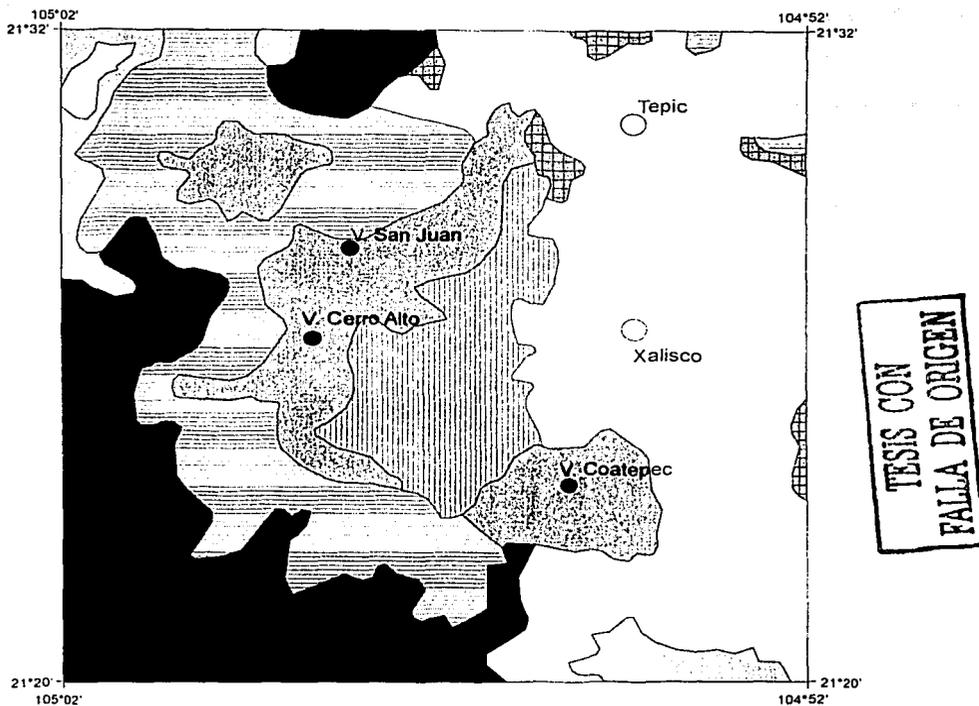
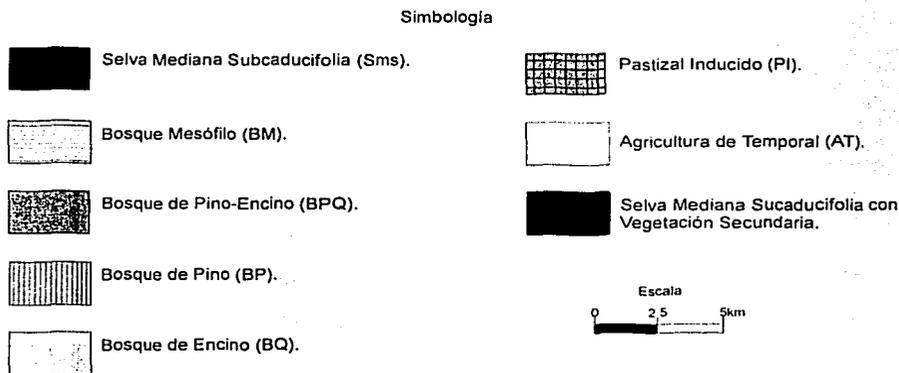


Figura 6. Distribución de las comunidades vegetales en la zona de estudio; tanto naturales como inducidas, SPP (1981).



Bosque de Encino (BQ). Se ubica entre los 500 y 1900 msnm, en climas cálidos subhúmedos o templados. El estrato arbóreo presenta especies como: encino (*Quercus sp*) y madroño (*Arbustus sp*). El estrato arbustivo está caracterizado por pastos de los géneros (*Muhlebergia* y *Setaria*), nopal (*Agave sp*) y tepame (*Acclapennatula*).

Agricultura de Temporal (AT). Se ubica entre los 900 y 1500 msnm, se caracteriza por la presencia de cultivos como caña de azúcar, café, aguacate, maíz, frijol y jitomate.

Pastizal Inducido (PI). Se distribuye entre los 300 y 1400 msnm, en zonas templadas. La principal especie son los pastos de los géneros *Aristida*, *Bouteloua*, *Muhlebergia*, *Heteropogon* y *Paspalum*.

Es importante mencionar que Rzedowski (en Blanco, 1994), indica que el clima parece ser demasiado húmedo para la existencia de zacatal, y la cercanía con centros de población sugiere el carácter secundario de estas comunidades, lo que concuerda con los datos históricos de una explotación intensa de los posibles bosques que existieran previamente.

#### **Consideraciones finales.**

La Sierra de San Juan, cercana al litoral del Pacífico y con una altitud máxima de 2240 msnm, intercepta y atrae de manera directa la humedad proveniente del océano, sin obstruir del todo su paso, lo que provoca que las vertientes interiores no sean muy secas. Lo anterior, aunado al relieve, condiciona el clima y la vegetación pues origina zonas de umbra y penumbra con mayor o menor desarrollo de ésta.

Por la posición que guarda ésta sierra, funciona como cabecera de diversas subcuencas, las cuales sirven de recarga a los acuíferos, corrientes subterráneas y superficiales de la zona, mismas que contribuyen al abastecimiento de las ciudades de Tepic y Xalisco, así como a los poblados rurales de la región. Por otro lado, los productos volcánicos recientes que sobreyacen a los basaltos del Mioceno, determinan en gran medida el drenaje subterráneo o subsuperficial, el cual aflora al alcanzar la capa permeable que forman estos últimos.

Los materiales volcánicos recientes de esta sierra no han permitido el desarrollo de los suelos, sin embargo existe una gran variedad de éstos, que se ven "homogeneizados"

en sus características y propiedades, como consecuencia de la cobertura de material piroclástico.

La importancia de analizar los elementos anteriores radica en que al ocurrir una alteración (ya sea de forma natural o antrópica) en cualquiera de ellos, se rompe el equilibrio existente, y por lo tanto se presenta una activación o aceleración de los procesos geomorfológicos, lo que se refleja de manera inmediata en el relieve.

## II. GEOLOGÍA.

El estudio de la geología, tiene como objetivo conocer los tipos de roca, la estructura, y edad de los materiales que integran la superficie terrestre. Lo anterior, facilita la comprensión de los procesos endógenos y exógenos, responsables de la formación y configuración actual del relieve.

El presente capítulo se considera indispensable para la correcta elaboración e interpretación del mapa geomorfológico. En este caso, la información geológica se analiza en un contexto regional, local y estratigráfico, que sirve para realizar el análisis morfogenético, objetivo principal de este trabajo.

### **2.1 Marco geológico regional.**

La actividad volcánica en México se considera de gran importancia, debido al volumen, área y periodos en que se han desarrollado estas manifestaciones. Por sus características geológicas y dinámicas, el vulcanismo puede dividirse en cuatro provincias, que presentan una distinta evolución en el tiempo. De acuerdo con Demant y Robin (en Demant *et al.*, 1976) son: Sierra Madre Occidental, Californiana, Oriental y Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (fig. 7).

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano es considerado un arco volcánico de edad Plioceno-Cuaternario (Ferrari *et al.*, 1997), con longitud aproximada de 1000 Km y orientación E-W, desde el Atlántico hasta el Pacífico; es decir de Veracruz a Tepic. Cabe mencionar que esta dirección es distinta a la observada en las otras unidades estructurales del país (Demant y Robin, 1975; Demant, 1982). Mientras que la forma de arco que exhibe el CVTM se debe a un movimiento complejo entre la Placa de Cocos y Americana, el desplazamiento entre ellas no es perpendicular a la Trincheras Mesoamericana, debido a que la Placa de Cocos presenta distintos ángulos de entrada, por debajo del borde inferior de la Placa Americana. Esta heterogeneidad en el desplazamiento ocasiona que en superficie el CVTM forme un ángulo de 20° con respecto a la trincheras (Urrutia *et al.* 1997).

La geometría de las placas Rivera y Cocos, en la zona de subducción también controla la posición del arco volcánico (CVTM), así como la transmisión de los esfuerzos tectónicos presentes en estas placas y a través de la trincheras (Stock, 1993).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

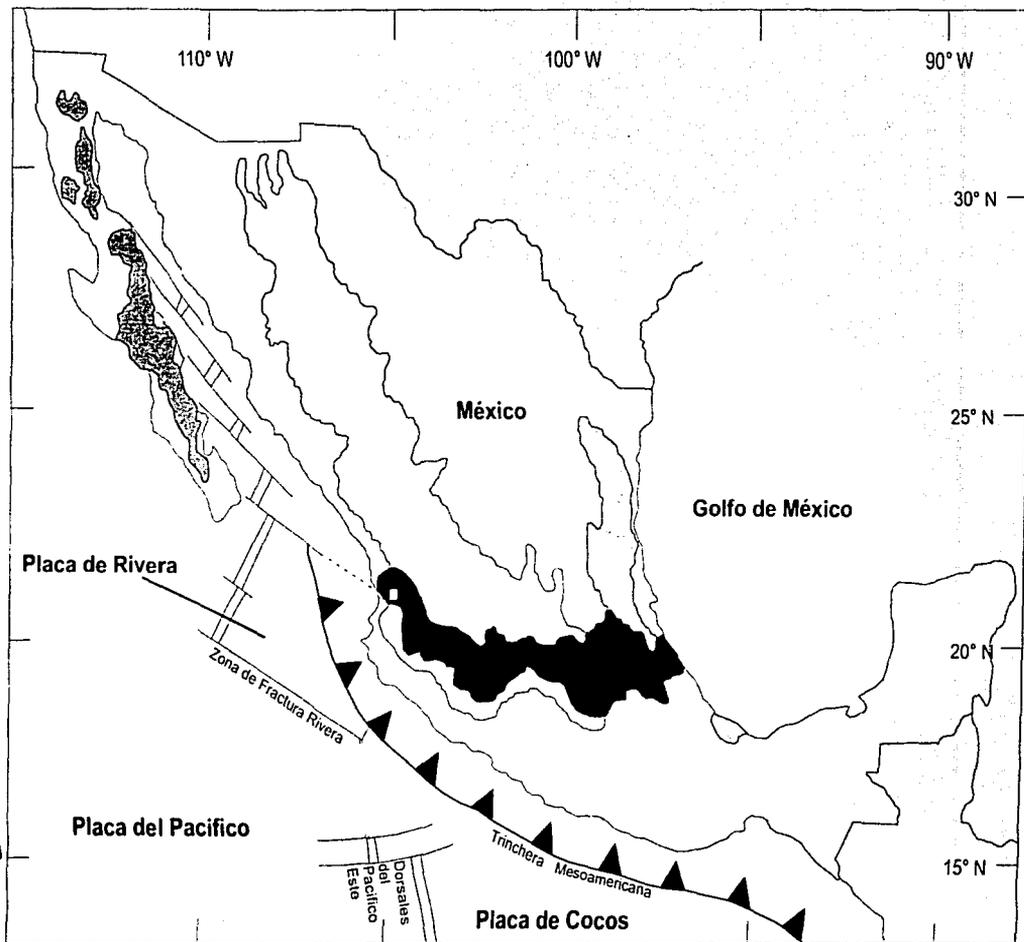


Figura 7. Marco tectónico general de México y provincias volcánicas. 1 [ ] Sierra Madre Occidental; 2 [■] Cinturón Volcánico Mexicano; 3 [▨] Californiana (Provincia Volcánica de Baja California); y 4 [□] Sierra Madre Oriental (Provincia Alcalina Este). Tomado de Delgado-Granados (1994). [□] Ubicación del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit.

De esta manera, se sabe que los movimientos de subducción son responsables del vulcanismo calcico-alkalino presente a lo largo del CVTM. Estos esfuerzos tectónicos intervienen en la génesis de los magmas, y en la ubicación de los aparatos volcánicos. De tal modo, se han desarrollado numerosos volcanes monogenéticos emplazados a lo largo de fracturas de tensión; mientras que en las zonas de compresión se establecen cámaras magmáticas y se suceden fenómenos de diferenciación magmática, que resultan en la edificación de grandes volcanes poligenéticos (Demant *et al.*, 1975; Demant, 1982).

El CVTM es una cadena montañosa, compuesta de lavas y depósitos piroclásticos de diversos tipos, intercalados con material aluvial. A partir de métodos petrográficos, geoquímicos, de dinámica y estudios a escalas más detalladas, el CVTM se ha dividido en tres sectores: 1) Occidental; 2) Fosa de Colima; y 3) Centro-Oriente (Demant y Nixon, en Demant, 1982).

El sector occidental corresponde al *graben* Tepic-Chápala (Demant, 1979) o *rift* Tepic-Zacoalco (Stock, 1993). Representa la porción extrema y más occidental del CVTM; este *rift* se distingue por sus características tectónicas y vulcanológicas, ambas relacionadas con la subducción de la placa Rivera; la proximidad con la dorsal del Pacífico oriental, así como por la presencia de volcanes de diversa dinámica eruptiva y composición de sus lavas emitidas (Demant, *op. cit.*). Dicho *graben* se extiende desde la región de Chapala, en Jalisco, hasta la costa del Pacífico, en Nayarit, con una longitud de 250 Km, de NW a SE (Demant, 1976; Luhr, 2000). Este territorio tiene gran significado tectónico, ya que ahí convergen las tres fosas tectónicas más importantes del CVTM (Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala); zona denominada como *Punto Triple*; mismo que se localiza a una distancia aproximada de 60 Km al SSW de la ciudad de Guadalajara (Stock, *op cit*; Luhr, *op. cit.*).

Luhr *et al.*, y Allan *et al.*, (en Luhr, *op. cit.*) proponen que estas fosas tectónicas (*punto triple*), reflejan etapas tempranas de eventos tipo *rifting* continental, donde su génesis se asocia a la Placa Rivera y al Bloque Jalisco; sin embargo, Michaud *et al.*, Ferrari *et al.*, Ferrari y Rosas-Elguera (en Luhr, *op. cit.*) indican que este movimiento de ruptura cesa en el Mioceno, en las etapas tardías de la apertura del Golfo de California. En contraste Rosas *et al.*, (en Ferrari *et al.* 1997) Nieto-Obregón *et al*; Nieto-Obregón Allan, Allan *et al*; Garduño y Tibaldi, (en Luhr, *op. cit.*) muestran evidencias de que estos movimientos de ruptura se han reactivado en varias ocasiones, e incluso aún continúan. Así varios estudios (Stock, 1993; Ferrari, 1997; y Luhr, 2000), concuerdan

con la idea de un evento de extensión Plioceno-Cuaternario, con movimiento horizontal hacia el NE del *rift* Tepic-Zacolaco. Dicha extensión ha sido reconocida a partir de los múltiples sistemas de fallas normales e independientes, así como por la presencia de vulcanismo que conserva por varios kilómetros direcciones preferenciales.

Estas manifestaciones volcánicas recientes se alinean de acuerdo con fracturas regionales, con orientación NW-SE; esta distribución del vulcanismo en el sector occidental, a diferencia de los otros dos sectores, se debe a la influencia directa de la subducción de la placa Rivera, mientras que los otros dos, son resultado del hundimiento de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana (Demant, 1976; 1979).

De las manifestaciones volcánicas ocurridas en el *graben* Tepic-Zacoalco, se reconocen dos fases: la primera, caracterizada por un vulcanismo máfico, en parte de afinidad alcalina, desarrollado entre 11 y 8 millones de años, en el centro-este de Nayarit y la región de Guadalajara (Gastil *et al.*, Moore *et al.*, Ferrari *et al.*, en Ferrari *et al.*, 1997).

La segunda corresponde a un periodo reducido de actividad volcánica, entre 7 y 5.5 millones de años; posteriormente se registra una vigorosa manifestación volcánica aún presente, manifiesta en conos basálticos, de ceniza, domos dacíticos y riolíticos, volcanes poligenéticos andesíticos y dacíticos (Nixon *et al.*, Righer *et al.*, en Ferrari *et al.*, 1997).

Durante la fase reciente (Cuaternario) han sido emitidos tres diferentes tipos de magmas: calco-alcalinos, alcalinos intraplaca y peralcalinos evolucionados, estos con origen en seis volcanes compuestos y algunos domos complejos, listados de NW a SE son: volcán San Juan (objeto de este estudio), Sangangüey, Tepetitlic, San Pedro, Ceboruco y Tequila (Luhr, 2000); algunos edificios volcánicos menores constituidos de andesitas, dacitas, riolitas (aunque estas últimas son escasas) y basaltos presentes a lo largo del *graben* Tepic-Zacoalco (Demant, 1982).

## **2.2 Marco geológico local (complejo volcánico Sierra de San Juan).**

Gastil y Krummenacher (1975), en su mapa geológico del centro-oeste del estado de Nayarit, reportan para la zona de estudio rocas volcánicas del Cenozoico (no hay una especificación), basaltos y riolitas pertenecientes al Mioceno, andesitas y basaltos del

Plioceno, rocas graníticas (no hay datación), andesitas y basaltos del Plioceno cubiertos por pómez del Pleistoceno, andesitas del Cuaternario cubiertas por pómez, además de andesitas, basaltos, pómez del Cuaternario y material aluvial (fig. 8).

Por su parte, Demant (1979; 1981) y Blanco (1994), indican que dentro del área de estudio se presenta una serie de aparatos volcánicos andesíticos y dacíticos, entre los cuales destacan: Cerro Alto, Coatepec, San Juan, Caldera de Tepic (Caldera La Laguna) y otros volcanes monogenéticos más antiguos, algunos muy erosionados.

Sin embargo, en estudios realizados con mayor detalle, Demant; Verma y Nelson (en Blanco, 1990), señalan que este complejo volcánico se caracteriza por un vulcanismo Plioceno-Cuaternario, donde se diferencian dos ciclos calcico-alcalinos. El primero corresponde al Plioceno, en el se distinguen centros volcánicos como el campo basáltico de Cuarenteño, los volcanes Coatepec y El Tacote, el cono cinerítico La Huerta, las calderas El Presido y de Tepic, el domo El Voladero y los volcanes poligenéticos Cerro Alto y San Juan (en sus etapas iniciales).

El segundo ciclo se registra del Pleistoceno al reciente, donde se desarrollaron: el volcán Las Cebadillas, Cerro Alto y San Juan (con sus dos últimas manifestaciones); de forma más reciente, los aluviones y proluviaones que forman la planicie y piedemonte. Este conjunto de edificios, así como sus productos emitidos se intercalan y sepultan materiales y estructuras de edad Oligo-Mioceno (Blanco, 1990; 1994).

Como se mencionó, y en concordancia con Ordaz H. (en López-Ramos, 1993), las manifestaciones siálicas Plio-Pleistocénicas tipo riolítico e ignimbritico, ascendieron a la superficie formando estructuras volcánicas como la caldera La Laguna (caldera de Tepic), localizada al NE de la ciudad de Tepic. A pesar de que se encuentra casi sepultada por los sedimentos del valle de Tepic, su cráter aún es visible. Demant (1979) describe esta estructura como un gran cráter de explosión de 4 Km de diámetro, en cuyo fondo se reconoce un pequeño cono escoriáceo, clasificándolo así, como caldera.

Otros edificios volcánicos producto de las manifestaciones siálicas son el San Juan y Cerro Alto, principales estructuras poligenéticas del complejo volcánico Sierra de San Juan.

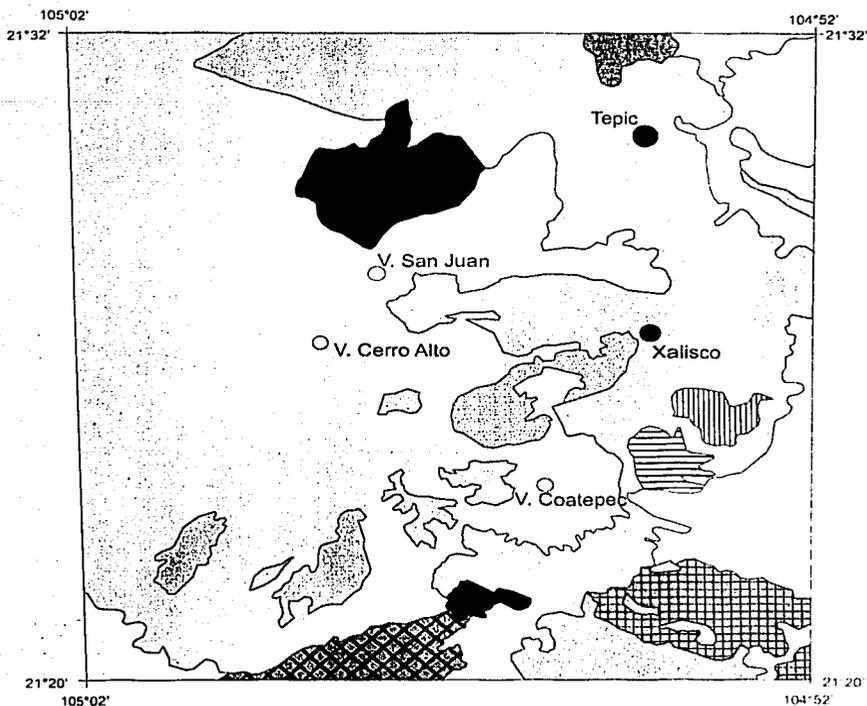
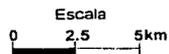
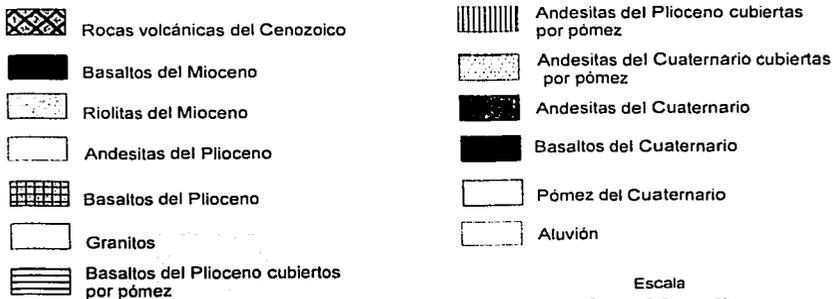


Figura 8. Distribución de las unidades geológicas para el área de estudio, de acuerdo con Gastil y Krumenacher (1975).

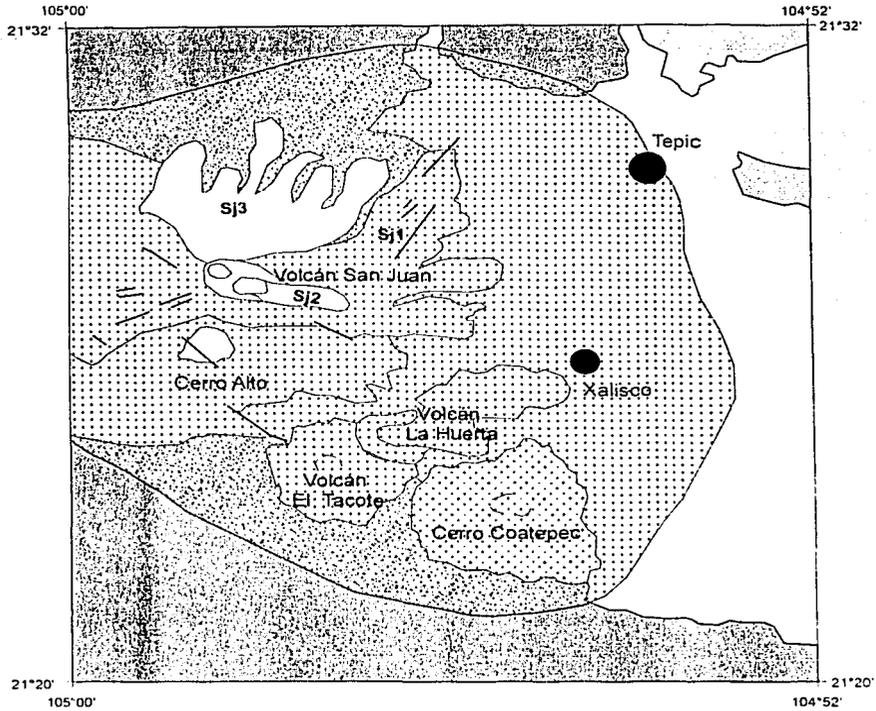
Simbología



El volcán San Juan es interesante y complejo por su dinámica eruptiva, caracterizada por las fases explosivas y productos emitidos. El análisis de estas manifestaciones y emanaciones es una herramienta importante en la reconstrucción de la historia eruptiva de este volcán, la cual se ha dividido en tres etapas, de acuerdo con Demant (1979; 1981) (fig. 9) y Luhr (2000) (fig. 10). Para Demant, la primera etapa del San Juan (SJ1) se caracterizó por la construcción del edificio central, la formación de la caldera somital y emisión de pómez de calda; sin embargo, para Luhr, este periodo sólo enmarca el crecimiento de la estructura. En la segunda etapa (SJ2), Demant indica el crecimiento de un domo y emplazamiento de una colada de ~1 Km de longitud; Luhr, por el contrario, refiere la formación de la caldera del San Juan, durante la erupción pliniana que originó al depósito "Pómez Tepic". En la tercera fase (SJ3), Demant señala la edificación de un pequeño cono en el límite septentrional y coladas en ese mismo flanco; por su parte Luhr, sitúa en este periodo, a las lavas postcaldera (formación del domo, colada de lava de ~1 Km de longitud y coladas de lava en el flanco septentrional, sin mencionar el establecimiento del cono dentro de la caldera). Aunque estos dos autores sitúan los eventos mencionados en diferentes etapas, cabe mencionar que las cuestiones geológicas del volcán San Juan en este trabajo, se analizaran de acuerdo con la sucesión de los eventos y no en función de las etapas marcadas.

El volcán San Juan se ubica justo a 2 Km al norte de Cerro Alto, este último es un edificio de composición dacítica-riodacítica, desarrollado de forma contemporánea al San Juan; y aunque no se conocen las edades radiométricas de los primeros productos emitidos, se estima que ambas estructuras poseen una edad de más de un millón de años. Por otro lado, la morfología que exhiben estos volcanes es cónica para Cerro Alto, mientras que para el San Juan es asimétrica; esto obedece a la disposición del conjunto montañoso, el cual se extiende 5 Km hacia el NE, donde aparecen evidencias de una erupción fisural (Luhr, 2000). Sin embargo, este rasgo no tiene relevancia, ya que se ha visto (durante la fotointerpretación y los trabajos de campo) que esta "erupción fisural", tiene correspondencia con un depósito de avalancha de escombros y de flujos de bloques y ceniza, así como con un conjunto volcánico en el que se desarrollaron edificios monogenéticos.

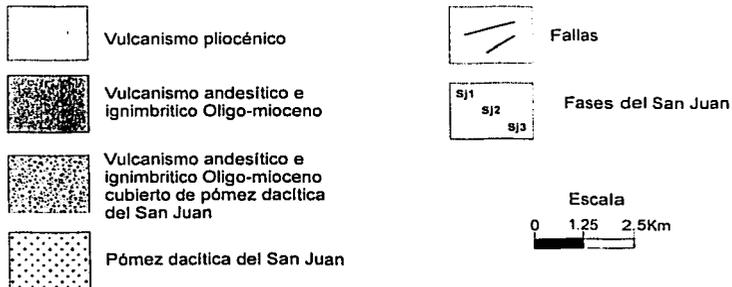
De acuerdo con Demant (1979; 1981), el volcán San Juan se dispone sobre andesitas del Oligo-Mioceno datadas en 23 Ma. Este primer aparato volcánico se constituye a partir de un domo dacítico, del cual surgieron espesas coladas con una extensión



**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

Figura 9. Mapa geológico, muestra el alcance de los depósitos piroclásticos, las etapas eruptivas del volcán San Juan, así como otros edificios volcánicos y materiales en la zona. (Tomado de Demant, 1979).

#### Simbología



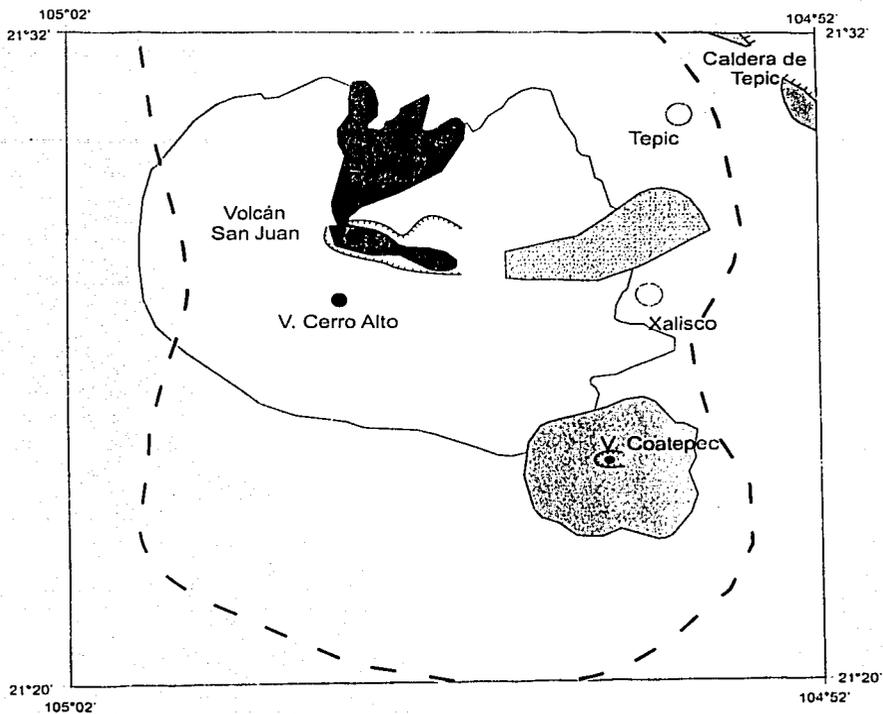
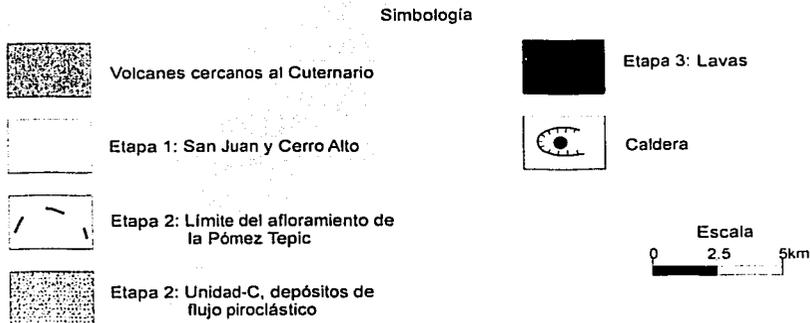


Figura 10. Mapa geológico, en el que se muestran las etapas de formación de algunos de los principales edificios volcánicos (San Juan, Cerro Alto, Coatepec y Caldera de Tepic), así como el área de afloramiento y cobertura de la Pómez Tepic. (Tomado de Luhr, 2000)



TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

aproximada de hasta 5 Km. Por otro lado, Luhr (*op. cit.*) indica que las rocas presentes no son solo dacitas sino también andesitas y algunas pómez.

Posterior a la creación del edificio y emisión de lavas, violentas explosiones provocaron la destrucción parcial del domo en su parte oriental; evidencia de lo anterior son los productos que se observan en las canteras ubicadas al W de la ciudad de Tepic y el poblado de Xalisco. Este depósito es una brecha volcánica de color gris formada por bloques, fragmentos de lava dacítica y algunas pómez; estos caracteres indican que el conducto se encontraba obstruido al momento de la erupción, por el domo antes mencionado (Demant, 1979; 1981).

En oposición a lo anterior, Luhr (*op. cit.*) indica que este depósito (localizado bajo la boca oriental de la caldera del San Juan) es producto de flujos piroclásticos, datados en dos puntos distintos, con edades de  $33\ 750 \pm 1800$  años y  $23\ 010 \pm 570$  años; con espesor de más de 12 m, y un volumen de exposición menor a  $0.3\ \text{Km}^3$ , que se intercala con depósitos de flujo de pómez y oleadas piroclásticas, donde los espesores de estos últimos son de 10 a 70 cm. De acuerdo con la estratigrafía, los productos anteriores se hallan debajo de depósitos de pómez riodalítica de caída, mismos que denominó como "Pómez Tepic", y en los cuales diferenció tres horizontes (tomando en cuenta su textura, estructura, color y espesor) A, B y C, correspondientes a tres etapas eruptivas de distinta magnitud y dinámica.

Dataciones realizadas en muestras de carbón colectadas en el depósito pliniano, indican una edad de  $14,770 \pm 480$  años (Demant, 1981; Luhr, 2000). Mientras que estimaciones realizadas por Luhr, indican que el volumen para cada una de las unidades que forman la "Pómez Tepic", es el siguiente: para la unidad A  $0.8\ \text{Km}^3$ ; B  $0.2\ \text{Km}^3$  y C  $4.6\ \text{Km}^3$ ; lo que da un total de  $5.6\ \text{Km}^3$  de material pumítico arrojado durante las erupciones plinianas del volcán San Juan. Estos depósitos de pómez se disponen en un radio que oscila de 10 a 15 Km en cualquier dirección a partir de la cima del San Juan (fig. 9 y 10); se hallan expuestos en cortes de carretera y canteras, al oeste de Tepic y Xalisco. No obstante, esta cobertura en el volcán San Juan y Cerro Alto, no es homogénea en todos sus flancos; hacia el W, la dispersión y cantidad de este material es mínima; mientras que al E es mayor y sólo está ausente en las partes altas y abruptas de dichos volcanes (Demant, 1979; 1981; Luhr, *op. cit.*).

En relación con los datos antes expuestos, se tiene que la unidad A presenta espesores que varían de ~30 cm a 3 m; B de ~10 cm y hasta 50 cm; y C de ~1m a 10 m como se muestra en los mapas de isopacas (fig. 11), elaborados por Luhr a partir de mediciones obtenidas en 56, 53 y 67 puntos respectivamente. Todas estas isopacas exhiben un ligero alargamiento con dirección N-S, donde el punto de dispersión es la cima de la caldera del volcán San Juan. Lo anterior se puede atribuir a que las columnas eruptivas no alcanzan gran altura, lo cual ocasiona que el material emitido caiga de forma rápida y por consiguiente, la dispersión sea menor al momento de la depositación y por consiguiente las isopacas poco elongadas. Sin embargo para el mapa de la unidad B, la morfología es desigual, esto obedece a una variación entre las mediciones, como consecuencia de un retrabajamiento postdeposicional, rasgo característico de esta unidad.

Este mismo autor, mediante datos de isopleas de litos y granulometría obtenidos en diferentes niveles de las unidades A, B y C, calculó la altura de la columna eruptiva y duración aproximada de la erupción en las diferentes fases de la "Pómez Tepic". La altura de la columna eruptiva durante la depositación de las unidades A y B es de ~15 Km; incrementándose a ~17 Km en la etapa temprana de depositación de la unidad C; para la fase media-tardía la columna alcanza ~24 Km, lo que representa la máxima altura registrada en los periodos eruptivos de la "Pómez Tepic". En lo referente a la duración de cada fase eruptiva se tiene que para la unidad A es mayor a 44h; en la unidad B mayor a 9h, y para C mayor a 11h.

Estas pómez en algunos sectores se hallan cubiertas e intercaladas con lavas, oleadas piroclásticas, paleosuelos, depósitos piroclásticos, escorias y flujos de lodo (fig. 12), la mayoría de estos materiales, provenientes de volcanes cercanos al San Juan y Cerro Alto, e incluso de estos mismos. Lo anterior pone de manifiesto etapas de relativa calma y posterior reactivación, durante la depositación de la "Pómez Tepic" (Luhr, *op. cit.*).

El fin de la erupción de la "Pómez Tepic", se registra con el emplazamiento de la unidad C; y por consiguiente, con el colapso de la columna pliniana, así como por la formación de la caldera que ocupa la cima del volcán San Juan, de 1 x 4 Km de diámetro, de forma alargada con dirección W-E y una abertura en el flanco oriental, como consecuencia de las explosiones registradas. Posteriormente, se restablece la actividad y se emplazan otros productos sobre la unidad C (fig. 12), como depósitos

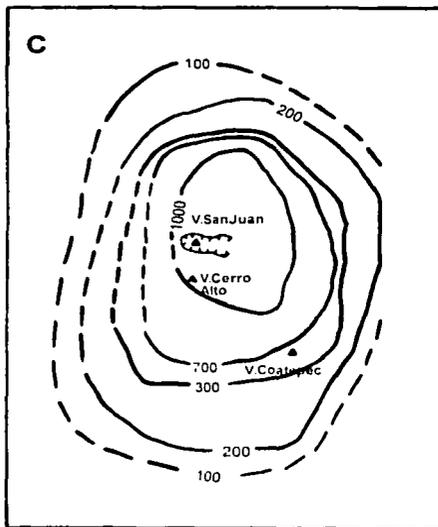
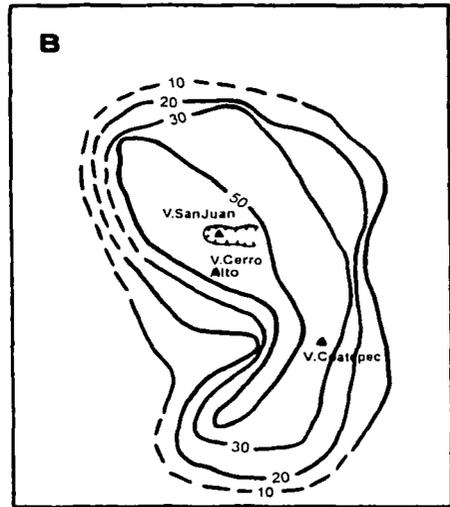
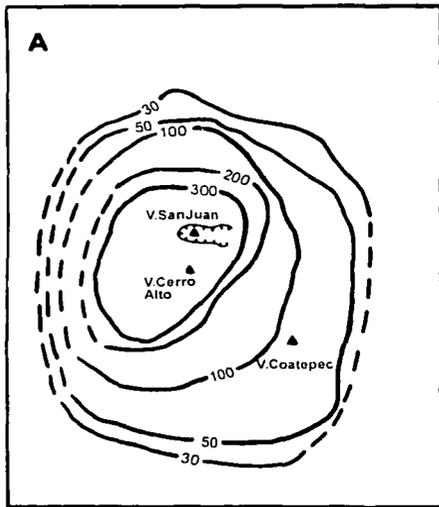


Figura 11. Mapas de isopacas correspondiente a las unidades **A**, **B** y **C** de la "Pómez Tepic". Los números indican el espesor en centímetros a distintos niveles. De acuerdo con estos datos, los menores se registran en la unidad **B**, los mayores en la unidad **C**, y en un rango intermedio los de la unidad **A**. Esta configuración en las isopacas es producto de diversos factores: dispersión de la columna eruptiva, tasa de emisión y erosión post-deposicional. Tomado de Luhr (2000).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

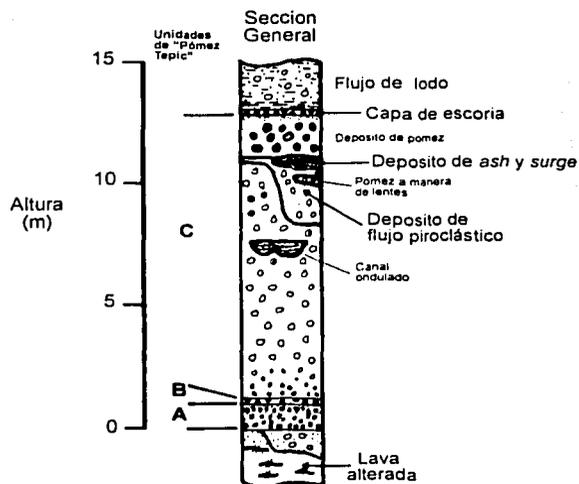


Figura 12. Sección estratigráfica general; en la que se muestra la disposición de los diferentes materiales que forman los depósitos del complejo volcánico San Juan. En la base afloran lavas alteradas, a estas le siguen las unidades A, B y C de la "Pómez Tepic"; por último están los niveles superiores, donde es posible observar depósitos piroclásticos, una capa de escoria y flujos de lodo. Además, intercalados con estos, se tienen depósitos de *ash, surge* y pómez a manera de lentes y canales. Tomado de Luhr (2000).

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

de flujo piroclástico, una capa de escoria y flujos de lodo, todos ellos hacia el sector oriental del volcán (Demant, 1979; 1981; Luhr, *op. cit.*).

De acuerdo con Luhr, el volumen de material desaparecido durante la formación de esta caldera es  $\sim 1.2 \text{ Km}^3$ . Sin embargo, una estimación del volumen de material lítico contenido en la pómez, muestra un valor de  $\sim 0.4 \text{ Km}^3$ ; así, mediante la suma de los valores anteriores la cantidad de material desaparecido durante la formación de la caldera es del orden de  $\sim 1.6 \text{ Km}^3$ .

Una vez que finaliza el desarrollo de la caldera y cesa la actividad explosiva, comienza el crecimiento (en el nuevo cráter del San Juan) de un domo de composición andesítico-dacítica, asimétrico, con 1 Km de diámetro, 350 m de altura y volumen aproximado de  $0.25 \text{ Km}^3$ . Este domo alimentó una colada de lava de  $\sim 1 \text{ Km}$ . de longitud (fig. 9 y 10) (Demant, 1981; Luhr, *op. cit.*).

La etapa más reciente, está representada por la edificación de un pequeño cono piroclástico, en el borde septentrional de la caldera, el cual originó un conjunto de coladas andesíticas con una longitud de 5 km, cubriendo así la ladera norte del volcán San Juan, estas lavas son más básicas que las dacitas que constituyen el edificio. Cabe mencionar que tanto el domo como los derrames posteriores no presentan cobertura de material de calda (fig. 9) (Demant, 1979, 1981; Luhr *op. cit.*).

Por último, y de acuerdo con Demant (1981), el volumen calculado para los productos emitidos durante la actividad del San Juan, oscila entre 10 y  $15 \text{ Km}^3$ .

### **2.3 Estratigrafía.**

La estratigrafía es "una rama de la geología que trata del estudio de las rocas estratificadas; tiene como fin establecer su sucesión cronológica y distribución cartográfica" (Teicher, en Corrales *et al.*, 1977). Para Gignoux (en Corrales, *op. cit.*) la estratigrafía es "describir series de terrenos, en muchos puntos diferentes, con el fin de comparar estas series entre ellas, tratar de sincronizarlas unas en relación de otras, ver en que difieren, abarcar esas diferencias en el tiempo y espacio; y así agruparlas en cuadros coherentes". Para Weller (en Corrales, *op. cit.*), es el estudio e interpretación de las rocas estratificadas a partir de la identificación y descripción de las secuencias verticales y horizontales, así como de la cartografía y correlación de las unidades estratigráficas.

Con base en lo anterior, se considera necesario realizar un análisis estratigráfico de la zona de estudio, a partir de la correlación de los datos obtenidos durante los distintos trabajos de campo, con el fin de conocer la naturaleza y disposición que guardan los diferentes depósitos volcánicos que la caracterizan. De esta manera, será posible lograr una interpretación de los diversos procesos y etapas eruptivas que intervinieron en la formación y actual morfología del complejo volcánico Sierra de San Juan. Sin olvidar que en estudios de relieve volcánico, resulta difícil utilizar los mismos criterios estratigráficos, que en ambientes sedimentarios.

El punto de partida en el desarrollo de este apartado, se basa en el análisis de las columnas estratigráficas levantadas durante los trabajos de campo. Sin embargo, antes de comenzar, es necesario exponer los métodos mediante los cuales se realizó el levantamiento, interpretación y representación de los datos, producto de la observación directa.

En la explicación y desarrollo de este apartado (estratigrafía), existen tres objetivos básicos de acuerdo con Corrales (*op. cit.*):

#### 1. Identificación de estratos y establecimiento de la serie estratigráfica local.

Consta de dos etapas: en la primera tiene lugar la identificación de capas o estratos, donde lo importante es describir el máximo número de caracteres esenciales como litología, textura, espesor y estructura, lo que facilitará la obtención de datos sobre los procesos que intervinieron en la génesis, y de esta manera, el establecimiento de la secuencia estratigráfica local. El segundo paso es la ordenación de estas series estratigráficas, lo que lleva al objetivo número dos.

#### 2. Correlación entre las diferentes series estratigráficas.

Aquí, los datos de las series estratigráficas locales son comparados entre sí, actividad que permite la síntesis e interpolación de los mismos. De esta manera se llega a la obtención de la serie estratigráfica general (esta comparación, al igual que en el primer objetivo, obedece a las características observadas y descritas en cada serie local). Un elemento primordial en este punto es el hecho de considerar el espacio, es decir, la dimensión del área estudiada; esto permite la integración de espacio y tiempo. El siguiente paso corresponde a la interpretación estratigráfica, o sea, el tercer objetivo.

### 3. Interpretación estratigráfica.

A partir de los datos obtenidos en los objetivos anteriores se llega al conocimiento de las características del medio y las modificaciones que ha sufrido en el espacio, es decir, se logra una reconstrucción, o mejor dicho, se obtiene y se hace manifiesta la paleogeografía.

La forma óptima de comparar las observaciones y análisis realizados, es mediante el establecimiento de unidades más o menos convencionales que sirven para encuadrar los resultados obtenidos. Esto representa un problema, por lo difícil que es establecer un solo conjunto de unidades al estructurar el estudio en un mismo tiempo y con fisonomía diferente. Por ello se ha establecido una división, donde tienen cabida tres parámetros principales: litología, fósiles y tiempo; así, a partir de los anteriores caracteres, las unidades estratigráficas se han dividido de acuerdo con los rasgos más destacables en: unidad litoestratigráfica, bioestratigráfica y cronoestratigráfica. Sin embargo, para nuestro caso de estudio, sólo se hará uso de la unidad litoestratigráfica, debido a que los datos obtenidos en campo se adecuan a los parámetros utilizados en el establecimiento y explicación de dichas unidades.

Por lo tanto, la unidad litoestratigráfica se establece en función de los rasgos litológicos que presenta la sucesión estratigráfica; dichas unidades son consideradas de carácter práctico, debido a que su estudio se realiza en afloramientos y mediante sondeos; es así, que sus bases se consideran objetivas, ya que el reconocimiento en campo es factible a simple vista.

El método de representación, son las correlaciones estratigráficas, las cuales hacen más comprensible la correlación, al mismo tiempo que reflejan de forma clara y concreta la situación geográfica de los puntos en que han sido obtenidos los datos.

Los gráficos de correlación se construyen a partir del dibujo de las características litológicas que resalten las variaciones de espesor y textura. De esta forma se logra la expresión de un mayor número de caracteres diferenciados en las unidades, así como sus relaciones, tanto laterales como verticales. Una vez que se han dibujado las columnas, lo siguiente es unir las mediante líneas de correlación que expresan límites litológicos o equivalencia en tiempo (Corrales, *op. cit.*).

Explicados los métodos y criterios utilizados, se procede al análisis de los resultados obtenidos durante los trabajos de campo en las canteras antes citadas y otros sitios del área de estudio. Ya que de acuerdo con evidencias observadas, el depósito que describe Demant como brecha volcánica, y Luhr como flujos piroclásticos, en realidad corresponden a depósitos de colapso volcánico, del tipo Bezymianni o Santa Elena y Unzen.

De acuerdo con Capra (2000), los colapsos tipo Bezymianni o Santa Elena, se originan a partir del colapso de un flanco del edificio volcánico, lo que genera depósitos de avalancha de escombros. Mientras que los colapsos tipo Unzen, tienen su origen a partir del colapso gravitacional de una porción de un domo; en este caso los depósitos son de flujos de bloques y ceniza.

### **Colapsos volcánicos, depósitos de avalancha de escombros y flujos de bloques y cenizas.**

En años recientes se observó un fenómeno que transforma los edificios volcánicos, consiste en colapsos o hundimientos, evento común en la historia eruptiva de innumerables estructuras poligenéticas. Aunque este tipo de sucesos es probable que haya sido observado en ocasiones anteriores, fue hasta la erupción del volcán Monte Santa Elena que se comprendió con precisión, y fue posible sustentar, el hecho de que una ladera de un volcán puede colapsar, generando a su vez una erupción explosiva y una devastadora avalancha de escombros (Fancis, *et al.* 1987., Capra, 2000).

De acuerdo con Siebe *et al.* (1995), entre las erupciones más destructivas están las de tipo Santa Elena, caracterizadas por un gigantesco derrumbe del edificio volcánico y el emplazamiento de una avalancha de escombros que viaja a gran velocidad y destruye todo a su paso. Lo anterior tiene sustento en la idea expuesta por este mismo autor, donde menciona que las erupciones pequeñas en las que se emiten lavas y cenizas, contribuyen al crecimiento del edificio volcánico; mientras que las erupciones violentas, donde se libera gran energía en un lapso corto, el edificio sufre cambios drásticos en su morfología y tamaño, lo que en ocasiones deja un gran cráter como relicto.

En concordancia, Iturriaga (1997), indica que los derrumbes gigantes son ocasionados por erupciones explosivas que provocan el colapso y destrucción del cono volcánico, lo que desencadena grandes avalanchas de escombros.

La susceptibilidad de un volcán poligenético ante los colapsos la dicta su propia constitución. Dado que al emplazarse en zonas de subducción tienden a emitir lavas dacíticas o andesíticas, ricas en sílice y de relativa viscosidad, y en vez de fluir lejos del edificio se acumulan a su alrededor, lo que contribuye a formar una estructura de laderas muy inclinadas, y por consiguiente inestables, que en cualquier momento pueden colapsar (Francis, *op. cit.*).

El origen de este fenómeno es múltiple, y puede o no, estar relacionado con actividad volcánica; así, las principales causas y mecanismos son: alteración hidrotermal; simple colapso (similares a los ocurridos en ambientes no volcánicos), es decir, donde el factor principal es la gravedad; tectónicas, aquí la influencia la ejercen los sismos; y volcánicas, donde el factor puede ser actividad freática o magmática (Francis, *op. cit.*; Capra, *op. cit.*).

Los colapsos originados por actividad volcánica se clasifican en dos tipos:

1. Bandai, cuando interviene un factor freático; la actividad es freatomagmática y se caracteriza por no registrar actividad postcolapso; y
2. Bezymmiany, si es resultado de actividad magmática, ésta se encuentra asociada a intrusiones, es decir, criptodomo. Aquí sí se registra actividad eruptiva posterior al colapso.

En los colapsos tipo Bezymmiany o Santa Elena, la deformación y desestabilización del edificio volcánico es consecuencia directa de la intrusión de un criptodomo, que asociado a actividad sísmica (originada por el ascenso de magma), da inicio al colapso de una porción del volcán. Aunado a este colapso tiene lugar una explosión dirigida llamada *blast*, que origina una nube de gas y fragmentos líticos movilizados a velocidades supersónicas en la misma dirección del colapso, lo que ocasiona devastación en una área de decenas de kilómetros cuadrados, sin embargo, los depósitos de este material no representan grandes espesores (Capra, *op. cit.*).

Se sabe que tanto el depósito de avalancha, como el de *blast* contienen fragmentos de material juvenil, es decir, elementos que proceden del criptodomo que propició la deformación del volcán. Además tiene lugar una actividad postcolapso, que puede ser: pliniana, emanación de lavas, o extrusión de domo (Francis, *op. cit.*; Capra, *op. cit.*).

Por otro lado, en la actividad tipo Bandai, también se originan colapsos y explosiones dirigidas *blast*; sin embargo, en este caso la actividad finaliza con el colapso del edificio, no se registran manifestaciones posteriores, y la cantidad de material juvenil es menor e incluso nula (Capra, *op. cit.*).

De acuerdo con Mimura *et al.*, Kawachi *et al.*, Voight *et al.*, y Ui (en Ui *et al.*, 1986); Glicken y Palmer *et al.* (en Capra, 2000), y Schuster y Crandell (en Palmer y Neall, 1989), el colapso de una porción del edificio volcánico, origina depósitos de avalancha de escombros. La avalancha de escombros, se reconoce como un flujo de movimiento rápido, formado de una masa de roca y fragmentos de suelo incoherentes, desplazado por la gravedad.

La morfología típica de los depósitos de avalancha son pequeños montículos o lomeríos llamados *hummocks*, que se distribuyen en zonas más o menos cercanas al volcán. En estos depósitos, es posible encontrar bloques de avalancha de escombros, los cuales son una parte del edificio volcánico, que ha sido transportado y depositado sin que muestre grandes alteraciones, dichos bloques se pueden encontrar fragmentados o conservando su estratigrafía original; es decir, como se encontraban en la estructura volcánica. Cuando en el depósito están presentes bloques o estructuras fracturadas son llamadas rocas rompecabezas; son clastos fragmentados que se pueden reconstruir debido a que la mayoría de sus fragmentos no se disgregaron, y aunque las piezas sean irregulares, hacen juego (Ui y Siebert en Ui *et al.*, 1986; Palmer *et al.*, 1989; Glicken, 1991; Capra, *op. cit.*).

Crandell *et al.* (en Ui *et al.*, 1986) indican que la fragmentación progresiva de los bloques de avalancha se favorece durante el desplazamiento, lo que sugiere un aumento en la movilidad de las avalanchas, producto de la incorporación de material fino y sedimentos saturados de agua.

De acuerdo con las características del material, los *hummocks* se pueden dividir en facies, tanto de bloques como de matriz. Los primeros, constituidos exclusivamente de bloques, mientras que los segundos, tienen un predominio de matriz y clastos de dimensiones variables, además su litología y textura son heterogéneas, de tal modo que se diferencian *hummocks* de facies de bloques o de facies mixtas Francis (*op. cit.*); Palmer *et al.* (1989); Glicken (1991); Glicken y Palmer *et al.* (en Capra, 2000).

Los *hummocks* de facies de bloques se exhiben como un sistema de cuencas y pilares (*grabens y horts*), y no presentan facies de matriz, aún en las áreas inter-hummock. Los *hummocks* de facies mixtas o matriz son de menor tamaño que los anteriores y su presencia en los depósitos de avalancha es mínima, aunque en las porciones cercanas a la fuente son más abundantes.

Debido al mecanismo que da origen a este tipo de depósitos y al material que los constituye, se llega a pensar que los colapsos volcánicos son fenómenos turbulentos y caóticos, sobre todo cuando alcanzan su máxima velocidad, sin embargo, no es así, puesto que el análisis de varios depósitos de avalancha de escombros ha revelado que en un principio el movimiento y transporte es más parecido al de un deslizamiento, el cual después de la aceleración inicial tiende a comportarse como flujo laminar capaz de conservar su posición relativa, de sobrepasar barreras topográficas pequeñas y fluir alrededor de las más grandes. También se sabe que la capa inferior, o sea la que está en contacto con el suelo, sufre un intenso esfuerzo de cizalla y aunque existen rotaciones retrógradas y mutuas presiones, los bloques permanecen intactos. En cuanto al emplazamiento, se tiene que entre a más altura inicie la avalancha, la posibilidad de llegar más lejos es mayor, no obstante hay que considerar los rasgos topográficos del área (Davies en Siebe *et al.*, 1995; Francis, *op. cit.*).

En lo que respecta al tamaño de estos depósitos Ui, y Crandell *et al.* (en Ui *et al.*, 1986) indican que varían de 0.1 Km<sup>3</sup> hasta 26 Km<sup>3</sup> en volumen, y con distancias desde 1 y hasta 45 Km a partir de la fuente.

El reconocimiento de estos depósitos no siempre es fácil, ya que pueden estar sepultados o incluso confundirse tras haber actuado en ellos procesos de erosión o sedimentación. Sin embargo, una evidencia de colapsos de edificio volcánico es la morfología del cráter; un gran circo en forma de herradura que permanece visible durante miles de años. Aunque no siempre se reconoce en edificios antiguos, debido a que emanaciones postcolapso, futuras reactivaciones o incluso emanaciones de otros volcanes pueden reconstruir o sepultar la estructura (Francis, *op. cit.*; Capra, *op. cit.*).

En la zona de estudio, a partir de los trabajos de campo, interpretación de fotografías aéreas e imagen de satélite se detectaron depósitos de avalancha de escombros, hacia el oeste de la ciudad de Tepic (fig. 13), expuestos en cortes de carretera (foto 1). No obstante que se conocen los mecanismos de generación y caracteres de manifestaciones posteriores, surge incertidumbre acerca del tipo de actividad que los

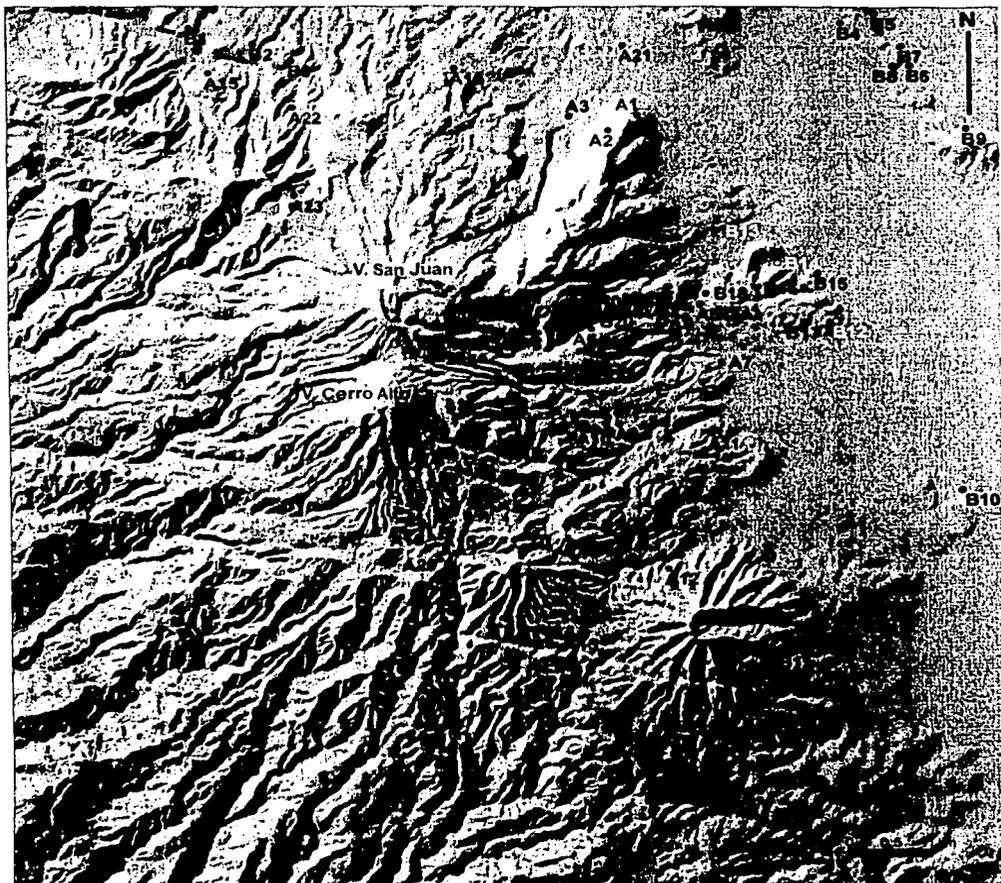


Figura 13. Modelo sombreado de la zona de estudio; se observan (en blanco) los puntos utilizados en la correlación estratigráfica de los depósitos de avalancha de escombros, los cuales se distribuyen al este del volcán San Juan. Con números en negro se presentan todos los sitios en que se realizaron levantamientos, mismos que ayudan a reconstruir y comprender los procesos volcánicos y su secuencia, ocurridos en esta área. Las letras A y B indican la salida de campo durante la cual se tomaron los datos, mientras que los números (1,2,3...) solo representan el orden.

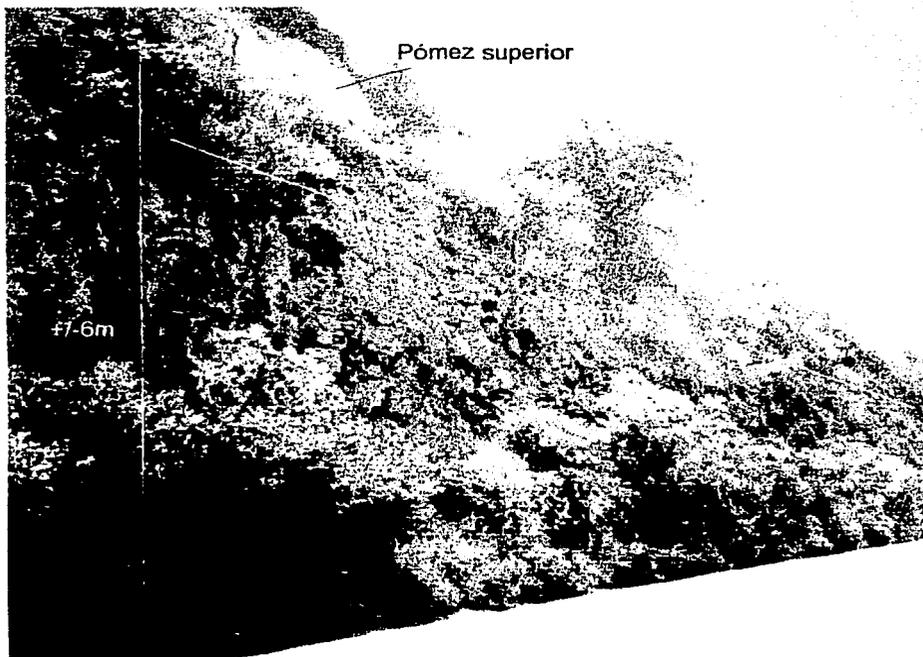


Foto 1. Corte de carretera, se aprecia el depósito de avalancha de escombros producto del colapso de la estructura denominada "pre San Juan". Por encima de ésta se reconoce parte de la pómez superior. Dicho afloramiento se puede observar en el entronque de la carretera Tepic-Xalisco y el libramiento Tepic-Mazatlán.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

originó (Bandai o Bezymmianny). Se presume provengan de una estructura previa al actual San Juan, a la cual se ha denominado en este trabajo como "pre San Juan", donde la única evidencia de un antiguo edificio son los escarpes localizados al norte y sur de la boca de la caldera del San Juan (ya que el resto de la estructura y productos se encuentran sepultados), con alturas de 400 y 220 m sobre la base de la actual estructura (fig. 14), misma que se reconstruyó en el cráter dejado por el colapso; proceso que pudo tomar centenares de años y no estar directamente relacionado al colapso.

Para determinar el tipo de actividad que originó el colapso, los depósitos e incluso al mismo San Juan, es necesario realizar el estudio detallado de las secuencias estratigráficas, así como análisis sedimentológicos y dataciones.

De acuerdo con las características observadas en estos depósitos y los sitios en que se ubican, se puede mencionar que la avalancha de escombros se emplaza sobre lo que en un momento dado fue el nivel de base local, el cual cambia de manera drástica cerca de los afloramientos de este depósito. Por otro lado, a partir de la interpretación de fotografías aéreas e imagen de satélite, se ha podido establecer la posible dirección del colapso y del emplazamiento de la avalancha de escombros, así como las estructuras previas y posteriores a dicho evento (fig. 14).

De la distancia que pudo alcanzar la avalancha de escombros no se tiene registro, dado que la cobertura de materiales más recientes (lavas, pómez, aluviones, etc.) no permite su observación, sin embargo, entre los sitios donde aflora y los escarpes relicto (la fuente), hay una distancia de ~5 Km (fig. 14).

Debido a esta cobertura, en el depósito de avalancha, la morfología de *hummock* no es tan evidente, pero de acuerdo con las características observadas en campo, se pueden clasificar como *hummocks* de facies mixtas, aunque en algunos sectores se llegan a apreciar *hummocks* de bloques, que bien pudiera ser una tendencia de cambio de facies (fig. 15; foto 2). Los espesores de este depósito son variables, no presenta un arreglo aparente y se considera heterométrico. La matriz en que se encuentran embebidos los bloques es areno-gravosa y a pesar de no mostrar un arreglo, es posible observar acumulaciones de materiales finos a gruesos, donde aumenta la matriz; lo cual puede obedecer a una abundancia de agua y material incorporado durante el transporte. En lo referente a la litología del depósito, están presentes clastos de andesita y basalto, con tamaños de más de 6 m de eje mayor, así

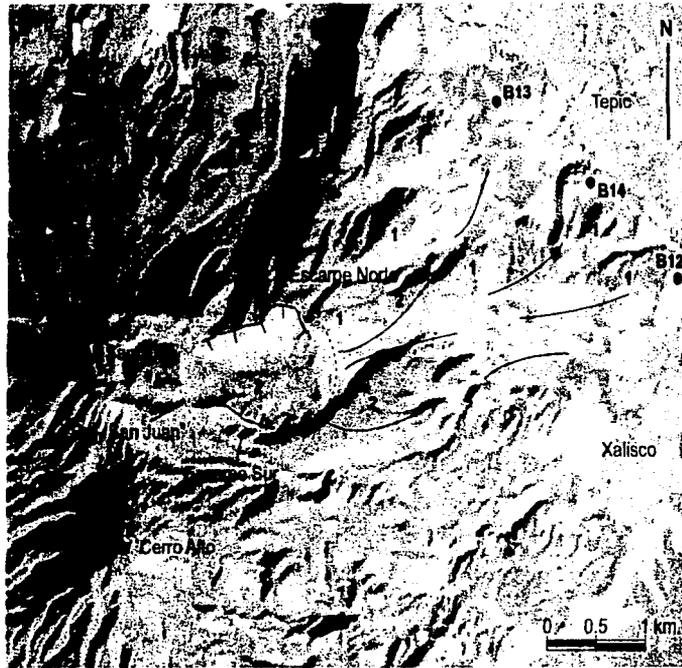


Figura 14. Imagen de satélite, donde se identifican dos escarpes hacia el norte y sur, el primero con 400 m de altura, el segundo con 220 m. Estas formas de relieve ponen en evidencia una antigua estructura volcánica denominada "pre San Juan", la cual registro un evento de colapso que originó la morfología en herradura del edificio y depósitos de avalancha de escombros. Las claves **B12**, **B13** y **B14** muestran los sitios en que fue posible observar y realizar el levantamiento estratigráfico de los depósitos de avalancha de escombros, generados por el colapso de la estructura antes mencionada. Las flechas indican la probable dirección que siguió la avalancha. Mientras que los números **1** y **2** ponen de manifiesto estructuras pre y post colapso, respectivamente.

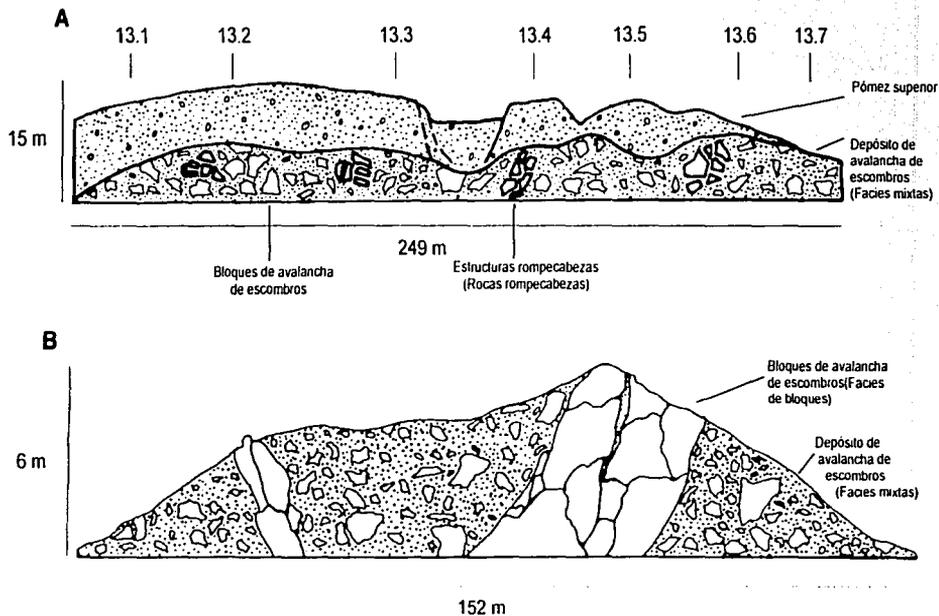


Figura 15. Secciones esquemáticas del depósito de avalancha de escombros, producto del colapso del "pre San Juan". **A)** Se aprecia la potente cobertura de material pumítico de caída, sobre el depósito de avalancha de escombros, grandes bloques de avalancha de escombros, rocas con estructura rompecabezas, así como los sitios donde se levantaron las columnas estratigráficas correspondientes al punto B13. **B)** Muestra el depósito de avalancha de escombros en facies de matriz (Punto B12), así como grandes clastos, lo que pudiera tratarse de cambios de facies, es decir de mixta a bloques o viceversa; o bien se trata de hummocks de bloques rodeados de hummocks en facies mixta. En este caso la cobertura de pómez no se observa, ya que ha sido erosionada, transportada, e incluso explotada como material de construcción.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

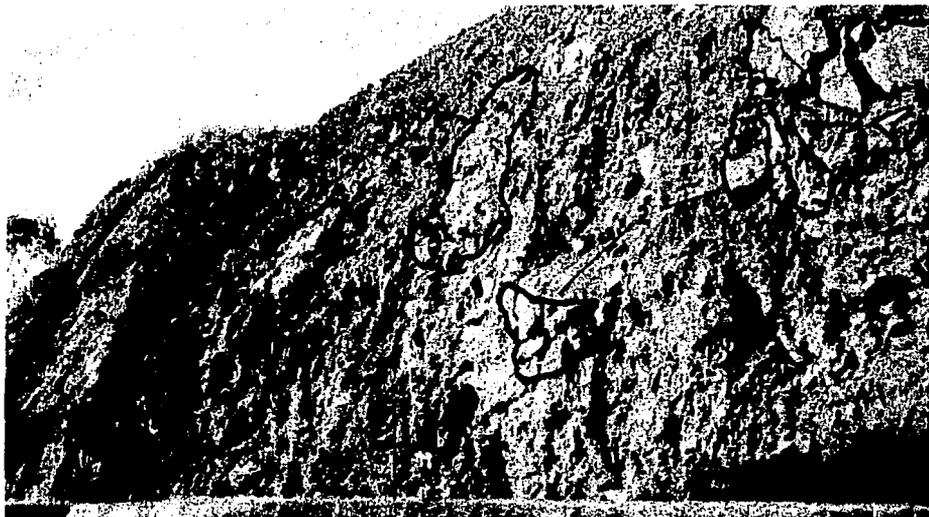


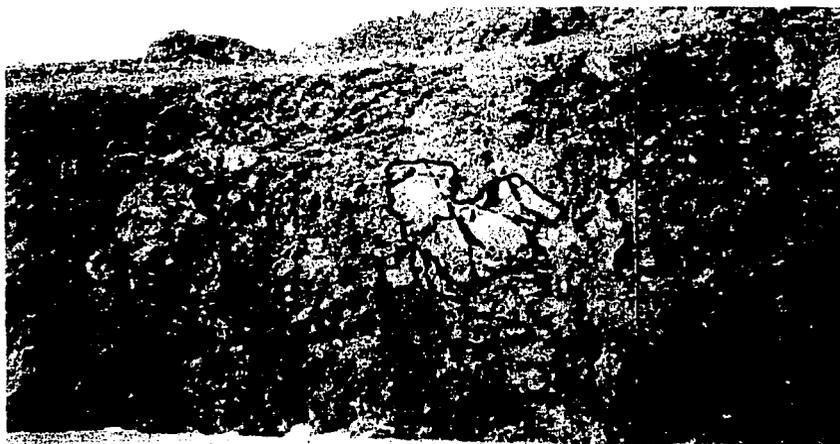
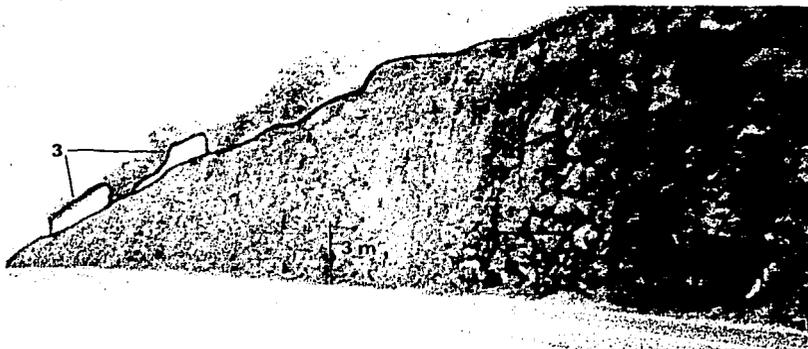
Foto 2. Depósito de avalancha de escombros en facies de matriz o mixta. Se observan grandes bloques (1), y rocas con estructura rompecabezas (2). Cabe mencionar que ésta, es la estructura y textura característica de los afloramientos de avalancha de escombros del "pre San Juan". Este depósito se puede observar hacia el SSW la ciudad de Tepic, sobre el libramiento Tepic-Mazatlán.

como bloques fracturados, con estructura rompecabezas (fotos 2 y 3), éstas se localizan en varios sectores del afloramiento, aunque en ocasiones hay que tomar con prudencia su estructura, ya que puede deberse o tener relación con el corte de la carretera. Las dimensiones de los clastos fracturados son variables, desde 45 hasta 90 cm su eje menor, mientras que su eje mayor es de 80 cm y hasta 1.20 m.

En los puntos B12 y B14 (fig. 16) la avalancha presenta un predominio de bloques, tal vez con tendencia hacia una facies de bloques aunque en la porción superior del punto B14 la facies es mixta; en ambos sitios es posible reconocer matriz intraclasto rellenando los espacios entre las fracturas de los distintos bloques. No así en el punto B13 (fig. 17), donde sólo se reconoce la facies mixta; a lo largo de este punto la matriz se presenta tanto interclasto como intraclasto. Los cambios de facies en algunos sectores del depósito de avalancha se deben, como ya se explicó, a que estos se presentan de manera lateral. En lo que respecta a la pómez que corona estos depósitos de avalancha, exhibe una textura uniforme (arenas, gravas y gravillas), así como cierto grado de retrabajamiento postdeposicional, mientras que el espesor varía de acuerdo al relieve preexistente. En este depósito se presentan algunos componentes líticos de andesita, que debido a su angulosidad se cree son producto de las explosiones que abrieron el conducto y mediante las cuales se originó la pómez; esta porción del depósito corresponde a la pómez superior o bien a la unidad C de la "Pómez Tepic" identificada por Luhr.

Capra (2000) menciona que al analizar los caracteres sedimentológicos de depósitos de avalancha de escombros en facies de matriz, se ha observado que muestran afinidad con los depósitos de flujos de bloques y ceniza originados por el colapso de domo, actividad tipo Merapi. Por lo tanto es importante analizar los mecanismos que originan este tipo de colapso, así como los componentes de los depósitos.

Este tipo de depósitos difiere de los de avalancha de escombros, por las características del material involucrado; en los flujos de bloques y ceniza el material es caliente y juvenil, mientras que en la avalancha el material juvenil es una porción mínima de la masa total, no obstante, en ambos el material es grueso y de textura masiva; esta diferenciación es más viable por métodos sedimentológicos. Además en la actividad tipo Merapi o Unzen, la fragmentación de los materiales obedece a la temperatura y contenido de gas, mientras que en el tipo Santa Elena es debido a la componente eruptiva de la manifestación (Capra, *op. cit.*).



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Foto 3. Depósito de avalancha de escombros, donde se observan grandes bloques (1) y rocas con estructura rompecabezas (2); de acuerdo con sus características se trata de un depósito de avalancha de escombros en facies de matriz o mixta, al cual sobreyace parte del depósito de la pómez superior (3). Este afloramiento es posible observarlo sobre el libramiento de la carretera Tepic-Mazatlán, al SSW de la ciudad de Tepic.

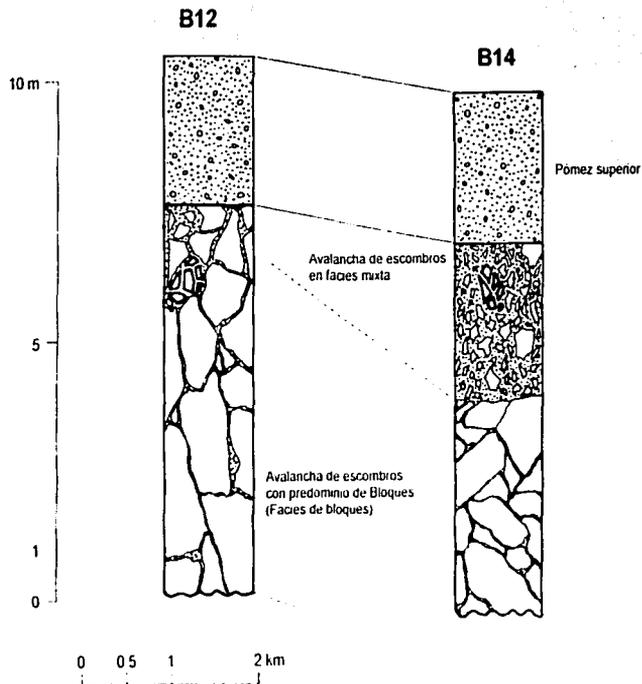


Figura 16. Correlación estratigráfica de los puntos B12-B14, donde es posible reconocer parte de la pómez superior, que por sus características se determinó su equivalencia con la unidad "C" de la "Pómez Tepic", (definida por Luhr). En la columna B12 se observa un predominio de bloques, mientras que en la columna B14 se distinguen facies de matriz y facies de bloques, ambas con matriz interclasto e intraclasto. En ambos casos se puede tratar de hummocks de bloques rodeados de hummocks en facies mixta.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

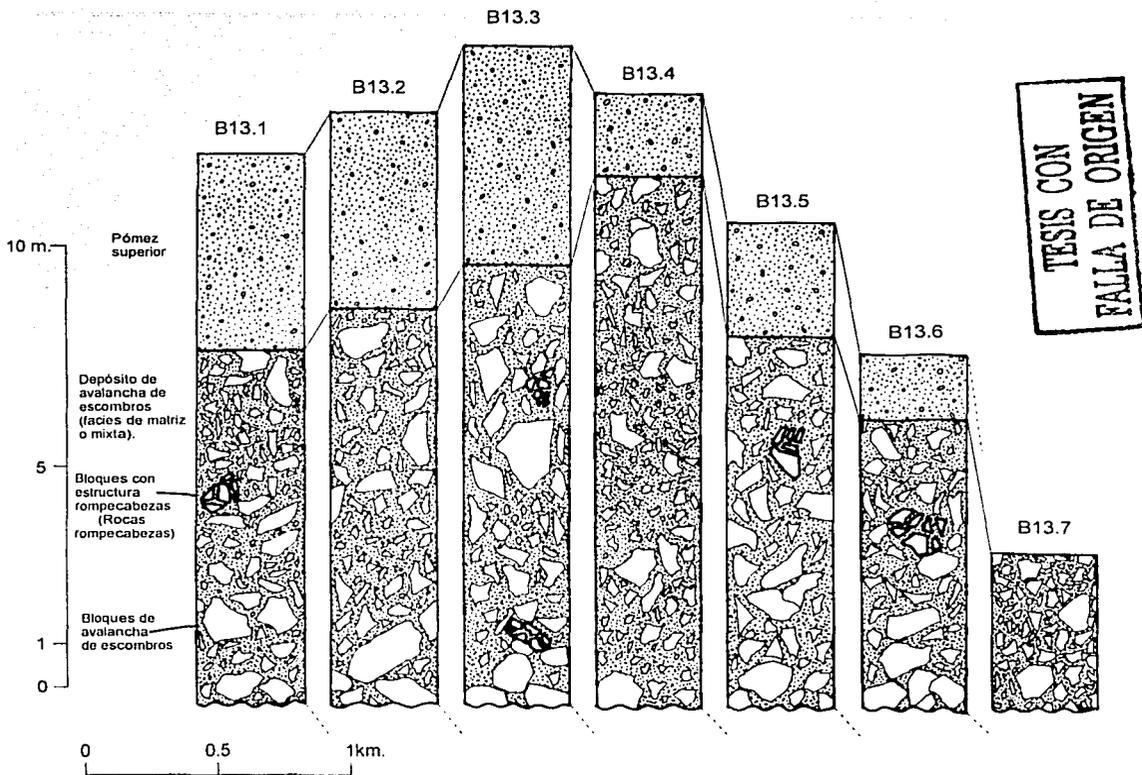


Figura 17. Secciones estratigráficas del punto B13, se reconoce la pómez superior (equivalente a la unidad "C" de la "Pómez Tepic"). Bajo ésta se presenta el depósito de avalancha de escombros en facies de matriz, tanto interclasto como intraclasto. En este depósito los cambios de espesor se presentan en distancias cortas, de +/-20 m, que es probable se deban al relieve preexistente. Un elemento sobresaliente de este sitio, son los grandes clastos y bloques con estructura rompecabezas, con eje mayor desde 70 cm hasta más de 2 m.

La actividad tipo Merapi o Unzen se caracteriza por el colapso de un domo central, o bien por la inestabilidad del frente de un flujo de lava asociado a un domo, es decir, de un domo exógeno o endógeno (fig. 18). Las diferencias entre los flujos de bloques y ceniza endógenos y exógenos son: la fragmentación, el contenido de gas dentro de la lava, la movilidad y temperatura; de ahí que se presente o no una mayor fragmentación en los materiales (Ui *et al.*, 1999).

No obstante que los flujos de bloques y cenizas son disparados por el colapso de domo, aún no se tienen claros los mecanismos de transporte y deposición. Lo anterior se ve reflejado en el arreglo estratigráfico que presentan los depósitos del Unzen, donde la gradación es inversa (Miyabuchi, 1999), los materiales finos se encuentran en la base, mientras que los medios y gruesos en la porción superior.

En la actividad del Unzen, y a partir de su erupción tuvo lugar la formación de un domo dacítico que ocupó la cima, el cual colapsó en repetidas ocasiones (~9400), originando grandes depósitos de flujos de bloques y ceniza, de manera súbita se desencadenó una explosión que destruyó dos terceras partes del domo, con lo que se creó una gran depresión en forma de herradura. Posteriormente se registraron manifestaciones de tipo vulcaniano que produjeron pómez de caída, a la vez que los flujos de bloques y cenizas cesaron (Miyabuchi, *op. cit.*).

Para la zona de estudio, a partir del trabajo de campo, interpretación de fotografías aéreas y publicaciones, se determinó que el volcán San Juan ha registrado actividad tipo Unzen, dictada por el colapso del domo, mismo al que hacen referencia Demant y Luhr, y a partir del cual se constituyó. En el caso de los flujos de bloques y ceniza del volcán San Juan, no se sabe que tipo de colapso (endógeno o exógeno) originó los depósitos; pudo ser uno o presentarse ambos, como en el caso del volcán Unzen. De tal modo que los colapsos sucedidos en el volcán San Juan se pueden considerar análogos (en cuanto a estilo eruptivo) con los sucedidos en el volcán Unzen.

En el volcán San Juan la principal evidencia de este tipo de actividad se basa en los distintos depósitos, expuestos en las canteras que se ubican al este de los volcanes San Juan y Cerro Alto (fig. 19; fotos 4 y 5). En estos depósitos de flujos de bloques y ceniza, es posible observar una gradación inversa y gran fragmentación en los materiales. Lo anterior es otra de las analogías entre los volcanes Unzen y San Juan en cuanto a los tipos de depósito (textura, gradación y fragmentación). A pesar de que no se tiene conocimiento de la cantidad de colapsos del domo, estos se pueden

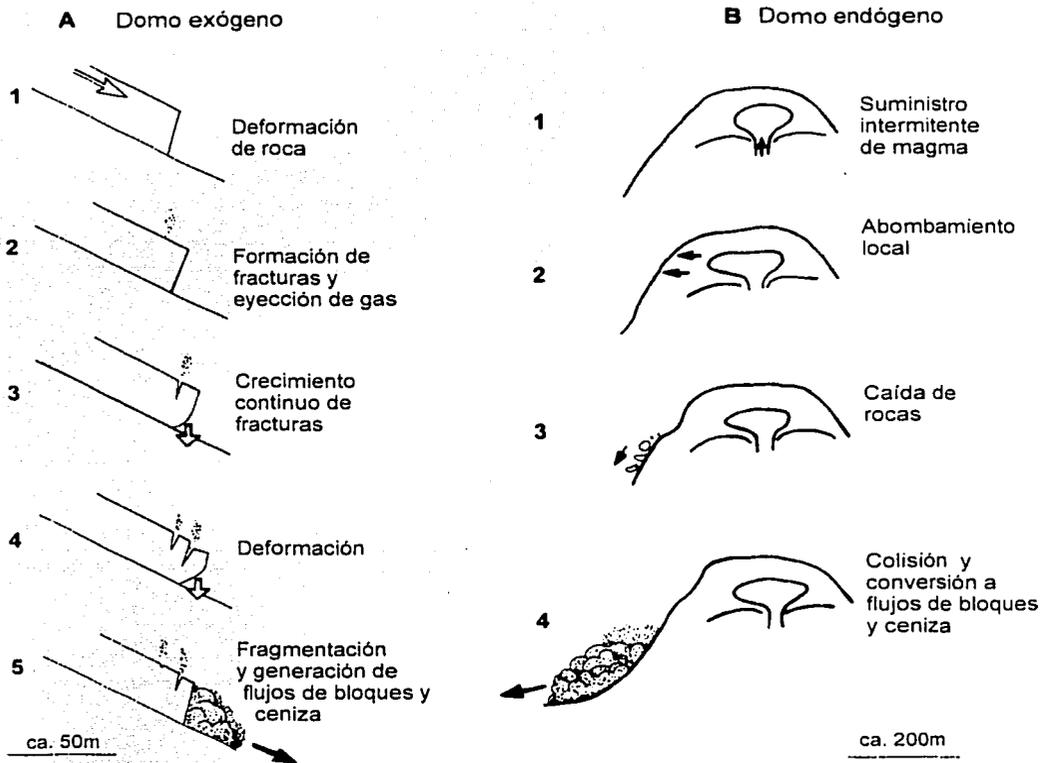
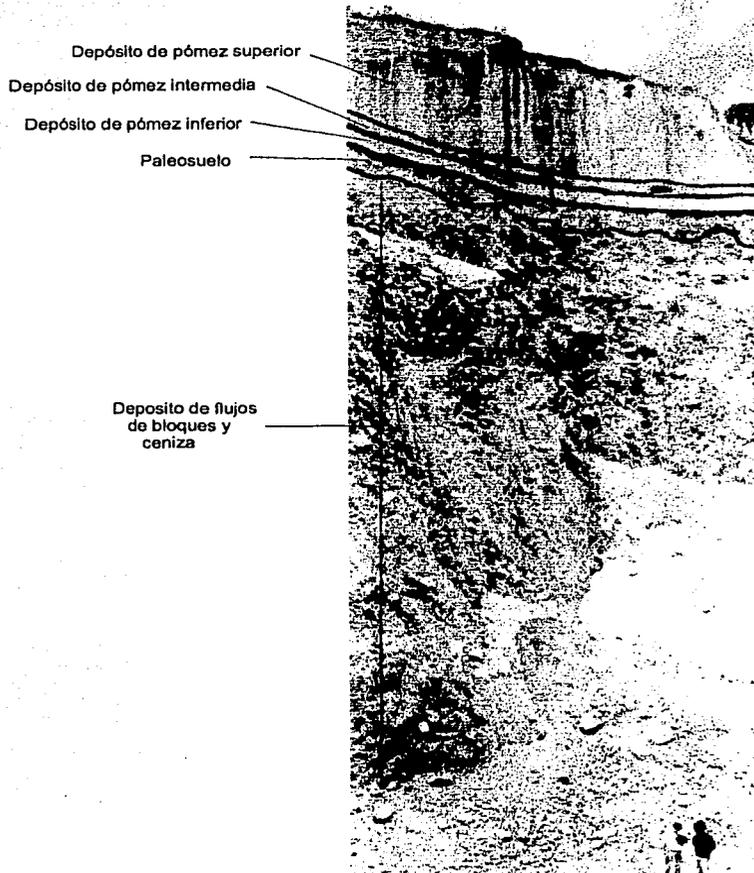


Fig 18. Modelo de la iniciación de flujos de bloques y cenizas generados por colapso gravitacional (actividad tipo Merapi). (A) Flujos de bloques y ceniza a partir de un domo de lava exógeno. (B) Flujo de bloques y ceniza a partir de un domo de lava endógeno. Tomado de Ui (1999).

TEXTO CON  
 FALLA DE ORIGEN



Figura 19. Muestra la localización de los sitios (A5, A6, A7, A10, A11, B17, B19, B20 y B21) donde se realizó el levantamiento de las columnas estratigráficas, correspondientes a los depósitos de flujos de bloques y ceniza, producto de la actividad tipo Unzen. Además se evidencia la morfología en herradura que presenta el cráter del volcán San Juan, formado durante las etapas finales de la actividad antes mencionada.



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Foto 4. Depósito de flujos de bloques y ceniza originado por el colapso del domo a partir del cual se desarrolló el volcán San Juan. Es posible observar lo patente, caótico y heterométrico de los materiales que lo constituyen. Coronando este depósito se reconoce un paleosuelo, la pómez inferior, intermedia y superior. Este afloramiento corresponde al punto A5.

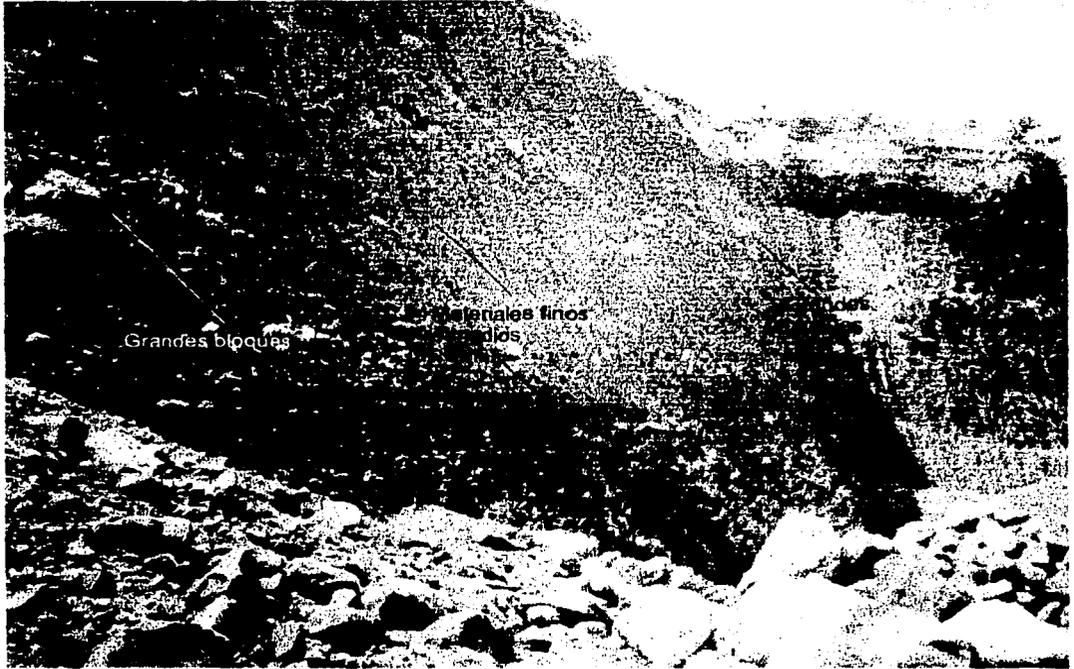


Foto 5. Depósito de flujos de bloques y ceniza (correspondiente al punto B19). Se puede apreciar lo potente del espesor, así como la estructura y textura característica, desde materiales finos hasta grandes bloques.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

reconocer por la secuencia que presentan los materiales fino-gruesos-finos-gruesos (fotos 6, 7 y 8); sin embargo, en este caso, no es un indicador factible, dado que los colapsos pudieron sucederse en diversas direcciones o haber ocurrido cambios en la tasa de emisión, lo que originaría depósitos con una gradación homogénea.

Dadas las características generales de los depósitos de flujos de bloques y ceniza del volcán San Juan, se presenta su descripción y análisis. En los puntos A11, A7 y A6 (fig. 20), presentan una coloración que va de gris a beige, sin embargo la característica más destacable, es lo heterométrico de sus componentes (desde arenas hasta bloques), donde a simple vista el depósito parece no tener un arreglo, pero es posible apreciar una estratificación inversa, con materiales finos en las partes bajas, incrementando su tamaño (de forma gradual) hacia las porciones superiores; lo anterior puede deberse a una conjugación de varios factores, como la explosividad desde el origen, la tasa de emisión y mecanismos de emplazamiento. Se pueden observar grandes bloques (+ de 3 m de eje mayor), así como distinto espesor en los depósitos, condicionados por los rasgos topográficos y el volumen de material colapsado durante cada manifestación. Así, en los puntos A10, A5, B19, B20 y B21 (fig. 21), se observa que el espesor del depósito de flujos de bloques y ceniza se incrementa; la explicación de este aumento es sencilla. Las tres primeras columnas (A11, A7 y A6) se localizan en porciones distales al foco de emisión, mientras que las últimas cinco en sitios más proximales. Otro factor es el nivel altitudinal del relieve preexistente. Las características de los flujos de bloques y ceniza son las mismas para todos los puntos mencionados. Con respecto a los colapsos y los flujos, se puede decir que siguieron la misma dirección que la avalancha de escombros, por lo que ésta, es posible se encuentre por debajo de los flujos de bloques y ceniza, aunque no se tiene registro de afloramiento alguno en estos sitios. Continuando con el análisis, en todas las columnas se aprecia una pequeña unidad, correspondiente a un paleosuelo, que es probable se haya formado a partir de los depósitos de flujos de bloques y cenizas. También está presente el depósito de pómez de caída con sus tres unidades, inferior, intermedia y superior, así como en algunos casos depósitos de escoria, de flujo de lodo y piroclástico.

En lo que respecta a la forma de herradura que exhibe el volcán San Juan (fig. 19) es producto de la finalización de la actividad tipo Unzen, de acuerdo con la modalidad eruptiva interpretada para las primeras etapas de formación del San Juan, ya que al haber colapsado el domo en repetidas ocasiones tuvieron lugar violentas explosiones que destaparon por completo el conducto, dando origen a dicha morfología.

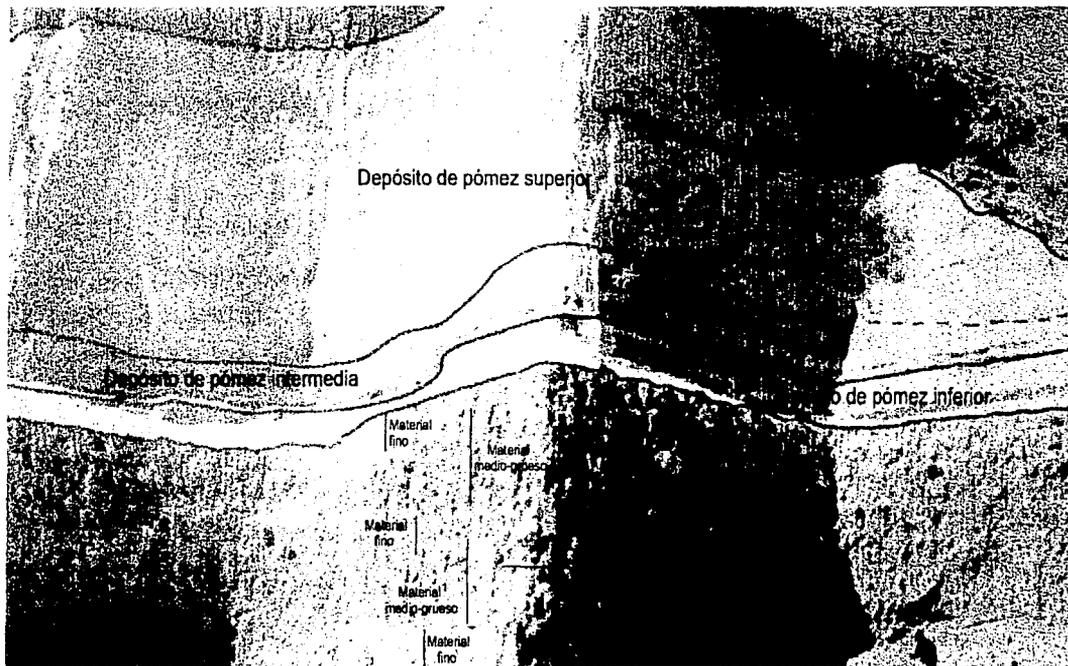


Foto 6. Depósito de flujos de bloques y ceniza (correspondiente al punto A10), donde se aprecia la gradación inversa de los materiales, característica de este tipo de depósitos (los materiales gruesos se disponen sobre los finos). Por encima de este se presenta la secuencia de pómez inferior, intermedia y superior, con diferente espesor, mismos que prevalecen en la mayor parte de los afloramientos.

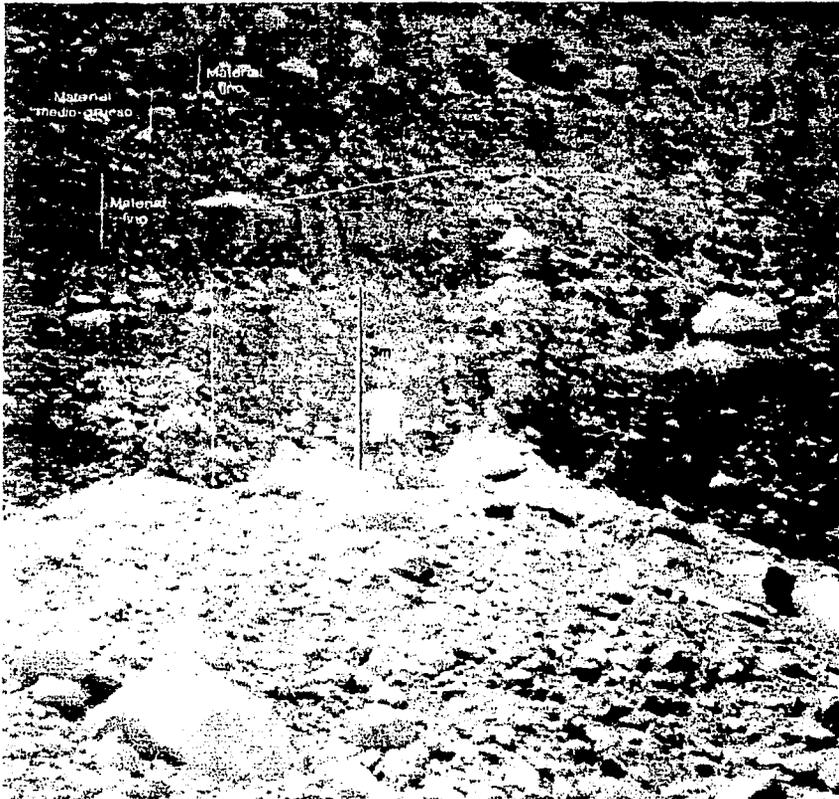


Foto 7. Depósito de flujos de bloques y ceniza correspondiente al punto B19, donde se aprecia la secuencia de materiales finos y gruesos (gradación inversa), indicio del repetido colapso del domo, que les dio origen

TESIS CON  
VALIA DE ORIGEN



Foto 8. Depósito de flujos de bloques y ceniza (corresponde al punto B19); se muestra la fragmentación y disposición de los materiales en el depósito; esta es la expresión característica en todos los afloramientos.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

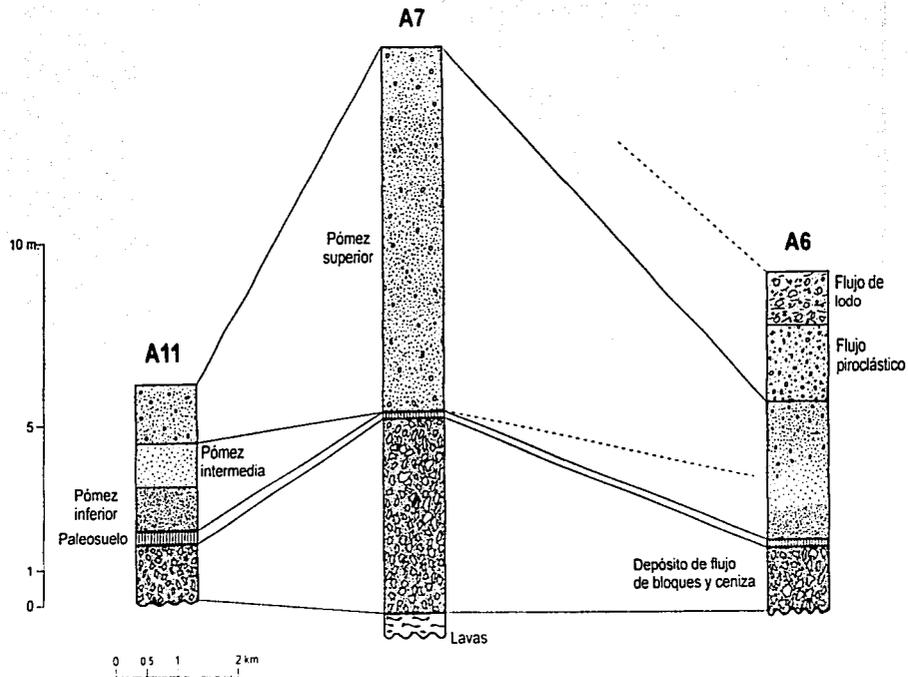


Figura 20. Correlación estratigráfica de los puntos A11, A7 y A6; en estas columnas se observan las tres capas de pómez (inferior, intermedia y superior), así como otros depósitos que corresponden a un paleosuelo, presente en los tres sitios, a pequeños depósitos de flujo de lodo y piroclásticos en el sitio A6; lavas en la columna A7; y flujos de bloques y ceniza aflorando en los tres sitios, donde cada uno exhibe un espesor diferente, que responde a distintos caracteres topográficos y eruptivos.

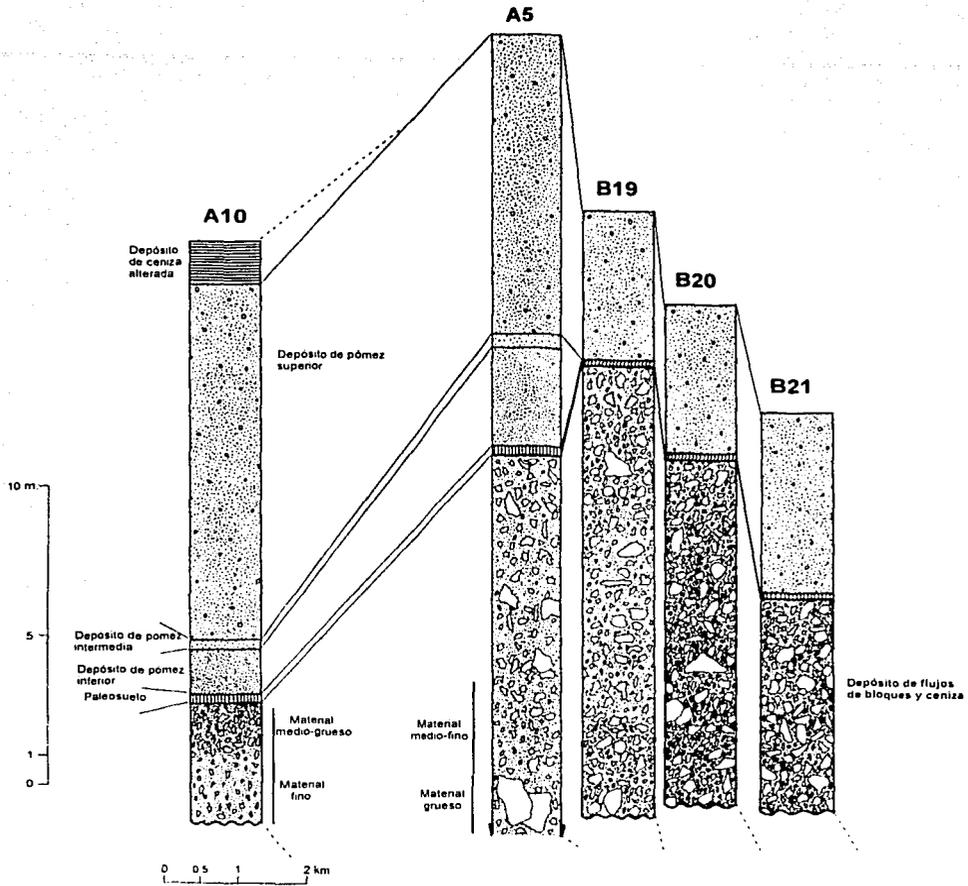
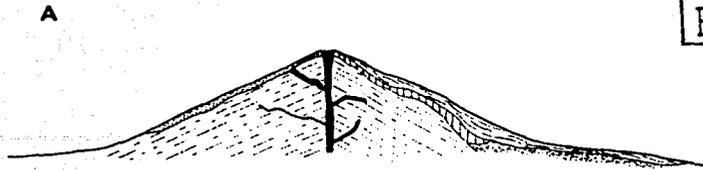


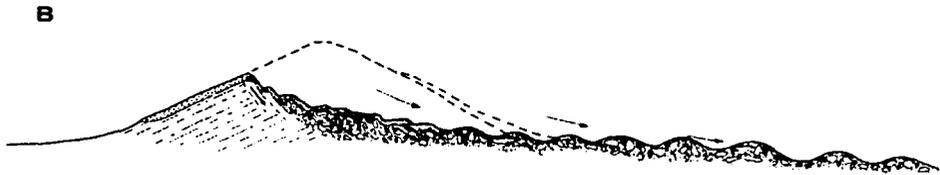
Figura 21. Correlación estratigráfica donde se aprecian las unidades inferior, intermedia y superior de la pómez (equivalentes a la "Pómez Tepic" descrita por Luhr), así como un paleosuelo, un depósito de toba y depósitos de flujos de bloques y ceniza observados en los puntos **A10**, **A5**, **B19**, **B20** y **B21**. Los espesores se muestran más homogéneos, salvo en el punto **A10**, lo cual está en relación directa con la tasa de emisión y ubicación de este, con respecto al foco de emisión.

Posteriormente, se presenta actividad pliniana, la cual origina los grandes depósitos de pómez, a la vez que continúa la apertura del conducto y el ensanchamiento del cráter (lo anterior se explica en el apartado de geología local). Es importante recalcar la similitud que existió en la actividad del volcán San Juan y la observada en el Unzen durante sus manifestaciones de 1990 a 1995. Por lo tanto, el estilo eruptivo que caracterizó la formación del volcán San Juan, se ha definido tipo Unzen.

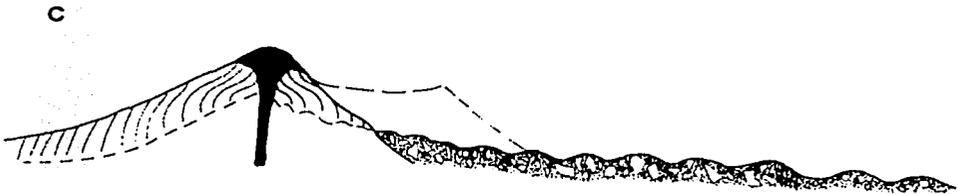
De acuerdo con las características de los colapsos de estructuras volcánicas, de sus respectivos depósitos y de los caracteres que dieron la pauta para hablar de estos dos tipos de manifestación en la zona de estudio (evidencias morfológicas observadas durante la interpretación de fotografías aéreas e imagen de satélite, recorridos de campo y levantamiento de columnas estratigráficas, así como elementos bibliográficos), se presenta un modelo de la evolución y dinámica eruptiva de la estructura identificada y denominada como: "pre San Juan", del actual volcán San Juan; así como de la disposición estratigráfica de los depósitos de avalancha de escombros y flujos de bloques y ceniza (fig. 22). Este modelo parte de la idea de la existencia de una estructura antigua "pre San Juan" (fig. 22a), misma que colapsa y de la cual no se conoce el tipo de actividad que lo ocasiona (Bandai o Bezymmiany), donde una vez sucedido dicho evento se emplazan depósitos de avalancha de escombros hacia el oriente de la estructura (figura 22b). Del edificio colapsado sólo se reconocen dos escarpes, que corresponden a los flancos sur y norte, ya que sobre la ladera occidental y parte del basamento, comienza el desarrollo, a partir de un domo dacítico del actual San Juan (fig. 22c); el crecimiento continúa durante un tiempo no determinado (fig. 22d). Una vez que el domo ha ganado altura, volumen y con la intervención de la gravedad, se suscita el colapso del mismo (actividad tipo Unzen), del cual no se sabe si fue a partir de un domo endógeno o exógeno. Tal manifestación tiene reflejo en los depósitos originados: flujos de bloques y ceniza que se ubican al oriente de la estructura y de los que se cree están sepultando a la avalancha de escombros (fig. 22e). Posterior al colapso, y de manera súbita, se registran violentas explosiones que destruyen en su mayor parte al domo, al mismo tiempo que se destapa de forma parcial el conducto principal (fig. 22f). A partir de estas fases explosivas se originan cambios en la morfología de la estructura, como un gran cráter en forma de herradura en la cima, abierto hacia al flanco oriental (fig. 19). Las etapas subsecuentes son erupciones plinianas, que generan depósitos pumíticos y terminan de abrir el conducto; posteriormente se desarrolla un domo en la boca de este gran cráter en herradura; se edifica un pequeño cono en el flanco norte, así como sus respectivas coladas.



Antigua estructura, "Pre San Juan"



Colapso de la estructura denominada "Pre San Juan" y generación de depósitos de avalancha de escombros

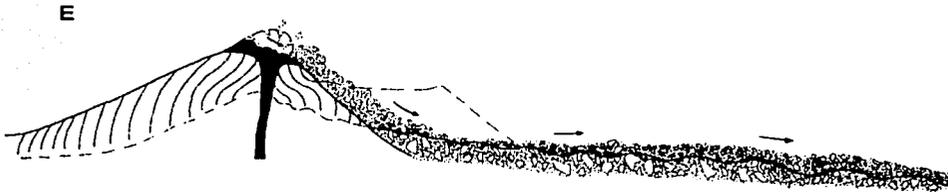


Desarrollo del volcán San Juan a partir de un domo dacítico y escarpe norte, relicto del "Pre San Juan"

Figura 22. Modelo hipotético que muestra el colapso de la estructura denominada "Pre San Juan"; así como el desarrollo del actual volcán San Juan y la relación estratigráfica que guardan sus respectivos depósitos.



Aumento en la altura y volumen del domo, a partir del cual se constituye el volcán San Juan



Colapso de domo y generación de flujos de bloques y ceniza, emplazados sobre los depósitos de avalancha de escombros del "Pre San Juan"



Erupción violenta, destrucción total del domo y apertura parcial del conducto principal (termina la actividad tipo Unzen)

Figura 22. Continuación.....

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

De acuerdo con Siebe *et al.* (1995), es importante considerar que los innumerables depósitos de avalancha de escombros y flujos de bloques y ceniza observados no sólo en México sino en todo el mundo, demuestran que las erupciones que conducen a un colapso, de una estructura volcánica o dómica, no son un proceso aislado, sino una característica inherente al desarrollo de volcanes poligenéticos.

Continuando con el análisis estratigráfico, se tiene que para los depósitos de pómez que sobreyacen tanto a la avalancha de escombros como a los flujos de bloques y ceniza, se distinguieron tres unidades: inferior, intermedia y superior (foto 9) las cuales varían en espesor dependiendo de la distancia del volcán. Un ejemplo, de las distintas capas de pómez e incluso su ausencia, se muestra en tres columnas estratigráficas correspondientes a los puntos B11, A17 y A3 (fig. 23). Cabe mencionar que estos tres sitios fueron considerados de acuerdo con la ubicación que guardan con respecto al foco de emisión, es decir, se tienen dos extremos, al norte y sur, y uno más al centro-este del volcán (fig. 13). De esta forma se trata de mostrar un panorama general de la amplitud de la distribución de la pómez, a partir de la correlación estratigráfica de las columnas levantadas en los sitios antes mencionados.

De acuerdo con lo observado en estas columnas la pómez inferior solo esta presente en la columna A3, su espesor medido es de ~80 cm; aunque este es mayor en otras áreas. La ausencia de esta primer capa de pómez en las columnas B11 y A17, se puede relacionar con la dirección del viento a la hora de la erupción y posterior deposición, o bien a un factor erosivo postdeposicional. La unidad intermedia, ausente en la columna B11, mientras que en la A17, su espesor es de 4.16 m disminuyendo hasta 33 cm; esta ausencia y cambio tan marcado de espesor puede ser indicador de actividad no sostenida o cambio en la dirección del viento. La pómez superior mantiene un espesor más o menos constante en los tres sitios, de 6.5 a 7 m, lo que refleja intensa actividad, duración considerable y calma en lo referente a los vientos, hechos que se manifiestan en la poca dispersión de los materiales y espesor de los depósitos.

En lo que se refiere a la columna B11, la base del depósito esta formada por un horizonte de ceniza alterada y fragmentos de lava; por su parte, la A17 presenta un paleosuelo (fig. 23); estos materiales provenientes de una fuente distinta al volcán San Juan.

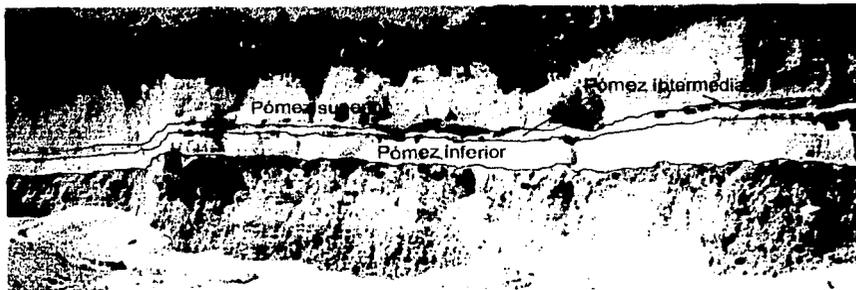


Foto 9. Muestra diferentes sitios en los que se presentan depósitos de pómez, así como sus unidades: inferior, intermedia y superior; además es posible apreciar la textura, estructura y variación de espesor para cada uno de los estratos pumíticos.

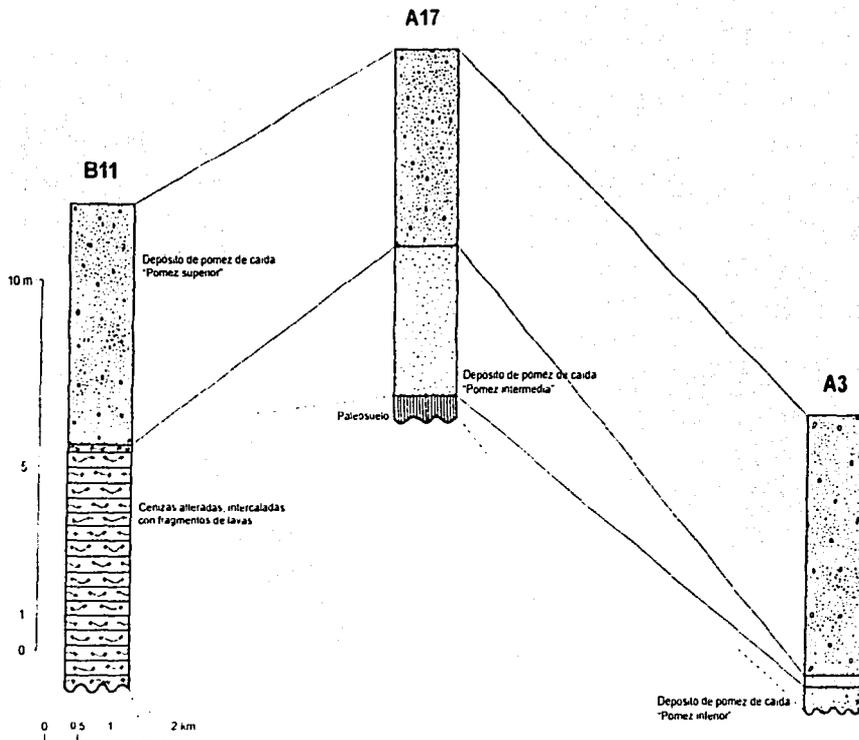


Figura 23. Muestra la correlación estratigráfica de las tres unidades de pómez (inferior, intermedia y superior), así como, de otros materiales identificados durante los trabajos de campo; el espesor de la pómez superior se mantiene homogéneo en las tres columnas; la pómez intermedia refleja cambios drásticos en su espesor, de la columna A17 a la columna A3, desapareciendo hacia la columna B11; mientras que, la pómez inferior solo se localiza en la columna A3. Esta variación que presentan las distintas capas de pómez obedece a la tasa de emisión durante la actividad que les dio origen, así como a la distancia y nivel altitudinal donde se realizó el levantamiento, es por estas dos últimas razones que se identifican otros materiales en la base de cada una de estas columnas.

FALLA DE ORIGEN

A partir de esta correlación se pudo definir que las variaciones de espesor obedecen a la cercanía o lejanía del depósito con respecto al foco de emisión; pero de manera principal se atribuye a la dirección del eje de dispersión de la columna eruptiva y tasa de emisión durante cada fase. Es importante mencionar que por sus características (de textura, estructura, componentes y espesor) estos depósitos pumíticos responden a un evento de caída.

De manera general, las características observadas para la pómez en todos los afloramientos y para cada estrato son:

-El estrato inferior, es un depósito de pómez de coloración blanquecina, masivo y muy compacto, donde se reconocieron dos sectores, diferenciados por los tamaños de la pómez. El primero, es masivo, con textura de arena gruesa a gravilla y presencia de líticos, ambos con estructura angulosa a subangulosa. El segundo horizonte también masivo, la pómez con textura de arena fina, y presencia de componentes líticos; tanto la pómez como los líticos muestran forma angulosa a subangulosa. Intercalados con estos dos estratos se reconocen bandas de pómez de coloración naranja en las que se respeta tanto la estructura como la gradación, que en este caso es de arenas medias a finas, es decir, inversa.

Aunque se diferencian estos dos estratos y bandas, se presume sea una sola unidad, y este cambio en la gradación y coloración se deba a pulsaciones e interacción con agua durante la emisión de este material; mientras que la angulosidad es producto de la naturaleza explosiva de la erupción.

-El estrato intermedio es masivo, poco consolidado, de coloración blanquecina a gris claro, textura de arenas finas a medias y estructura subangulosa; también se reconocen líticos de estructura angulosa y textura de gravillas. Intercalados con este depósito se presentan bandas de pómez y ceniza color ocre, así como líticos. La coloración de estas bandas puede ser resultado de la interacción de los materiales con agua al momento de la erupción y la estructura subangulosa se debe a la componente explosiva de la erupción.

-El estrato superior es masivo, poco consolidado, de coloración blanquecina a beige muy tenue, textura de arenas gruesas a gravas y estructura subangulosa a redondeada; se reconocen líticos angulosos a subangulosos. La estructura que presenta la pómez y los líticos responde a la explosividad registrada durante la

erupción; mientras que la redondez de la pómez que ocupa las porciones superiores se debe a un proceso de retrabajo postdeposicional (producto de la erosión fluvial, pluvial y de un proceso de transporte laderas abajo, aunado a esto se presenta la susceptibilidad de este material a la erosión). Lo anterior adquiere mayor relevancia al ser esta capa la última manifestación pumítica del volcán San Juan, y por consiguiente, la capa superficial en la mayoría del área de estudio.

Cabe mencionar que en el sector oriental del volcán San Juan, es posible reconocer una fina capa de escoria color gris. La cual es probable que en un principio haya tenido una disposición más amplia en la región; sin embargo, ha sido erosionada y removida. Por encima de esta, están presentes depósitos de flujos de lodo, con espesor de 1.5 a 4 m; es probable que se hayan originado del drenaje de la cuenca de la caldera, después de la erupción de la "Pómez Tepic". Estos, de cierta manera, han preservado la capa de escoria, la pómez y los flujos de bloques y ceniza en este sector.

#### **Consideraciones finales.**

Con base en el análisis geológico regional, local y estratigráfico del complejo volcánico Sierra de San Juan, se tiene conocimiento de que la zona se encuentra inmersa en una región tectónica activa, que en un momento dado originó el vulcanismo antiguo y que aún tiene implicación en la actividad reciente (Cuaternario).

Se sabe que el volcán San Juan ha registrado tres erupciones explosivas que corresponden a dos depósitos de flujo piroclástico datados en ~33 750 y ~23 010 años, así como una erupción pliniana datada en ~14 770 años, misma que dio origen a la "Pómez Tepic". Sin embargo, se hace necesario realizar dataciones en los productos emitidos después de las manifestaciones plinianas; del domo y su respectiva colada, así como del pequeño cono y sus derrames, situados respectivamente en los flancos E y N del cráter del San Juan (manifestaciones más recientes). Lo anterior se considera pertinente debido a los datos expuestos por Waitz, Foshag y Gonzalez-Reyna (en Luhr, 2000) donde el primero reporta una erupción del Volcán San Juan en el año de 1742, mientras que los segundos indican que la última erupción ocurrió en 1859 (datos que deben tratarse con prudencia, debido a su dudosa veracidad). El fin de dichas dataciones es para poder considerar o no, activo al volcán San Juan, que de acuerdo con las normas de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI), un volcán es activo si en los

últimos 10 000 años registra una manifestación eruptiva, no olvidando que este parámetro es arbitrario.

Un hecho importante es que a partir de los recorridos de campo y el levantamiento de columnas estratigráficas, se evidenciaron dos depósitos: avalancha de escombros y flujos de bloques y ceniza, mismos que sirvieron como indicadores del tipo de actividad que se ha presentado en la zona y de los cuales no se tiene reporte, de actividad tipo Bezymmiany o Banday y Unzen. El análisis estratigráfico, ha permitido la reconstrucción de la dinámica eruptiva de la estructura denominada "pre San Juan", así como del actual San Juan.

Lo anterior da pie a considerar otro factor (en caso de ser activo), la recurrencia de un posible colapso. Como ya se mencionó, estos fenómenos pueden ser únicos o cíclicos en la historia de un volcán, teniendo en cuenta que la recurrencia es de miles de años o incluso de un par de cientos de años. La evidencia más clara de que este tipo de eventos han ocurrido en el área de estudio, son las distintas fotografías y columnas estratigráficas levantadas en campo, en donde se pone de manifiesto el tipo de actividad a suscitarse, así como el alcance que pudiera tener, tanto en distancia como en volumen. Sin olvidar que el actual San Juan reúne las características de los volcanes susceptibles a sufrir colapsos, tanto por su constitución como por su ubicación.

Tomando en cuenta las anteriores consideraciones, pudiera ser el punto de partida para la realización de las dataciones correspondientes y así corroborar los datos de las últimas erupciones. Lo que en un momento dado sugeriría la instalación de una red de monitoreo en el área, enfocada a valorar futuras manifestaciones magmáticas, dada la cercanía del volcán San Juan con las poblaciones de Tepic y Xalisco. De acuerdo con Espíndola (1999), la actividad asociada a una erupción comienza antes de que esta sea evidente en la superficie.

### III. ANÁLISIS MORFOMETRICO.

La cuantificación de determinados elementos del relieve se define como morfometría, es el tema que se desarrolla en este capítulo. A partir de una medición sistemática de la red fluvial, de las alturas absolutas y relativas, así como de la inclinación del terreno (Lugo, 1991 y Simonov, Y. en Zamorano, J.J. 1990), se analizan las formas de relieve elaborando mapas temáticos específicos para cada una de las variantes mencionadas.

De esta manera, el análisis del relieve, a partir de su cuantificación y elaboración de mapas morfométricos es fundamental, ya que permite una comprensión de los procesos exógenos y endógenos (modeladores y formadores del relieve). En este marco Lugo (*op. cit.*), menciona que los mapas morfométricos son una herramienta indispensable para comprender el relieve, identificar formas, reconocer estructuras y procesos actuales, así como las relaciones que existen entre ellos.

El objetivo de llevar acabo un análisis morfométrico es obtener un diagnóstico del modelado actual y general del relieve, y de esta manera mostrar la relación entre las formas y los procesos. El punto de partida es la elaboración de los mapas altimétrico, pendientes, densidad de la disección, profundidad de la disección y energía del relieve, mismos que se analizan a continuación:

#### **3.1 Altimetría.**

El objetivo del mapa altimétrico es simplificar la información proporcionada por el mapa topográfico, a partir de la definición de pisos altitudinales contrastantes, que ayuden a identificar y caracterizar de manera inmediata la configuración del relieve. De su interpretación se establecen las unidades morfológicas mayores.

Para la elaboración de este documento se realizó un muestreo sistemático de alturas absolutas, para esto se tomó en cuenta cada punto de intersección de las coordenadas UTM que aparecen en el mapa topográfico escala 1:50 000 (INEGI); se obtuvo una muestra de 420 datos, donde el valor mínimo es de 280 m mientras que el máximo es 2240 m. Con esta relación se elaboraron cinco histogramas de frecuencia (con el fin de facilitar la comprensión de los datos con respecto a la normal), con intervalos de 5, 7, 10, 12 y 15 seleccionados al zar.

Analizada la distribución de los datos se seleccionó el histograma, y de acuerdo con el objetivo, el más adecuado fue el de 7 rangos, mismo que presenta una distribución más cercana a la normal (campana de Gauss). Una vez identificado el histograma y las frecuencias, se procesaron los datos en el sistema de información geográfica ILWIS, previa digitalización de curvas de nivel. De esta manera se obtuvo una primera variante del mapa altimétrico de la región de estudio.

No obstante la selección del histograma y una previa visualización cartográfica, se consideró necesario su fragmentación en intervalos más pequeños (cada 80 m) para los valores que fluctuaban entre los 840 y 1080 msnm. De esta manera se hicieron evidentes pisos altitudinales que facilitan la definición de las unidades de relieve, como la Caldera de Tepic y las planicies. En función de esta nueva configuración se obtuvo el mapa altimétrico definitivo, representado en 10 rangos altitudinales (fig. 24)

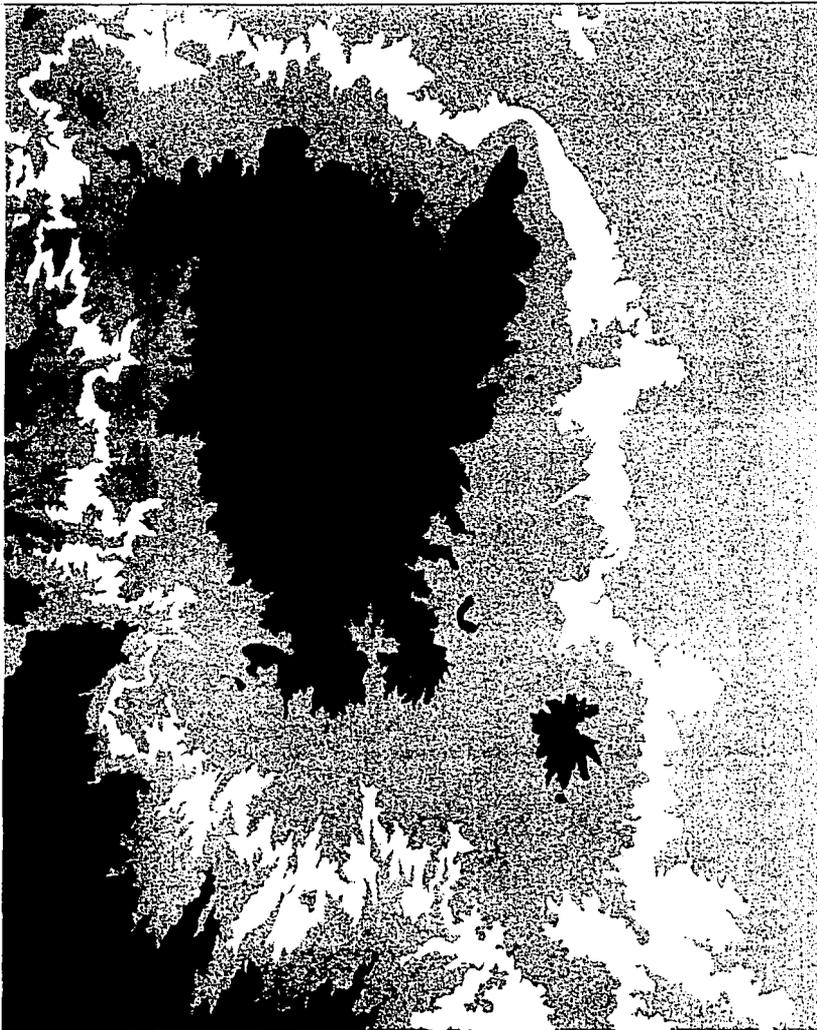
Para interpretar el mapa altimétrico fue necesario hacer uso del modelo sombreado del terreno y del mapa de pendientes, ya que con la sola definición de pisos altitudinales no fue posible determinar todas las unidades morfológicas. A partir de esta interacción se logró una mejor diferenciación de las zonas: montaña, premontaña, piedemonte volcánico, piedemonte erosivo-acumulativo (rampas), planicie ligeramente inclinada y planicie. Todas estas unidades se hallan representadas en el modelo sombreado (fig. 25).

De acuerdo con lo anterior, su distribución es la siguiente:

1. Zona de montaña. Abarca de los 1640 a los 2240 msnm, comprende la porción cumbre y parte de las laderas que definen los edificios volcánicos Cerro Alto y San Juan, una porción de los escarpes relicto de la estructura del "pre San Juan"; algunos domos y edificios menores, así como las coladas más próximas asociadas a estas estructuras. De manera general, esta unidad de relieve presenta una red de drenaje poco densa y profunda, con patrón subdendrítrico. La inclinación del terreno para esta unidad es heterogénea, no hay un valor predominante; de tal modo, existen pendientes de 2° a 45°.

105 02  
21 32

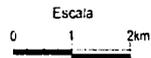
104 62  
21 32



21 20  
105 02

21 20  
104 62

Figura 24. Mapa Altimétrico  
(Valores en msnm)



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

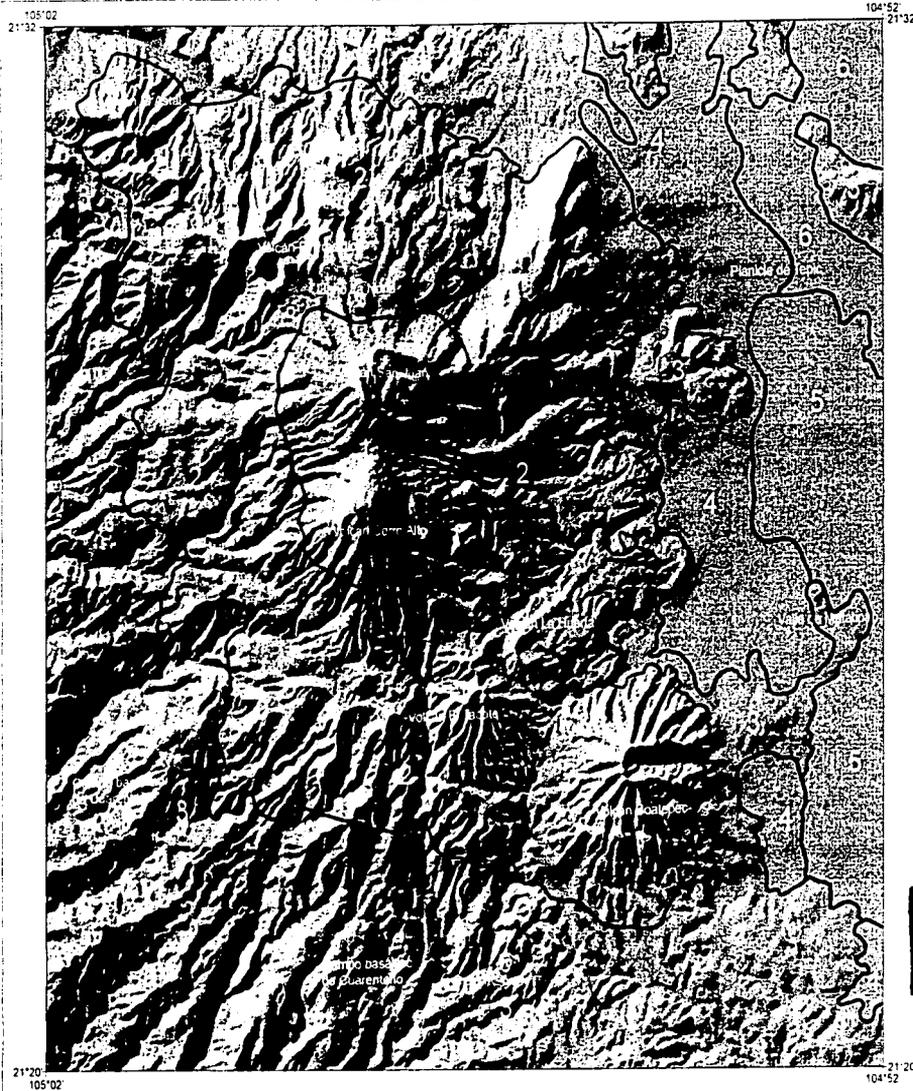


Figura 25. Modelo sombreado del relieve donde se presentan las unidades morfológicas obtenidas del análisis altimétrico.

2. Zona de premontaña. Comprende un área más vasta y su límite inferior lo establece de manera aproximada la cota de 1080 msnm. Se reconocen las siguientes formas del relieve: coladas de lava asociadas al volcán San Juan y Cerro Alto, edificios volcánicos aislados: Coatepec, El Tacote, La Huerta, El Astal y El Presidio; laderas y lomeríos complejos constituidos por depósitos de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, lavas y pómez. También quedan incluidas en esta categoría formas volcánicas menores: domos, volcanes, lavas asociadas y llanos volcánicos. En esta zona se incrementa la densidad de la red fluvial que desarrolla patrones de drenaje subdendrítico a dendríticos, los rangos de inclinación del terreno son similares a la unidad anterior.

3. Piedemonte volcánico. Representa un territorio constituido por depósitos y edificios de origen volcánico, así como por una zona en la que no se reconoce la morfología original, definida por el campo basáltico de Cuarenteño. A todo este territorio se le atribuye una antigüedad mayor con respecto a las dos unidades ya descritas.

Los límites altitudinales que definen esta área se encuentran de forma aproximada entre los 520 y los 1000 msnm. Ocupa la periferia de la premontaña, y es más extensa hacia la porción S, SW y SE, no así en los flancos E, W y N. Las formas de relieve que constituyen el piedemonte volcánico han estado expuestas durante más tiempo a los agentes modeladores, tal afirmación se refleja en un patrón fluvial dendrítico muy denso, que en la actualidad presenta una dinámica muy activa con numerosos circos de erosión.

4. Piedemonte erosivo-acumulativo (rampas). Se localiza al E de la zona de estudio, las cotas que lo definen de manera aproximada son las de 900 y 1000 msnm. Su principal característica es su constitución de depósitos de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, pómez, aluviones y proluviaciones. La cercanía con el nivel de base local se manifiesta en una simplificación del diseño fluvial subparalelo, que modela esta unidad.

5. Planicie ligeramente inclinada. Se localiza en la porción E y SE del área de estudio, delimitada por la cota de 920 msnm; esta región recibe el nombre local de valle de Matatipac. Su origen está ligado a procesos fluviolacustres, donde la deposición es el proceso más importante. Esta superficie es casi horizontal con variaciones de pendiente poco marcadas (2° a 6°). La dinámica exógena está definida por inundaciones de temporada y extraordinarias.

6. Planicie. Ubicada en el extremo NE, corresponde a la llanura de inundación del río Mololoa y el piso de la caldera de Tepic. Su génesis y dinámica son similares a la unidad anterior, y representa la porción más deprimida de la zona, con ~ 900 msnm.

A través del análisis altimétrico se pudo inferir de manera indirecta la génesis y dinámica del relieve para cada una de las unidades mayores.

### **3.2 Inclinación del terreno.**

El objetivo de clasificar el relieve por su distinta inclinación, es el de definir la relación que existe entre la dinámica de las laderas, la morfología y la estructura geológica. Con estos elementos es posible inferir áreas susceptibles a erosión y procesos gravitacionales.

La elaboración de este mapa consiste en transformar la distancia que existe entre curvas de nivel a valores de pendiente, ya sea en grados o porcentaje, mediante la utilización de la función trigonométrica tangente.

Donde:

P= Pendiente.

Dv= Distancia vertical (equidistancia entre curvas de nivel)

Dh= Distancia horizontal (distancia entre curvas de nivel)

$$P = Dv + Dh \times \tan^{-1}$$

En esta investigación se utilizó un sistema de información geográfica (ILWIS). Con lo que se logró un grado de precisión, detalle y rapidez, al tiempo que se pudo escoger el mapa definitivo entre tres variantes realizadas. Dicho mapa se apegó a las características observadas en campo, quedando definido por seis rangos de inclinación (fig. 26).

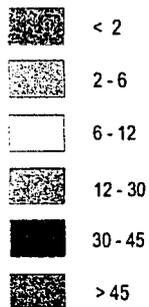
En el análisis de las pendientes no se utilizaron las unidades morfológicas establecidas a partir del mapa altimétrico, ya que no se presenta una relación tan clara como en el caso anterior, esto se debe a la complejidad del territorio en estudio, donde se conjugan procesos geológicos de diferente edad, estructura y dinámica. El relieve

105°02'  
21°32'

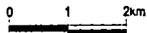
104°52'  
21°32'



Figura 26. Mapa de Pendientes  
(Rangos en grados)



Escala



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

21°20'  
106°02'

21°20'  
104°52'

es principalmente Cuaternario y se sobrepone a uno antiguo (Oligoceno-Mioceno) de morfología compleja. A continuación se explican las pendientes del terreno y su relación con las formas de relieve.

A) 0° a 2°. Se presenta en el extremo NE de la zona de estudio, en las porciones interiores y exteriores de la caldera de Tepic. También, se puede observar evidenciando relieves específicos como llanos volcánicos, la mayoría presentes sobre y entre las coladas de lava del último evento eruptivo del San Juan. Del mismo modo, son recurrentes en los fondos de cráter, del San Juan, Cerro Alto y El Presidio, así como en superficies interfluviales diseminadas por toda la zona.

B) 2° a 6°. Este rango se distribuye en las porciones E, NE y SE, corresponde a la planicie ligeramente inclinada y el piedemonte erosivo-acumulativo. En menor proporción en cuanto a área se refiere, se tiene la superficie inclinada de La Noria (llano volcánico), rampas de material piroclástico situadas al pie de las laderas exteriores de la caldera de Tepic, en la periferia de El Astal y otros edificios menores; también en la porción superior de numerosas coladas, así como en los fondos de valles tectónicos de las porciones N y S.

C) 6° a 12°. Esta categoría se halla distribuida de manera heterogénea en toda el área de estudio, de manera particular representa las superficies lávicas más cercanas foco de emisión, de morfología más convexa. Esta característica es la diferencia con el intervalo anterior. De igual manera este rango es el representativo de todos los fondos de valle.

D) 12° a 30°. En este intervalo quedan representadas las laderas que definen las estructuras volcánicas mayores: San Juan, Cerro Alto, El Astal, Coatepec y El Tacote. De igual forma los frentes más lejanos de las coladas de lava asociadas a las estructuras mencionadas; el campo basáltico de Cuarenteño (de edad Oligoceno-Mioceno), localizado al SW; los volcanes y domos distribuidos sin un arreglo aparente al N del volcán San Juan, así como las laderas inferiores que limitan los fondos de valle y el borde superior de la caldera de Tepic.

E) 30° a 45°. La distribución de estos valores se circunscribe a los frentes de lava más escarpados, laderas pronunciadas de estructuras, vertientes interiores y exteriores de

cráteres, y la porción superior de las laderas de valles estructurales o contactos entre unidades de relieve.

F) > a 45°. Al igual que en el caso anterior, representan zonas accidentadas y abruptas como cimas y laderas de barrancos asociados a los volcanes El Astal, Coatepec y Tacote; laderas interiores de cráter de los volcanes San Juan, El Presidio y Cerro Alto; escarpes de explosión de estructuras como el "pre San Juan", Coatepec, El Tacote y caldera de Tepic, así como laderas de domos y volcanes adventicios; cabeceras de barrancos que modelan el campo basáltico de Cuarenteño. Los valores de 30° a 45° y > a 45° se combinan e interactúan en zonas similares (escarpes, cimas y zonas abruptas de lavas y estructuras).

El análisis de la inclinación del terreno permitió, de manera indirecta, identificar algunos aspectos de la dinámica exógena de este territorio; en particular los procesos de ladera.

### **3.3 Densidad de la disección**

La finalidad de un mapa de densidad de la disección, es mostrar la relación entre longitud los cauces fluviales en un área determinada; y de esta manera resaltar zonas del relieve con predisposición a presentar procesos de erosión.

En el análisis de densidad de la disección se conjugan valores máximos y mínimos, los cuales se relacionan con el proceso fluvial. Este estudio se complementa con el trabajo de campo.

Como primer paso para la elaboración de este mapa, fue necesario marcar la red fluvial en la carta topográfica 1:20 000; después se procedió a su medición, en áreas de 1 Km<sup>2</sup>. Los valores obtenidos para cada superficie se capturaron y procesaron en los programas: *Excel* y *Surfer*.

Resultó un mapa de isoclasas, que definen nueve rangos de valores de km/km<sup>2</sup> con intervalo de 1.5 Km (fig. 27).

Los factores que condicionan la densidad de la disección, pueden dividirse en dos grupos: los directos, que tienen relación con el relieve, y los indirectos que dependen de las condiciones climáticas. En el primer caso son: tipo de roca, estructura

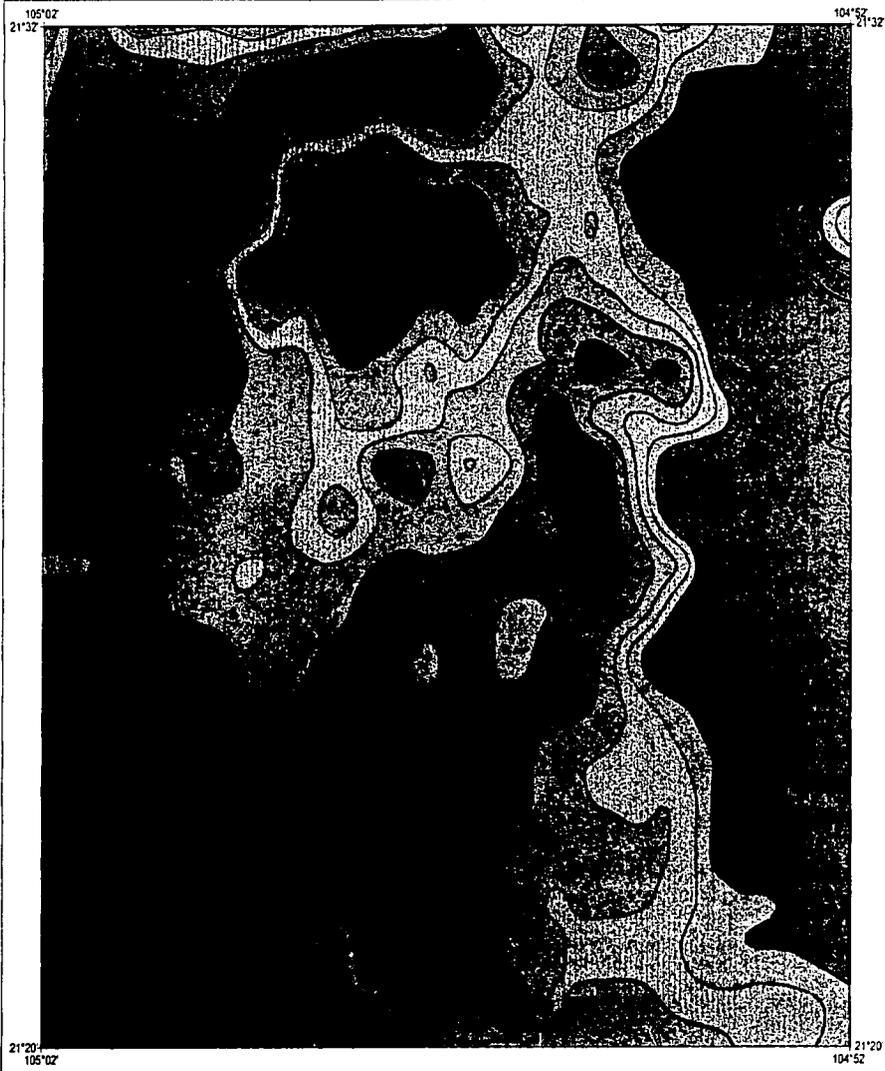
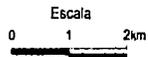
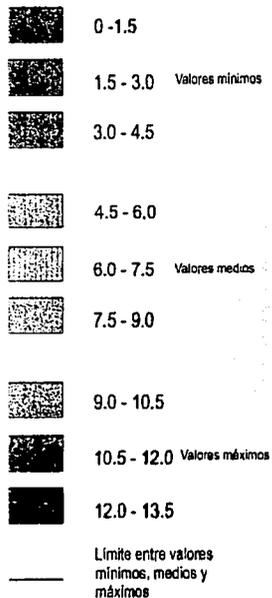


Figura 27. Mapa de densidad de la disección.  
(Valores en Km/Km<sup>2</sup>)



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

geológica, densidad de fracturas y diaclasas, pendiente, geometría del terreno y compactación de los materiales. En el segundo grupo: la intensidad y tipo de precipitación, así como la presencia y desarrollo de la cubierta vegetal.

Es conveniente señalar que la relación entre los valores de densidad y las unidades morfológicas no es la más idónea, dada la complejidad de la zona, ya que es posible reconocer diversos depósitos (en su mayoría volcánicos), con diferencias bien marcadas en cuanto a edad, estructura, disposición y modalidad del evento que los originó; sin olvidar la influencia de la humedad.

Los nueve rangos representativos de este mapa, en  $\text{km}/\text{km}^2$ , se han agrupado en tres categorías para su explicación: mínimos (0 - 4.5), medios (4.5 - 9.0) y máximos (9.0 - 13.5). Este análisis se apoya también, en la fotointerpretación y el trabajo de campo, así como en la información cartográfica geológica y climática.

A) 0 a 4.5  $\text{km}/\text{km}^2$ , valores mínimos. Se distribuyen en dos zonas, la primera representada por una planicie que se subdivide por su inclinación en tres tipos: una superficie casi horizontal con variaciones mínimas de pendiente; otra ligeramente inclinada (de  $2^\circ$  a  $6^\circ$ ), y una tercera que se reconoce como un terreno de transición, que corresponde a la porción más distal del piedemonte. En las tres predomina un proceso de deposición de sedimentos por las corrientes fluviales. El factor que condiciona la dinámica anterior, es la poca o nula inclinación del terreno.

El clima influye, dado que se aprecia en la relación de valores del mapa de densidad, con el bajo índice de humedad en las vertientes interiores de la sierra, consideradas menos húmedas que las exteriores; esto significa menor cantidad de lluvia y presencia de corrientes intermitentes.

La segunda zona de valores mínimos se observa en el volcán San Juan y sus coladas de lava, al norte de la zona de estudio. Este relieve se originó a partir de la última etapa eruptiva, conocida como SJ3 en la literatura especializada; incluye un cono piroclástico y flujos lávicos de edad menor a 14, 500 años (Demant 1979, 1981 y Luhr 2000). Debido a la juventud del relieve y características litológicas, el agua de lluvia se filtra y no favorece los escurrimientos, por otro lado el tiempo no ha sido suficiente para que las corrientes fluviales actuales se integren en redes fluviales densas de un poder erosivo importante. En la actualidad los pocos cauces aprovechan las fronteras

entre las distintas coladas de lava. Las condiciones de humedad son similares a las descritas anteriormente.

B) 4.5 a 9.0 km/km<sup>2</sup>, valores medios. En este caso la distribución es menos homogénea con respecto a la anterior. Su localización se restringe a cimas volcánicas (cráteres), laderas y coladas de lava asociadas al San Juan, Cerro Alto, Coatepec y caldera de Tepic. El incremento de la densidad de la disección se debe a la edad de la roca (Plioceno-Pleistoceno), la constitución litológica (potentes depósitos de pómez susceptibles a la erosión que cubren amplios territorios); la precipitación (~ 1000 mm anuales en la porción cumbre de la sierra); y una gran diversidad en cuanto a inclinaciones del terreno se refiere (entre 6 y 30°).

El límite N y S del área de estudio, también se incluye en este intervalo, y se explica por la edad de los materiales, del Oligoceno-Mioceno. De esta manera esta representado el relieve con mayor edad de esta región. Esta zona forma parte de las vertientes exteriores de la sierra, lo que favorece la influencia directa del océano, y genera unos 400 mm de lluvia durante el mes de máxima precipitación.

Otra zona de distribución, a manera de alvéolos dispersos corresponde a coladas de lava, al volcán El Tacote y a un sector de lomeríos y laderas complejas al E del volcán San Juan, que tienen relación con depósitos de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, lavas y pómez. Los cauces de poca longitud cortos que definen densos patrones subparalelos, mismos que se deben a la relativa antigüedad y poca consolidación de los materiales. La textura de los materiales juega un doble papel: al favorecer los escurrimientos y facilitar la filtración del agua de lluvia. En este sentido hay que aclarar que las lluvias no determinan por sí solas la presencia de escurrimientos, como en la zona que se analiza, y que se trata de la vertiente menos húmeda: la interior.

C) 9.0 a 13.5 km/km<sup>2</sup>, valores máximos. Están presentes en zonas donde las rocas son antiguas (Oligoceno-Mioceno) y el clima es el más húmedo (1200 mm, promedio anual). Estas características son determinantes para el desarrollo de diseños fluviales dendríticos y subdendríticos que generan erosión activa. Al mismo tiempo, ésta elevada densidad responde a estructuras disyuntivas, que modifican y aceleran la dinámica fluvial de la zona. Las regiones correspondientes son cuatro: la primera es el campo basáltico de Cuarenteño, los volcanes El Tacote y La Huerta con sus respectivas coladas, todos ellos ubicados al SW y S del volcán San Juan.

La segunda se localiza al norte, en la zona de transición entre los materiales más recientes del volcán San Juan y coladas andesíticas del Oligoceno-Mioceno. Al igual que en el caso anterior, se reconoce influencia tectónica (fallas). La tercera región se localiza en el extremo oeste, la integran el volcán El Astal y coladas de lava asociadas a las primeras manifestaciones efusivas del volcán San Juan y Cerro Alto. La última se ubica en la porción centro-este, la representan lomeríos y laderas complejas constituidas de depósitos de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, lavas y pómez.

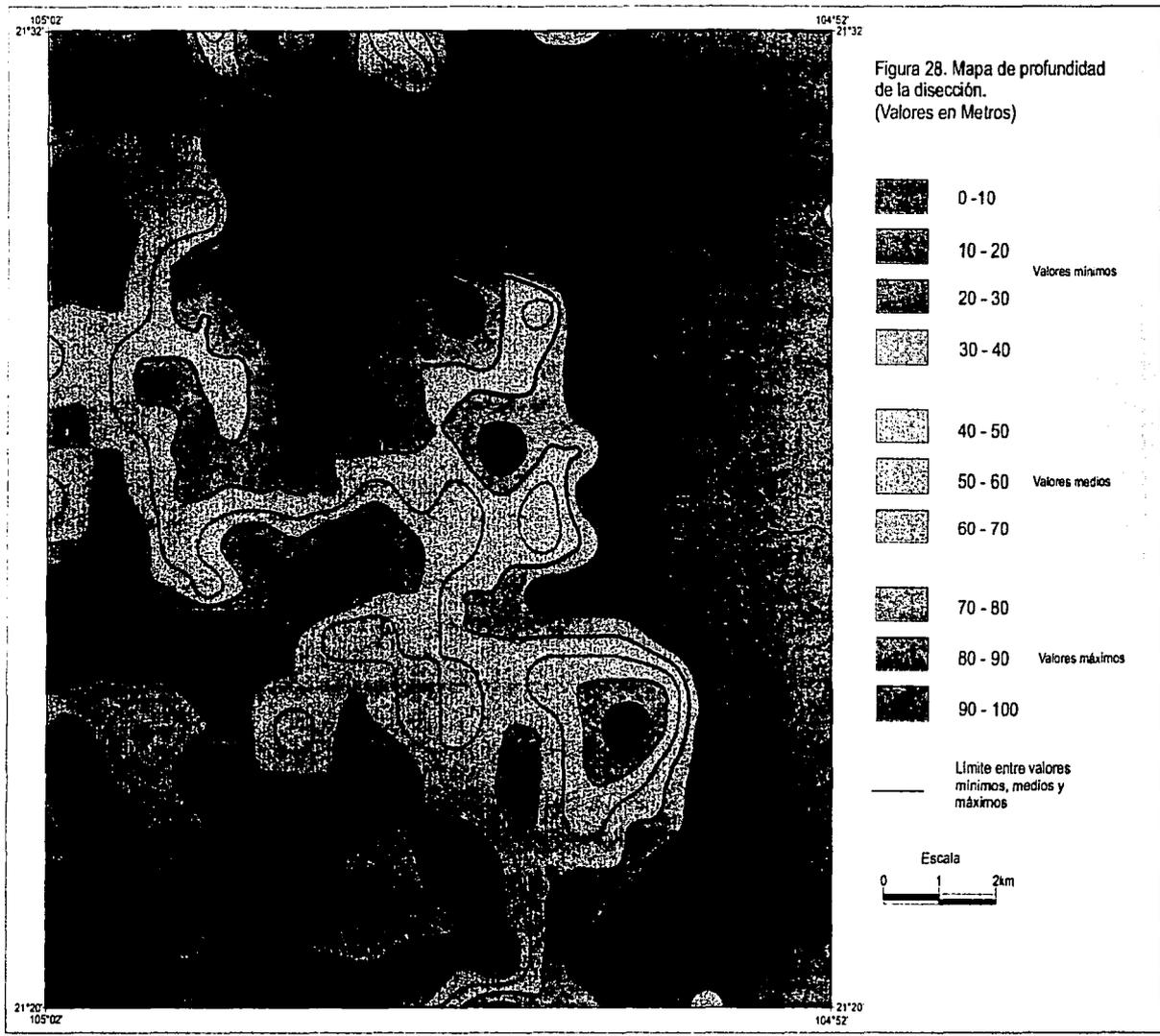
El análisis de la densidad de la disección permitió conocer la edad relativa del relieve. Este aspecto refleja de manera indirecta el tipo de sustrato, inclinación del terreno, diseño estructural y condiciones climáticas, en particular la precipitación. La información numérica obtenida se aplicó para establecer las secuencias eruptivas de volcanes antiguos, donde la morfología primaria ya estaba desmantelada. También sirvió de punto de partida para aplicar otros métodos de análisis en aquellas regiones donde los valores eran mínimos y no quedaba en claro el papel de la acción fluvial; es el caso de las porciones más distales del piedemonte y de todas las subregiones en que se dividió la planicie. De manera más puntual, los resultados de este apartado se exponen en el último capítulo.

### **3.4 Profundidad de la disección**

Este método tiene el objetivo de valorar el trabajo erosivo de los ríos en la vertical; es decir, la distancia al talweg y la ruptura de pendiente más representativa y próxima a la ladera inferior del valle (Simonov, en Zamorano, 1990). La captura de datos se hace directamente en el mapa topográfico (en este caso fue 1:20 000), y los valores son expresados en metros.

Los factores que condicionan la profundidad de la disección son los mismos que el en caso anterior. Es importante mencionar que las estructuras y los contactos litológicos o de unidades geomorfológicas, tienen un mayor peso.

En este trabajo las mediciones se realizaron en la misma base topográfica que en los casos anteriores; la unidad de muestreo fue respetada ( $1\text{km}^2$ ) y para el procesamiento de los datos se utilizaron los programas mencionados. El resultado fue el mapa de profundidad de la disección, configurado a partir de isocurvas, cada 10 m (fig. 28). Considerando que la equidistancia entre curvas de nivel es de 20 m, estas no se



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

utilizaron, ya que la información se simplificaba de manera notoria; sin embargo, y por medio de la interpolación se definieron curvas complementarias cada 10m.

Con el fin de lograr una mejor explicación y objetividad en el análisis, los valores obtenidos se agruparon en mínimos, medios y máximos, con base en el conocimiento de la zona de estudio, del trabajo de campo, la fotointerpretación y la información temática consultada. La interpretación es la siguiente:

A) 0 a 40 m, valores mínimos. Se presentan en la mayor parte del territorio y están en relación con las unidades geomorfológicas en que se presentan. Al oriente, en la planicie de Tepic, en lomeríos y laderas complejas (de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, lavas y pómez). En el sector SE, en el valle de Matatipac, los volcanes La Huerta y El Tacote. Hacia el NE, en la caldera de Tepic, domos y volcanes adventicios. Al N, en los volcanes San Juan, Cerro Alto y coladas de lava antiguas (Oligoceno-Mioceno). Por último, al NW, en el volcán El Presidio, llano La Noria, laderas del volcán el Astal y estructuras disyuntivas (fallas y escarpes).

Esta baja o nula erosión fluvial la condicionan cinco factores primordiales. El primero, relacionado con la pendiente ( $0^\circ$  a  $6^\circ$ ), lo que disminuye la acción erosiva fluvial. El segundo, es la poca humedad (370 mm), recibida durante el mes de máxima precipitación. El tercero, es la infiltración, favorecida por la capa de material pumítico que cubre el área. El cuarto se refiere a los materiales y formas del relieve recientes, donde los escurrimientos más que labrar un cauce aprovechan los contactos entre coladas de lava y estructuras, es decir, depresiones ya existentes. El quinto, se manifiesta en la influencia tectónica que modifica los patrones de drenaje, altera la dinámica y los niveles de erosión.

B) 40 a 70 m, valores medios. Su distribución es irregular y heterogénea en casi todo el territorio. Los podemos encontrar hacia el N, a manera de alvéolos, integrados por coladas de lava de edad Oligoceno-Mioceno. En el sector NW, definidos por las laderas inferiores del volcán El Astal. En la porción W, en las laderas inferiores y coladas de lava más distales de los volcanes San Juan y Cerro Alto. Hacia el SW, se reconocen en porciones del campo basáltico de Cuarenteño y laderas inferiores del volcán Cerro Alto. Mientras que al SE, en las laderas y coladas de los volcanes Coatepec y El Tacote. Por último, al E en lomeríos y laderas complejas (de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, lavas y pómez).

En este caso los valores medios están determinados por los materiales antiguos (Oligoceno-Mioceno) y relativamente jóvenes (Pleistoceno), que han estado expuestos un mayor tiempo a los agentes erosivo fluviales, por lo que el modelado es más evidente que en el apartado anterior. El siguiente punto se relaciona con la capa de pómez que cubre estas superficies, y que en combinación con las pendientes (entre 30° y 45°), la abundante humedad recibida (400 mm en el mes de máxima precipitación), y en algunos casos la poca consolidación de los productos que forman estas unidades, favorecen el desgaste, arranque y retrabajamiento de los materiales; lo que se refleja en la profundización de los cauces (lo anterior es más factible cuando se supera el índice de infiltración). También influye la litología y estructura (contactos y fallas), ya que son sitios en los que se producen variaciones drásticas de profundidad; esto facilita e incrementa la intensidad de la acción hídrica en respuesta a la resistencia de los materiales y a la búsqueda de un nuevo nivel de base local.

C) 70 a 100 m, valores máximos. Se restringen a la cima (cráter) del volcán Coatepec; a la porción inferior de la ladera SW del volcán El Astal, y a áreas a manera de alvéolos en el campo basáltico de Cuarenteño. Esta elevada densidad es resultado de la interacción de los siguientes tres factores: antigüedad de las rocas (Oligoceno-Mioceno y Pleistoceno); significativa inclinación (entre 30° y > 45°), así como precipitaciones del orden de 400 mm durante el mes más lluvioso. Cuando se conjugan estos caracteres, la disección fluvial se incrementa.

La profundidad de la disección facilita el reconocimiento de estructuras disyuntivas en el campo, y sobre todo en terrenos donde existen cubiertas piroclásticas de distinta edad. En el territorio que se estudia, este método morfométrico dio los resultados esperados, ya que se hicieron evidentes fallas y su arreglo tectónico. Al mismo tiempo se pudo determinar la relación de dichas disyunciones con la localización de los focos eruptivos, mismos que se clasificaron de acuerdo con su morfología y edad relativa.

### **3.5 Energía del relieve**

La energía del relieve funciona como un indicador comparativo entre la actividad endógena y exógena. El mapa correspondiente representa desniveles altitudinales relativos en superficies de igual tamaño. Esta interacción de procesos endógenos y exógenos, no es evidente en el documento que se obtiene, pero de alguna manera pone en evidencia áreas potenciales y susceptibles a procesos de erosión areal, lineal o gravitacionales en las laderas. Sin embargo, este factor por si solo no determina la

ocurrencia de los procesos mencionados, ya que están en dependencia de condicionantes como litología, estructura y pendiente. Por esta razón se hace necesaria la aplicación de varios métodos indirectos en el estudio del relieve, con el fin de obtener el mayor número de elementos que permitan esclarecer el origen, morfología, dinámica y edad relativa del territorio. En este marco la energía del relieve es un elemento más de análisis.

En la elaboración de este documento se respetaron los parámetros utilizados en los apartados anteriores. Se obtuvo un mapa de isoclinas configurado en 12 intervalos; cada uno de ellos representa un rango altitudinal de 50 m (fig. 29), el cual se estableció para una mejor caracterización del relieve; con este mismo fin se establecieron tres niveles numéricos de análisis: mínimos, medios y máximos.

A) 0 a 200 m: valores mínimos. Quedan incluidas las superficies planas o ligeramente inclinadas de la planicie de Tepic, el valle de Matatipac y un área considerable del piedemonte (erosivo y volcánico); estructuras volcánicas (La Huerta y caldera de Tepic) y relieves asociados. En el campo basáltico de Cuarenteño se observan pequeñas porciones a manera de alvéolos, mientras que en el extremo N del área de estudio, también están presentes sobre un sustrato de edad Oligoceno-Mioceno.

La mayor parte de formas de relieve que quedan incluidas en este intervalo, tienen un origen que no presenta relación con los desniveles altitudinales, es el caso de la planicie y los diversos tipos de piedemonte; también se encuentran estructuras volcánicas adventicias o monogenéticas. Las áreas que aparecen a manera de alvéolos aislados representan la presencia de fallas normales, donde, el espejo de falla determina el valor altitudinal.

B) 200 a 400 m, valores medios. Corresponden a toda la estructura de los volcanes San Juan, La Noria, Coatepec y El Tacote; a las laderas volcánicas de El Astal y Cerro Alto; en la porción centro-este, a edificios menores y coladas de lava; así como al campo basáltico de Cuarenteño.

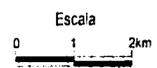
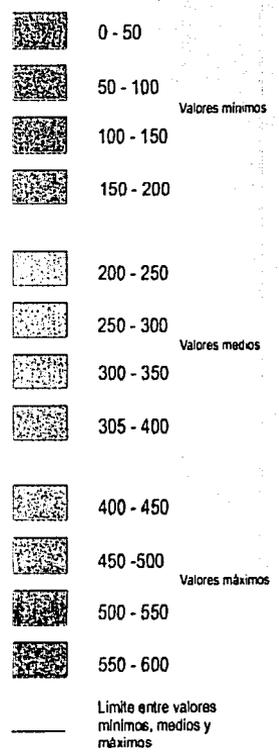
En este rango se incrementan los desniveles altitudinales, debido a la sucesiva acumulación de productos volcánicos (lavas y piroclastos) que han ocurrido en distintas épocas de actividad; además de que se superponen a un relieve anterior. Si bien en este sector existe una variada inclinación del terreno no son evidentes procesos gravitacionales, pero existen las condiciones para su desarrollo. La dinámica

105°02'  
21°32'

104°52'  
21°32'



Figura 29. Mapa de energía del relieve. (Valores en Metros)



21°20'  
105°02'

21°20'  
104°52'

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

actual se manifiesta en procesos puntuales como la escorrentía difusa (erosión laminar), desarrollo de surcos, regueros y cárcavas con erosión remontante.

C) 400 a 600 m, valores máximos. Se reconocen a manera de alvéolos en tres áreas bien localizadas. La primera en la cima del volcán El Astal; la segunda en la ladera sur del volcán Cerro Alto, y la tercera la integran los escarpes "pre San Juan", los lomeríos y laderas complejas, así como un conjunto de domos y edificios menores todos ellos en la porción centro-este.

En los dos primeros casos, aunque se conjugan valores altos tanto de pendiente como altitudinales, los procesos de ladera son mínimos dado que las lavas andesíticas que constituyen las estructuras son compactas y resistentes, pero pueden considerarse como áreas susceptibles a procesos gravitacionales.

La tercera zona se considera potencial a desarrollar procesos de ladera, debido a que los materiales de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza y pómez, no están consolidados, y al saturarse de agua y superar el nivel de infiltración, aumenta la probabilidad de que el terreno se deslice. Lo anterior, aunado a los altos gradientes de inclinación ( $30^\circ > 45^\circ$ ), hace más probable la ocurrencia de estos fenómenos.

Los resultados del análisis de la energía del relieve, no fueron los esperados; en esto tiene que ver la historia geológica de la zona de estudio. Cuando se presenta una alternancia entre depósitos volcánicos antiguos (Terciario) y recientes (Cuaternario), el alcance de esta metodología se ve limitado, debido a que los desniveles altitudinales relacionados con la dinámica exógena y tectónica están cubiertos de manera parcial o total. Esta situación hace difícil la interpretación objetiva de la energía del relieve. No obstante, se aprovechó la información obtenida para la elaboración y análisis del mapa geomorfológico.

### **Consideraciones finales**

El análisis morfométrico presentado está integrado por diversas variables que han permitido la caracterización de unidades morfológicas y en algunos casos formas de relieve específicas. Por otro lado se obtuvo una zonificación de procesos exógenos presentes en el área de estudio, que fueron comprobados y en algunos casos modificados en campo.

Las capas de información que se obtuvieron en cada mapa morfométrico reflejan la intensidad real y potencial de procesos exógenos y endógenos en el terreno. El análisis de la información obtenida en conjunto, será utilizada en una confrontación analítica con la cartografía geomorfológica, con el fin de lograr una interpretación morfodinámica del área de estudio.

#### IV. GEOMORFOLOGÍA.

Geomorfología es la ciencia que estudia las formas del relieve, en función de su origen, morfología, evolución, dinámica y edad; para este fin se utilizan parámetros cuantitativos y cualitativos.

Por lo tanto, la geomorfología explica la configuración del relieve, a partir de su génesis y con base en dos aspectos principales, endógenos y exógenos.

Lugo (1988) menciona que los procesos endógenos al generarse en el interior de la Tierra se expresan en el terreno a partir de pliegues, fallas, sismos y estructuras ígneas; tanto intrusivas como extrusivas. La actividad endógena es una de las fuentes generadoras del relieve, mientras que su contraparte, los procesos exógenos, se encarga del modelado permanente de la superficie terrestre, a partir de la denudación y la acumulación.

El estudio de las formas de relieve comprende los dos aspectos genéticos mencionados, que deben ser analizados como una unidad, los resultados se expresan en una cartografía denominada morfogenética. Este documento representa la base para elaborar diversos mapas del relieve, como los morfodinámicos, morfocronológicos, morfoestructurales y de amenazas geomorfológicas. En esta investigación la cartografía geomorfológica se enfoca a la morfogénesis del complejo volcánico sierra de San Juan y zonas adyacentes.

El mapa geomorfológico es indispensable en el conocimiento, distribución y configuración espacial de las formas y elementos del relieve más significativos. Es posible considerarlo como un documento gráfico, en el que se muestran unidades territoriales con afinidades genéticas, morfológicas, dinámicas y de evolución. Para su representación se utilizan gráficas, símbolos, colores y siglas; esto refleja que las técnicas para su ejecución son amplias y varían de acuerdo con los criterios geomorfológicos establecidos por las diferentes corrientes o escuelas (Peña Monné, 1997).

El mapa geomorfológico es un inventario de formas del relieve, procesos modeladores y dinámica; estos tres aspectos permiten conocer la evolución de cualquier porción de la corteza terrestre. De esta manera se pueden establecer las relaciones que existen entre la naturaleza y la actividad humana. En este marco, hay que mencionar que la

utilidad del análisis geomorfológico es indispensable para el buen uso, manejo y conservación de los recursos. Del mismo modo, para la prevención y mitigación de fenómenos naturales que pueden derivar en desastres.

El mapa geomorfológico elaborado se explica en una leyenda que ordena y clasifica el relieve en orden jerárquico, y se desglosa a continuación.

## I. RELIEVE ENDÓGENO.

Volcánico acumulativo.

### A. *Volcanes de lava.*

- 1.1. Con cráter cerrado.
- 1.2. Con cráter abierto.
- 1.3. Cubiertos por una potente capa de piroclastos.
- 1.4. Con cima convexa.

B. *Volcanes con rasgos primarios evidentes en su porción cumbre: labio de cráter; atrio (laderas interiores de cráter) y fondo de cráter.*

- 1.5. De lava y piroclastos (porción cumbre del volcán Cerro Alto).
- 1.6. Adventicio (representa la última etapa eruptiva del volcán San Juan).
- 1.7. Con cráter cerrado o abierto.

### C. *Volcanes de explosión.*

- 1.8. De colapso lateral (primera etapa del volcán San Juan).
- 1.9. Caldera de Tepic (La Laguna).
- 1.10. De explosión lateral (edificios en herradura).

### D. *Domos.*

- 1.11. Con morfología de cúpula.
- 1.12. Anidados.

**E. Estructuras complejas: constituidas por depósitos de flujos de bloques y cenizas; avalancha de escombros y pómez.**

1.13. Laderas.

1.14. Lomeríos.

1.15. Rampas.

**F. Lavas: asociadas a distintos tipos de volcanes (Volcánico acumulativo: A; B; C y D. Volcánico erosivo: A), y sin diferenciar el foco de emisión.**

1.16. Lavas.

Símbolos asociados al relieve volcánico.

1.17. Labio de cráter.

1.18. Atrio (laderas interiores del cráter).

1.19. Fondo de cráter.

1.20. Laderas y/o cráteres de explosión.

1.21. *Levees*.

1.22. Frentes de lava (escarpes).

1.23. Llanos volcánicos.

Tectónico.

1.24. Escarpes de falla.

**II. RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.**

Volcánico erosivo.

2.1. Edificios volcánicos modelados: las cimas (cráter), funcionan como circos erosivos.

2.2. Relieve volcánico antiguo.

**A. Erosivo – complejo.**

2.3. Edificios volcánicos destruidos y/o sepultados de forma parcial.

2.4. Relictos volcánicos antiguos.

Tectónico modelado.

2.5. Valle estructural.

### III. RELIEVE EXÓGENO.

Erosivo fluvial.

3.1. Cauces erosivos.

3.2. Cauces de contacto.

3.3. Laderas superiores de valles fluviales.

3.4. Cauce del río Mololoa.

*A. Valles fluviales complejos.*

3.5. Colmatados por material piroclástico.

*B. Circos de erosión.*

3.6. Activos.

3.7. Inactivos.

Acumulativo fluvial.

3.8. Llanura de inundación.

3.9. Terrazas.

*C. Rampas proluviales.*

3.10. Abanicos.

3.11. Mantos.

3.12. Piedemonte.

*D. Planicies fluvio – lacustres (externas e internas).*

•Externas

3.13. Proluvial lacustre.

3.14. Lacustre (ciénagas).

•Internas.

3.15. De inundación estacional.

3.16. De inundación extraordinaria.

3.17. De inundación permanente.

Erosivo gravitacional.

3.18. Corona de desprendimiento.

Acumulativo gravitacional.

3.19. Manto de derrubios.

IV. ANTRÓPICO.

4.1. Minas a cielo abierto (canteras).

4.2. Canal de rectificación fluvial.

Símbolos complementarios.

Nivel altitudinal relativo.

Contactos diferidos.

Contactos inferidos.

Contactos reales.

I. RELIEVE ENDÓGENO.

Volcánico acumulativo.

A. *Volcanes de lava.*

Este término se refiere al conjunto de formas o fisonomías originales o mixtas formadas por la acumulación sucesiva de flujos lávicos en torno a un foco eruptivo, en una escala de tiempo corto. Estas estructuras presentan variaciones en tamaño, forma y composición; con lo que es posible diferenciarlas en monogenéticas y poligenéticas (Ollier, 1969; Araña, *et al.* 1974 y Poblete, 1995).

Sin embargo, los estudios de morfología volcánica no se pueden fundamentar en los tipos de erupción, ya que las características externas del volcanismo dependen de la composición del magma (básico, intermedio o ácido), y de los mecanismos de ascenso del mismo, así como de la forma y dimensiones de los conductos. No hay que olvidar que cada erupción es diferente de las demás, al tiempo que se presentan yuxtaposiciones de varios eventos. Con lo cual las clasificaciones existentes muestran un sentido orientativo y de utilidad, puesto que agrupan estructuras con caracteres cualitativos comunes. En este mismo sentido, es de considerar el modelado que se intercala entre periodos eruptivos o bien los posteriores a la extinción (Derruau, 1966 y Araña, *op.cit.*).

Con lo anterior queda de manifiesto que los relieves volcánicos son complejos, no obstante son estos mismos caracteres los que permiten clasificar a los volcanes en numerosos tipos. En la zona de estudio se detectaron 110 estructuras volcánicas con variaciones en su dinámica eruptiva, composición, tamaño, grado de modelado y morfología. Los dos últimos parámetros son el punto de partida para su clasificación; de esta manera fue posible identificar volcanes de lava con cráter cerrado, con cráter abierto, cubiertos por una potente capa de piroclastos, y con cima convexa.

**1.1. Con cráter cerrado.** Se ha reconocido una estructura de este tipo, se localiza al W del volcán San Juan. Es un edificio que conserva su forma cónica original, con ~ 500 m de diámetro en su base y altura relativa de 80 m. Presenta un cráter cerrado en la cima, mismo que mantuvo la forma de anillo, debido a explosiones esporádicas. El cráter es de forma elíptica, con eje mayor de 340 m, el menor de 260 m y profundidad inferior a 20 m.

El patrón de drenaje es radial centrífugo, la densidad de cauces es mínima, la profundidad de los valles que la disecan no va más allá de 20 m; por lo que su modelado no es significativo, no obstante ha borrado los rasgos primarios de la porción cumbral del edificio (fondo y labio de cráter), sea por denudación o acumulación.

**1.2. Con cráter abierto.** Se reconocieron veintiséis edificios de este tipo (morfología en herradura), diseminados por toda el área de estudio. Se trata de estructuras volcánicas que exhiben una apertura del cono en el sentido preferencial del ensanchamiento del cráter.

En la explicación de estas formas de relieve se tomaron en cuenta dos parámetros que pueden determinar la morfología. La asimetría de los edificios se debe a un flujo de lava continuo que no permitió la acumulación de productos hacia el flanco de transcendencia; la morfología en herradura se asocia a erupciones de lava abundante y fluida. El segundo factor son los derrumbes gravitacionales de una porción del edificio, ocurren en pendientes mayores a 32° (ángulo de reposo para estas estructuras), o bien, donde los materiales volcánicos están poco consolidados. También pueden estar relacionados con un sistema de fallas locales; no obstante resulta difícil su determinación, ya que los rasgos índice están sepultados por depósitos posteriores o se han borrado por la acción exógena.

Se reconocieron nueve volcanes con apertura del edificio por derrame continuo de lava. En ellos es evidente la procedencia de las coladas y el papel que jugaron en la morfología. Un ejemplo representativo se aprecia hacia la porción oeste del volcán San Juan, justo en el límite de la zona de estudio. Respecto a los derrumbes gravitacionales, se distinguen diecisiete; un ejemplo claro se presenta en el sector W, entre las coladas de lava del volcán San Juan y Cerro Alto. De éstas diecisiete estructuras, seis están parcialmente sepultadas, ya sea por lavas o depósitos complejos (de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza, pómez y lavas), como es el caso del edificio ubicado al este del San Juan; otro ejemplo se aprecia hacia el norte del volcán Coatepec.

Los edificios volcánicos varían en tamaño, su base presenta diámetro desde 300 m hasta 2.2 km; la altura relativa va de 60 a 300 m. Se encuentran disecados por barrancos de profundidad de 20 m y no mayor de 60 m; las corrientes fluviales que los modelan definen patrones semiradiales. Como consecuencia, han perdido sus rasgos primarios (fondo de cráter y laderas interiores: atrio), ya que se ven favorecidos los emplazamientos de nuevas redes de drenaje, al integrar pequeñas cuencas de captación en las aperturas (en herradura).

**1.3. Cubiertos por una potente capa de piroclastos.** Se reconocieron dos estructuras con estas características, ambas se ubican en la porción SE de la zona de estudio, frente al volcán Coatepec.

La morfología en herradura se debe a un flujo constante de lava, mientras que la cobertura de material piroclástico de caída (pómez y cenizas) que ha suavizado la morfología original, son producto de manifestaciones de otros volcanes.

De los dos edificios, el más próximo al volcán Coatepec muestra un diámetro de 1.2 km, altura relativa aproximada de 50 m y un patrón de drenaje semiradial de barrancos cuya profundidad no excede los 20 m. El otro es de dimensiones menores, 940 m de diámetro y altura aproximada de 20 m; su modelado es mínimo e incluso imperceptible. No es posible observar una red de drenaje fluvial integrada. Estas características se deben a la cercanía del nivel de base local de la región (planicie), que también favorece depósitos fluviales.

**1.4. Con cima convexa.** Son veintiséis edificios volcánicos con distribución heterogénea en toda el área de estudio. De morfología redonda o en cúpula y laderas suaves. Su principal característica es la ausencia de cráter. Su origen se explica por procesos volcánicos, aunque también pueden ser exógenos. En el primer caso son erupciones efusivas tranquilas, de coladas de lava relativamente cortas y espesas que al sobreponerse (momentos antes de la solidificación), en torno al foco de emisión adquieren un aspecto cupuliforme. De acuerdo con Ollier (1966) y Poblete (1995), estas estructuras también suelen denominarse como montículos de lava o volcanes cúpula.

En el caso de que estas formas se asocien a factores exógenos, debieron haber estado sometidas a una intensa erosión fluvial, que al alcanzar la cima, ha borrado en su totalidad cualquier evidencia de cráter y se refleja en una posible evolución de una forma cóncava (cráter) a una convexa.

Un aspecto, aunque subjetivo, que permite diferenciar entre uno u otro proceso, es la densidad de cauces. En el primer caso, el desarrollo e integración de la red de drenaje es mínimo; aquí tienen cabida la mayoría de las unidades. Ejemplos, se aprecian en la porción SE de toda el área de estudio y en el borde NW de la caldera de Tepic. Mientras que en el segundo, el drenaje origina patrones radiales muy densos e integrados, donde el ejemplo a considerar es un conjunto de edificios localizados hacia el E del volcán San Juan.

En general, estas estructuras presentan diámetros variables desde 300 m y hasta 1 km, alturas relativas que oscilan entre los 30 y 300 m.

B. *Volcanes con rasgos primarios evidentes en su porción cumbral: labio de cráter, atrio (laderas interiores de cráter) y fondo de cráter.*

Al clasificar las formas volcánicas en función de los materiales que las originan (lavas y piroclastos), se diferencian volcanes mixtos monogenéticos y poligenéticos. Los primeros son conos piroclásticos que emiten coladas de lava por el cráter; estos se denominan como volcanes piroclásticos con coladas de lava. Los segundos, son edificios originados por la alternancia de materiales lávicos y de proyección aérea (Poblete, *op. cit.*). Un ejemplo del primer y segundo caso, son los volcanes La Huerta y Cerro alto.

Durante las fases volcánicas iniciales predominan las formas originales, sin importar su estado evolutivo y tipología (Pedraza, 1996). En estas formas, se distinguen rasgos primarios como labio de cráter, atrio o laderas interiores, y fondo de cráter; elementos que pueden destruirse durante la actividad eruptiva, o ser los primeros en erosionarse. Sin embargo, la prevalencia de estos, así como la constitución de los edificios, permitieron diferenciarlos de los del rubro anterior. En la zona se distinguen las siguientes unidades volcánicas: de lava y piroclastos (porción cumbral del Cerro alto), adventicio (representa la última etapa eruptiva del San Juan), y con cráter cerrado o abierto.

**1.5. De lava y piroclastos (porción cumbral del Cerro alto).** Esta forma de relieve es exclusiva de la estructura que constituye el cono del volcán. Su origen se asocia a emanaciones magmáticas manifiestas en fenómenos exhalativos, efusivos y explosivos; estos dos últimos con carácter esencial, ya que toda estructura poligenética se edifica por la alternancia de lavas y piroclastos, a partir de una estructuración secuencial con dimensiones y morfología bien definida. Es importante considerar que su formación requirió de un largo periodo de actividad, que como lo manifiesta Demant (1979 y 1981), la edad aproximada de esta estructura es de un millón de años.

En este caso, la porción superior es un sistema de laderas dispuestas de forma radial, con morfología cónica, un tanto irregular, consecuencia de las diversas manifestaciones eruptivas ocurridas en tiempos distintos. Lo anterior se refleja en la estructuración de dos edificios, donde el más antiguo se encuentra parcialmente sepultado por el más reciente. Esto pone de manifiesto una sobreposición de periodos de actividad, productos emitidos y formas.

En lo que respecta a características cuantitativas y cualitativas, el cono de este volcán tiene un diámetro de 1.5 km y altura relativa de 340 m. Se halla disecado por escurrimientos integrados en un patrón de drenaje radial-subdendrítico poco denso, con corte vertical menor a 20 m de profundidad. No obstante que esta estructura presenta cierto modelado (por el largo periodo que ha estado expuesta a los agentes erosivos), aún conserva su labio de cráter y atrio o laderas interiores. Este estado de conservación se atribuye a la influencia del clima C(w2)(w), que si bien es el más húmedo de los templados subhúmedos, la cantidad de precipitación que aporta a este sector es menor que en el resto de la zona. Lo anterior, aunado a la dureza y compactación que pudieran tener los materiales que constituyen esta forma, se traduce en una mayor resistencia a la erosión y en un menor modelado y preservación de las formas primarias más elementales del relieve volcánico.

**1.6. Adventicio (representa la última etapa eruptiva del volcán San Juan).** Esta es la estructura volcánica más reciente de la zona de estudio, aunque no se tienen dataciones, no rebasa los 14 700 años, edad que corresponde a la Pómez Tepic y al mismo tiempo es el penúltimo evento eruptivo del San Juan. De acuerdo a Demant (1979 y 1981) y Luhr (2000), este cono manifiesta la última etapa de actividad del volcán San Juan (SJ3). Se localiza en el borde norte del cráter principal del San Juan, su morfología es cónica, aunque presenta algunas irregularidades. El diámetro de su base es de 700 m, mientras que su altura relativa fluctúa entre 70 y 100 m. En la cima es posible reconocer un cráter (a manera de embudo), con diámetro de 400 m y profundidad entre 80 y 100 m. Cabe mencionar que este cráter si bien es circular, no está cerrado, ya que se encuentra fragmentado y escalonado (en zig-zag); esta característica indica que hubo una migración del cráter, o bien un deslizamiento del mismo, cualquiera que haya sido la causa, ocurrió durante la actividad eruptiva; el movimiento fue preferencial hacia el NW y estuvo condicionado por la topografía preexistente.

Por otro lado, el modelado es incipiente e incluso nulo, hecho que depende de tres factores: el primero de ellos es la juventud de esta unidad; el segundo es la influencia climática, igual al caso anterior; y el último, es la aparente resistencia de los materiales a la erosión. Lo anterior se refleja en los rasgos primarios (atrio o laderas interiores y fondo de cráter) de esta unidad.

**1.7. Con cráter cerrado o abierto.** Se distinguieron tres estructuras, la primera localizada entre los volcanes San Juan y Cerro alto, las dos restantes corresponden a los edificios de La Huerta y El Presidio, ubicados al SE y NW del San Juan.

Los procesos que originaron estas morfologías en los edificios volcánicos (con cráter cerrado o abierto) ya han sido explicados en puntos anteriores. Sin embargo existen rasgos, que han permitido su diferenciación de las unidades descritas en los apartados 1.1 y 1.2, al mismo tiempo que manifiestan un modelado distinto de todas las unidades anteriores. El volcán La Huerta, presenta labio de cráter; mientras que El Presidio y el otro edificio, atrio o laderas interiores y fondo de cráter.

En volcán La Huerta la morfología es de herradura, el diámetro de su base de 1.4 km y su altura relativa de 160 m. Esta estructura se halla modelada por una red de drenaje semiradial, donde los barrancos no exceden los 40 m de profundidad, no obstante que presentan una densidad moderada. El Presidio, de forma irregular, su base tiene un diámetro que varía de 1 a 1.2 km, su cráter con 600 a 800 m de diámetro, su altura relativa de 60 a 160 m, y su profundidad aproximada es de 180 m. Esta irregularidad, se debe a que gran parte del edificio está sepultado. El último edificio, entre el San Juan y el Cerro Alto, es cónico con un diámetro en su base de 340 m y 80 m de altura relativa, su cráter con diámetro de 140 m y 20 m de profundidad. El modelado es nulo y no existe una red de drenaje fluvial integrada.

En estos casos la conservación de rasgos primarios se atribuye a la compactación y dureza de los materiales, ya que estas estructuras se encuentran en una zona donde la influencia de humedad es la mayor en toda el área de estudio, lo cual definiría un modelado significativo.

Las formas que integran esta categoría se pueden considerar como las más jóvenes de la zona de estudio dado que conservan los rasgos ya mencionados; sin embargo el que estén presentes, no necesariamente indica juventud. También, hay que considerar factores climáticos y geológicos, que de forma individual o conjunta determinan su permanencia.

### *C. Volcanes de explosión.*

La actividad explosiva es un fenómeno que se origina por variaciones en las propiedades físicas y químicas del magma; como es la acumulación de gases (en

magmas viscosos) en el techo de la columna magmática, lo cual produce un aumento de presión de los volátiles generando fases explosivas violentas. Del mismo modo la interacción del magma con agua (interior o exterior) es otra causa de explosiones volcánicas. En sí, este proceso no es tan sencillo, y no solo se restringe a los casos anteriores. En general, los fenómenos explosivos se originan a partir de la separación de volátiles, tanto de origen magmático como de los que proceden de incorporar agua al magma (Fisher, *et al.* 1984; Poblete, *op. cit.*; Martí, *et al.* 1993; Araña, *op. cit.* y Ortiz, *et al.* 1984).

La actividad explosiva puede expresarse de diferentes formas: cambios en la naturaleza de los productos expelidos, ya sean caldas, oleadas o flujos piroclásticos, así como en el carácter de la erupción y morfología resultante (Scarth, 1994). La mayor complejidad deriva de los estilos eruptivos experimentados, los cuales al ser más violentos y desalojar la cámara magmática tienden a desencadenar colapsos volcánicos, tectovolcánicos y formación de calderas (Martí, *op. cit.*; Scarth, *op. cit.*).

Dada la complejidad sobre el origen y evolución de las calderas es conveniente puntualizar algunos aspectos. Las calderas son grandes depresiones volcánicas, de más de 1 km de diámetro y paredes casi verticales, con alturas ente 100 m y 1 km (Scarth, *op. cit.*). De acuerdo con su mecanismo de origen se han clasificado en calderas de erosión, explosión y hundimiento; estas últimas son las más características. No obstante que los tres mecanismos intervienen de manera conjunta en la formación (Araña, *op. cit.*).

Su origen se asocia al vaciado de una cámara magmática poco profunda, con lo cual subsidencias (desplome lento) y colapsos (desplome brusco), son fenómenos originados por descompresión, explosión y aparición de fracturas en torno del reservorio magmático; estos eventos están ligados a erupciones andesíticas, dacíticas o riolíticas, en especial de pómez. Generalmente las calderas coinciden con volcanes poligenéticos y zonas tectónicas favorables a la generación y emplazamiento de magma, por lo que durante un nuevo ascenso magmático suelen levantarse otros edificios ya sea en el centro o bordes de la depresión (Pedraza, *op. cit.*; Scarth, *op. cit.*; Martí, *op. cit.* y Ortiz, *op. cit.*).

Considerando lo anterior y con base en la morfología, en la zona de estudio se han reconocido estructuras muy particulares: de colapso lateral (primera etapa del volcán

San Juan), caldera (caldera de Tepic) y de explosión lateral (edificios en herradura), las particularidades de estos relieves se analizan a continuación.

**1.8. Con colapso lateral (primera etapa del volcán San Juan).** Esta estructura, así como la actividad eruptiva, es exclusiva o se restringe al cono del volcán San Juan, mismo que de acuerdo con Demant (1979 y 1981) y Luhr (*op. cit.*), tiene su origen a partir de un domo dacítico, con una edad de  $\pm 1$  millón de años, y se considera la etapa inicial del San Juan (SJ1).

La evolución de ésta estructura poligenética, consistió en: a) efusiones de lava viscosa que dieron como resultaron la edificación del domo, b) colapsos gravitacionales del domo (actividad tipo Merapi), c) generación de flujos de bloques y cenizas (resultado del colapso), y d) fases explosivas (destrucción total del domo y emisión de material pumítico). Estas últimas fueron determinantes en la apertura del cráter principal, definiendo una morfología en herradura. De acuerdo con lo anterior, la actividad en un principio fue de tipo extrusivo, después Merapi, sin embargo por las similitudes con la actividad del volcán Unzen (1990-1995), el estilo eruptivo finalmente se considera de este tipo.

Es importante mencionar que los aspectos evolutivos se trataron de forma general, ya que han sido analizados y explicados con mayor detalle en los apartados de geología local y estratigrafía.

Esta unidad ocupa la porción cumbre del San Juan, se trata de un cono constituido de lavas y piroclastos. La morfología que lo caracteriza es de herradura, se encuentra abierta hacia el este y sepultada en su porción norte. Su morfología es irregular (elíptica), su eje mayor es de  $\sim 2.4$  km, el menor de 2 km; su altura variable, en el borde norte de 340 m, y en el sur 160 m. El cráter, también elíptico, presenta un eje mayor de  $\sim 2$  km y el menor de 1.4 km; la profundidad, de 180 m en el borde norte y 100 m en el sur.

Esta estructura se halla disecada por cauces dispuestos en un patrón radial-subdendrítico poco denso e integrado, donde la profundidad del corte vertical no excede los 20 m. No obstante de haber estado expuesto a los agentes modeladores por un largo periodo, es posible observar las laderas interiores o atrio, con un drenaje paralelo de poco desarrollo y profundidad  $< 20$  m. También se reconoce un incipiente labio de cráter en el borde S y SW. La preservación de estos rasgos se atribuye a dos

factores: la dureza y compactación de los materiales, y al mínimo aporte de humedad que existe en esta zona. Sin embargo hay que considerar que la morfología de herradura al funcionar como una cuenca captadora, puede acelerar el proceso denudativo, aún incipiente en esta estructura.

**1.9. Caldera de Tepic (La Laguna).** Se localiza en el extremo NE de la zona de estudio. Es una estructura de gran tamaño, de forma circular con  $\pm 4$  km de diámetro. Su evolución se relaciona (como se mencionó), con el vaciado de la cámara magmática, que al mismo tiempo tiene relación con una actividad freatomagmática. Esto último se deduce a partir de su localización, en una planicie lacustre donde el manto freático se encuentra cerca de la superficie. Una vez concluido el evento explosivo, se genera una resurgencia de material magmático, a través de diversos focos de emisión (domos y volcanes), emplazados al centro y en los bordes del edificio actual.

La forma de relieve que pone en evidencia una explosión, son las laderas interiores, con ángulos de inclinación de más de  $30^\circ$ : altura relativa de 40 m en el borde W y 100 m el SW. Además, como lo manifiesta Ordáz-Hinojosa (en López-Ramos, 1993), la forma del cráter, su diámetro relativamente grande, la poca altura de sus bordes y la abundancia de pómez hacen pensar en un estilo explosivo para este volcán.

Esta estructura presenta desigualdad en la altura relativa de sus bordes: el W con una máxima de 180 m, mientras que el SW con 120 m. La disecan (al exterior) cauces dispuestos en un patrón de drenaje subdendrítico poco denso, donde la profundidad no excede los 20 m. Al interior se reconocen cauces con patrones paralelos cortos y con menos de 20 m de profundidad; no obstante, en este mismo sector se presenta un piedemonte volcánico originado por la acumulación de materiales volcánicos y detritos de acarreo fluvio-gravitacional. También (al interior) está presente una planicie de  $\sim 3$  km de diámetro en donde se han establecido viviendas y emplazado cultivos.

La caldera de Tepic se encuentra aparentemente abierta ( $\sim 200$  m) en su sector oeste, y corresponde con la menor altura del anillo ( $< 20$  m), lo que facilitó el sepultamiento, por el piedemonte volcánico y detritos acarreados.

**1.10. De explosión lateral (edificios en herradura).** Se reconocieron dos y corresponden a los volcanes El Tacote y Coatepec, localizados al sur. Su origen, es

por procesos explosivos, y se toman en cuenta dos factores condicionantes. El primero, considera que esta apertura se emplaza sobre una porción débil de la ladera, poco consolidada y fracturada. El segundo, se refiere a la influencia de estructuras disyuntivas locales (fallas), o bien, a la conjugación de ambos caracteres. Los elementos morfológicos que permiten inferir este tipo de actividad están representados en las laderas de explosión de la misma estructura, paredes casi verticales de 30 a > 45 grados de inclinación.

Los ejemplos representativos en esta categoría son los volcanes El Tacote, con altura relativa de 280 m y diámetro máximo de su edificio de ~ 2 km, su cráter con 200 m de un extremo a otro y paredes de explosión con 100 m de altura; El Coatepec, con un eje mayor de 3.6 km y uno menor de 3 km en la base de su edificio; altura relativa aproximada de 390 m y cráter de 700 m de un lado a otro.

Ambas estructuras son disecadas por barrancos con profundidad entre 50 y 80 m, dispuestos en un patrón radial-subdendrítico con densidad moderada-alta (6 a 10 km/km<sup>2</sup>). Estos elevados valores, y por consiguiente el considerable modelado, son consecuencia de la probable poca consolidación y dureza de los materiales, así como de la presencia de fallas que afectan a estos edificios (las cuales se disponen de forma paralela con dirección preferencial NW-SE), que al conjugarse con la elevada humedad, se favorece el modelado fluvial; esto tiene relación con la morfología del cráter y laderas de explosión que funcionan como pequeñas cuencas de captación. Lo anterior es de considerarse, ya que estas estructuras tuvieron un desarrollo contemporáneo al San Juan.

Los materiales expulsados durante la actividad explosiva, al presentar un alto grado de fragmentación se hallan dispersos en una vasta zona, con lo cual su reconocimiento se hace difícil; además, están sepultados por depósitos volcánicos correspondientes a manifestaciones más recientes.

#### D. Domos

Los domos se originan por acumulación y sobreposición en torno de la boca eruptiva, de varios derrames lávicos viscosos, de gran espesor y cortos, que al solidificarse configuran una masa bulbosa en forma de cúpula (Scarth, *op. cit.*; Marti, *op. cit.*; y Poblete, *op. cit.*).

Muchas veces estos domos son de menor tamaño que los conos de escoria, su altura rara vez supera los 250 m y 1 km de anchura. Por lo general están constituidos de lavas riolíticas, dacíticas o andesíticas, emitidas a temperaturas bajas, de 900 a 750°C, lo cual se manifiesta en laderas convexas y escarpadas, así como en la ausencia de un cráter. Estos suelen emplazarse en cráteres de estructuras poligenéticas, calderas y de forma individual o conjunta en campos volcánicos (Scarth, *op. cit.*).

Su morfología y tamaño la determinan la temperatura y viscosidad del magma; el sentido en que crece y solidifica; así como la topografía preexistente (Ortiz, *op. cit.*; y Scarth, *op. cit.*).

En la zona de estudio se reconocieron once estructuras de este tipo, dos de ellas tienen la particularidad de encontrarse "anidadas", las nueve restantes se presentan en conjunto o aisladas. La característica común entre estos once domos es la morfología convexa asimétrica. De acuerdo con Scarth (*op. cit.*), la asimetría en los domos se debe a una emisión de lavas ligeramente menos viscosas, así como a la ubicación del conducto, es decir, si este se dispone sobre una porción del terreno con pendiente considerable, el domo se elongará a favor de la inclinación por la fuerza de gravedad; lo que determina domos asimétricos; hecho que también puede generar derrames cortos de lava en la base.

**1.11. Con morfología de cúpula.** Se reconocieron nueve domos de este tipo, dispuestos en tres sectores: al NE y NW del volcán San Juan y en el borde NW de la caldera de Tepic. Se trata de estructuras convexas constituidas por lavas riolíticas con altura relativa de 40 a 320 m; el eje mayor es de 400 m a 1.6 km y el menor de 300 a 800 m. Están disecadas por barrancos con profundidad de hasta 40 m, dispuestos en patrones radiales-paralelos con densidad de baja a media (de 3 a 9 km/km<sup>2</sup>). Estos parámetros permiten considerar a estas formas como antiguas; con respecto al volcán San Juan, dado que han estado expuestas más tiempo a los agentes erosivos fluviales y han desarrollado redes de drenaje integradas; no obstante que la humedad recibida es la menor de la zona. En algunos de estos domos es posible observar coladas de lava cortas provenientes de la base.

**1.12. Anidados.** Existen dos en la zona, uno ocupa parte del cráter del volcán San Juan, el otro, ubicado al NE del mismo volcán. Son estructuras con morfología

convexa asimétrica de composición andesítica. Estos domos reciben el calificativo de "anidados", por el hecho de estar emplazados dentro del cráter de una estructura.

El domo que se localiza dentro del cráter del San Juan, de acuerdo con Demant (1979 y 1981) y Luhr (2000), representa el segundo evento eruptivo del mismo (SJ2), con el cual finalizó la emisión de material pumítico, suscitada después de la actividad tipo Unzen. En su base es posible reconocer un flujo de lava. La altura relativa de esta estructura es de 260 m, mientras que su eje basal mayor y menor son de 1.16 km y 740 m de manera respectiva. El que se ubica al NE, con altura relativa de 190 m, el eje mayor es de 1 km y el menor de 560 m.

Ambas unidades modeladas por barrancos con profundidad entre 20 y 40 m, dispuestos en patrones de drenaje radial poco integrados. A diferencia de los domos del punto anterior, estos son de menor altura y mayor volumen, presentan crestas de compresión y enfriamiento, evidentes en la dirección de la pendiente del terreno donde se emplazaron; y una porción más deprimida en la cima, que puede corresponder con el centro emisor.

Se considera que estos domos son más recientes que los anteriores, por el escaso modelado que presentan y por su posición estructural; además de encontrarse en la misma zona de baja influencia de humedad, que no permitió el establecimiento de nuevas corrientes fluviales, de ahí su conservación. Por último, se menciona que estos no alcanzaron gran tamaño, por la influencia del cráter que los alberga, que de alguna manera fue una limitante de su expansión.

*E. Estructuras complejas: constituidas por depósitos de flujos de bloques y cenizas, avalancha de escombros y pómez.*

La actividad volcánica puede ser tranquila o muy violenta. De esto depende el tipo de los materiales expelidos y las formas resultantes. Estos cambios de actividad se suceden cuestión de minutos u horas; dependiendo de la variación en la composición del magma, volátiles, condiciones del conducto u otros procesos de la cámara magmática (Fisher, *et al.* 1984; Scarth, *op. cit.*).

Cuando un volcán poligenético adopta un estilo explosivo, su erupción se torna violenta pero es de poca duración; los materiales emitidos forman en mantos de ceniza, pómez, nubes ardientes, lahares, *blast*, avalanchas de escombros y flujos de

bloques y ceniza (Scarth, *op. cit.*). Todos estos productos se denominan piroclastos (fragmentos sólidos y líquidos) y reflejan diferentes tipos de erupción, así como regímenes de deposición: caídas (*ash-fall*) y de carácter fluidal (*ash-flow*). El emplazamiento de estos materiales puede ocurrir en valles, laderas o superficies de un relieve preexistente, donde la potencia y morfología del depósito depende de la intensidad de las explosiones, de la topografía del terreno, así como de la fuerza y dirección del viento. No obstante, la mecánica es diferente para cada tipo de erupción y productos emitidos (Fisher, *op. cit.*; Ortiz, *op. cit.*).

En el caso de la zona de estudio tuvieron lugar diversos tipos de actividad: a) Una erupción tipo Santa Elena o Bandai, que causó el colapso de la estructura denominada en este trabajo "pre San Juan", misma que generó depósitos de avalancha de escombros; b) Una tipo Unzen, caracterizada por el colapso gravitacional de una porción del domo que origina al actual volcán San Juan, donde se produjeron flujos de bloques y ceniza; por último c) Manifestaciones plinianas y subplinianas, que emitieron cantidades considerables de material pumítico. Todos estos productos al acumularse de manera secuencial sobre un relieve preexistente, y sobre sí mismos, modificaron y en algunos casos crearon nuevas formas de relieve: laderas, lomeríos y rampas complejas. Estas unidades se explican a continuación.

**1.13. Laderas.** Estas formas de relieve tienen una distribución más amplia en el sector oriental; desde la base del edificio volcánico del San Juan y hasta una distancia de ~ 6 km. También están presentes, aunque en menor proporción, en el límite norte de la zona de estudio. Su origen se asocia a la acumulación de diversos materiales, y la característica primordial que permitió clasificar a estas unidades como laderas, fue la disposición del emplazamiento de los materiales, ya que se presume estén sólo adosados a un relieve preexistente. Su delimitación y caracterización se realizó a partir de la interpretación de fotografías aéreas y reconocimiento en campo.

La altura relativa de este tipo de laderas comprende desde los 40 y hasta los 280 m; la poca consolidación de los materiales que las componen, las hace susceptibles a la erosión fluvial. En estas superficies está presente una red de drenaje con diseño paralelo, bien integrado y desarrollado, que no responde a las condiciones de humedad (precipitaciones) de este sector. La densidad de cauces es de 6 a 10.5 km/km<sup>2</sup> y la profundidad de los mismos varía entre los 20 y 60 m. Estas condiciones de modelado, responden esencialmente a las características de los materiales que constituyen estas unidades. Por otro lado, de acuerdo con el arreglo, características de

los materiales y la inclinación de  $\pm 30^\circ$ , se puede pensar en una zona potencial a sufrir procesos de ladera; sin embargo, esto no sucede, ya que el ángulo de reposo de los materiales no rebasa los  $35^\circ$  de inclinación. Otro factor que favorece la estabilización de estas vertientes, es la cobertura vegetal. Pero se presenta la posibilidad de que estas condiciones se pierdan en un futuro inmediato, debido a que estos territorios son favorables para la extracción de materiales para la construcción, lo cual ha contribuido a la creación de numerosas canteras (minas a cielo abierto), y por lo tanto no se descarta ocurra un evento gravitacional, ocasionado por desestabilizar las laderas y modificar las redes naturales de drenaje.

**1.14. Lomeríos.** Se presentan en el sector E y NE del volcán San Juan, distribuidos de manera heterogénea. Se definen como relieves acumulativos y se distinguen de los anteriores por su morfología ondulada, tabular y de montículos convexos aislados. Cubren a un relieve preexistente, o están parcialmente sepultados por materiales volcánicos más recientes (lavas y piroclastos); como los que se localizan entre las lavas del volcán San Juan y La Huerta.

La altura relativa de estos lomeríos varía de acuerdo con la distancia del foco de emisión ("pre San Juan" y San Juan); los proximales alcanzan los 160 m, mientras que los distales 20 m. El modelado fluvial está representado por patrones de drenaje subparalelos y subdendríticos; aunque en algunos casos no es posible definir un diseño, debido al incipiente desarrollo de la red fluvial. La densidad de la disección varía entre 4.5 y 12 km/km<sup>2</sup>; mientras que la profundidad máxima que alcanzan los valles es de 60 m. La dinámica erosiva presente en este territorio es significativa y obedece a las condiciones naturales explicadas en el punto anterior; igual, lo referente a la explotación de materiales y procesos que pueden derivarse.

**1.15. Rampas.** Representan una zona de transición hacia la planicie, se distribuyen al E y NE de la Sierra de San Juan; es un piedemonte con pendiente de 2 a 6°. Su origen es mixto, constituido de piroclastos de caída y flujo (en su base) y por depósitos de acarreo fluvial en la porción superficial.

Esta superficie acumulativa está disecada por un drenaje poco integrado y de configuración subparalela y subdendrítica; la densidad de cauces es de 1.5 a 4.5 km/km<sup>2</sup> y la profundidad promedio del corte vertical es de 20 m. La incipiente erosión fluvial característica de este sector, está condicionada por la baja inclinación del

terreno que no rebasa los 6°, mientras que el desnivel altitudinal es homogéneo: varía de 2 a 6 m en la vertical, por cada 10 m en la horizontal. Otro factor que de alguna manera mitiga o interrumpe los procesos de modelado es el continuo crecimiento de la ciudad de Tepic en este sector, a pesar de que en ciertas localidades (urbanizadas o no), se presenta acarreo y deposición, sobre todo en la temporada de lluvias, lo que provoca problemas de azolve del drenaje e inundaciones.

F. *Lavas asociadas a distintos tipos de volcanes* (Volcánico acumulativo: A; B; C y D. Volcánico erosivo: A), y sin diferenciar el foco de emisión.

Los magmas son fundidos ricos en volátiles, que al ser expulsados y correr sobre la superficie por influencia de la gravedad, origina corrientes o coladas de lava. La dinámica de la lava depende de las propiedades del magma como cristalización, temperatura, contenido de volátiles y fluidez o viscosidad; de la cantidad emitida, y del relieve sobre el cual se desplaza y acumula. Hay que considerar que un flujo es expulsado en periodos de horas, días o semanas; de tal modo que su movimiento, enfriamiento y solidificación son simultáneos en distintas porciones del mismo, lo que determina su expresión: superficial, continua o discontinua. La viscosidad determina la longitud del flujo: lavas fluidas generan coladas largas, mientras que lavas viscosas al acumularse en torno del foco emisor dan origen a derrames cortos (Scarath, *op. cit*; Ortiz, *op. cit.*).

Para la zona de estudio se han diferenciado coladas de lava de acuerdo con la morfología de cada tipo de volcán. En el análisis que se presenta, se toma en cuenta la expresión superficial (modelado) y la posición altitudinal relativa; debido a que no se cuenta con información complementaria acerca de la composición y edad (absoluta y relativa). Sin embargo, en el caso de las lavas asociadas a los volcanes: Cerro Alto, San Juan, caldera de Tepic y domos, se puntualiza en su estudio, ya que la expresión y modelado difiere del resto, además de que se conoce su composición y edad aproximada (absoluta y relativa).

**1.16. Lavas.** Su distribución es heterogénea, su morfología es a manera de lenguas, producto de flujos largos (de 200 m a 5 km de longitud), de amplitud variable (de 200 m a 2.4 km); y en algunos casos con límites escarpados (frentes de lava). La variabilidad en las dimensiones de las coladas de lava está condicionada por: 1) Tipo de magma que les dio origen, ácido, básico o intermedio, lo que determina la fluidez y longitud de los derrames. 2) La tasa de emisión, si esta es elevada y constante

alimenta y favorece flujos lávicos largos; por el contrario una emisión baja e intermitente genera flujos cortos. En el caso que nos ocupa no se conoce con exactitud el volumen de material emitido por cada edificio, ya que las coladas están sobrepuestas y en algunos casos cubiertas por flujos más recientes. 3) El relieve preexistente condiciona la movilidad, expansión y sitios de emplazamiento; esto se ve reflejado en la posición altitudinal relativa (flechas en el mapa geomorfológico) que guardan unas coladas con respecto a otras, indicando de cierta forma tiempo de ocurrencia.

La dinámica fluvial es el proceso de modelado más importante sobre las coladas de lava, presenta patrones de drenaje dendríticos y subdendríticos. En ambos casos, la intensidad de la disección (densidad y profundidad) es heterogénea; no hay un valor morfométrico característico, lo que se relaciona la ubicación de las lavas, en la vertiente exterior (húmeda), en la interior (seca) o en la templada. La resistencia de los materiales y su edad se reflejan en los patrones de drenaje; los diseños más integrados están en relación con coladas de lava antiguas y fracturadas, y viceversa. Una constante observada en algunas de estas coladas, es la presencia de circos de erosión activos e inactivos en las cabeceras de los cauces que las disecan. Lo anterior pone de manifiesto una intensa dinámica fluvial y de erosión diferencial.

Algunas coladas que se ubican al NW, S y SE, del área de estudio están afectadas por fallas normales con dirección preferencial NW-SE, que son resultado de la tectónica regional, posterior o simultánea a la emisión de los flujos, de esta manera influyeron en su emplazamiento, morfología y modelado. Todas las lavas presentan una cobertura de distinto grosor de material pumítico que fue emitido por el volcán San Juan ( $\pm 14, 750$  años; Demant, 1979, 1981), esto ha sido de gran ayuda para determinar la edad relativa de estructuras volcánicas y lavas. En algunos casos la cubierta piroclástica no fue tan potente como para ocultar frentes y escarpes laterales y frontales. Hay que mencionar que no todas las coladas presentan estos rasgos primarios, en esto tiene que ver el movimiento del flujo, proceso que se analiza más adelante (inciso 1.22).

- Lavas asociadas al volcán Cerro Alto. Se reconocieron dos grandes flujos, el primero se localiza al S y SW de todo el complejo volcánico (sierra de San Juan); representa la primera fase eruptiva y constructiva de un edificio volcánico antecedente. El segundo grupo de menor área, se asocia con el edificio más reciente (conocido como Cerro Alto), la dirección de estos flujos fue hacia el E y W. En conjunto, constituyen la

vertiente SSW del volcán Cerro Alto; su longitud máxima es de 4.6 km, su composición es de dacitas y riodacitas, la edad estimada es de ~ 1 millón de años (Demant 1979, 1981 y Luhr, 2000); la posición altitudinal relativa de los flujos lávicos respecto a edificios volcánicos y coladas de lava adyacentes (excepto las que constituyen el San Juan), corroboran una edad reciente. Los cauces que modelan estas estructuras presentan configuraciones de tipo subdendrítico, donde la densidad de disección varía de 4.5 a 9 km/km<sup>2</sup> y la profundidad de 30 a 80 m.

- Lavas asociadas al volcán San Juan. Se analizan de acuerdo con las fases eruptivas (tres) que definieron el edificio volcánico, este inciso corresponde a la etapa que define la porción cumbre del volcán (cráter en herradura). A partir de este punto y en una disposición semiradial se presentan once flujos de lava, que tienen las siguiente dirección: W, E y NE. La longitud de las coladas de lava es variada, la distancia más corta es de 1.4 y la más larga de 4.6 km. La composición es de dacitas y andesitas, la edad estimada es de ~ 1 millón de años, corresponde a la primera etapa eruptiva del San Juan (SJ1) (Demant, 1979, 1981 y Luhr, *op. cit.*). De acuerdo con estos datos, las lavas se pueden considerar contemporáneas a las del Cerro Alto. Sin embargo, la posición altitudinal relativa con respecto a las anteriores hacen pensar que su emisión es más reciente. Pero el patrón fluvial (subdendrítico), al igual que los valores de densidad y profundidad (3 a 12 km/km<sup>2</sup> y de 20 a 70 m) son muy parecidos.

Las coladas de lava analizadas en los dos puntos anteriores presentan una dinámica exógena muy similar: 1) La red fluvial está controlada por los contactos entre los diferentes flujos, lo que define cauces rectilíneos que evolucionan a patrones subdendríticos, en el momento que los flancos de las coladas (escarpes) se ven afectados por escurrimientos de menor longitud que se conectan a cauces mayores. Al mismo tiempo las corrientes aprovechan los escarpes frontales y laterales para efectuar una erosión remontante. 2) El modelado fluvial está condicionado por una cubierta piroclástica de distinto espesor, misma que determina la profundidad y densidad de disección. 3) Los contactos entre coladas de lava recientes y antiguas (subyacentes), favorecen una notable modificación de la red fluvial; los patrones paralelos-subdendríticos poco desarrollados que ocupan lavas jóvenes, pasan a formar redes dendríticas densas e integradas en los flujos antiguos. Estos rasgos de modelado, marcan la diferencia entre un relieve joven con respecto a otro antiguo.

•Última etapa eruptiva del volcán San Juan (SJ3). Su foco de emisión es un cono adventicio localizado en el borde norte del cráter principal. A partir de este punto los flujos de lava se distribuyen a manera de un amplio abanico, donde el ápice corresponde al foco emisor. Se reconocen como parte de ésta etapa, diez flujos de lava sobrepuestos de distinta longitud, algunos con presencia de levées en su superficie, mientras que otros dan lugar a escarpes y llanos volcánicos. De acuerdo con Demant (1979, 1981) y Luhr (*op. cit.*) su composición es andesítica, lo cual favoreció la considerable longitud (5 km), son las rocas más jóvenes del área de estudio, se puede afirmar que son menores a 14, 770 años, edad que establecieron los autores mencionados para los depósitos de pómez, ausentes en la superficie de estas coladas de lava.

Esta unidad corresponde al relieve endógeno acumulativo con menor grado de modelado. Al igual que en los casos anteriores, los escurrimientos han aprovechado los contactos entre los diferentes flujos, sin embargo, no presentan un patrón de drenaje definido. La profundidad de la disección no excede los 20 m, y la densidad máxima es del orden de 5 km/km<sup>2</sup>; estos valores confirman la juventud de las lavas.

•Lavas asociadas a la caldera de Tepic (La Laguna). Se disponen de forma semiradial al borde exterior del edificio y hasta el contacto con la llanura de inundación del río Mololoa. Muestran una morfología tabular (sector W), y de rampa (porción SW). Son de composición siálica (riolitas y andesitas), lo que determina flujos cortos, se presume pudieron ser más extensos, sólo que han sido sepultados por manifestaciones posteriores y por sedimentos aluvial-lacustres. De acuerdo con López-Ramos (1993), Gastil y Krummenacher (1975), la emisión de estas lavas ocurrió durante el Plioceno. En la actualidad, la superficie de estas estructuras sufre cambios en su morfología, motivados por prácticas agrícolas intensivas, o por el crecimiento de la Ciudad de Tepic. Los factores mencionados han determinado un modelado fluvial poco desarrollado: 3 km/km<sup>2</sup> de densidad y una profundidad de disección inferior a 20 m.

•Lavas asociadas a domos. Se analizan dos grupos; el primero relacionado con el domo anidado en el cráter del volcán San Juan. El segundo, representa flujos asociados a estructuras dómicas, aisladas y sin arreglo aparente, en el sector N y NW de la zona de estudio.

1. Su composición es andesítica-dacítica, se emplaza en una ladera preexistente con  $\pm 30^\circ$  de inclinación; condición que favoreció una colada de  $\sim 1$  km de longitud. De acuerdo con Demant (1981) y Luhr (*op. cit.*), corresponde al segundo evento eruptivo del San Juan (SJ2). Otros rasgos destacables de este flujo son: la ausencia de un modelado fluvial en toda su superficie, presencia de escarpes frontales y laterales, su altura relativa inferior a 10 m, así como la falta de la cubierta piroclástica (pómez).

2. Este grupo está constituido por diez edificios, cuatro de ellos han generado lavas de composición: ácida (riolítica y dacítica); su longitud varía entre 200 y 500 m. Están modeladas por la acción fluvial de manera incipiente (de 1 a 3 km/km<sup>2</sup> de densidad y profundidad menor a 40 m), como resultado de la resistencia del sustrato rocoso a la erosión. La cobertura de material pumítico presente en estas superficies, es un indicador de su relativa antigüedad con respecto al flujo descrito en el inciso anterior.

Símbolos asociados al relieve volcánico.

**1.17. Labio de cráter (borde de cráter).** Esta forma de relieve es el límite superior del edificio volcánico, la frontera entre las laderas interiores y exteriores del cráter (atrio); está presente en el volcán San Juan, Cerro Alto y La Huerta. Su morfología se relaciona con la juventud de los edificios volcánicos o con un modelado fluvial mínimo, donde los saltos de cabecera no han alcanzado la porción cumbre. Esta superficie es de amplitud variable, presenta una geometría ligeramente convexa o irregular, puede ser continua (como en el Cerro Alto y La Huerta) o discontinua (como el San Juan). Por otro lado, refleja las características de la última etapa eruptiva: un borde irregular y discontinuo, pone de manifiesto una fase explosiva y violenta; un borde convexo, una fase efusiva y *tranquila*.

**1.18. Atrio (laderas interiores de cráter).** Define una depresión de dimensiones variables a manera de embudo en la cima de los volcanes; se asocia a cualquier tipo de estructura, sea monogenética o poligenética. En la zona de estudio está presente en volcanes recientes y poco erosionados, no obstante existen edificios en donde no es posible apreciar esta forma de relieve, debido a que están sepultadas o destruidas de forma parcial, por procesos erosivos fluviales y gravitacionales. Su morfología puede ser circular (p.e. como en el volcán situado entre el Cerro Alto y el San Juan); semicircular (p.e. como el Cerro Alto) o irregular (p.e. como los del San Juan ; El Presidio).

**1.19. Fondo de cráter.** Es la porción más deprimida del cráter, de forma irregular (como el de la estructura ubicada entre el San Juan y Cerro Alto o como los del San Juan y El Presidio). Su área es variable, su forma plana, ligeramente ondulada o poco inclinada. Se forma por la expulsión de materiales lávicos y piroclásticos. Posteriormente por la dinámica fluvial y gravitacional en las laderas que lo delimitan, se produce acumulación en su periferia y llegan a constituir mantos y conos de detritos. De tener continuidad estos procesos, el fondo de cráter se rellena de forma paulatina, dificultando su reconocimiento.

**1.20. Laderas de explosión.** Se asocian a estructuras volcánicas que durante su actividad experimentaron fases explosivas muy violentas, en las que se desencadenaron colapsos volcánicos, como el que se presume, ocurrió en el "pre San Juan", cuya existencia se infiere por dos escarpes o laderas de explosión situadas al E del mismo edificio; mismas que presentan una altura relativa de 400 y 200 m. También se reconocen en las calderas, como la de Tepic, donde se observa un gran cráter de explosión, dando cuenta de ello, las laderas interiores que lo definen. Tienen relación con colapsos simples, sucedidos en paredes poco consolidadas o afectadas por fallas como en los volcanes Coatepec y EL Tacote, donde es posible observar estas paredes de explosión.

Estas laderas de explosión son paredes rocosas muy fracturadas y con pendiente superior a 30°, dispuestas en sentido preferencial a la explosión, salvo las de la caldera, con una distribución casi circular.

**1.21. Levées.** Son cordones de lava paralelos y de dimensiones variables, dispuestos en los flancos del flujo principal, al que limitan a manera de bordes. Se originan por un enfriamiento rápido de una porción de la lava; inicialmente se forma un flujo donde los flancos se enfrían más rápido y encauzan una misma corriente u otras diferentes, como sucedió en las coladas de lava del norte de la zona, producto de la última erupción del San Juan. En estos casos hay que considerar que si el ritmo de efusión se incrementa, los levées pueden quedar sepultados, pero si el ritmo decrece, la lava drena ladera abajo dejando las paredes del levée sobresaliendo en la superficie del derrame (Scarth, *op. cit.*).

**1.22. Frentes de lava (escarpes).** Se presentan en las porciones frontales y laterales de los flujos lávicos indistintamente de su composición, su inclinación varía entre 30° y > 45°. Su origen tiene tres explicaciones: 1) al cesar al cesar la emanación de material

fundido, el flujo se detiene de forma súbita y no gradual, con lo que se generan estos desniveles; 2) cuando el flujo experimenta un cambio en su velocidad, producto de un desnivel topográfico con pendiente considerable; esto ocasiona la ruptura de la porción superficial y origina desniveles en su superficie (escarpes); 3) por erosión remontante, donde se presentan caídas o vuelcos. Este proceso se ve favorecido por la disposición de las grietas de enfriamiento y el relieve preexistente. Estos tres aspectos fueron determinantes en la distribución de los frentes de lava en la zona de estudio.

**1.23. Llanos volcánicos.** Son depresiones que se forman entre flujos de lava o entre los límites de domos y volcanes, se rellenan por material piroclástico de caída (ceniza y pómez), de conos adyacentes, son planos o ligeramente inclinados. En algunos casos presentan mantos de detritos en su periferia, producto de acarreo fluviales o gravitacionales.

Tectónico.

La tectónica se manifiesta plegando, rompiendo, elevando o hundiendo fragmentos de la corteza terrestre; lo cual origina relieves variados que dependen de la fuerza, ritmo de deformación y extensión del espacio afectado (Coque, 1984; Lugo, 1988).

En este apartado se analizan las disyunciones del relieve, que forman escarpes. De acuerdo con Lugo (*op. cit.*), el estudio de las fallas en geomorfología se realiza con el fin de obtener elementos que permitan conocer aquellas regiones en donde la actividad endógena sea o no considerable; tomando en cuenta su orientación, longitud, inclinación, profundidad, densidad y frecuencia. Ya que uno de los principales intereses en el estudio de las fallas es determinar si son activas o inactivas.

Las fallas presentan diferentes arreglos, pueden ser rectilíneas, subrectilíneas o en arco. El relieve se expresa en líneas de costa, formas cársticas, base de montañas alineadas, cambios en la dirección de cauces y escarpes (Derruau, 1966; Lugo, *op. cit.*); estos dos últimos indicadores fueron de utilidad en la identificación de estructuras disyuntivas en la zona de estudio. Los escarpes es la forma que mejor expresa las fallas; no obstante de la erosión y retroceso que sufren a causa de las corrientes fluviales y procesos gravitacionales, lo cual define líneas de falla sinuosa o discontinua.

**1.24. Escarpes de falla.** Son la expresión característica de las fallas, y reflejan su juventud y actividad, así como los esfuerzos tectónicos y su relación con el vulcanismo. Estos escarpes son resultado de un conjunto de fallas normales de gran longitud (cubiertas en algunos sectores por distintos materiales volcánicos), con arreglo ortogonal y dirección preferencial NW-SE.

Estas estructuras en la zona de estudio, desmenbran edificios volcánicos y coladas de lava recientes y antiguas. Esta característica hace pensar que fueron contemporáneas a la actividad volcánica; el emplazamiento de las lavas se vio afectado por el movimiento del sustrato que las soportaba, como sucedió en los sectores SW (en el contacto entre las lavas del volcán Cerro Alto y el campo basáltico de Cuarenteño) y NW (en las lavas de los volcanes Astal y Presidio). Como consecuencia quedó definido el escarpe de falla, de no haber sucedido así, el desnivel resultante hubiera quedado cubierto. También influyeron en los edificios volcánicos, los colapsos son evidencia de lo anterior, por ejemplo los ocurridos en el volcán Coatepec, Tacote y La Huerta. Un caso particular es el escarpe de falla localizado en la ladera norte del volcán El Astal; es resultado de una falla normal con componente lateral izquierda. En su identificación se tomaron en cuenta las inflexiones que muestran los ríos localizados en este sector. En la ladera sur de la misma estructura volcánica, los escarpes de falla tienen características similares en cuanto a su movimiento relativo, solo que en este caso definen un pequeño graben.

## II. RELIEVE ENDOÓGENO MODELADO.

Volcánico erosivo.

Los relieves volcánicos no permanecen intactos por mucho tiempo, ya que al cesar la actividad que los origina, la erosión actúa de manera inmediata, transformando y creando una nueva morfología. El proceso de modelado se debe a factores exógenos, así como a la edad, estructura y composición del sustrato rocoso; mismos que favorecen una erosión diferencial. En general, la acción modeladora más intensa se presenta en rocas "débiles" y materiales no cementados como ceniza, pómez y lapilli; mientras que las más resistentes son las que constituyen lavas y domos. Un volcán constituido por lavas es más resistente a la erosión, que uno constituido de fragmentos no consolidados o poco cementados (Scarth, *op. cit.*). Sin embargo, la heterogeneidad en los productos volcánicos, favorece en un principio la erosión; no obstante la meteorización de estos materiales puede retardar este efecto, debido a la presencia de

cortezas de intemperismo arcillosas (Araña, *op. cit.*), mismas que hacen más resistente al relieve.

En la zona de estudio se identificaron numerosas estructuras que han perdido su morfología original, como consecuencia de un intenso modelado; también fue posible reconocer otras que por su expresión no sólo han estado sometidas a la acción fluvial, sino también a procesos tectónicos y volcánicos (de otras unidades), que las destruyeron o sepultaron.

**2.1. Edificios volcánicos modelados: las cimas (cráter) funcionan como circos erosivos.** Se identificaron doce estructuras de este tipo, distribuidas de manera heterogénea en la zona de estudio. Son volcanes que exhiben morfología, área y altura variable; su principal característica es la evolución que ha sufrido su cráter en herradura a un circo de erosión. Es posible manifestar que todos estos volcanes han estado expuestos a los agentes erosivos durante un largo periodo, cuenta de ello son los circos activos e inactivos presentes en sus laderas.

Es de considerar que salvo una estructura ubicada al E del volcán San Juan, la mayoría se localizan en la vertiente húmeda, de ahí su alta densidad (de hasta 10.5 km/km<sup>2</sup>) y profundidad de disección (de 80 m); estos valores representan en el terreno patrones de drenaje radiales-dendríticos muy densos.

**2.2. Relieve volcánico antiguo.** Ocupa la porción SW del área de estudio, se trata del campo basáltico de Cuarenteño; superficie en la que no es posible reconocer y determinar de forma precisa la morfología original de edificios volcánicos y productos asociados a estos. De acuerdo con Demant (1979, 1981) y Blanco (1990), representa el relieve más antiguo de la zona de estudio (datado en 23 Ma.), el cual tuvo su desarrollo durante el Oligoceno-Mioceno.

Esta transformación del relieve se atribuye a un intenso modelado fluvial, donde se han desarrollado patrones de drenaje complejos (dendríticos-subparalelos); los valores de densidad (de hasta 13.5 km/km<sup>2</sup>) y profundidad (de hasta 100 m), son los más elevados de la zona; esta intensa erosión es evidente en la alta concentración de circos erosivos activos, que se han desarrollado en distintos niveles altitudinales, e incluso alcanzan la divisoria; como consecuencia se definen cimas angostas y sinuosas, esta morfología es evidencia de la antigüedad de este sector.

Es conveniente mencionar, que en esta área se observaron rasgos de procesos gravitacionales activos, sin embargo, por lo pequeño de sus dimensiones y la escala del mapa geomorfológico, no se representan.

#### *A. Erosivo-complejo.*

Las estructuras que integran este rubro, además del modelado fluvial, estuvieron sometidas a un proceso de sepultamiento y destrucción parcial, como consecuencia de manifestaciones volcánicas posteriores; esta particularidad permitió distinguirlas de las anteriores.

**2.3. Edificios volcánicos destruidos y/o sepultados de forma parcial.** En esta categoría se reconocen doce estructuras, localizadas al SE (sitios aledaños al volcán Coatepec) y NE (áreas próximas al volcán San Juan). Son volcanes que han perdido la mayoría de sus rasgos originales, como consecuencia de un intenso modelado fluvial y actividad volcánica posterior efusiva y explosiva.

En la diferenciación de estas estructuras se tomaron en cuenta los siguientes factores: 1) la red fluvial, que de forma clara los delimita y evidencia; 2) la posición altitudinal que guardan con respecto a las formas de relieve que los circunda; y 3) la morfología convexa o aguda de sus cimas.

**2.4. Relictos volcánicos antiguos.** Se han distinguido siete unidades de este tipo, emplazadas en los sectores NE, NW y W de la zona de estudio. Corresponden a remanentes de edificios volcánicos o lavas antiguas, donde la erosión ha borrado por completo la morfología original, o han quedado sepultados por distintos eventos volcánicos posteriores.

Cabe mencionar que en los dos casos mencionados, los valores de densidad (3 km/km<sup>2</sup>) y profundidad (40 m), no son representativos de la morfología. La explicación es que ha habido una alternancia de periodos erosivos (fluviales) y acumulativos (volcánicos) que enmascaran la profundidad y densidad real.

Tectónico modelado.

Entre las formas del relieve originadas de la interacción de los procesos endógenos y exógenos están los valles estructurales. Se originan a lo largo de escarpes de falla,

debido a esfuerzos tectónicos distensivos. Como resultado de la interacción (tectónico-erosivo), en la base del escarpe de falla se depositan detritos, son sedimentos correlativos, contemporáneos o posteriores al desarrollo de la falla. Pueden sepultar el escarpe de falla, desarrollar taludes, piedemonte y rellenar fosas; mediante su análisis es posible conocer la topografía de la fosa al momento de su formación, la velocidad relativa de elevación y erosión, así como la evolución morfológica del escarpe de falla (González-Salinas, *et al.* 2001; Derruau, 1996). Su estudio se considera indispensable en la investigación geomorfológica.

**2.5. Valle estructural.** Se localiza en el extremo NW de la zona de estudio, presenta una longitud de 5.6 km, y anchura de 50 m a 400 m, el fondo es plano e inclinado hasta 12°. La dinámica se restringe al desarrollo de un incipiente piedemonte, y a un relleno paulatino de carácter estacional, que define un proceso erosivo-sedimentario. Lo anterior permite manifestar que los depósitos correlativos son posteriores a la formación de la falla; lo que se apoya en la configuración de los escurrimientos, paralelos y perpendiculares con respecto al escarpe. Lo anterior refleja la juventud de esta unidad, así como la implicación actual de los procesos de erosión y sedimentación.

### III. RELIEVE EXÓGENO.

#### Erosivo fluvial.

En este apartado se analiza la morfología y dinámica de los diferentes escurrimientos de la zona de estudio, así como las formas resultantes. Las corrientes de agua al fluir sobre la superficie terrestre, presentan dinámicas distintas, dependiendo de su ocurrencia, estacional o extraordinaria (Pedraza, 1996; Bloom, 1978; Gutierrez-Elorza, 2001). Las morfologías asociadas a la erosión fluvial en la zona de estudio, se explican a continuación.

**3.1. Cauces erosivos.** Se localizan en todas las unidades de relieve. Son de longitud, profundidad y densidad variable; estos parámetros son mayores en el sector SW, que en el E, y se atribuye a las variaciones climáticas de la zona, topografía del terreno, edad y tipo de material. La elevada o baja densidad de cauces, permitió inferir una edad relativa y tiempo de exposición a la dinámica fluvial, donde la más antigua corresponde a la mayor densidad, y viceversa.

**3.2. Cauces de contacto.** Se presentan en los límites de unidades morfológicas, característica que determina la heterogeneidad en cuanto a la profundidad, longitud y densidad. En la zona, su desarrollo es mínimo, su trabajo se restringe a una capa de pómez que tiene una amplia distribución en la zona de estudio y que de alguna manera protege el sustrato subyacente.

Una característica particular de estos valles, es, su geometría irregular, ligeramente cóncava y poco profunda. Lo anterior es uno de los rasgos que permitió diferenciarlos de los cauces erosivos, con fondo de valle en "v", y mayor profundidad.

**3.3. Laderas superiores de valle.** Son superficies inclinadas, estrechas y alargadas de geometría cóncava, convexa y recta, pueden presentarse escalonadas o conjugadas. Están presentes en zonas donde la dinámica modeladora ha actuado con mayor eficacia; en el relieve más antiguo o anterior a los volcanes San Juan y Cerro Alto.

**3.4. Cauce del río Mololoa.** Se localiza en el extremo NE de la zona de estudio y está ocupado por una corriente permanente; drena parte de los escurrimientos provenientes de la Sierra de San Juan (constituye una porción de la cuenca Santiago-Aguamilpa), y es en uno de los principales afluentes del río Santiago.

Los rasgos más significativos de este cauce son: la poca profundidad (menos de 2 m); la pérdida de competencia, que se traduce en la disminución de su capacidad erosiva y de transporte, lo que favorece el desarrollo de meandros. De acuerdo con Pedraza (1996), estas características corresponden a ríos donde la pendiente longitudinal es mínima y la carga en suspensión es elevada. Todas estas peculiaridades hacen posible definir al río Mololoa como una corriente erosivo-sedimentaria, al mismo tiempo que favorecen las llanuras de inundación.

En la actualidad la dinámica de este río (Mololoa) es controlada por un canal de rectificación fluvial, con lo cual, el cauce natural ha quedado abandonado; sin embargo durante la temporada de lluvias o la presencia de un fenómeno meteorológico extraordinario, las aguas reconocen su antiguo cauce dando lugar a inundaciones que afectan a la población, infraestructura y áreas de cultivo en toda la llanura de inundación.

#### *A. Valles fluviales complejos.*

El origen de estas formas de relieve en la zona de estudio, se relaciona con tres procesos. El primero, es la erosión fluvial, la cual labra un valle. El segundo, la colmatación parcial del valle, por material piroclástico de flujo y caída. El último, lo determina el retrabajamiento fluvial de los piroclastos.

**3.5. Colmatados por material piroclástico.** Se localizan al E y SE del volcán San Juan, a manera de alvéolos alargados y dispersos, con longitud y anchura variable, constituidos de depósitos de avalancha de escombros, flujos de bloques y ceniza y pómez, provenientes del "pre San Juan" y San Juan. Estos valles presentan terrazas que se desarrollan a partir de la erosión de las acumulaciones piroclásticas.

#### *B. Circos de erosión.*

Son formas cóncavas del relieve, a manera de anfiteatro, de dimensiones variables y laderas abruptas. Se localizan en cabeceras de algunas corrientes fluviales, su desarrollo y evolución es por erosión remontante. Cuando se desarrollan en sustratos heterolitológicos, se les encuentra en distintos niveles altitudinales, es decir, escalonados. Su presencia, evidencia una intensa erosión hídrica presente o pasada, que se manifiesta en circos activos e inactivos.

**3.6. Activos.** Son característicos del S, SE, W y SW del área de estudio; el último sector (campo basáltico de Cuarenteño) es el que presenta mayor densidad. Situación favorecida por la antigüedad del relieve y la influencia en el clima que ejerce la cercanía del Océano Pacífico. Su actividad se restringe a la temporada de lluvias y ocurrencia de fenómenos meteorológicos.

**3.7. Inactivos.** Presentes en los sectores NE y NW de la zona de estudio. Se forman por intensos procesos de erosión, que se interrumpen por alguna de las siguientes razones: 1) presencia de rocas resistentes al efecto erosivo; 2) desarrollo de una superficie arcillosa, que fue menguando de manera gradual la erosión; y 3) la presencia de una cobertura vegetal en los bordes y al interior de los circos, misma que estabiliza la superficie de erosión.

En la caracterización de los circos erosivos, se tomó en cuenta una serie de parámetros, como cobertura vegetal, corredores de escombros, afloramientos rocosos (saltos de cabecera) y disposición (en cráteres volcánicos, cerca de las cimas, donde coalescen, o se presentan a distintos niveles altitudinales, escalonados); esto último señala distintitas etapas erosivas.

Acumulativo fluvial.

Las formas fluviales no solo son creadas por erosión, sino también por deposición, proceso que tiene lugar cuando en una corriente se sobrepasan los límites de solubilidad y se pierde la capacidad de sustentación; lo cual ocasiona el detrimento en el transporte. Las acumulaciones sedimentarias implican largos periodos, dado que los aportes de material son esporádicos. Cuando predomina la deposición en un mismo lugar, resultan relieves fluviales variados; llanuras de inundación, terrazas, abanicos, etc. (Pedraza, *op. cit.*; Bloom, *op. cit.*; Gutierrez-Elorza, *op. cit.* Coque, 1984)

**3.8. Llanura de inundación.** Es una superficie que durante las crecidas estacionales o extraordinarias (de un río con canal único y por lo general meandriforme), funciona como aliviadero, ante la necesidad de evacuar o "acumular" temporalmente mayores caudales; por lo que el cauce habitual aumenta su área. Este tipo de unidades coincide con el primer rellano o escalón sobre el cauce original.

Además, de la actividad puramente fluvial las avenidas conllevan otros procesos geomorfológicos; los gravitacionales, originados por zapamiento del material que forma las márgenes. Lo anterior refleja la dinámica (aunque intermitente) de las llanuras de inundación (Pedraza, *op. cit.*; Gutierrez-Elorza, *op. cit.*).

La llanura de inundación del río Mololoa, en el extremo NE de la zona de estudio, presenta los rasgos de una forma con un desarrollo vigoroso por los procesos frecuentes de sedimentación-erosión.

Las obras de rectificación del río Mololoa, encauzadas a prevenir las inundaciones han hecho que la llanura pierda su carácter natural, lo que se traduce en una reducción de agua y modificación irreversible del ambiente. El riesgo de inundación se ha incrementado, debido a que no se hizo un estudio antecedente para la construcción de la obra hidráulica. Con base en las observaciones hechas en el campo, se puede afirmar que el canal en cuestión no tiene la capacidad de aforo necesaria para evacuar

los excedentes de agua temporada. Por otro lado, su construcción se realizó por encima del nivel de la llanura de inundación, que aunado a un fuerte proceso de azolvamiento, durante las crecidas, rebasa su capacidad, desborda y de manera inmediata el agua reconoce su nivel altitudinal original más bajo. La elevación del canal funciona a manera de dique, al incrementar el agua del cauce su volumen, ve obstruido su paso, se acumula, desborda e inunda, causando daños considerables a cultivos, vías de comunicación y viviendas.

**3.9. Terrazas.** Son superficies llanas de dimensiones variables, testigo de antiguos lechos. Su origen y desarrollo es un tanto complejo, y se explica a partir de las siguientes etapas; en un principio tiene lugar un ensanchamiento del cauce, por excavación o sedimentación, lo que deriva en una llanura erosiva o aluvial. Posteriormente una erosión vertical, forma un nuevo cauce, y así, la llanura anterior o parte de ella, queda "colgada", definiendo una terraza aluvial. Estos procesos de formación y crecimiento están controlados por el régimen energético fluvial, de tal modo que las terrazas no están ligadas a todos los escurrimientos (Pedraza, *op. cit.*; Coque, *op. cit.*).

En la zona de estudio las terrazas se presentan en dos sectores, el primero de ellos en el extremo SE, donde se disponen como un área continua a ambos lados de la corriente, y es posible que correspondan a un solo nivel y etapa de desarrollo, así como a la actual llanura de inundación. La segunda zona de formación se localiza en el borde NE, en el río Mololoa, donde el cauce nuevamente es confinado y pierde su carácter meándrico; definen superficies aisladas, al mismo tiempo que son evidencia de un lecho de inundación anterior al actual. En ambos casos su altura relativa no excede los 5 m y presentan una ligera inclinación de 2° a favor de la corriente. Son formas de relieve acumulativo-erosivo.

#### *C. Rampas proluviales.*

Se originan por la acumulación de detritos, en la desembocadura de ríos provenientes de las montañas. Este proceso tiene lugar por el cambio de pendiente del terreno, de una zona abrupta a una plana o de poca inclinación. Surgen abanicos, mantos y piedemonte. La litología, el clima, la vegetación y la tectónica también controlan su desarrollo.

**3.10. Abanicos.** También se conocen como conos de eyección; son formas complejas originadas por la descarga de sedimentos, al desembocar la corriente en un relieve no confinante. Por los cambios morfológicos progresivos que muestran, se definen como un sistema dinámico. La forma característica, es semicircular o de segmento de cono, con radio variable. Su perfil longitudinal es cóncavo y el transversal convexo, mientras que la pendiente por lo general varía de 3 a 15° (Pedraza, *op. cit.*; Gutierrez-Elorza, *op. cit.*).

En el área de estudio se han identificado tres unidades de este tipo, una de ellas localizada al pie de las laderas de explosión del volcán Coatepec; los dos restantes, al NE del volcán San Juan, en la base del complejo dómico de este sector. Para los tres casos, su origen se explica por el acarreo de material piroclástico; pómez y ceniza del San Juan. El máximo desarrollo lo alcanzaron al cesar la actividad eruptiva y son las formas más jóvenes de este rubro. Sus radios son variables, de 800 m a 1.2 km, y la pendiente es de 2 a 12°. Presentan una red de drenaje de configuración dicotómica; la profundidad de los cauces no rebasa 1 m. Estas formas de relieve han sido modificadas por un uso intensivo agrícola y de urbanización; como ejemplo está el abanico asociado al volcán Coatepec, donde se ubica el poblado El Refugio.

**3.11. Mantos.** Se originan por la yuxtaposición y coalescencia de abanicos, se trata de superficies continuas y de poca inclinación.

En la zona de estudio se presentan en diversos sectores, muestran la transición entre el complejo volcánico Sierra de San Juan y las unidades con un nivel altitudinal menor. Son rampas, con inclinación de 4 a 12°, modeladas por cauces paralelos poco integrados, con menos de 5 m de profundidad.

**3.12. Piedemonte.** Representa la transición entre las laderas de la caldera de Tepic y las planicies interiores de inundación; su inclinación varía entre los 6 y 12°. Se forma por el transporte de detritos provenientes de un escarpe de roca (escarpe de explosión) muy fracturado. Otro proceso que interfiere en su formación, aunque puntual y de menor importancia, es la caída de rocas, que favorece el desarrollo incipiente de conos coluviales. El material poco consolidado, determina el desarrollo de redes de drenaje radial-paralelas con una profundidad de los barrancos de hasta 10 m.

Este tipo de relieves favorece el uso de suelo agrícola y urbano; sin embargo, trae como consecuencia peligros geomorfológicos de flujos o coladas de detritos, que "atascan" drenajes y alcantarillas, lo cual provoca encharcamientos que escurren siguiendo la inclinación del terreno como un flujo turbulento con mayor impacto en zonas urbanizadas.

*D. Planicies fluvio-lacustres (externas e internas).*

Estas unidades son analizadas en conjunto, ya que su origen, morfología (superficies planas o de ligera inclinación) y dinámica (inundaciones), son semejantes. El rasgo distintivo entre las planicies externas e internas, es su ubicación: las primeras representan el nivel de base de toda la zona de estudio, mientras que las internas se restringen a la porción más deprimida de la caldera de Tepic. Son formas acumulativas constituidas por detritos, con inclinación máxima de 3°.

Los valores morfométricos (densidad y profundidad de la disección, energía del relieve y pendientes del terreno), son los más bajos e incluso nulos, característica que disminuye la acción erosiva y condiciona la prevalencia de la sedimentación y los procesos de inundación, estos últimos favorecidos en gran medida por precipitaciones estacionales y extraordinarias, y un manto freático superficial.

A partir de la fotointerpretación y observaciones en campo, fue posible definir planicies fluvio-lacustres de inundación estacional, extraordinaria y permanente.

•Externas.

**3.13. Proluvial lacustre.** Se localiza hacia el borde E de la zona de estudio; es un área susceptible a inundaciones extraordinarias, cuando el aporte de agua es superior a la media máxima por día; o al presentarse fenómenos meteorológicos de gran magnitud. Sin embargo, en la porción más oriental de esta superficie las inundaciones se registran con regularidad, en cada temporada de lluvias, por encontrarse en un nivel altitudinal un poco más bajo (~ 50 cm). También influye su cercanía con la llanura de inundación permanente (ciénagas).

**3.14. Lacustre (ciénagas).** Corresponde al área conocida como El Pantanal, se ubica al E del volcán Coatepec, y de manera permanente esta inundada, con  $\pm$  60 cm. Esta

unidad representa un relicto del ambiente lacustre de la región, y evidencia un manto freático cercano a la superficie.

•Internas.

**3.15. De inundación estacional.** Se distribuye al interior de la caldera de Tepic, en la porción centro-este. Su dinámica la condiciona el periodo de lluvias de la región (junio-septiembre).

**3.16. De inundación extraordinaria.** Ocupa un área considerable e irregular, de ligera inclinación hacia el centro de la caldera. Su límite superior lo definen los bordes de un incipiente piedemonte volcánico, mientras que el inferior está representado por una frontera no bien definida con la planicie de régimen estacional y permanente. Su funcionamiento se debe a precipitaciones de gran magnitud y larga duración.

**3.17. De inundación permanente.** Se distribuye en el centro-este de esta zona, representa la porción más deprimida de este grupo. Los cuerpos de agua presentes, son discontinuos y poco profundos (~ 60 cm). El estilo eruptivo de la caldera de Tepic, sin duda se relaciona con la cercanía del manto freático, lo que favorece encharcamientos durante todo el año. Las características morfológicas hacen pensar en un ambiente lacustre bien desarrollado en el pasado.

Las superficies planas que se han analizado, favorecen los asentamientos humanos, mientras que la humedad y los nutrientes en los suelos las hacen propicias para la práctica de una agricultura intensiva (caña de azúcar). Es conveniente que exista una regulación al respecto, ya que estas regiones pueden llegar a inundarse de manera súbita, lo cual representa un riesgo latente por daños y destrucción de viviendas, comercios, vías de comunicación, zonas agrícolas y ganaderas, afectando así el desarrollo de las comunidades y poblados que se localizan dentro o en las cercanías de estos sitios.

Erosivo gravitacional.

Los procesos gravitacionales originan el desplazamiento de materiales de las laderas, sin la intervención de ningún medio, es decir, tiene lugar un impulso de autotraslación. Estos movimientos son múltiples, se distinguen caídas, vuelcos, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y *creep* o reptación. La forma de relieve característica de

este proceso denudatorio, son cicatrices o escarpes semicirculares. Mientras que la acumulación, la definen morfologías de lenguas, conos y taludes (Pedraza, *op. cit.*).

En la zona de estudio, se reconoció un proceso gravitacional, se explica a continuación.

**3.18. Corona de desprendimiento.** Se localiza al E del volcán San Juan, a unos 2 km, sobre la ladera de una estructura volcánica. Es una forma de relieve, a manera de cuchara, de geometría cóncava, la cual se generó por un proceso gravitacional complejo de materiales (roca y suelo) fracturados y poco consolidados; proceso en el que jugó un papel importante, la inclinación de la ladera, de más de 30°.

Acumulativo gravitacional.

Este proceso lo representan los detritos que se desprenden y acumulan al pie de la ladera formando mantos de derrubios.

**3.19. Manto de derrubios.** Se localiza al pie de la corona de desprendimiento, su área aproximada es de 400 m<sup>2</sup>, aunque es probable que está haya sido mayor, ya que el modelado por la acción fluvial es constante.

#### IV. ANTROPICO.

Se refiere a las modificaciones del relieve por la actividad humana, con el fin de obtener beneficios económicos o para atenuar algún proceso natural peligroso. En ocasiones esto puede resultar contraproducente, ya que se altera el equilibrio del paisaje.

**4.1. Minas a cielo abierto (canteras).** Son excavaciones que se realizan para obtener productos volcánicos, aprovechados como materiales para la construcción.

Se localizan al E y NE del volcán San Juan. En el primero se explota material piroclástico (de flujos de bloques y ceniza); el alto grado de fragmentación favorece su extracción, con lo cual, sólo es necesario tamizarlo para obtener arena, grava, gravilla y bloques. Las unidades geomorfológicas propicias para esta práctica son los lomeríos y laderas complejas, sitios que se aprovechan actualmente. En el segundo, la

explotación se limita al manto de material pumítico y en menor grado a la roca de los domos.

La extracción en estos sectores se ha desarrollado gracias a las características de los materiales y al fácil acceso a las fuentes. Esta práctica deteriora el paisaje, causa desestabilización en el terreno, y genera procesos gravitacionales. La explotación no es del todo lícita, ya que se realiza dentro de la "Reserva Ecológica Sierra de San Juan".

**4.2. Canal de rectificación fluvial.** Hay dos obras hidráulicas de este tipo en la zona, ambas ubicadas hacia el SW de la caldera de Tepic. Uno se hizo con el fin de controlar las inundaciones y divagación del río Mololoa; sin embargo, no cumple del todo su función, puesto que durante las crecidas no tiene la capacidad suficiente para desalojar los grandes volúmenes de agua.

El otro canal, de menor longitud y capacidad concentra algunos de los escurrimientos provenientes de la sierra; las aguas que captura, ocasionan inundaciones, al ser vertidas a la llanura de inundación del río Mololoa.

Símbolos complementarios.

**Nivel altitudinal relativo.** Representa la disposición vertical que guardan unas formas con respecto a otras, de esta manera es posible determinar una edad relativa del relieve y reconstruir secuencias evolutivas.

**Contactos inferidos.** Muestran el límite entre formas del relieve; no es del todo preciso, ya que los procesos erosivos y de deposición dificultan su reconocimiento.

**Contactos diferidos.** Representan el límite o la frontera más próxima entre unidades, a diferencia del anterior los cambios de altitud e inclinación son casi imperceptibles.

**Contactos reales.** Indican límites precisos.

## Consideraciones finales.

Mediante la elaboración del mapa geomorfológico y su análisis, se logró un estudio interpretativo del relieve, a partir de la morfología, litología y procesos observados; donde se examinaron las causas que originaron las formas, así como su desarrollo. De tal modo, se obtuvo una jerarquización y clasificación genética (endógena y exógena) de las unidades geomorfológicas que integran este territorio, estableciendo así una tipología del relieve, del mismo modo se definió un inventario y distribución espacial de estas. También fue posible determinar la edad relativa, lo que estuvo en función de la posición altitudinal que guardan unas con respecto a otras; este parámetro, de gran utilidad en la reconstrucción evolutiva de la zona.

Por otro lado, la escala (1: 20 000) permitió establecer y caracterizar la dinámica actual de ciertas unidades (p.e. las planicies), así como de otras que han sido heredadas y tienen un carácter no funcional (p.e. circos erosivos fluviales inactivos).

Las características físico geográficas y geológicas están reflejadas aunque de manera indirecta en el análisis geomorfológico; factores que prescriben el mayor o menor grado de modelado del paisaje y su configuración presente y futura.

## CONCLUSIONES.

1. El análisis del relieve con un criterio morfogénico, permitió integrar la información geológica y tectónica en una clasificación genética. El arreglo espacial de estos aspectos, está representado en el mapa geomorfológico del complejo volcánico Sierra de San Juan. De esta manera se logra una representación cartográfica detallada, coherente, estructurada, con límites precisos y bien definidos que conducen a un mejor entendimiento de las condiciones naturales de la región. Este documento junto con su texto explicativo es el aporte principal de esta investigación. El uso de esta información constituye la base en la cual se realizará el ordenamiento territorial de la Reserva Ecológica Sierra de San Juan. Proyecto a cargo de la Dirección de la Investigación Científica de la Universidad Autónoma de Nayarit.

2. Con respecto a la clasificación del relieve, se creó una tipología geomorfológica que tiene un amplio espectro de aplicación, en territorios volcánicos afines a la zona de estudio, de manera particular: fronteras tecto-volcánicas activas y de connotación regional, este aspecto se refleja en una alternancia entre relieves volcánicos antiguos (Oligo-miocenos) y recientes (Cuaternarios); en la heterogeneidad de la composición de los materiales; así como en estilos eruptivos efusivos y explosivos. Todas estas características enmarcadas en un clima húmedo-subhúmedo. La clasificación que se propone es resultado de la homologación de criterios antecedentes publicados en revistas y textos especializados, así como del análisis interpretativo del relieve en función de la génesis, morfología (edad relativa) y dinámica (procesos). Esta propuesta representa otro aporte de este estudio.

3. La intensidad de los procesos exógenos fue estudiada a partir de métodos geomorfológicos indirectos (altimetría, inclinación del terreno, energía del relieve, densidad y profundidad de la disección); de esta manera fue posible reconocer territorios donde la dinámica exógena representa una amenaza para la población y sus obras de infraestructura. En este sentido, quedó de manifiesto que no sólo las zonas con un intenso modelado (con valores morfométricos elevados) son las más frecuentes a presentar procesos, que pueden derivar en una amenaza geomorfológica, sino también aquellas que se caracterizan por ser homogéneas en cuanto a morfología, en donde no se esperaría una dinámica exógena potencial, es el caso de las planicies. Estas formas de relieve tienen índices morfométricos bajos o poco significativos; no obstante en la zona de estudio, representan zonas de peligro inminente en temporada de lluvias (estacionales o extraordinarias); las inundaciones

presentes en estas zonas se muestran en el mapa geomorfológico. Esta característica le confiere a este documento una aplicabilidad inmediata en la prevención, durante y después de la contingencia.

4. De los métodos morfométricos aplicados en este estudio, la densidad y profundidad de la disección fueron de gran ayuda para determinar la edad relativa del relieve. A partir de los resultados obtenidos, fue posible delimitar de manera precisa áreas con un alto grado de modelado, este aspecto denota un mayor tiempo de exposición de la superficie terrestre a los procesos fluviales; de esta manera se logra una mayor integración de las redes fluviales, así como un continuo proceso remontante y la consiguiente afectación de los interfluvios. Resultado de lo anterior es una morfología en donde los rasgos primarios de las estructuras volcánicas (para esta zona) han desaparecido. Este aspecto también tiene una interpretación contraria a lo anterior; reflejado en los relieves más recientes, donde el drenaje es incipiente y las formas primarias del relieve volcánico se conservan. Como ejemplos, se tienen para el primer caso la delimitación y caracterización del campo volcánico de Cuarenteño, localizado en la porción SW de la zona de estudio. Las estructuras más jóvenes fue posible analizarlas y delimitarlas en la porción central de la misma área y representan diversos edificios volcánicos y flujos de lava de edad pleistocénica. Con base en lo anterior, se concluye que la morfometría es un elemento de análisis indispensable para la correcta interpretación de cualquier superficie terrestre.

5. Como un aporte al conocimiento volcánico del país, se reconoce una actividad volcánica tipo Bandai-Santa Elena y Unzen en el volcán San Juan. Dicho aspecto no ha sido reportado en la literatura especializada a la fecha. Lo anterior se logró a partir del análisis geomorfológico y recorridos de campo. En la primera etapa se analizaron rasgos morfológicos muy particulares: como escarpes de grandes dimensiones y de inclinaciones pronunciadas, desarrollados sobre un sustrato rocoso; así como un cráter en herradura. Para la confirmación de esta idea se realizaron numerosos recorridos de campo, donde fue posible identificar y clasificar los dos distintos depósitos de materiales volcánicos asociados a dicha actividad: avalancha de escombros y flujos de bloques y cenizas.

6. Con base en el análisis estratigráfico de los depósitos antes mencionados, se desarrolló un modelo evolutivo-eruptivo, donde se muestra una estructura antecedente al San Juan y que se denominó en este estudio, como "pre-San Juan". De este antiguo

edificio provienen los depósitos de avalancha y condiciona la morfología del actual volcán San Juan.

## BIBLIOGRAFÍA CITADA.

Aguilar, O.S. Becerra, A. Blanco, M. Bojorquez, I. Gispert, M. González, R. Núñez, A. 1990. Sierra de San Juan, Reserva Ecológica Nayarit, área protegida sin conservación?. Temas No. 4 Suplemento del periódico UNIVERSO. Tepic, Nayarit.

Araña, V. , López, J. 1974. Volcanismo. Dinámica y petrología de sus productos. Ediciones Istmo. Colegio Universitario, Madrid, España (1974). 481p.

Blanco, M. 1990. Marco geográfico de la reserva ecológica Sierra de San Juan, Nayarit. Memorias del XII congreso nacional de geografía. Tepic, Nayarit, 176-189Pp.

Blanco, M. 1994. Vegetación de la Sierra de San Juan, Nayarit, México. UNAM. Tesis de licenciatura (Biología). México, 87p.

Bloom, A. 1978. Geomorphology. A Systematic of Late Cenozoic Landforms. Editorial Prentice-Hall. 1978 E.U. 510p.

Bojórquez, J. I. 1995. Levantamiento de suelos de la Reserva Ecológica Sierra de San Juan, Nayarit, México. UNAM. Tesis de maestría en ciencias (Edafología). México, 114p.

Capra, L. 2000. Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). UNAM. Tesis de doctorado en ciencias de la Tierra (Sismología y Física del Interior de la Tierra). 177p.

Coque, R. 1984. Geomorfología. Editorial Alianza. Madrid España. 477p.

Córdova, C. 1988. Cartografía geomorfológica en escala pequeña del occidente de la República Mexicana. UNAM. Tesis de licenciatura (Geografía) 127p.

Córdova, C. 1992. Geomorfología. Escuela Nacional de Antropología e Historia. México D.F. 178Pp.

Corrales, Z.I., Rosel, I S.J., Sánchez de la Torre, L.M., Vera, J.A., Vilas, L. 1977. Estratigrafía. Madrid (España). 707p.

Demant, A. 1976. Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico. Revista Inst. Geol. UNAM. México, 1979 (1), 39-57Pp.

Demant, A. 1981. L'axe Neo-volcanique Transmexican. Etude volcanologique et petrographique signification geodynamique.

Demant, A. 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. Revista Inst. Geol. UNAM. México, 1982 (2), 217-222Pp.

Demant, A. y Robin, C. 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. Revista Ints. Geol. UNAM. México, 1975 (1), 70-87Pp.

Demant, A., Mauvois, R. Y Silva, L. 1976. El Eje Neovolcánico Transmexicano. III Congreso Latinoamericano de Geología. Excursión 4. México, 1976.

Derruau, M. 1966. Geomorfología. Ediciones Ariel. Barcelona España. 442p.

Espíndola, J.M. 1999. La actividad volcánica. Cuadernos del Instituto de Geofísica. UNAM. México D.F. 53Pp.

Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G., Venegas-Salgado, S. 1997. Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt, in Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., y Ferrari, Luca, eds, magmatism and tectonics in the central and northwestern México – a selection of the 1997 IAVCEI general assembly excursión 12. 85-129Pp.

Fisher, R.V., Schminke, H.U. 1983. Pyroclastic Rocks. Editorial Springer-Verlag. Alemania. 472p.

Francis, P. y Self, S. 1987. Hundimiento de los volcanes. Revista investigación y ciencia. No. 131 (1987), 55-62Pp.

García, E. Trejo, R. 1990. Causas de la precipitación en Nayarit. Memorias del XII congreso nacional de geografía. Tepic, Nayarit, 234-243Pp.

Gastil, G. Y. Krummenacher, D. 1975. Reconnaissance geologic map of the west-central part of the Nayarit, México. Geological Society of América.

Glicken, H. 1991. Sedimentary architecture of large volcanism-debris avalanches, in Smith, G. A., and Fisher, R.V., eds., Sedimentation in volcanic settings, 99-106Pp.

González, F. Contreras, M. 2001. Análisis de Fenómenos Naturales que Representan Amenaza en el Municipio de Acambay, Estado de México. UAEM. Tesis de licenciatura (Geografía). 94Pp.

Gutierrez-Elorza, M. 2001. Geomorfología Climática. Ediciones Omega. Barcelona España. (2001). 642p.

Iturriaga, J. 1997. El Popocatepetl ayer y hoy. "Don Gregorio" en las crónicas de extranjeros, desde el siglo XVI hasta la actualidad. México, 320-321Pp.

López-Ramos, E. 1993. Provincia del Eje-Neovolcánico. Geología general y de México. Trillas 1993, 288p.

Lugo, Hubp., J. 1991. Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos). Instituto de Geografía. UNAM. 128p.

Luhr, J.F. 2000. The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, México) and the compositionally zoned Tepic pumice. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 95 (2000). 109-156Pp.

Marti, J., Araña, V. 1993. La Volcanología Actual. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España. 578p.

Miyabuchi, Y. 1999. Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 89 (1999). 139-158Pp.

Ollier, C. 1972. Volcanoes. Editorial The mit press. Australia. 179p.

Ortiz, R., Araña, V. 1984. Volcanología. editorial Rueda. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, España. 510p.

Palmer, B.A. y Neall, V.E. 1989. The Murimotu Formation-9500 year old deposits of a debris avalanche and associated lahars, Mount Ruapehu, North Island, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 1989, vol. 32. 447-486Pp.

Pedraza, J. 1996. *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid, España. 414p.

Peña-Monne, J.L. 1997. *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geomorfo Ediciones. Zaragoza España. 227Pp.

Poblete, M.A. 1995. El relieve volcánico del campo de calatrava (Ciudad Real). Editorial Castilla- La Mancha. Universidad de Oviedo. España. 467p.

Scarth, A. 1994. *Volcanoes*. First U.S. edition Texas A&M University press. 273p.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad actual del cono del volcán Popocatepetl, in Gobernación, C. N. d. P. d. D. S. d., ed., Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, 195-220Pp.

SPP, 1981. *Síntesis geográfica de Nayarit*. Secretaria de Programación y Presupuesto. México. 221p.

Stock, J. 1993. *Tectónica de placas y evolución del Bloque Jalisco*, México. Geos. Blo. Unión Geofísica Mexicana., vol. 13 (3). 3-9Pp.

Téllez, O. Flores, G. Martínez, A. González, E. Segura, G. Ramírez, R. Domínguez, M. Calzada, I. 1995. XII. Flora de la Reserva Ecológica Sierra de San Juan, Nayarit, México. Listados florísticos de México. Instituto de Biología. UNAM, 7-1Pp.

Ui, T. y Glicken, H. 1986. Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA. *Bulletin of Volcanology* (1986) 48. 189-194Pp.

Ui, T., Kawachi, S., y Neall, V.E. 1986b. Fragmentation of debris avalanche material during flowage —evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27 (1986). 255-164Pp.

Ui, T., Matsuwo, N., Sumita, M., y Fujinawa, A. 1999. Generation of block and ash flows during the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89 (1999). 123-137Pp.

Urrutia, F.J. y Del Castillo, G.L. 1997. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, Tomo XXXVIII (1). 18-28Pp.

Zamorano, J. J. 1990. Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México. Tesis de doctorado. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov, Moscú, URSS (en ruso).

#### BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA.

Capra, L. Macias, J.L. 2000. Pleistocene cohesive debris flow at Nevado de Toluca volcano, central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102; Pp 149-168.

Carrasco, G. 1999. Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltepetl volcano, eastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88; Pp 47-66.

Desarrollo Urbano. 1978. Proyecto para la declaratoria de la zona de preservación ecológica del cerro San Juan, Tepic. Secretaria de Asentamientos Humanos y Obras Publicas. Volumen I. Nayarit, México.

Desarrollo Urbano. 1978. Proyecto para la declaratoria de la zona de preservación ecológica del cerro San Juan, Tepic. Secretaria de Asentamientos Humanos y Obras Publicas. Volumen II. Nayarit, México.

Evans, S. Hungr, O. Clague, J. 2001. Dynamics of the 1984 rock avalanche and associated distal debris flow on Mount Cayley, British Columbia, Canada; implications for landslide hazard assessment on dissected volcanoes. *Engineering Geology* 61; Pp 29-51.

Ferrari, L. Conticelli, S. Vaggelli, G. Petrone, C. Manetti, P. 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318; Pp 161-185.

Garza, A. 1995. Normas de estilo bibliográfico para ensayos semestrales y tesis. Colegio de México.

Geominet. Enero/febrero 1997. No. 205. XXIV Época.

Karátson, D. Thouret, J.C. Moriya, I. Lomoschitz, A. 1999. Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. Bull. Volcanol. (61) Pp 174-193.

López, E. 1991. Cartografía Geológica de Nayarit. Escala 1:500 000, Instituto de Geología. UNAM. México.

Luhr, J.F. 1978. Factors controlling the evolution of the prehistoric pyroclastic eruption of volcano San Juan, Mexico. Geological Society of America. Abstracts with programs. Vol. 10. 114p.

Mosalve, G. 1999. Hidrología en la Ingeniería. Escuela Colombiana de ingeniería. Editorial Alfaomega. Colombia. 258p.

Primera reunión de investigación y desarrollo tecnológico en Nayarit. 1996. Memorias I Congreso. Tepic, Nayarit, México. 229p.

Segunda reunión de investigación y desarrollo tecnológico en Nayarit. 1997. Memorias II congreso. Tepic, Nayarit, México. 250p.

Segunda jornada de investigación científica. 1994. Coordinación de Investigación Científica. UAN. Nayarit, México.

Sheridan, M. 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. Journal of Volcanology and Geothermal Research 25; 105-124Pp.

Simons, E. 1990. Geología Física Básica. Limusa-Noriega. México D.F. 699p.

Soriano, A. 2001. Bloquean colonos acceso a minas de materiales en Tepic. El Universal. Sección Estados. México, D.F.:21 de febrero, 2001. B12.

Téllez, O. 1995. Flora, Vegetación y Fitogeografía de Nayarit, México. UMAN. Tesis de maestría en ciencias (Biología). 159p.

Tercera jornada de investigación científica. 1996. Coordinación de Investigación Científica. UAN. Nayarit, México.

#### CARTOGRAFÍA.

INEGI. 1981. Carta topográfica. Jalcocotan F-13 C-39. Escala 1: 50 000. 2da Edición.

INEGI. 1981. Carta topográfica. San Blas F-13 C-29. Escala 1: 50 000. 2da Edición.

INEGI. 1981. Carta topográfica. Tepic F-13 D-21. Escala 1: 50 000. 2da Edición. 1981.

INEGI. 1981. Carta topográfica. Xalisco F-13 D-31. Escala 1: 50 000. 2da Edición.

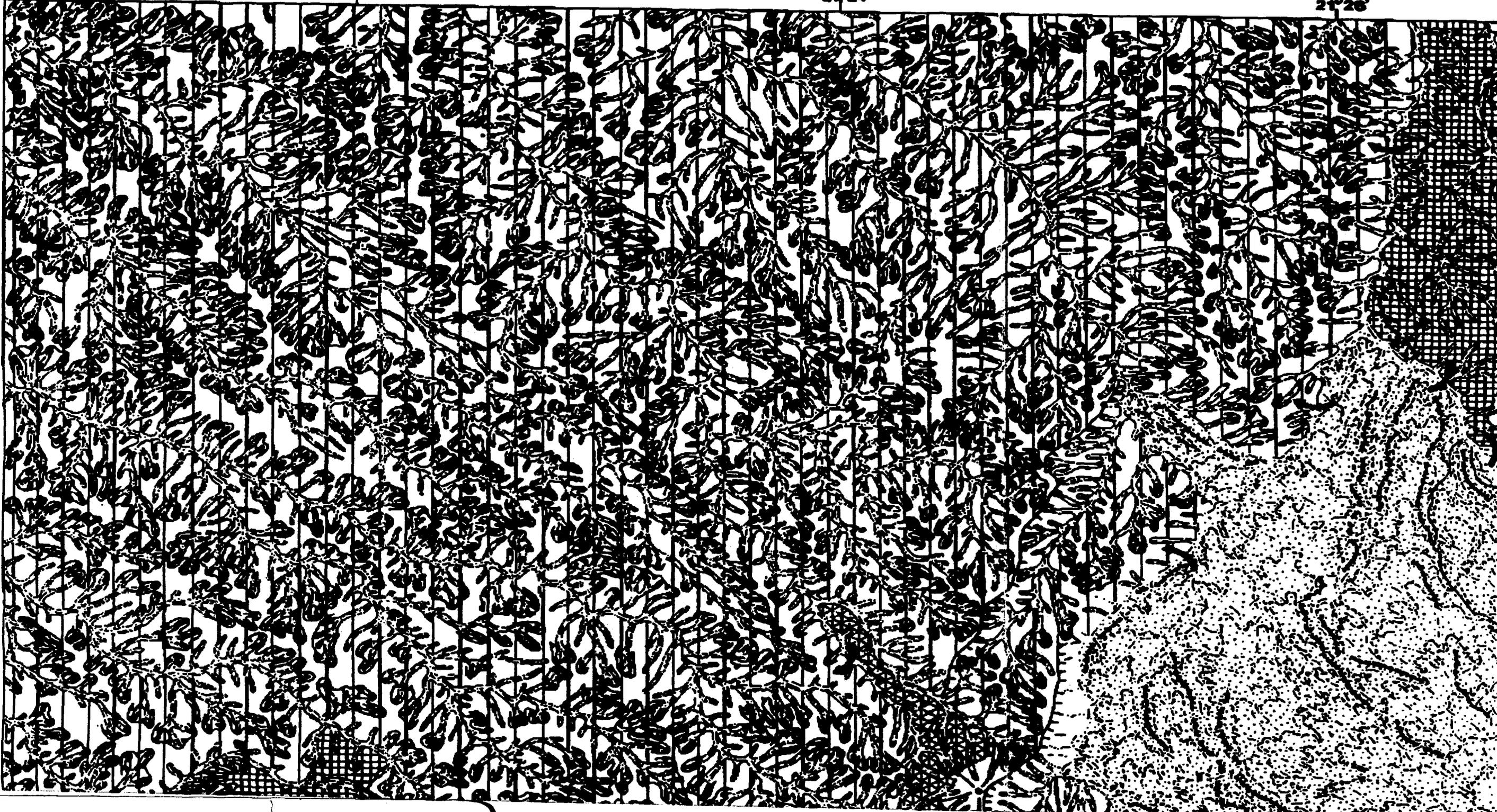
Imagen de satélite LANSAT TM. 2000.



21°22'

21°24'

21°26'



21°26'

21°28'

21°30'



FALLA DE ORIGEN

21°30'

21°32'

# MAPA GEOMORFOLOGICO DEL COMPLEJO VOLCANICO



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

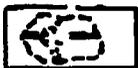
## I. RELIEVE ENDOGENO.

### Volcánico acumulativo.

#### A. Volcanes de lava.



1.1. Con cráter cerrado.



1.2. Con cráter abierto.



1.3. Cubiertos por una potente capa de piroclastos.



1.4. Con cima convexa.

#### B. Volcanes con rasgos primarios evidentes en su porción cumbral: labio de cráter, atrio (laderas interiores de cráter) y fondo de cráter.



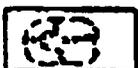
1.5. De lava y piroclastos (porción cumbral del Cerro Alto).



1.6. Adventicio (representa la última etapa eruptiva del volcán San Juan).



1.7. Con cráter cerrado o abierto.



#### C. Volcanes de explosión.



1.8. Con colapso lateral (primera etapa del volcán San Juan).



1.9. Caldera de Tepic (La Laguna).



1.10. De explosión lateral (edificios en herradura).

#### D. Domos.



1.11. Con morfología de cúpula.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

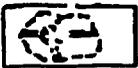
TESIS CON FALLA DE ORIGEN

# MAPA GEOMORFOLOGICO DEL COMPLEJO VOLCANICO SIERRA DE SAN JUAN, NAYARIT.

## I. RELIEVE ENDOGENO.

### Volcánico acumulativo.

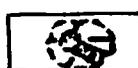
#### A. Volcanes de lava.

-  1.1. Con cráter cerrado.
-  1.2. Con cráter abierto.
-  1.3. Cubiertos por una potente capa de piroclastos.
-  1.4. Con cima convexa.

#### B. Volcanes con rasgos primarios evidentes en su porción cumbre: labio de cráter, atrio (laderas interiores de cráter) y fondo de cráter.

-  1.5. De lava y piroclastos (porción cumbre del Cerro Alto).
-  1.6. Adventicio (representa la última etapa eruptiva del volcán San Juan).
-  1.7. Con cráter cerrado o abierto.

#### C. Volcanes de explosión.

-  1.8. Con colapso lateral (primera etapa del volcán San Juan).
-  1.9. Caldera de Tepic (La Laguna).
-  1.10. De explosión lateral (edificios en herradura).

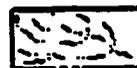
#### D. Damos.

-  1.11. Con morfología de cúpula.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

## III. RELIEVE EXOGENO.

### Erosivo fluvial.

-  3.1. Cauces erosivos.
-  3.2. Cauces de contacto.
-  3.3. Laderas superiores de valle.
-  3.4. Cauce del río Mololoa.

#### A. Valles fluviales complejos

-  3.5. Colmatados por material piroclástico.

#### B. Circos de erosión

-  3.6. Activos.
-  3.7. Inactivos.

### Acumulativo fluvial.

-  3.8. Llanura de inundación.
-  3.9. Terrazas.

#### C. Rampas proluviales.

-  3.10. Abanicos.
-  3.11. Mantos.
-  3.12. Piedemonte.

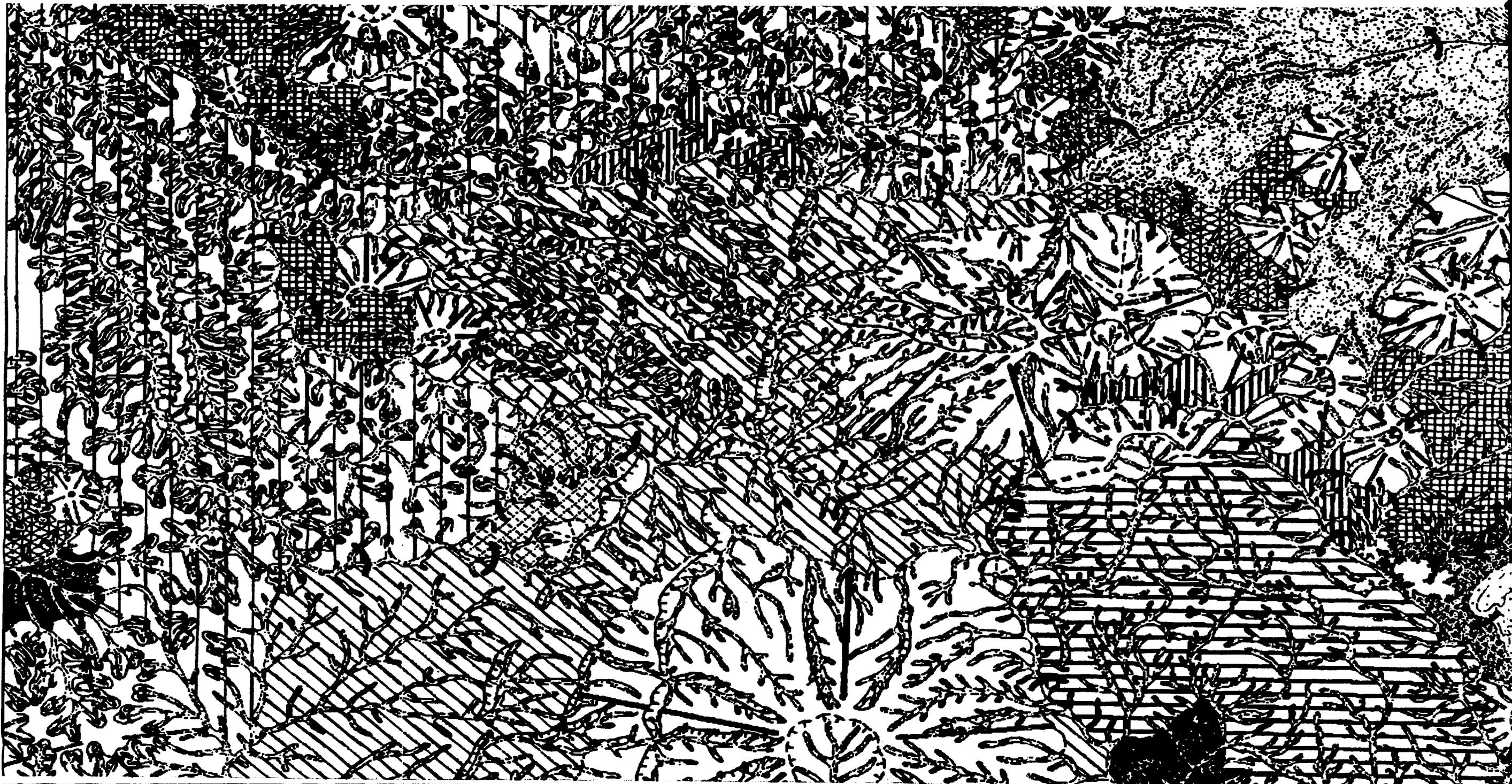
TESIS CON FALLA DE ORIGEN

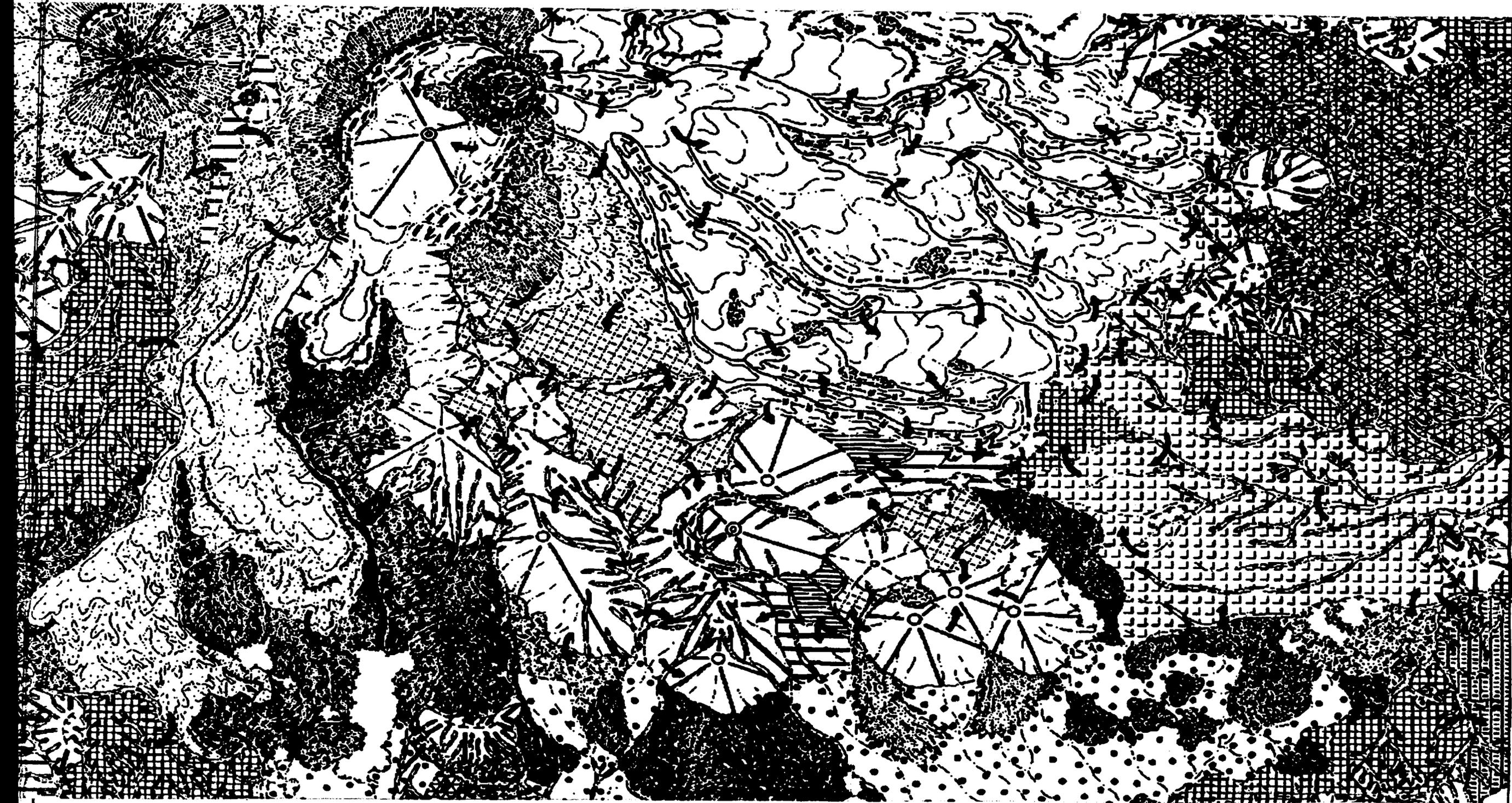
TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

INDICIA CON

NOU SIS





95,701

TESIS CO  
FALLA DE O

95,701

CON  
ORIGEN



1.12. Anidados.

**E. Estructuras complejas: constituidas por depósitos de flujos de bloques y cenizas, avalancha de escombros y pómez.**



1.13. Laderas.

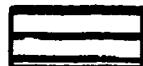
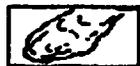
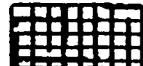


1.14. Lomeríos.

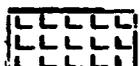


1.15. Rampas.

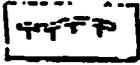
**F. Lavas: asociadas a distintos tipos de volcanes (volcánico acumulativo: A; B; C y D. Volcánico erosivo: A), y sin diferenciar el foco de emisión.**



1.16. Lavas.



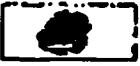
**Símbolos asociados al relieve volcánico.**



1.17. Labio de cráter (borda de cráter).



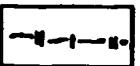
1.18. Atrio (laderas interiores de cráter).



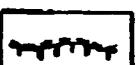
1.19. Fondo de cráter.



1.20. Laderas de explosión.



1.21. Levées.



1.22. Frentes de lava (escarpees).

**D. Planicies fluvio-lacustres (externas e internas)**

**Externas**

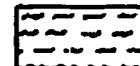


3.13. Proluvial lacustre.

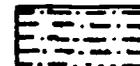


3.14. Lacustre (ciénagas).

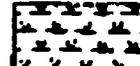
**Internas**



3.15. De inundación estacional.



3.16. De inundación extraordinaria.



3.17. De inundación permanente.

**Erosivo gravitacional.**



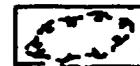
3.18. Corona de desprendimiento.

**Acumulativo gravitacional.**

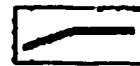


3.19. Manto de derrubios.

**IV. ANTROPICO.**

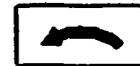


4.1. Minas a cielo abierto (canteras).

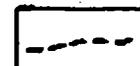


4.2. Canal de rectificación fluvial.

**Símbolos complementarios**



Nivel altitudinal relativo.



Contactos inferidos.

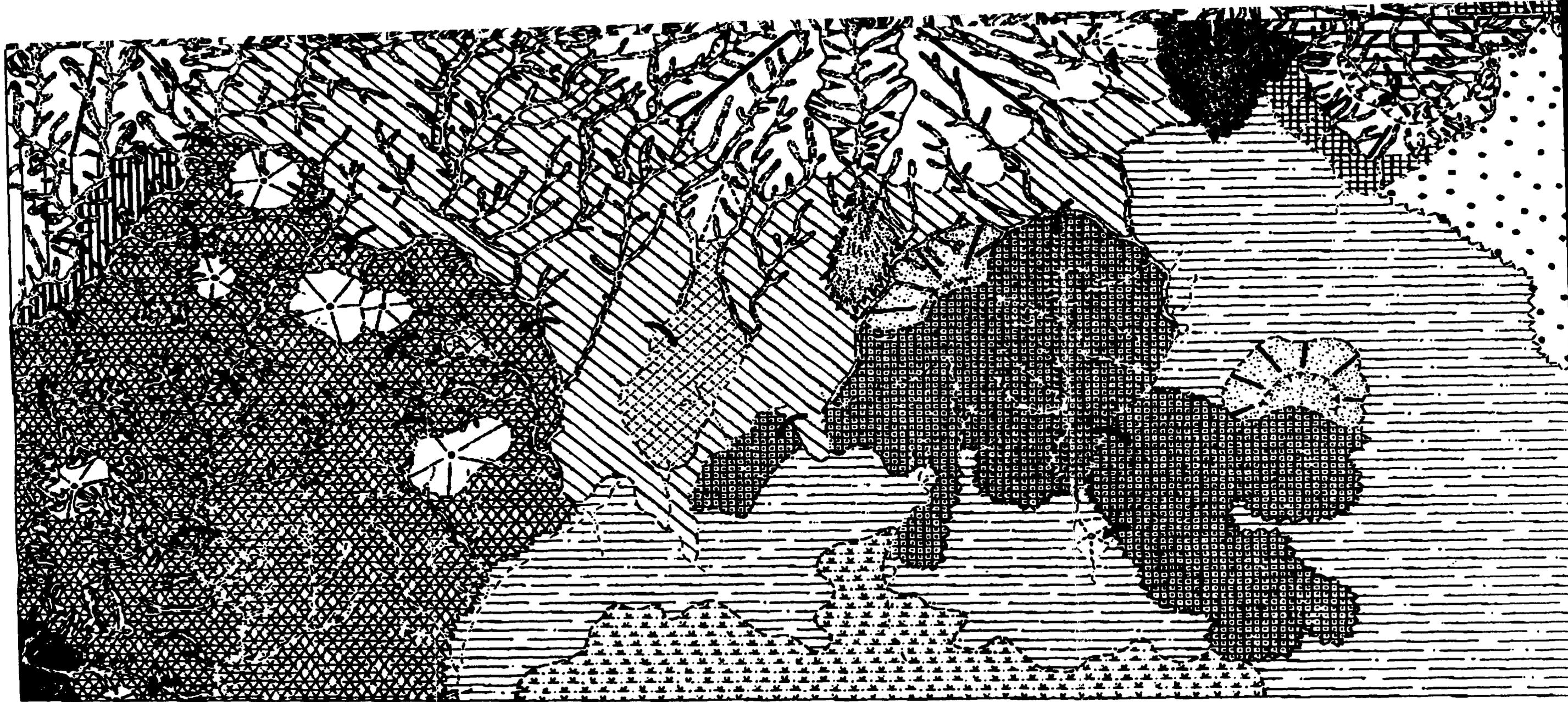
TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

CON ORIGEN

95,70

95,70





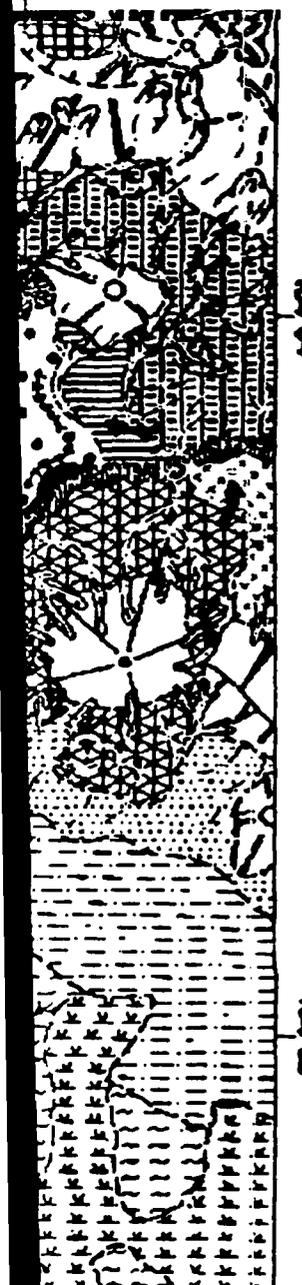
TESIS CON  
FALTA DE ORIGEN

25,904

25,904

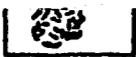
GEN

TESIS  
FALLA DE

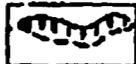


TESIS  
FALLA DE

FALLA DE  
ORIGEN

 1.23. Llanos volcánicos.

**Tectónico.**

 1.24. Escarpes de falla.

**II. RELIEVE ENDOGENO MODELADO.**

**Volcánico erosivo**

 2.1. Edificios volcánicos modelados: las cimas (cráter) funcionan como circos erosivos.

 2.2. Relieve volcánico antiguo.

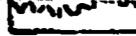
**A. Erosivo-complejo.**

 2.3. Edificios volcánicos destruidos y/o sepultados de forma parcial.

 2.4. Relictos volcánicos antiguos.

**Tectónico modelado**

 2.5. Valle estructural.

 Contactos diferidos.

 Contactos reales.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



TESIS UNAM
COLEGIO DE GEOGRAFIA
PRESENTA: RAUL ALVARADO GONZALEZ
ASESOR: DR. JOSE JUAN ZAMORANO O.



TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN