



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

*Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche
con base en el análisis de unidades morfogénicas*

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN GEOGRAFÍA
P R E S E N T A
MIGUEL E. CASTILLO RODRÍGUEZ

Asesor: Dr. Jorge López Blanco

Ciudad Universitaria, 2006.



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.

Deo juvante, Deo gratias

A mis padres Manlio Castillo y Rosabel Rodríguez, a mi hermana Vania Castillo.

A Esperanza Muñoz Salinas, José Muñoz y Esperanza Salinas.

A mi familia y amigos.

Agradecimientos

Expreso, desde lo más profundo de mi ser, mi más sincera gratitud a la Universidad Nacional Autónoma de México, mi *alma mater*, por brindarme la oportunidad de conocer el humanismo y la ciencia.

Agradezco a mi asesor de tesis, el Dr. Jorge López Blanco, por sus enseñanzas, apoyo y calidez humana durante mi trayectoria académica en el Instituto de Geografía. Quiero también manifestar mi admiración por su seriedad como académico, comprometido siempre a comenzar nuevos retos que surgen durante las investigaciones.

A la Dra. Lourdes Villers R, por su respaldo académico relacionado con el estudio del volcán La Malinche, así como y por sus valiosos comentarios encaminados a la mejora del escrito final.

A los miembros del sínodo, Dra. Maria Isabel Ramírez, Dr. Arturo García Romero y Dr. José Ramón Hernández S., por su paciencia, interés y dedicación en la revisión de la tesis; agradezco sus comentarios que enriquecieron la información que componen el presente documento.

Al Dr. José Lugo Hubp quien, como lo expresé en la tesis de licenciatura, me inició en el mundo de la geomorfología, y me ha tenido la confianza para apoyarle en los cursos de licenciatura en la materia de Geomorfología y permitir de esta forma, ser orgullosamente, parte del personal académico de esta gran universidad.

Al CONACYT, institución que a través del proyecto número 38697-V, fue la fuente de financiamiento para la presente investigación.

A la UNAM y a la Universidad Complutense de Madrid, instituciones que mediante el convenio de intercambio académico que mantienen, hicieron posible mi estancia de investigación y los cursos de posgrado en España. Agradezco al Dr. David Palacios Estremera, por aceptar ser mi asesor durante la estancia y apoyarme en el trabajo realizado sobre las formas periglaciares del volcán La Malinche. Quiero también expresar mi gratitud al Dr. Julio Muñoz Jiménez por sus enseñanzas sobre geomorfología climática, los métodos en geografía física y por invitarme a participar en las salidas de trabajo de campo en las cuales pude conocer algo del relieve español, en ese mismo tenor agradezco a D. Javier De Marcos García Blanco quien tuvo siempre atenciones hacia mi persona. Por último, también agradezco a las demás personas del Departamento de A.G.R. y Geografía Física, quienes siempre tuvieron gestos de amabilidad y humanismo como D. Luis Miguel Tanarro y Dña. Nuria Andrés.

A los compañeros del Instituto de Geografía Lic. Sergio Salinas Sánchez, Lic. Alejandro Pérez, Lic. Rafael Aragón, Lic. Raúl Alvarado, Lic. Osvaldo Franco y Miguel Santos, con quienes he compartido varios momentos.

<<Si es posible comprender tanto acerca del universo en términos de unas cuantas y simples leyes naturales, quienes deseen creer en Dios siempre pueden atribuir su belleza a una Razón que subyace en toda la naturaleza.>>

CARL SAGAN, *Miles de Millones*.

INDICE

INTRODUCCIÓN	1
I FUNDAMENTOS TEÓRICOS EN LOS ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS	
1.1 Conceptos elementales y objetivos en geomorfología	3
1.2 Principios teóricos de la geomorfología	4
1.2.1 Problemas teóricos de la geomorfología y otras ciencias compuestas	19
1.3 La geomorfología y el ambiente	20
1.4 Geomorfología y paisaje: perspectivas teóricas	26
II PRINCIPIOS METODOLÓGICOS PARA LA OBTENCIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS Y AMBIENTALES BIOFÍSICAS	
2.1 El mapeo geomorfológico	33
2.2 Criterios para el levantamiento geomorfológico	35
2.3 Metodologías desarrolladas en geomorfología ambiental	36
2.3.1 Principios para la delimitación de las unidades ambientales biofísicas	40
III MEDIO BIOFÍSICO	
3.1 Localización del área de estudio	43
3.2 Clima	44
3.2.1 Tratamiento de los datos de temperatura	48
3.3 Edafología	53
3.4 Vegetación	58
IV GEOLOGÍA	
4.1 Litología	62
4.2 Estratigrafía	67
4.3 Tectónica regional	71
4.4 Tectónica local	73
V GEOMORFOLOGÍA	
5.1 Metodología para el mapeo de las unidades morfofenéticas del volcán La Malinche	77
5.2 Las unidades morfofenéticas del volcán La Malinche	84
VI LAS UNIDADES AMBIENTALES BIOFÍSICAS DEL VOLCÁN LA MALINCHE	
6.1 Metodología para la delimitación de las unidades ambientales biofísicas	104
6.2 Resultados del análisis multivariado	109
6.3 Las unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche	115
6.4 Aplicabilidad de las unidades ambientales bajo criterios geomorfológicos	122
CONCLUSIONES	126
BIBLIOGRAFÍA	129
ANEXO I	
ANEXO II	
ANEXO CARTOGRÁFICO	

INTRODUCCIÓN

La geomorfología hoy en día es una ciencia que se encuentra vinculada tanto a estudios ambientales como a aquellos relacionados con el ámbito social. A partir de la década de los años setenta del siglo pasado, la evaluación y manejo de los recursos naturales, así como la estimación de zonas de riesgo por procesos geomorfológicos, son temas centrales de la llamada *geomorfología ambiental*. En la actualidad, en los países desarrollados, la geomorfología forma parte de los estudios relacionados con el ambiente natural y sus aportaciones son ponderadas para la toma de decisiones (VERSTAPPEN, 1992). El vínculo entre la geomorfología y el medio ambiente surge una vez que empiezan a consolidarse ciertas bases teóricas de la disciplina, fundamentadas en la Teoría General de los Sistemas donde se establecen distintos sistemas geomorfológicos (SUMMERFIELD, 1991) que son el puente de la geomorfología hacia estudios multidisciplinarios.

En México los estudios ambientales bajo criterios geomorfológicos se han centrado hacia la delimitación de unidades ambientales, los resultados de éstos hasta ahora, han sido exitosos porque han logrado integrar numerosas variables ambientales y sintetizarlas como elementos paisajísticos para la propuesta de aptitudes de uso (LÓPEZ-BLANCO y VILLERS, 1995; 1998; BOCCO *et al.*, 2001).

En la presente investigación se optó por estudiar el volcán La Malinche, porque ha sido un espacio en el cual el medio natural ha sido utilizado y transformado por la acción humana. En el volcán, la interacción hombre-medio hace necesaria la evaluación, manejo y planificación de los recursos naturales y del medio en general. En el año de 1938, una parte del volcán se declaró oficialmente como <<Parque Nacional “Xicotécatl”, monumentos históricos de la ciudad de Tlaxcala y sus contornos>> (VARGAS, 1997), hecho que indica la urgencia por la conservación y protección de las áreas boscosas a causa de la deforestación y apertura de tierras para el cultivo.

El objetivo de esta investigación es la delimitación de las unidades ambientales biofísicas del volcán La Malinche. Una unidad ambiental biofísica se define como una superficie delimitable cartográficamente, y que es homogénea en términos de sus componentes ambientales (geología, relieve, vegetación y suelos). Cabe mencionar que si bien, los elementos físicos son el punto de partida en la delimitación de las unidades, en La Malinche, las transformaciones realizadas por la actividad humana repercuten directamente sobre el paisaje y por lo tanto, no pueden ser excluidas de éstas.

Los criterios geomorfológicos fueron el punto central en la delimitación de las unidades ambientales. La hipótesis planteada en la investigación parte de que: *Al ser las unidades ambientales biofísicas entidades únicas en términos de sus componentes (vegetación y suelos) que dependen, a su vez de la interacción del relieve y el clima, el establecimiento de éstas debe realizarse a través de la fragmentación espacial del relieve, ya que en éste se refleja la interacción geomorfológico-climática, que parcialmente determina la presencia de los componentes de vegetación y suelos.*

En el estudio se propone la aplicación de un método geomorfológico-cartográfico, como medio para la obtención y delimitación de unidades ambientales biofísicas. Se incluyen en el método, análisis estadísticos multivariados que permiten, por un lado, conocer la interacción de las variables ambientales, y por el otro, realizar una integración *a priori*, de éstas. El mapa morfogenético contiene entonces, las unidades espaciales de análisis en las cuales se lleva a cabo, la integración y síntesis de los atributos ambientales que derivan en la acotación de las unidades ambientales.

La investigación se divide en seis apartados, en el primer capítulo, se analizan los fundamentos teóricos en los estudios geomorfológicos, éstos comienzan desde la construcción de los primeros modelos evolutivos del paisaje, hasta el establecimiento de los sistemas geomorfológicos, mismos que han sido el enlace entre la geomorfología y los estudios ambientales. El nuevo enfoque llamado *la sensibilidad del paisaje* es el resultado de unión entre geomorfología y ambiente, éste provee sustento teórico a los estudios actuales de geomorfología ambiental. En el segundo capítulo, se hace una revisión de las metodologías desarrolladas para los levantamientos geomorfológicos y los estudios geomorfológico-ambientales, en las cuales se basa el presente estudio.

En los capítulos III y IV se describen las características del clima, los tipos de cobertura vegetal, los tipos de suelo, así como la geología y tectónica, tanto a nivel regional como local. En el capítulo V se detalla la metodología aplicada al levantamiento de las unidades morfogenéticas del volcán La Malinche a escala 1:75,000, y se presentan los resultados del mapeo. En el último capítulo (VI), se analizan e integran las variables biofísicas por medio de técnicas multivariadas como son el Análisis de Componentes Principales y el Análisis de *Clusters*, asimismo, se identifican los principales factores que controlan el medio biofísico y se establecen las unidades ambientales biofísicas del volcán.

I FUNDAMENTOS TEÓRICOS EN LOS ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS

1.1 Conceptos elementales y objetivos en geomorfología

La geomorfología se define como la ciencia que se encarga del estudio de la superficie terrestre y de los procesos que la modifican (SUMMERFIELD, 1991), éstos pueden ser endógenos y exógenos, los primeros provienen de la dinámica interna de la Tierra, mientras que los segundos son resultado de la interacción entre la atmósfera y el relieve (HUGGET, 2003).

Existen tres conceptos fundamentales que son la base del análisis geomorfológico, estos son: el *espacio*, el *tiempo* y los *procesos*. La relación espacio-tiempo, está dada por la dimensión de las formas del relieve y la cantidad de tiempo necesario para que éstas se construyan. Las formas del orden continental como son las grandes cadenas montañosas, tienen una temporalidad de millones de años, mientras que las formas del relieve simples, como puede ser un abanico aluvial, se forman durante miles de años (Figura 1.1). La escala del tiempo en el análisis geomorfológico, varía en función del objetivo de estudio y de la escala de trabajo. Gran parte de las investigaciones toman al Cuaternario como punto de partida para explicar la configuración actual del relieve, sin embargo, cuando el objeto de estudio son las estructuras mayores, la escala temporal se extiende más allá de los millones de años.

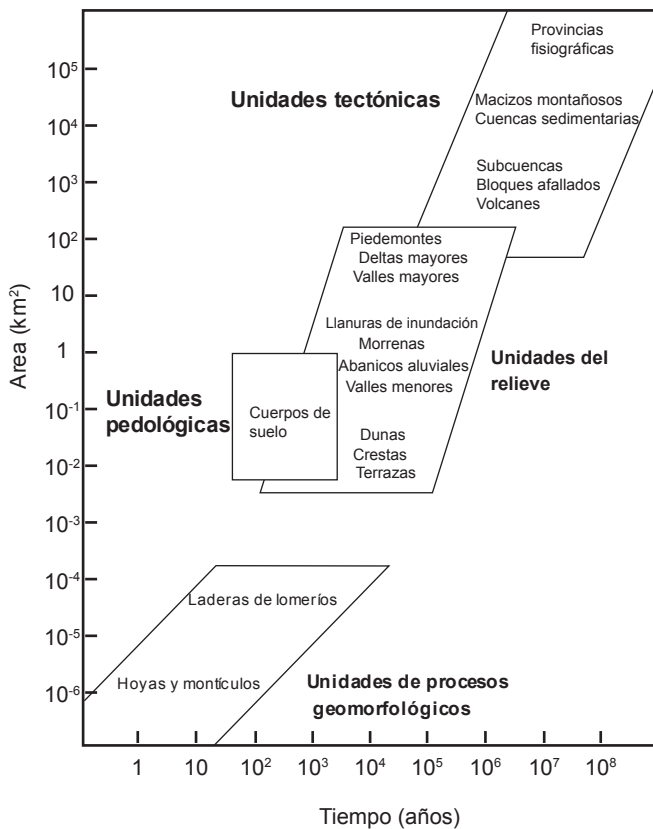


Figura 1.1 Relación entre el tiempo y escala de las formas geomorfológicas (Adaptado de SELBY, 1985).

Los procesos geomorfológicos están sujetos a la *magnitud* y la *frecuencia*. La magnitud es la intensidad con la cual ocurre un proceso, mientras frecuencia es la duración y número de veces con que acontece un proceso. Estos conceptos fueron introducidos en geomorfología por WOLMAN y MILLER (1960), cabe mencionar que éstos se introdujeron de observaciones realizadas en la geomorfología fluvial, en especial sobre el comportamiento de la carga de sedimentos de los ríos, sin embargo, aplican para la gran mayoría de los procesos geomorfológicos.

La geomorfología es una ciencia de carácter histórico (SUMMERFIELD, 1991) debido a que no sólo estudia los procesos geomorfológicos actuales, sino que también contempla aquellos que han tenido lugar en el pasado, esto lo hace a través del estudio de las formas del relieve heredadas. El concepto de evolución es entonces, fundamental en el análisis geomorfológico. Por ser una ciencia de tipo histórica, los estudios geomorfológicos se centran en el reconocimiento y la comprensión de los procesos y las formas relacionados con la actividad humana.

Al ser tiempo, espacio y procesos, puntos clave en la ciencia geomorfológica, ésta se especializa en los tres aspectos siguientes:

1. *Génesis*. Se clasifican las formas de relieve con base en los procesos que las crearon (endógenos o exógenos). Para ello, se requiere de la información geológica, en especial la litología y estratigrafía.
2. *Edad*. Es la temporalidad que tienen las formas hasta su configuración final, se toma en cuenta la génesis para comprender ésta.
3. *Procesos*. Se analizan aquellos que actúan hoy en día y, si los registros y la adquisición de información son suficientes, se estudian aquellos que pudieron haber operado en el pasado.

1.2 Principios teóricos de la geomorfología

La consolidación de la geomorfología como ciencia comenzó a gestarse a finales del siglo XIX, cuando la geología redefinió conceptos y estableció *el principio del uniformismo* enunciado por CHARLES LYELL (SUMMERFIELD, 1991). El principio del uniformismo retoma ideas de las observaciones en rocas realizadas por JAMES HUTTON, y fue un modelo para explicar los procesos que configuran el relieve terrestre. De acuerdo con SUMMERFIELD (*op. cit.*), en el uniformismo de LYELL existen cuatro conceptos que influenciaron a la geomorfología, estos son:

1. *La ley de la uniformidad*. Se basa en el principio de que las leyes (físicas) son constantes, tanto en el tiempo como en el espacio.
2. *La uniformidad de procesos*. Se parte del supuesto de que si los eventos del pasado se explican como resultado de los procesos hoy en día conocidos, no deben buscarse explicaciones desconocidas.
3. *Uniformidad de frecuencia (gradualismo)*. Se basa en el principio de que la superficie terrestre muestra un cambio lento, constante y gradual.
4. *Uniformidad de estado*. Se basa en la idea de que a pesar de que los cambios son inminentes, estos no son direccionales, esto significa que la Tierra siempre se ha comportado como lo hace en el tiempo presente.

CHARLES LYELL fue maestro y contemporáneo de CHARLES DARWIN, ambos concordaban en el concepto de *evolución*, mismo que se introdujo posteriormente en las Ciencias de la Tierra y la historia natural (THORN, 1988). La publicación de DARWIN acerca de la evolución de las especies, influyó de tal manera en las ciencias naturales, que el primer postulado teórico de la geomorfología pronunciado por W.M. DAVIS, se basa en el concepto de *evolución* para describir el llamado *ciclo geográfico* (THORN, 1988). De tal importancia fue la construcción teórica de DARWIN, que a la postre se convirtió en un paradigma de la ciencia (KUHN, 1993).

DAVIS en 1884 presentó su propuesta de modelo evolutivo del paisaje (THORN, 1988) a partir del cual, intentó explicar el ciclo de vida que se presenta en éste. El ciclo geográfico se representó de manera gráfica por dos ejes, en el horizontal se encuentra el tiempo y en el vertical el relieve (Figura 1.2).

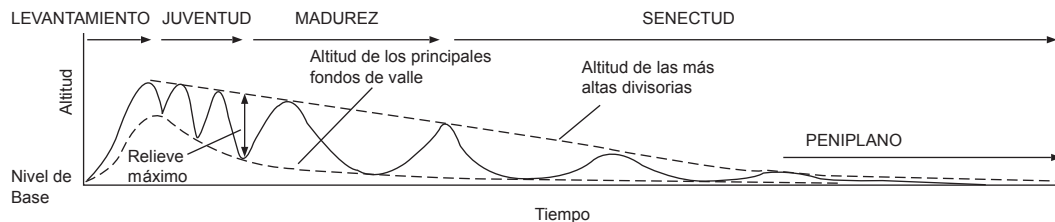


Figura 1.2 Modelo evolutivo de DAVIS. Obsérvese el súbito levantamiento tectónico a partir del cual comienza la erosión, misma que se encarga de nivelar el relieve hasta formar un peniplano (Tomado de SUMMERFIELD, 1991).

En el modelo se distinguen cuatro fases (ver THORN, 1988), la primera corresponde a un súbito levantamiento tectónico que resulta en un relieve con bastante altitud (Figura 1.2), entonces se inicia la fase de *juventud*, los ríos se encuentran en el punto más alto con respecto al nivel de base, y la morfología de los valles es en <<V>>, la incisión generada por éstos se encuentra por arriba del

nivel del mar, los procesos erosivos son intensos y los ríos no presentan planicies de inundación, el área de interfluvios es a su vez, extensa. La fase siguiente corresponde a la *madurez*, en ésta se mantiene la rugosidad del terreno y se extiende la disección fluvial, se modelan las divisorias y se reducen las áreas interfluviales, conforme se acerca el final de la fase, el relieve tiende a ser suavizado y los valles se hacen más anchos lo que da lugar a la formación de llanuras de inundación, los ríos generan meandros. La última fase se describe como la *senectud* del relieve, en la cual se da la reducción o nivelación del mismo, las elevaciones no sobresalen de manera considerable con respecto al nivel del mar, los ríos son bastante amplios y se llega al máximo desarrollo de meandros.

De acuerdo con DAVIS (THORN, 1988; SUMMERFIELD, 1991) la última fase del ciclo geográfico corresponde a la formación de una *penillanura*, en este estadio el relieve se convierte en una superficie llana con poca elevación sobre el nivel del mar, la energía en este nivel no llega a ser lo suficientemente efectiva para que se produzca una transformación por erosión, por lo tanto, se llega a un estado de *entropía* (SUMMERFIELD, 1991). DAVIS reajustó el modelo explicándolo a partir de una reactivación tectónica, misma que genera un nuevo ciclo de erosión, en este caso las formas del relieve del ciclo anterior coexisten con las del nuevo ciclo, entonces se reconoce la presencia de un paisaje *poli-cíclico* (THORN, 1988; SUMMERFIELD, 1991).

La supremacía que tuvo el postulado teórico del ciclo geográfico duró poco más de medio siglo hasta que fue severamente cuestionado, surgieron otras explicaciones teóricas alternas, sin embargo, éstas no tuvieron el alcance necesario para sustituir la teoría expuesta por DAVIS. No obstante el impacto generado por la enunciación del ciclo geográfico, se presentaron otras contribuciones teóricas como las de PENCK, KING y BÜDEL (SUMMERFIELD, 1991), éstas aportaron ideas valiosas sobre la evolución de las formas del relieve bajo el enfoque paisajístico.

Las críticas más importantes que se hicieron al ciclo geográfico estuvieron dirigidas a su falta de aplicabilidad universal, pues la teoría se construyó a partir de observaciones bajo un clima húmedo de latitudes medias, donde se hizo hincapié en las formas fluviales, mientras que en otros dominios climáticos, los procesos de denudación no son realizados única y exclusivamente por el sistema fluvial, por lo tanto, la teoría se rechazó por ser inaplicable (THORN, 1988). Otro cuestionamiento fue, el que no quedan expuestas con claridad las velocidades del levantamiento tectónico (SUMMERFIELD, 1991), así como la falta de datos cuantitativos y los problemas que implica hacer deducciones de procesos a partir de un nivel regional (THORN, 1988). El ciclo geográfico no domina

más el pensamiento geomorfológico actual, éste no fue ni siquiera sustituido por teoría alguna, sino fue totalmente reemplazado (*ibidem*). No obstante lo anterior, la aparición del ciclo geográfico fue de suma importancia por ser el primer soporte teórico de la geomorfología, a partir de entonces, se comienza a romper la dependencia de ésta con la geología y la geografía física. Las constantes críticas a la teoría llevaron a la reflexión sobre las escalas a las cuales pueden ser abordados los estudios de los procesos, se analizaron los problemas relativos a las explicaciones a escalas regionales o paisajísticas y se estimuló a la comunidad geomorfológica a la propuesta de nuevos modelos teóricos.

WALTER PENCK propuso un modelo evolutivo del relieve, sus ideas no trascendieron debido en parte, a lo complicado de los escritos en alemán y a la falta de entendimiento del idioma (THORN, 1988; SUMMERFIELD, 1991), sus escritos aparecieron en la década de los años treinta del siglo pasado, sin embargo, no fue sino hasta mediados de ese siglo éstos que fueron difundidos (THORN, 1988).

Para PENCK la configuración de las formas del relieve es una función de la relación entre la velocidad de los movimientos endógenos y la intensidad de la erosión, los procesos endógenos, exógenos y las formas del relieve deben ser vistas como una ecuación, donde los procesos exógenos y las formas del relieve son variables conocidas y, por tanto, explican a los procesos endógenos (THORN, 1988). En el modelo evolutivo la variable climática es eliminada y se parte de que las formas del relieve son similares y aparecen en climas distintos. PENCK contribuyó de manera significativa en dos sentidos, el primero con en relación a los procesos que derivó en un *modelo exógeno* y el segundo fueron sus observaciones acerca del levantamiento tectónico a una escala regional, esto lo llevo a proponer un modelo alternativo de la evolución de paisaje.

El *modelo exógeno* intenta explicar a partir de la dinámica de las laderas, el retroceso de escarpes los cuales se visualizaron en un desarrollo lineal. En la Figura 1.3 se representa el modelo exógeno, de éste se derivan los conceptos siguientes (YOUNG, 1972 en THORN, 1988):

1. *Grado de reducción.* Hace alusión a la reducción de la regolita, depende directamente de la proporción del intemperismo y es inverso al grado de denudación.
2. *Movilidad.* Se refiere a la facilidad con la cual la denudación puede remover a la regolita. Existe una relación directa entre la reducción y la movilidad.

3. *Espesor de la regolita.* El espesor o grosor depende directamente del grado de reducción y es inverso a la proporción de denudación.
4. *Exposición del sustrato.* Se refiere al estado del sustrato por debajo de la regolita, es decir, conocer si se encuentra sujeto a la reducción por procesos.
5. *El carácter de la roca.* Se considera que las propiedades de las rocas influyen la proporción de la reducción y movilidad de la regolita. Se valora como una variable independiente.
6. *Clima.* Es una variable independiente que influye en la proporción de la reducción y denudación.
7. *La pendiente del terreno.* Es una variable dependiente de la proporción de la reducción. Tiene una relación diferencial, si en una pendiente baja se incrementa la proporción de la denudación, la pendiente se incrementa.

Las propiedades se complementan con tres procesos que son:

1. *Reducción.* Se refiere a la ruptura de la regolita en fracciones más pequeñas por todos los procesos de intemperismo. La reducción depende del tipo de roca, el clima y la exposición.
2. *Denudación.* El término se refiere a la remoción de la regolita en una pendiente. La proporción depende del clima, movilidad y la pendiente del terreno.
3. *Renovación de la exposición.* Es la exposición del sustrato rocoso bajo la regolita en reducción. La velocidad de renovación depende directamente del grado de denudación.

El modelo exógeno es erróneo al considerar que el intemperismo sobre las laderas es un proceso continuo e invariable y que dura al infinito, no obstante que la noción de continuidad, es similar al enfoque del equilibrio de los procesos (THORN, 1988).

El modelo exógeno de PENCK se puede contextualizar dentro del paisaje porque considera que existe una relación de uno a uno entre la tectónica regional, la historia y el arreglo del relieve regional, de las cuales se identifican tres categorías que dependen de los movimientos de tipo orogénicos, epirogénicos y posteriormente la estabilidad. Los levantamientos tectónicos en el modelo de PENCK, son graduales y evolucionan junto con los procesos modeladores (THORN, 1988; SUMMERFIELD, 1991).

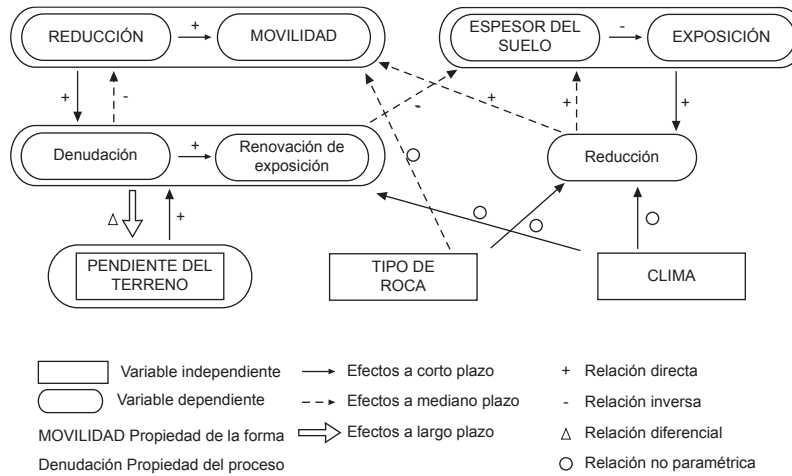


Figura 1.3 Modelo exógeno propuesto por PENCK, éste se basa en observaciones sobre escarpes, nótese las relaciones e intensidades de los procesos en función de la reducción (Tomado de THORN, 1988).

En el modelo evolutivo del paisaje de PENCK (en SUMMERFIELD, 1991) el relieve evoluciona a partir de un levantamiento cortical gradual, corresponde a la superficie primaria (*Primärrumpf*), ésta da lugar a la formación de laderas convexas, posteriormente existe un incremento en la velocidad del levantamiento que deriva en la formación de terrazas (*Pedmottreppen*) alrededor de los márgenes de la superficie primaria. Cuando la velocidad del levantamiento comienza a declinar, las laderas sufren una transición de erosivas hacia acumulativas, se presenta el ensanchamiento de los valles y ocurre un retroceso paralelo de los elementos de la ladera, el cual deriva en la formación de colinas o lomeríos residuales, éstos son modelado, lo que da lugar a la fase final (*Endrumpf*), la cual se caracteriza por el predominio del retroceso y la formación de pendientes de tipo cóncavo.

El modelo evolutivo se presenta en la Figura 1.4., en éste se observa que el levantamiento cortical es gradual y en función de éste, se desarrollan los distintos tipos de ladera. Una particularidad del modelo es el énfasis que se hace sobre el modelado de las laderas y la remoción del material. El modelo de PENCK varía con respecto al modelo de DAVIS, en cuanto a que el primero, considera fundamentales los procesos de remoción de materiales para el desarrollo de las formas del relieve, mientras que en el modelo de DAVIS, se parte de la dinámica fluvial como el principal agente modelador.

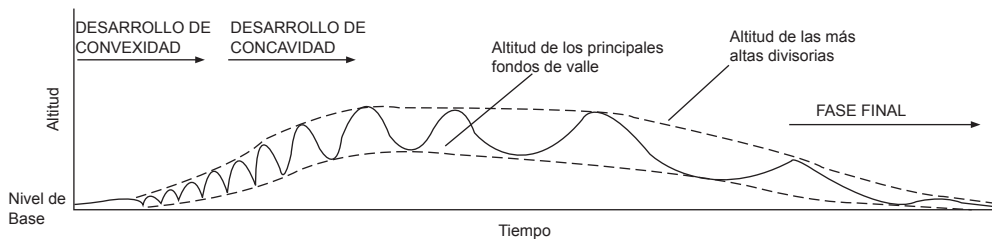


Figura 1.4 Modelo evolutivo del paisaje de PENCK; en este modelo el levantamiento tectónico es gradual, se distinguen distintos modelados en las laderas que están en función de la operatividad de los procesos exógenos; la última fase de modelado termina en una planicie al igual que el modelo de DAVIS (Fuente: SUMMERFIELD, 1991).

Otro de los modelos evolutivos del paisaje fue propuesto por CHARLES LESTER KING, el cual se publicó a mediados del siglo XX. Es similar a los principios de DAVIS, en cuanto a que la evolución del paisaje comienza a partir de un rápido levantamiento tectónico (SUMMERFIELD, 1991). En el modelo de KING (Figura 1.5) se propone el retroceso de escarpes paralelos los cuales por procesos erosivos, dan lugar a la formación de un *pedimiento* de perfil cóncavo en su base. Los pedimentos coalescen y forman *pediplanos* (*ibidem*). Una vez que se forman los pediplanos pocos cambios ocurren hasta que se reactiva una nueva fase de levantamiento en la cual vuelve a actuar la erosión. KING cataloga al levantamiento tectónico como *cimatogénico*, el cual consiste en un arqueamiento de amplias zonas del relieve con una poca deformación hacia los límites continentales (THORN, 1988).

La propuesta evolutiva del paisaje de KING es denominada el *ciclo de erosión epigénico* (THORN, 1988). Una de las críticas al modelo, es de que éste ha sido construido a partir de observaciones en Sudáfrica, y por lo tanto carecen de validez universal; otra de las objeciones argumenta que el modelo cimatogénico parece estar más dentro de explicaciones geofísicas, que de aquellas puramente geomorfológicas (*ibidem*).

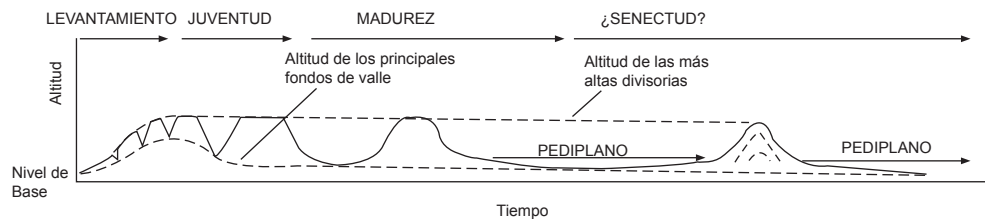


Figura 1.5 Modelo evolutivo del paisaje de KING, la evolución del relieve se realiza a partir del modelado de escarpes que retroceden gradualmente hasta formar un pediplano, resultado de pedimentos coalescentes (Fuente: SUMMERFIELD, 1991).

Los modelos evolutivos del paisaje, a pesar de brindar soporte teórico a la geomorfología, adolecen de aplicabilidad en distintas zonas climáticas además de que en su mayoría, se han elaborado en sitios donde la tectónica tiene un cierto tipo de intensidad y no necesariamente representan las zonas donde predominan las condiciones neotectónicas. Tanto el modelo de DAVIS como el de KING se construyeron a partir del supuesto que existe un levantamiento tectónico súbito inicial, el cual da lugar al desarrollo de procesos erosivos, mientras que en el de Penck, el levantamiento tectónico es más lento y prolongado sobre el cual actúa la erosión, y por lo tanto, existen diferencias morfológicas en el desarrollo de las laderas.

Uno de los problemas epistemológicos que presentan los modelos evolutivos del paisaje se relaciona con la escalas espaciales y temporales que utilizan, entre los problemas teóricos a resolver se encuentra la relación del clima y sus variaciones temporales como condicionante en el desarrollo de procesos erosivos y como factores modeladores del relieve. En realidad, gran parte de los problemas de la geomorfología, es que sus paradigmas provienen de otras disciplinas, como por ejemplo el modelo evolutivo de DAVIS, considerado el primero en la geomorfología (HART, 1986), deriva de la teoría de DARWIN. La geomorfología ha estado entonces, sujeta a constantes variaciones en sus paradigmas (HART, 1986) y, por lo tanto, en sus principios teóricos.

La producción científica de la posguerra marco un hito importante en el desarrollo de la ciencia en general, esto influyó de manera decisiva en el desarrollo teórico de la geomorfología con la consolidación de dos teorías, la *Teoría de la Tectónica de Placas* y la *Teoría General de los Sistemas*, ambas paradigmas de la geomorfología moderna.

La *Teoría de la Tectónica de Placas* basada gran parte en las observaciones de ALFRED WEGENER (STRAHLER, 1981), produjo una verdadera revolución en las Ciencias de la Tierra, donde nuevas explicaciones se dieron para los movimientos de la corteza terrestre y las formas resultantes, tanto en escalas globales como locales. La tectónica de placas ha tenido una influencia tal, que dentro de la geomorfología se han desarrollado especialidades como son la geomorfología estructural y la volcánica, en las cuales se analiza el desarrollo de las formas del relieve como resultado, directo o indirecto, de los procesos tectónicos. La tectónica de placas es en sí, el paradigma que sostiene a las Ciencias de la Tierra modernas.

La *Teoría General de los Sistemas* enunciada por LUDWIG VON BERTALANFFY, y publicada en 1968, fue el punto de partida para construir nuevas explicaciones dentro de la biología, el enfoque rápidamente tuvo aceptación en otras disciplinas, en geomorfología se propusieron nuevos modelos sobre el desarrollo de las formas del relieve bajo concepciones sistémicas y se observaron éstas dentro de un complejo de interacciones, en el cual influyen diversos factores físico-químicos.

Si bien tanto la tectónica de placas como los sistemas dan soporte teórico a la geomorfología, el enfoque sistémico ha sido el más desarrollado dentro de ésta. Los sistemas fueron introducidos en geomorfología por CHORLEY, KENNEDY y HUGGET (THORN, 1988), a partir de entonces, el concepto de los *sistemas geomorfológicos* se ha mantenido como una estructura de la cual se

entienden e intentan explicar los mecanismos (procesos) que operan en el relieve o en el paisaje y que los transforman a lo largo del tiempo.

Para SUMMERFIELD (1991) y AHNERT (1998), en geomorfología se reconocen los sistemas siguientes:

1. *Sistema morfológico*. En éste se establecen las relaciones estadísticas entre las propiedades morfológicas de los elementos del relieve.
2. *Sistema en cascada*. Se analizan los movimientos de masa y flujos de energía a través del paisaje.
3. *Sistema de procesos-respuesta*. Se estudian las interacciones entre los dos primeros sistemas como resultado de los ajustes entre proceso y forma.

Los sistemas de proceso-respuesta (*process response*) han sido de gran interés por parte de los geomorfólogos, éstos se dirigen hacia los objetivos de estudio de la disciplina, así como el entendimiento de la complejidad del relieve (BRUNSDEN, 1990; SUMMERFIELD, 1991; AHNERT, 1998; CROZIER, 1999, entre otros).

Los sistemas geomorfológicos, por lo general, se conciben como sistemas abiertos donde existe el movimiento de energía y materia a lo largo de los límites del mismo, existen entradas (*inputs*) de energía o masa, la cual se transmite a través del mismo y culmina en una salida (*output*), los sistemas pueden tener a su vez, subsistemas. Un proceso fundamental en los sistemas geomorfológicos está dado por las retroalimentaciones, cuando es negativa (*negative feedback*) el sistema se ajusta a un efecto derivado de una influencia externa, cuando es positiva (*positive feedback*) una entrada produce un desajuste en el sistema por lo cual éste busca ajustarse a un nuevo equilibrio (SELBY, 1985; SUMMERFIELD, 1991).

Una ventaja del enfoque sistémico es de que le ha permitido a la geomorfología, aplicar modelos o teorías de otras ciencias como la física, ejemplo de ello es el *modelo del equilibrio dinámico* (*dynamic equilibrium*) de JOHN HACK, el cual se basa en el principio de que las formas del relieve se encuentran en equilibrio con los procesos actuales, por lo tanto son independientes del tiempo (THORN, 1988; SUMMERFIELD, 1991). En el equilibrio dinámico los elementos del relieve o topográficos se ajustan a los grados de erosión y modelado, las formas y los procesos se encuentran en un estado continuo o invariable (*steady state*).

Bajo el enfoque sistémico, se ha llegado a una importante construcción teórica sobre el tiempo y los procesos geomorfológicos que recaen en la noción de equilibrio. En los procesos se reconoce la existencia de cambios denominados *pulsaciones* a causa de una entrada en el sistema, éstas desajustan el sistema dando lugar a una *histéresis*, en el que existe una condición A, la cual al pasar a B, tiene un regreso que tiende a regresar hacia A pero sin ser igual a ésta (THORN, 1988). Cuando se presenta un cambio en el tiempo debido a un impulso se presenta una *reacción*, la cual se define como el tiempo que toma el sistema en absorber tal perturbación y seguido de esto, se presenta el *tiempo de relajación* (*relaxation time*) que es el tiempo durante el cual, el sistema se ajusta a la nueva condición (Figura 1.6) (CROZIER, 1999). El estado de *entropía*, tomado de los principios de la termodinámica, se define, en geomorfología, como la energía libre que existe en un sistema aislado, para CHORLEY y KENNEDY (en THORN, 1988) la entropía es como una condición en la cual se mantiene un balance.

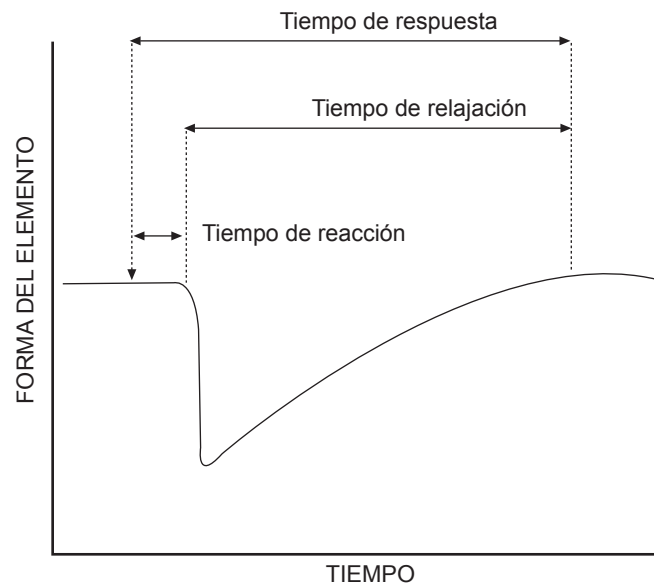


Figura 1.6 Tiempo de reacción de relajación y respuesta ante un evento geomorfológico, el tiempo de relajación es el periodo de adaptación de la forma hacia el proceso (en CROZIER, 1999).

Existen distintas formas de equilibrio que están en función de cómo se analiza el relieve, SUMMERFIELD (1991) reconoce cuatro tipos (Figura 1.7) según la temporalidad a la que se observan y definen el comportamiento de procesos en el tiempo, estos son:

1. *Tiempo estático*. En éste no se observan cambios en el relieve debido a la corta temporalidad (del orden de días), la evolución se observa en un continuo.
2. *Tiempo constante*. Si se observa la evolución del tiempo anterior en una mayor temporalidad (un año) se presentan variaciones en el sistema, aunque no se perciben los cambios en el relieve.
3. *Tiempo dinámico*. La temporalidad es del orden de los miles de años, en esta fase se observan los cambios en las formas del relieve caracterizados por una serie de eventos del tiempo constante.
4. *Tiempo cíclico*. Abarca un tiempo superior a la decena de millones de años, la evolución del relieve llega al punto más alto, pues se presenta la nivelación del relieve.

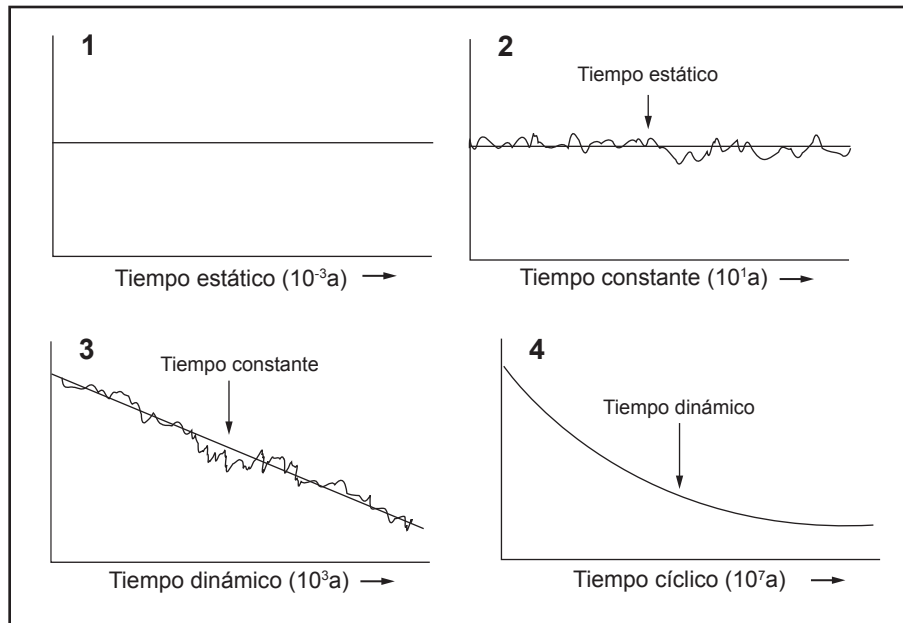


Figura 1.7 Formas de equilibrio en el tiempo según su duración. 1) Se observa continuidad del proceso. 2) Se observan ligeras perturbaciones del tiempo estático. 3) El tiempo es dinámico y está compuesto de numerosos tiempos constantes. 4) El tiempo es cíclico después de la decena de millones de años (Tomado de SUMMERFIELD, 1991).

Alternativo a la explicación de SUMMERFIELD (*op. cit.*) es el modelo presentado por CROZIER (1999), en el que se reconocen los eventos, como una serie de reacciones en el sistema geomorfológico y son del orden de semanas, los cuales durante décadas constituyen episodios, éstos en conjunto, dentro de la escala de las centenas de años constituyen fases, el continuo de fases forma el *epiciclo* (Figura 1.8), el cual tiende a la nivelación del relieve.

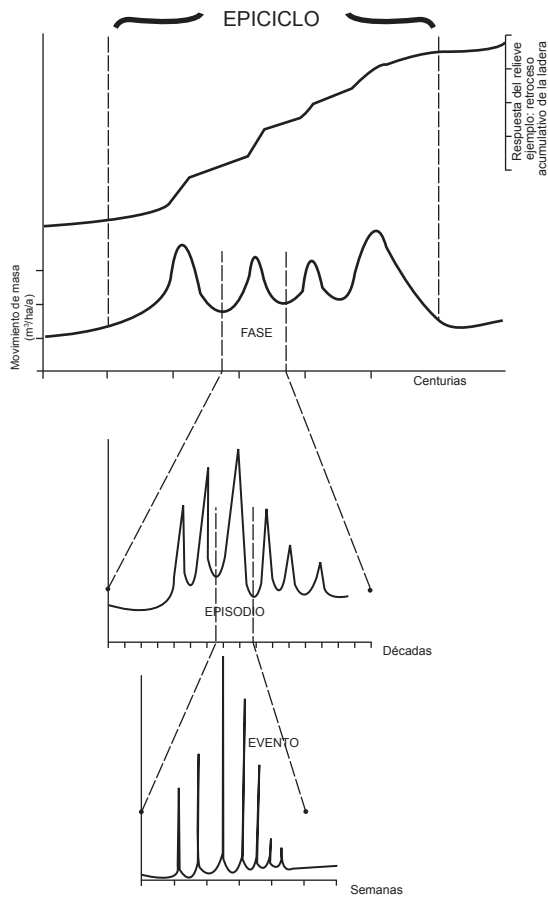


Figura 1.8 Propuesta de CROZIER (1999) para el comportamiento de los procesos en el tiempo, nótese que el final (epiciclo) tiende a la nivelación del relieve.

CHORLEY y KENNEDY, en 1971 (en THORN, 1988), importaron varios conceptos de la termodinámica a la geomorfología y propusieron distintos modelos de equilibrio, que explican la tendencia del comportamiento de los procesos a lo largo del tiempo, estos son (Figura 1.9):

1. *Estático*. En esta situación no se presentan cambios.
2. *Estable*. Se presenta una ligera perturbación en el sistema, sin embargo, la tendencia es que el sistema tenga una recuperación hacia a un tipo estático.
3. *Inestable*. Existe una perturbación que desajusta al sistema, éste encuentra una nueva forma de equilibrio.
4. *Metaestable*. Bajo esta condición existe un primer equilibrio que se ve afectado por un mecanismo que genera una fuerte alteración que llega a un *umbral (threshold)*, lo cual ocasiona que se genere un nuevo tipo de equilibrio.
5. *Equilibrio en estado constante*. El sistema se encuentra afectado por numerosas perturbaciones u oscilaciones, sin embargo, la tendencia no es siempre la misma.
6. *Termodinámico (decaimiento)*. En este caso se llega al máximo de la entropía por la segunda ley de la termodinámica que establece la imposibilidad de la conversión de la energía en trabajo útil.

7. *Dinámico*. Es similar al punto 5 sin embargo, la tendencia del sistema es hacia la no continuidad, es por tanto variable.
8. *Dinámico metaestable*. Resulta de la combinación del equilibrio dinámico con un comportamiento metaestable, el sistema mantiene una serie de oscilaciones hasta que un umbral rompe éstas y genera un nuevo estado de equilibrio dinámico.

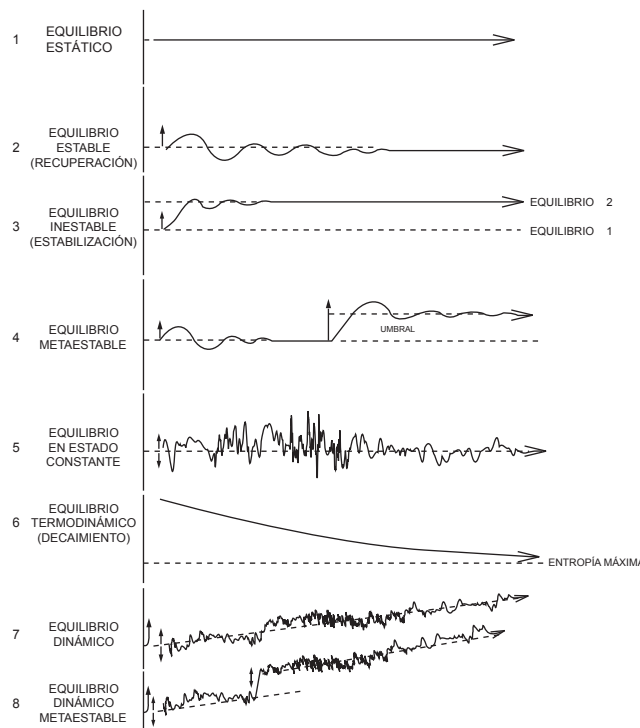


Figura 1.9 Modelos de equilibrio de acuerdo con CHORLEY y KENNEDY (1971; en THORN, 1988).

En los modelos que toman en cuenta el equilibrio, es necesario el reconocimiento de los *umbrales* (*thresholds*), los cuales generan que cualquier sistema sufra un desajuste y tenga que iniciar una nueva etapa de equilibrio; la identificación de los umbrales en los sistemas geomorfológicos, reintroduce los conceptos de magnitud y frecuencias de WOLMAN y MILLER (1960). Los umbrales son eventos que generan cambios en el estado de un sistema (HUGGET, 2003), éstos no sólo lo alteran sino que finalmente repercuten en directamente en la evolución de las formas del relieve (CROZIER, 1999).

Otro concepto retomado en la geomorfología sistémica es la escala. La diversidad de objetivos en los estudios geomorfológicos van desde la escala microscópicas hasta los rasgos continentales o planetarios (ver Figura 1.1), se establece así la relación entre escala temporal y espacial donde se puede decir que *las escalas espaciales guardan un relación directa con las escalas temporales*, en la Tabla 1.1 se representan las jerarquías espacial y temporales en geomorfología bajo el concepto del equilibrio.

Tabla 1.1 Se representan las escalas espaciales, sus dimensiones y la morfogénesis que predomina en función de éstas. Los tiempos de ajuste para la forma y el proceso están relacionados con la escala temporal bajo el concepto de equilibrio (Tomado y adaptado de SUMMERFIELD, 1991).

ESCALA ESPACIAL	DIMENSIONES		MECANISMOS GENÉTICOS PREDOMINANTES	TIEMPO REQUERIDO PARA EL AJUSTE DE LA FORMA AL PROCESO	DURACIÓN DE LA ESCALA TEMPORAL	
	Lineal (km)	Areal (km ²)				
Micro	<0.5	<0.25	Exógenos	Corto	Tiempo continuo	10 ¹ a
Meso	0.5-10	0.25-10 ²	Exógenos principalmente	Moderado	Tiempo dinámico	10 ³ a
Macro	10-10 ³	10 ² -10 ⁶	Exógenos/endógenos	Largo	Tiempo cíclico	10 ⁷ a
Mega	>10 ³	>10 ⁶	Endógenos principalmente	Muy largo		

El triunfo de los sistemas dentro de la geomorfología es tal, que las construcciones teóricas actuales se basan en éstos. Geomorfólogos como AHNERT, quien se ha encargado de introducir modelos matemáticos en geomorfología (THORN, 1988), comienza sus explicaciones a partir de un *sistema geomorfodinámico*, en el cual se establece un punto prioritario de análisis, las relaciones de las formas, los materiales y los procesos (AHNERT, 1998); propone el término *funcional* para el entendimiento del sistema geomorfodinámico en términos del relieve, la denudación y levantamiento (*ibidem*). Otro autor que ha propuesto modelos matemáticos ha sido MICHAEL KIRBY, (THORN, 1988), quien se ha especializado en la formulación de un modelo sobre las laderas, uno de los aportes valiosos de KIRBY es la introducción de la no linealidad de los procesos geomorfológicos (KIRBY, 1996) no obstante, sus modelos no plantean ruptura alguna con respecto a los sistemas.

La ventaja en el uso del enfoque sistémico es su capacidad de aplicación en escalas tanto espaciales como temporales, ejemplo de ello son las contribuciones teóricas de modelos realizados en áreas de poca extensión espacial, como son los estudios del retroceso de escarpes (KIRBY, 1990; CROZIER, 1999) o la erosión en las cuencas fluviales.

BRUNSDEN (1990) ha propuesto diez enunciados que comprenden el marco teórico de la geomorfología moderna, estos son:

1. El estilo y la localización del cambio de las formas del relieve está determinado por el tipo, la localización y la velocidad de los movimientos tectónicos, así como de sus campos de

estrés asociados sobre la estructura de tiempo y espacio del ensamble de las formas del relieve.

2. Las formas del relieve son modeladas por los procesos tectónicos y erosivos, que proceden de manera simultánea y que, al mismo tiempo, reflejan directamente la relación entre las velocidades de operación de los procesos.
3. El límite inferior de las condiciones para el desarrollo de las formas del relieve está sujeta a las variaciones de los niveles del mar experimentados durante el tiempo de vida del paisaje.
4. Para cualquier conjunto dado de condiciones ambientales, a través de la operación de un constante conjunto de procesos, habrá la tendencia sobre el tiempo de producir un conjunto de formas del relieve características.
5. Las formas del relieve están continuamente sujetas a perturbaciones las cuales provienen de los cambios en las condiciones ambientales del sistema. Estos impulsos son episódicos y complejos en la naturaleza a todas la escalas por lo tanto, los cambios en las formas del relieve son episódicos y complejos.
6. Dentro de cada uno de los regímenes tectónico-climáticos, nuevas formas del relieve se producen por eventos de procesos específicos. Tales eventos se denominan eventos formativos.
7. Nuevas formas del relieve se producen cuando un evento se alcanza en la escala de la magnitud y frecuencia del régimen tectónico-climático, en el cual el comportamiento normal se ha transformado y un nuevo sistema ha sido creado. Tales eventos se denominan *geocatástrofes*.
8. Cuando un desplazamiento perturbador excede la resistencia del sistema, éste reaccionará y se relajará hacia un nuevo estado estable, el cual estará expresado por una nueva forma característica.
9. Existe en el paisaje una amplia variación espacial en la capacidad de cambiar las formas del relieve, esto se conoce como la sensibilidad de cambio. Por lo tanto, la estabilidad del paisaje es una función de las distribuciones temporales y espaciales de las fuerzas de resistencia y perturbadoras y son, por lo tanto, diversas y complejas.
10. Los impulsos en el cambio de las formas del relieve está causado por la variación de los controles ambientales, la secuencia de los eventos formativos, las catástrofes y los inestabilidades internas estructurales.

Si se analizan las propuestas de BRUNSDEN (1990), se advierte que los dos marcos teóricos que sustentan los enunciados, son la tectónica, la cual explica la presencia y construcción del relieve,

mismo que es condición *sine qua non* para el desarrollo de procesos, y los procesos geomorfológicos, los cuales se conciben bajo el enfoque sistémico y del equilibrio.

La tectónica y los sistemas son entonces, los principios generales que rigen la investigación en geomorfología dependiendo de la escala de trabajo. El factor escala-tiempo en la amplia gama de estudios geomorfológicos (ver Figura 1.1 y Tabla 1.1) plantean uno de los problemas epistemológicos a resolver. El problema de la escala es tal, que los modelos geomorfológicos teóricos tienen escalas distintas, los primeros, relacionados con la evolución a largo plazo (*long term*) abarcan las unidades continentales del orden de los 10^6 a 10^8 años con áreas de 10^2 a 10^5 km², en las denominadas unidades tectónicas, mientras que los estudios en procesos se realizan sobre una escala espacial que abarca de 1 a 10^3 años sobre áreas de 10^{-6} a 10^{-4} km² y corresponden a las unidades de procesos geomorfológicos (ver Figura 1.1), lo anterior incide, en parte, en la dificultad de construir una teoría puramente geomorfológica. No obstante lo anterior, la geomorfología ha logrado tener un sustento teórico que le permite dar explicación a sus investigaciones, éste mejorará conforme la ciencia evolucione (BARSCH, 1990), se propone que la única forma de llegar a ello es a través de la creación de modelos con mayor aplicabilidad (KIRBY, 1996) tanto espacial como temporal.

1.2.1 Problemas teóricos de la geomorfología y de otras ciencias compuestas

Una peculiaridad de la geomorfología es su origen mixto, por un lado surge dentro de geología para centrarse en los aspectos estructurales y tectónicos del relieve y por el otro, el enfoque dado por los geógrafos o denominados fisiógrafos que se centraron más en los aspectos denudativos y cronológicos (principalmente cuaternarios) sobre el relieve (THORN, 1988). Este origen mixto ha condicionado el desarrollo de los fundamentos teóricos de la ciencia, por otro lado, nuevos retos teóricos se plantean al ser el relieve el lugar donde se desarrollan los procesos físico-químicos así como biológicos, por lo tanto, la geomorfología adquiere un vínculo innegable hacia las ciencias ambientales.

De acuerdo con OSTERKAM y HUPP (1996), dentro de la ciencia cabe la distinción de aquellas que tienen dependencia de los postulados teóricos de las ciencias puras (como son, la física y química), a estas disciplinas se les conoce como *ciencias compuestas*, mismas que si bien tienen un objeto de estudio claramente definido, no tienen un cuerpo teórico propio que las sustente, tal es el caso de la geomorfología, ecología, edafología e hidrología. La ecología y la geomorfología han tenido un

desarrollo similar en cuanto a los conceptos de ciclos de evolución, sistemas y equilibrio (OSTERKAM y HUPP, 1996), mientras que la hidrología, ha dependido más de los principios de la física y la termodinámica, en el caso de la edafología, la dependencia es hacia ciencias como son la química y la física.

Las ciencias compuestas se enfrentan al problema de que cualquier cambio en la teoría de las ciencias puras, repercute directamente sobre los fundamentos de las compuestas. En geomorfología se ha propuesto incluso la necesidad de apoyarse en la filosofía (RHOADS y THORN, 1996) para redefinir su esencia como ciencia, no obstante, la construcción de modelos sigue siendo la alternativa para llegar a una teoría puramente geomorfológica.

1.3 La geomorfología y el ambiente

Por el objeto de estudio de la geomorfología, ésta se encuentra dentro de un contexto ambiental (COATES, 1990). Sobre la superficie terrestre se realiza la transformación de la energía proveniente del sol en forma de radiación, así como la energía procedente del interior de la Tierra. A consecuencia del intercambio de energía en la superficie terrestre, es posible la formación de la biósfera (Figura 1.10) (TRICART y KILLIAN, 1982). A pesar de que el relieve es uno de los principales factores en el desarrollo de los procesos biogénicos y ambientales, los estudios geomorfológicos ambientales tuvieron un desarrollo tardío y no fue sino hasta la década de los años setenta del siglo pasado, cuando comenzaron a publicarse los tratados de geomorfología ambiental.

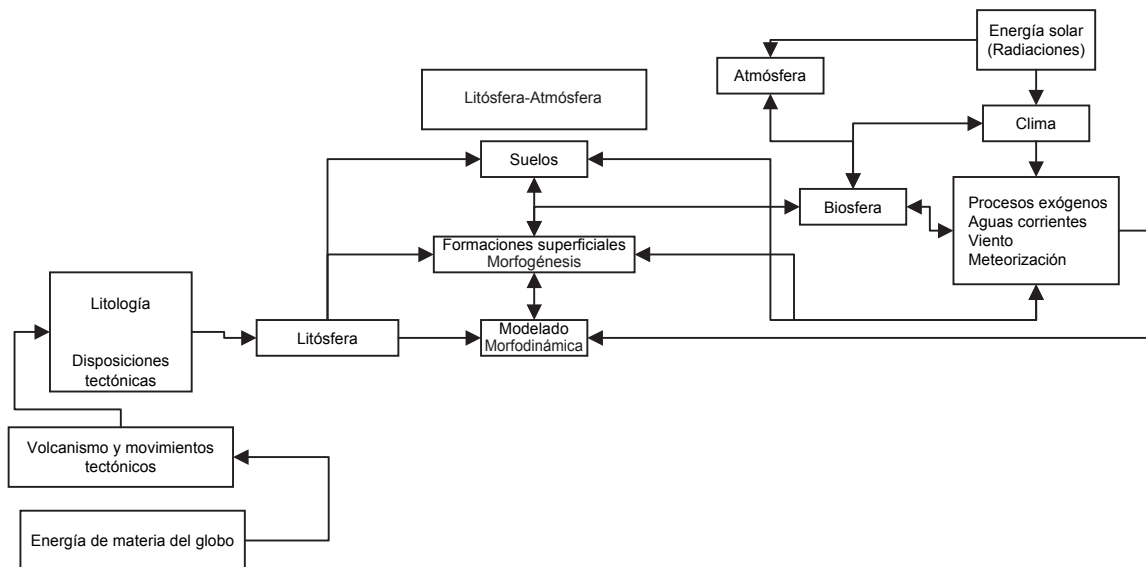


Figura 1.10 Principales relaciones entre el sistema terrestre de acuerdo con TRICART y KILLIAN (1982).

Si bien la geomorfología norteamericana de fines del siglo XIX y principios del XX (denominada frecuentemente como fisiográfica) tomaba en cuenta los elementos del medio natural, no existía hasta ese entonces ningún modelo que incluyese la relación biósfera-relieve; en este sentido, el modelo de DAVIS no se centró hacia los factores biogénicos sino físicos estructuralistas expresados mediante el análisis del relieve fluvial, asimismo, los modelos posteriores a DAVIS y previos a los años setentas del siglo XX, se caracterizan por mostrar una carga hacia la geomorfología estructural.

Los estudios geomorfológicos sólo comenzaron a centrarse hacia las relaciones ambientales, cuando se consolidó dentro de la disciplina la Teoría General de los Sistemas. A partir de entonces se pudo explicar de manera organizada y bajo un esquema teórico las complejas relaciones físico-químicas que ocurren entre el relieve y la biósfera (HUGGET, 2003).

La aparición de la geomorfología climática no fue fortuita, ocurrió en el tiempo en que ya estaba consolidada la noción de sistemas en la disciplina. La geomorfología bajo el enfoque climático surge entre las escuelas alemanas y francesa (SELBY, 1985) y de acuerdo con TRICART y KILLIAN (1982), ésta por sus principios, tiene la capacidad de integrarse a las ciencias ambientales como la ecología, incluso se argumenta que contribuyó al nacimiento de la denominada <<ecología del paisaje>>.

La geomorfología climática diferencia zonas de modelado y considera al clima como el factor principal en el desarrollo de las formas del relieve. Este determina la naturaleza de los procesos que actúan, así como la intensidad y competencia con el que se presentan los denominados sistemas de modelado (MUÑOZ, 2000). Los *dominios morfoclimáticos* son entonces, áreas de influencia de un cierto tipo de clima que determina el tipo de modelado del relieve. Se distinguen los tropicales de selva y sabana, árido, semiárido, continental seco, templado húmedo, periglacial y glaciar (TRICART y KILLIAN, 1982). Los dominios morfogenéticos constituyen un sistema morfogenético en el cual actúan una serie de procesos interrelacionados que se encargan de modelar una superficie determinada y que corresponden a las condiciones ambientales del mismo (MUÑOZ, 2000).

La *biostasia* y *rexiostasia*, fueron conceptos importados a la geomorfología climática y que constituyen en sí, una teoría en la cual existen períodos de equilibrio y desequilibrio biológico (HUGGET, 2003). La biostasia en el contexto geomorfológico, se refiere a las condiciones donde predominan las acciones de intemperismo físico-químicas y bioquímicas donde se favorece la

formación de suelo y la presencia de la cubierta vegetal, mientras que en la rexistasia predominan condiciones de intemperismo físico, por lo tanto, el relieve se encuentra expuesto a un intenso estado de modelado por erosión (MUÑOZ, 2000).

La clasificación de las formas del relieve bajo la perspectiva climática ha sido cuestionada principalmente por la falta de cuantificación, además se argumenta, que no se hace alusión a la influencia de la tectónica, estructura y litología en el desarrollo de las formas o las formas heredadas de procesos pasados (SELBY, 1985). No obstante, el aporte principal de este enfoque en geomorfología fue el comenzar a integrar los elementos ambientales (como son los climáticos y biológicos) en el desarrollo de las formas del relieve. Esto cambió indudablemente, la perspectiva dentro de los estudios geomorfológicos, los cuales abrieron un nuevo camino hacia las ciencias ambientales.

Paralelo al desarrollo de la geomorfología climática y en parte fundamentada en ésta, comenzó a gestarse a principio de los años setentas del siglo XX, la *geomorfología ambiental*. Esto respondió en gran medida a decisiones políticas de los años sesentas y setentas en los países desarrollados con el objeto de cuantificar recursos, cubrir territorios no cartografiados, y debido a objetivos de tipo militar, entre otros (COOKE y DOORNKAMP, 1974; COATES, 1990).

La geomorfología ambiental surge, entonces, como una geomorfología aplicada, es realidad, la aplicación del conocimiento sobre los procesos del relieve para la resolución de problemas específicos. COATES (1990) considera que la geomorfología fue de utilidad ya que los especialistas dedicados a los estudios de los procesos físicos que tienen lugar en la superficie terrestre, pudieron reconocer la relación de éstos con las actividades humanas, entonces el objetivo en sí de la geomorfología ambiental, es un *uso práctico* para la solución de problemas, sobre todo donde el ser humano pretende transformar la superficie, hecho que repercute en la modificación de la intensidad y frecuencia de los procesos geomorfológicos superficiales (COATES, 1990).

Los tratados de geomorfología aplicada donde son considerados los estudios ambientales, son manuales en los cuales se explican los conceptos fundamentales de la disciplina, en especial los relacionados con aspectos dinámicos, con el objeto de obtener las herramientas necesarias para la solución de problemas sociales específicos. Se enfatiza en la importancia de trabajar con otros especialistas y en particular con los tomadores de decisiones, se establece que la geomorfología está obligada a trabajar en temas ambientales, debido a que existe una fuerte presión de la población

hacia los territorios sobre todo, en términos del uso del suelo (COOKE y DOORNKAMP, 1974; MCGREGOR y THOMPSON, 1995).

Uno de los temas más tratados en las obras de geomorfología ambiental es el mapeo geomorfológico, se reconoce la importancia de definir la información que se ha de incluir en el mapa y que concuerde con los objetivos de la investigación. Se plantea el uso de metodologías para el levantamiento geomorfológico, como es el Mapeo del Sistema de Tierras (*Land System Mapping*) (ver COOKE y DOORNKAMP, 1974 y HART, 1986) o el Levantamiento Geomorfológico del Sistema del ITC (*International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation*) (VERSTAPPEN y van ZUIDAM, 1991). El mapeo geomorfológico es entonces, uno de los elementos primordiales para los estudios ambientales debido a la información que contiene además de que se reconoce su utilidad en la integración de las variables ambientales (VERSTAPPEN y van ZUIDAM, 1991) que deriva en un documento de uso práctico.

Dentro de los estudios ambientales en los cuales se ha enrolado la geomorfología se han abierto las líneas de investigación siguientes:

1. *Geomorfología y el manejo ambiental*. Esta línea se encamina hacia la planeación del territorio en función de las aptitud potencial de los usos del suelo; está fuertemente vinculada a la realización de obras de ingeniería y reconocimiento de procesos geomorfológicos que las afecten. Este enfoque se ha llevado a cabo en países como Estados Unidos y Gran Bretaña. Los estudios recientes (de la década de los años noventa del siglo XX) están fuertemente influenciados por publicaciones de los años setentas del siglo pasado. La evaluación de los recursos, el manejo y explotación es otro tema tratado en esta línea.
2. *Geomorfología y la valoración del impacto ambiental (Environmental Impact Assesment)*. Esta línea está encaminada a la evaluación directa de los procesos geomorfológicos dentro de un gran marco de actividades y usos del territorio (GONZÁLEZ *et al.*, 1995). La geomorfología analiza los impactos directos derivados de los procesos o su desencadenamiento por cierta actividad. Este tipo de investigaciones se vincula con el manejo ambiental, ha tenido mayor desarrollo en países como Italia y España durante los años noventa del siglo pasado.
3. *Geomorfología y riesgos*. En esta línea se reconoce la importancia de los procesos geomorfológicos dentro de la esfera de actividad del ser humano. Los estudios en procesos

y riesgos se han especializado a un grado tal, que existen textos referidos a un solo tipo, como los deslizamientos (DIKAU *et al.*, 1996). Se ha planteado incluso, el uso de los términos peligro y riesgo geomorfológico para explicar el grado y tipo de interacción entre los seres humanos y los procesos geomorfológicos (PANIZZA, 1996). Los estudios en esta línea se iniciaron de manera intensiva, a partir de mediados de los años ochenta del siglo pasado en los países desarrollados.

La geomorfología en el marco ambiental incluye al ser humano en interacción directa con la superficie terrestre, sobre todo en un contexto de uso del suelo. Por otro lado, ciertas investigaciones, en las cuales la geomorfología está inmersa, se han dirigido hacia una temática ambiental más vinculada con la ecología, en la cual, el objetivo se dirige hacia las relaciones existentes en el medio natural.

La relación entre la geomorfología y la ecología, se ha centrado de principalmente en los estudios de paisaje, donde también son consideradas las actividades antrópicas, ejemplo de ello es la *geoecología*, ciencia similar a la ecología del paisaje que se interesa por las interrelaciones entre los diferentes subsistemas del medio natural expresados en las características particulares del paisaje, en donde se reconocen los procesos físico-químicos y biológicos (incluido el hombre), esta ciencia debe ser vista como el estudio de los geosistemas (BARSCH, 1990).

La geomorfología se articula en los estudios geoecológicos en tres temas clave, el relieve como el lugar de intercambio de energía y procesos, la dinámica geomorfológica la cual está íntimamente relacionada a los factores ecológicos y, por último, la relación entre las formas de relieve y el sistema geoecológico para entender el comportamiento de éste en el tiempo (BARSCH, 1990). Los estudios geoecológicos han nutrido el entendimiento de los sistemas geomorfológicos a grado tal, que cada vez se reconoce más el papel de la vegetación y la actividad biológica en relación con los procesos (Figura 1.11).

Un nuevo concepto que ha aparecido en la escena geomorfológica es el de la *biogeomorfología*. Las definiciones y límites de la misma como disciplina son difusas (NAYLOR *et al.*, 2002), aún así, se argumenta que la biogeomorfología se centra en la relación que existen entre la ecología y la geomorfología, que va más allá de la interacción doble entre biota y procesos geomorfológicos. Biogeomorfología y geoecología son dos términos que en la práctica se traslapan, esto se debe a que ambas buscan entender las relaciones entre el medio natural y los procesos geomorfológicos. El

problema al que se enfrentan estas disciplinas, es la falta de una teoría propia, ya que gran parte de sus fundamentos dependen directamente de la geomorfología y de la ecología; no obstante, los estudios con una perspectiva ecológica-geomorfológica han complementado y enriquecido el conocimiento de los sistemas geomorfológicos.

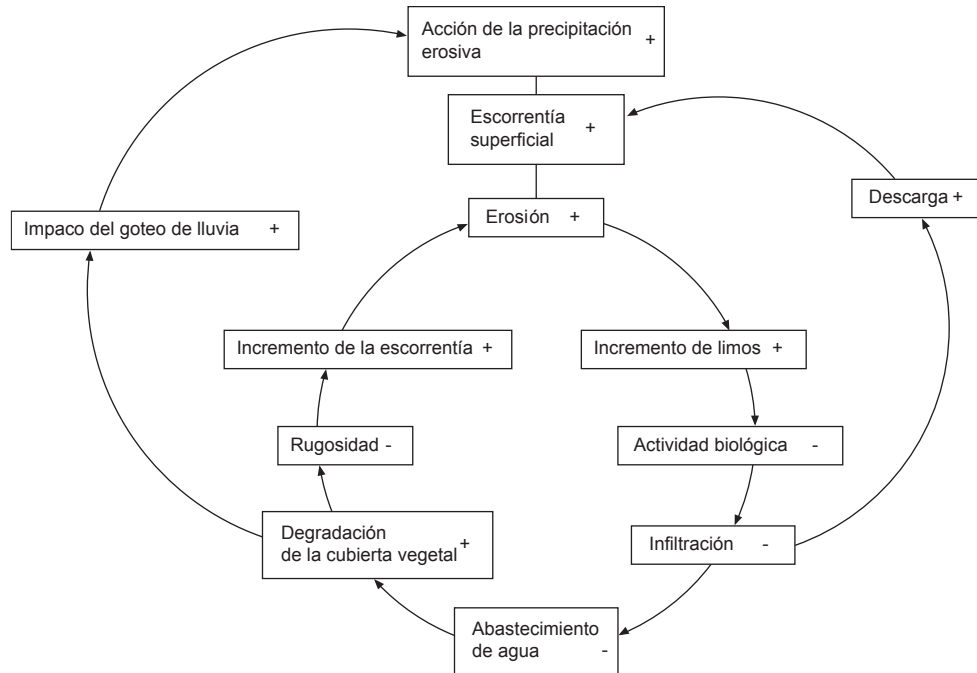


Figura 1.11 Retroalimentación positiva en la escorrentía superficial y su relación con la vegetación. Obsérvese que los procesos geomorfológicos se encuentran relacionados con la presencia de la cubierta vegetal, misma que tiene relación con la intensidad y efectividad con la que ocurren los sistemas de modelado. (Tomado de ROHDENBURG, 1989).

Los aportes dados por los enfoques ambientalistas se pueden ver a través de la introducción de términos. De la biogeomorfología, surgen los conceptos *bioerosión*, *bioconstrucción* y *bioprotección* los cuales se aplican para comprender el rol de los factores bióticos en el comportamiento de los sistemas geomorfológicos (Figura 1.12). La bioerosión se refiere al intemperismo y a la remoción de material a consecuencia de la interacción de un factor biológico, cuando es pasiva, se debe a la presencia de agentes biológicos que reducen la protección, en consecuencia favorecen la erosión. La bioconstrucción es la acumulación por factores orgánicos.

La actividad y pasividad están en función del rol jugado por los organismos para el desarrollo de los procesos y la bioprotección es el resultado del aporte animal y vegetal para mitigar o reducir la erosión (NAYLOR *et al.*, 2002). Un punto a resaltar dentro de este enfoque, es la inclusión de la fauna como uno de los factores principales de interacción en los sistemas geomorfológicos.

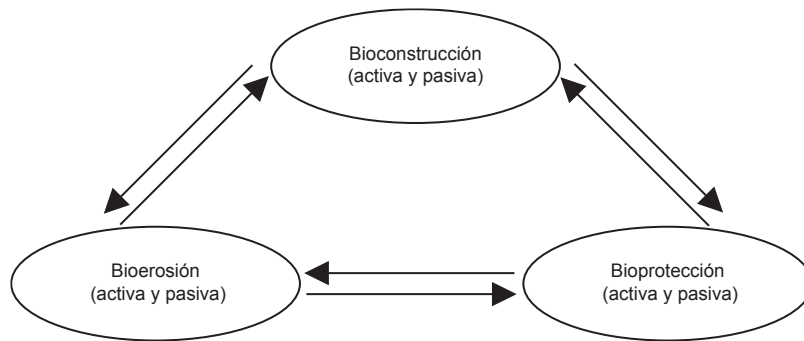


Figura 1.12 Se muestra la interacción de los procesos biológicos que se relacionan con los sistemas geomorfológicos, sobre todo en términos de erosión (Tomado de NAYLOR *et al.*, 2002).

Se puede decir, de manera general, que la geomorfología tuvo un fuerte desarrollo con el aporte teórico de los sistemas, desde entonces, los objetivos principales dejaron de centrarse simplemente en los rasgos estructurales y se acentuó la visión ambientalista, en este sentido, fue de suma importancia el surgimiento de la geomorfología climática, la cual se abrió paso a nuevas áreas del conocimiento que han ido enriqueciendo la comprensión del comportamiento de los sistemas geomorfológicos. Por otro lado, parece inexpugnable el hecho de que los vínculos establecidos entre la investigación pura y la aplicada han generado fortaleza dentro de la geomorfología, la retroalimentación con otras disciplinas seguirán forjando las bases para una sólida teoría geomorfológica.

1.4 Geomorfología y paisaje: perspectivas teóricas

Uno de los conceptos frecuentemente utilizados en geomorfología es el de paisaje, si bien se sabe que éste es algo difuso por el problema de espacio y escala que entrañan, en geomorfología el uso del término hace referencia al análisis espacial en el contexto ambiental. Los modelos expuestos en la primera parte del presente capítulo, ponen en evidencia el uso del término, sin embargo, no existe una definición tanto conceptual como espacial del mismo. Parte del problema de la definición de paisaje está dado por la dificultad en establecer los límites en torno a este, debido a que finalmente la concepción del paisaje implica una percepción, la cual es variable con respecto al tiempo (COOKE y DOORNKAMP, 1974).

La definición de paisaje (*landscape*) en el contexto de geografía física es, de acuerdo con WHITTOW (2000), <<.el área total de la superficie urbana o rural, e incluye rasgos tanto naturales como

aquellos realizados por el ser humano>>, el mismo autor considera que muchas veces el término se usa de forma errónea como sinónimo de formas del relieve (*landforms*). Cuando se habla de paisaje dentro de geomorfología, se refiere más hacia el *paisaje físico-geográfico*, y éste en definición de LUGO (1989) es la << unidad físico-geográfica principal de la división (regionalización) de un territorio con un mismo tipo de relieve, estructura geológica, clima, carácter general de la superficie y aguas subterráneas, con conjugaciones secuenciales de suelos, vegetación y fauna. Cada paisaje geográfico consiste en unidades físico-geográficas simples con límites interrelacionados.>>. Esta última definición, permite a conceptualizar a las unidades físico-geográficas como unidades ambientales biofísicas ya que incluyen los principales elementos del medio natural.

Si se toma como una definición válida la de paisaje físico-geográfico dentro del contexto de la geomorfología éste, entonces, corresponde a unidades morfogenéticas que predominan bajo un tipo ambiental bien definido. Es frecuente encontrar en la literatura geomorfológica, que se habla de paisaje en escalas que corresponden a simples formas del relieve, en tal caso el uso del término es incorrecto debido a que al ser unidad no cumple con características de conjunto y por tanto no se presentan las conjugaciones biofísicas necesarias para darle el atributo como tal. De lo anterior se obtiene entonces que, para que pueda tenerse una variabilidad o contraste en un escenario paisajístico, las jerarquías espaciales deben ser del orden de las unidades del relieve hasta las unidades tectónicas, donde la temporalidad es entonces del orden de los miles de años hasta centena de millones de años (ver figura 1.1).

La geomorfología y la integración de los elementos paisajísticos, se inició a partir de los denominados levantamientos del terreno a mediados del siglo veinte. Éstos estudios integran los elementos biofísicos a partir de una fotografía aérea o de mosaicos fotográficos, quizás la metodología más conocida es la realizada en Australia denominada *Land-System Mapping*, ésta se describirá más adelante.

Las metodologías del mapeo sistemático del relieve, tuvieron distintos enfoques según el objetivo de los estudios, de manera general se pueden concebir como métodos cartográficos, de tipo *estático* debido a que toman un paisaje en un tiempo determinado. Por lo general sirvieron de base para llevar a cabo investigaciones más detalladas en otros temas. Los mapeos sistemáticos fueron confeccionados por las necesidades impuestas en el tiempo en el que surgieron, estuvieron encaminados hacia la planeación del territorio y sirvieron de punto de apoyo para estudios aplicados. El fin de estos nunca fue el conocer las relaciones que se dan al interior del paisaje, sino

que fueron simplemente herramientas para el manejo y evaluación de los recursos naturales, así como un instrumento para la planeación de actividades en el mismo. A pesar de que los mapeos sistemáticos no estudiaban el paisaje *per se*, éstos cimentaron las bases para los posteriores estudios paisajísticos.

Fue a partir a mediados de los años setenta en Europa del Este y en especial con el nacimiento del concepto de *geosistema* por parte de los soviéticos, en donde comenzaron a gestarse enfoques alternativos para el estudio del paisaje. Aunque si bien, estos no se consideran puramente geomorfológicos, se relacionaron con esta ciencia debido a que incluían al relieve como uno de los factores determinantes en el sistema. El *geosistema*, es la jerarquía de mayor espacialidad, ocupa en sí la esfera terrestre, éste se divide en *geotopos*, *geocoras* y *geofacies*, siendo la última, la más pequeña de todas. El paisaje era analizado a través de la instalación de estaciones, similar a estaciones de tipo meteorológicas, en las cuales se tenía un constante registro de todas las variables implicadas, en las cuales importaban el transporte de materiales sólidos y la migración de los elementos químicos (OLLIER, 1977).

La influencia de los estudios paisajísticos de Europa del Este, en especial de Alemania Oriental y la ex-URSS, se trasladaron a Europa Occidental siendo quizás más conocida la metodología denominada como el Análisis Integrado de los Paisajes desarrollada por BERTRAND entre los años sesentas y setentas del siglo pasado (TRICART y KIEWITDEGONGE, 1991; GARCÍA y MUÑOZ, 2002).

En la metodología planteada por BERTRAND (TRICART y KIEWITDEGONGE, 1991; GARCÍA y MUÑOZ, 2002) el paisaje se organiza en seis jerarquías que son el *geotopo*, la *geofacie*, el *geosistema*, la *región natural*, el *dominio* y la *zona*. Los distintos niveles tienen una dimensión espacial y en función de ésta, se definen las interrelaciones de los factores físicos y biológicos. La unidad menor corresponde al geotopo, es del orden de las decenas de metros cuadrados, mientras que la mayor (zona) es del orden de los millones de kilómetros cuadrados. El geotopo cubre un área del orden de la decena de metros y permite conocer las condiciones ecológicas; la geofacie que cubre áreas del orden de cientos a miles de metros cuadrados, se caracteriza por contener superficies generalmente ocupadas por una serie de especies vegetales predominantes; en el geosistema, el cual cubre áreas del orden de cientos de kilómetros, están representados los grandes complejos del paisaje que pertenecen a un mismo tipo climático, de altitud y uniformidad en cuanto a litología y topografía. La región natural, el dominio y la zona, están vinculadas a las grandes morfoestructuras

y a la conjugación de éstas con el sistema climático ya sea regional o global (GARCÍA A. y MUÑOZ, J., 2002).

Un rasgo característico de la metodología del Análisis Integrado del Paisaje es de que considera la litología, relieve, suelos, especies vegetales y al clima; en el análisis final, que es de tipo *funcional*, existe una carga hacia la asociación, cambio y evolución del uso del suelo y las especies vegetales. Posiblemente el aporte más valioso de esta metodología es la observación del paisaje de una manera funcional sin embargo, un punto cuestionable en la metodología, es la falta de integración entre los elementos paisajísticos con la intensidad y frecuencia de ocurrencia de los procesos geomorfológicos. De cualquier forma, el paisaje no se concibió más como una superficie donde ocurren solamente interrelaciones, sino como una superficie de tipo funcional.

Los estudios paisajísticos de la geomorfología surgen a partir de la introducción del concepto de la *sensibilidad del paisaje o landscape sensitivity*, el cual fue propuesto en 1979 por BRUNSDEN y THORNES (BRUNSDEN, 2001; MILES *et al.*, 2001) para referirse a los procesos de erosión y sedimentación en el relieve así como la concepción del mismo como resultado de fuerzas de resistencia y perturbación (THOMAS, 2001; BRUNSDEN, 1993). El concepto tiene como fundamentos teóricos los principios de los modelos de equilibrio y su respuestas a cambios. De acuerdo con THOMAS (2001), el punto central del concepto de la sensibilidad del paisaje recae sobre los términos de biostasia y rexistasia frecuentemente utilizados en la geomorfología climática.

El concepto de la sensibilidad del paisaje es una perspectiva teórica a partir de la cual se explican las transformaciones ocurridas en el paisaje, desde la perspectiva y concepción del mismo por parte de los geomorfólogos. Cuando se habla de la sensibilidad del paisaje, éste se concibe como un sistema complejo donde se presenta el intercambio y el aporte de energía.

BRUNSDEN (2001) define a la sensibilidad del paisaje como la posibilidad de cambio en el control del sistema o las fuerzas aplicadas al sistema que producirán respuesta compleja de manera sensible, reconocible y sostenida, entonces la sensibilidad del sistema se define por su propensión al cambio y su habilidad para absorber cualquier fuerza que los perturbe. La magnitud y frecuencia de los procesos, son conceptos clave para medir la proporción de las fuerzas de perturbación y las barreras de cambio están dadas por el factor de seguridad o el índice de estabilidad (*ibidem*), asimismo, el entendimiento de los umbrales es necesario para comprender el comportamiento del sistema.

Las fuerzas perturbadoras en un sistema, de acuerdo con BRUNSDEN (*op. cit.*), son la tectónica, el clima, los factores bióticos y los antrópicos, los cuales ejercen control sobre el marco geológico, hidrológico y morfológico del mismo. Por lo tanto el paisaje cambia cuando se rompe el umbral del material transportado, la evolución morfológica y el arreglo estructural. Las fuerzas que oponen resistencia dentro de un sistema son las siguientes:

1. *Resistencia de tensión.* Se refiere a las disposición y propiedades de los materiales (litológicos) de los cuales se compone el sistema.
2. *Resistencia morfológica.* La morfología sirve como una barrera para que puedan sobrepasarse los cambios, en éste sentido la altitud y la pendiente del terreno constituyen fuentes de energía potencial.
3. *Resistencia estructural.* Corresponde al estado actual del sistema incluidos todos sus componentes y controles así como umbrales.
4. *Resistencia de filtro.* Se refiere a la forma en la cual el sistema controla y disipa la energía del paisaje.
5. *Resistencia del estado del sistema.* Es la capacidad del sistema a tener un cambio por su propia historia. El conocimiento del grado de recuperación del estado de un sistema se obtiene conociendo la elasticidad, la cual es la velocidad con la cual se recupera un sistema, la amplitud, que corresponde a la zona de cambio en la cual el sistema regresa a su estado inicial, la histéresis que se refiere a la amplitud en la cual el patrón de recuperación difiere del de degradación y la maleabilidad, que es el grado al cual el nuevo estado se establece después de las diferencias de perturbación del estado inicial.

El resultado de las fuerzas que operan sobre un sistema es la sensibilidad de los paisajes al cambio, de tal forma que éstos pueden ser más resistentes o ser sumamente susceptibles a cambiar (Figura 1.13). La aplicación del concepto de la sensibilidad del paisaje es que opera a distintas escalas, tanto espaciales como temporales (THOMAS, 2001).

El entendimiento de las fuerzas y reacciones que operan en el paisaje conforman un enfoque funcional dentro del mismo, interesa dentro de esta postura entender las retroalimentaciones del sistema, asimismo es importante como herramienta práctica el reconocimiento estratigráfico y de cronología (THOMAS, 2001). El enfoque de la sensibilidad del paisaje, ha sido aplicado para

explicar la evolución de paisajes en área tropicales (THOMAS, 2004) e incluso se ha llevado a estudios ecológicos (MILES *et al.*, 2001).

La riqueza que encierra la sensibilidad del paisaje es de que son analizados los cambios morfológicos y de procesos en el paisaje de manera funcional además de que se pueden realizar modelos evolutivos del mismo, lamentablemente no se han incluido estudios de vegetación. En ese sentido, la metodología de Análisis Integrado del Paisaje se vislumbra como una metodología que podría articularse a los modelos de la sensibilidad del paisaje.

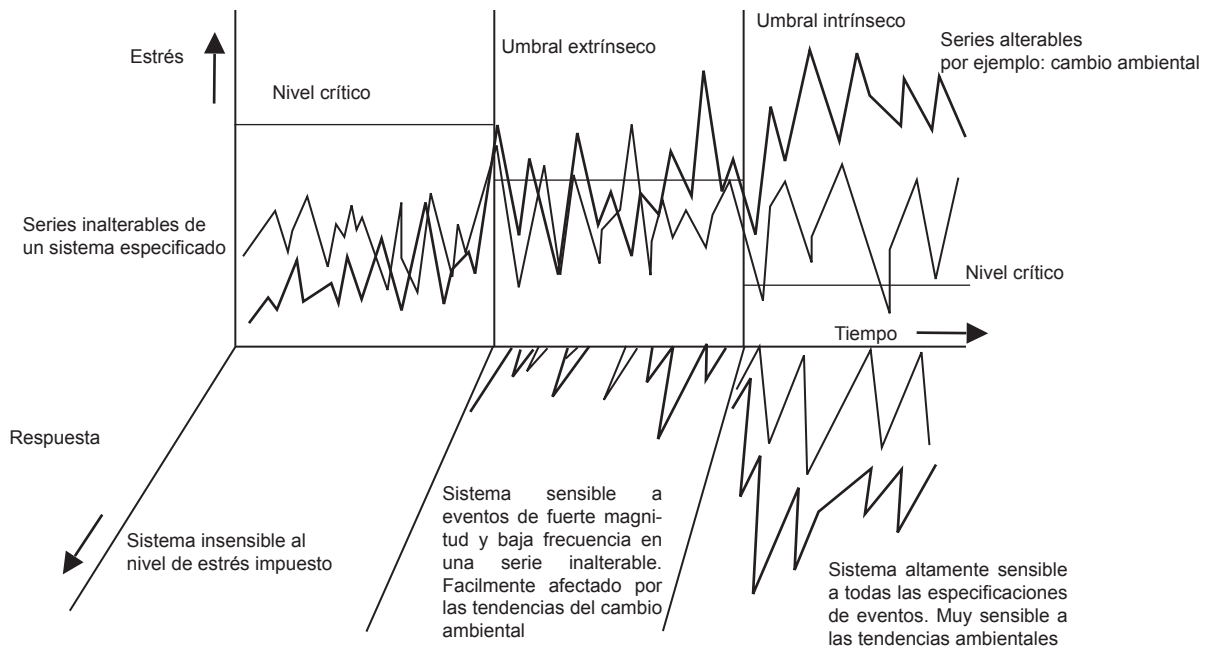


Figura 1.13 Representación de la sensibilidad de un sistema a los umbrales. Obsérvese que los umbrales representan modificaciones al sistema actual y por tanto son la transición del paisaje a otros nuevo sistema paisajístico, la variabilidad se da en un cierto tiempo. El modelo es compatible con los modelos de equilibrio (Tomado de BRUNSDEN, 2001).

La línea de la sensibilidad del paisaje parece marcar un nuevo enfoque integral de la geomorfología, existe un verdadero potencial de desarrollo, el límite de explicación de la teoría de sistemas es la única frontera que lo limita. Quizás la mayor ventaja de la sensibilidad del paisaje es de que pueden interconectarse otras ciencias ambientales.

Desde los principios teóricos en la geomorfología con la formulación de los modelos evolutivos del paisaje, hasta la construcción de los modelos de equilibrio y el reconocimiento de los sistemas geomorfológicos, se advierte un vínculo indisociable de la geomorfología con las ciencias ambientales. En el presente estudio se toma como fundamento teórico el concepto de los sistemas geomorfológicos, ya que a partir de éste, reconocieron y organizaron las unidades morfogenéticas del volcán mismas que con la integración de los demás elementos del medio físico, permitieron delimitar las unidades ambientales biofísicas del volcán bajo el contexto sistémico.

II PRINCIPIOS METODOLÓGICOS PARA LA OBTENCIÓN DE LAS UNIDADES MORFOGENÉTICAS Y AMBIENTALES BIOFÍSICAS

2.1 El mapeo geomorfológico

La cartografía geomorfológica, y en especial los mapas geomorfológicos detallados, aparecieron después de la Segunda Guerra Mundial, ésta tuvo sus orígenes en Europa, en países como Polonia, la ex Unión Soviética, Alemania, Hungría, Rumania, Bélgica, Holanda, España, Francia, Italia y Suiza, de estos países se expandieron las escuelas de cartografía hacia los demás continentes (TRICART y KIEWIETDEJONGE, 1992). La cartografía de cada uno de los países pioneros estuvo orientada a sus necesidades y fines, de tal forma, inconsistencias en cuanto a la representación de los símbolos surgieron de manera inevitable.

Se ha hecho un intento por establecer documentos rectores en los levantamientos del mapeo geomorfológico y formular una leyenda ajustada a parámetros internacionales, ejemplo de ello es la propuesta del Comité de Geomorfología Aplicada de la Unión Geográfica Internacional (UGI), la cual no ha sido aceptada del todo (COOKE y DOORNKAMP, 1990), debido a que existen marcadas diferencias entre el relieve de los distintos países. El problema radica en la elaboración de los símbolos, con éstos, se pretenden representar numerosos procesos complejos que ocurren en el relieve, los cuales son difíciles de agrupar en un esquema único, además de que conforme se descubren nuevos procesos, nuevos símbolos tendrían que ser incluidos en la leyenda (TRICART y KIEWIETDEJONGE, 1992).

VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM (1991) proponen la aplicación de un levantamiento geomorfológico con la utilización de una simbología única, sugieren el uso de ciertos colores de acuerdo con el origen y tipo de estructura del relieve, una de las ventajas de este sistema es que los levantamientos pueden llevarse a cabo a varias escalas cartográficas.

A pesar de que no existe consenso sobre la formulación de una leyenda general, se reconoce que el mapa geomorfológico, en la mayoría de los casos, el resultado directo de observaciones en campo junto con el uso de fotografías aéreas e imágenes de satélite (VERSTAPPEN, 1983; COOKE y DOORNKAMP, 1990; TRICART y KIEWIETDEJONGE, 1992; VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1991; entre otros), por lo tanto, su elaboración está sujeta a la experiencia y las habilidades del geomorfólogo o geomorfólogos que lo elaboran. En el mapa de las formas del relieve o del terreno deben estar

clasificadas en función de su jerarquía espacial. La información que debe contener el mapa, tiene que cubrir la geometría, características morfométricas, el tipo según su origen, los materiales de los que se componen (litología) y la edad y por último, la información que contiene el mapa, debe proveer las bases para una correcta clasificación de un territorio determinado, debido a que las formas se encuentran en el paisaje de manera continua (COOKE y DOORNKAMP, 1990).

Con base en lo anterior, se entiende que el mapa geomorfológico tiene como objetivo registrar y proporcionar información de manera sistemática de las formas del relieve (por su jerarquía), el origen (morfogénesis), los materiales que las conforman (litología y suelos), los procesos geomorfológicos que actúan sobre éstas y la edad (cronología) de las formas del relieve.

VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM (1991) proponen clasificar los levantamientos geomorfológicos en los tipos de mapas siguientes:

1. *Mapas geomorfológicos analíticos*. Son levantamientos para fines puramente geomorfológicos, contienen información sobre el relieve, los procesos que actúan en éste y enfatizan sobre la morfogénesis, la morfocronología, litología y morfoestructuras. Este mapa proporciona las unidades de mapeo e información geomorfológica detallada.
2. *Mapas geomorfológicos sintético*. Son levantamientos resultado de las relaciones ambientales entre la expresión del terreno y otros factores del paisaje como son con el clima, relieve, litología, suelos, hidrología y vegetación. Los levantamientos son una síntesis del paisaje y son utilizados en los estudios multidisciplinarios del terreno. Los mapas sintéticos aportan información ambiental y de las relaciones ecológicas del paisaje.
3. *Mapas geomorfológicos pragmáticos*. Son mapeos que se hacen con un objetivo específico, la leyenda de estos mapas se elabora a partir de la información que contienen los mapas analíticos y sintéticos.

En cualquier levantamiento geomorfológico, la selección y uso de la escala es fundamental; ésta determina el tipo y el grado de alcance de un estudio, entre más grande sea la escala, mayor nivel de detalle se tiene de la zona de estudio y viceversa. En el mapeo geomorfológico la escala juega un papel determinante porque a partir de ésta, se pueden establecer los estudios de tipo nacional, regionales, a nivel urbano y de sitio, en cada uno de ellos a su vez pueden realizarse ciertas actividades específicas que van desde el reconocimiento hasta la planeación los estudios de caso (COOKE y DOORNKAMP, 1990).

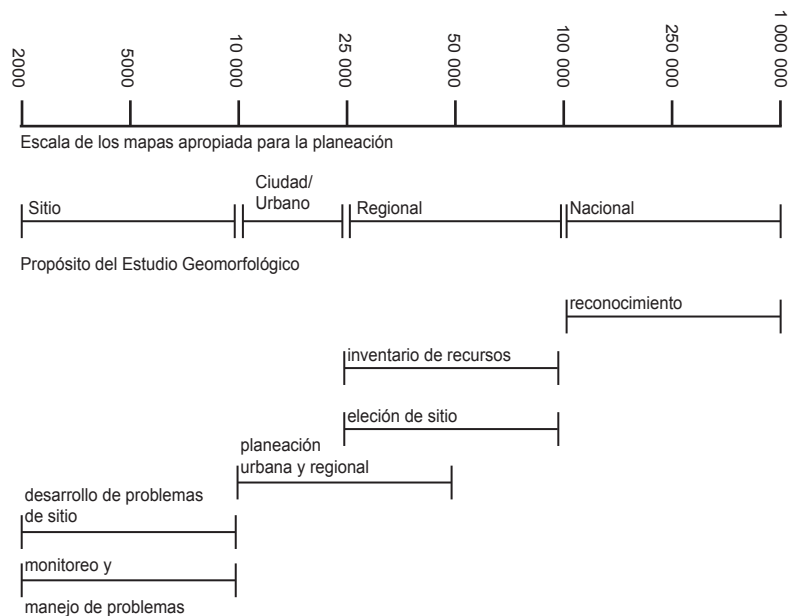


Figura 2.1 La escala y su relación con el mapeo geomorfológico, de acuerdo con COOKE y DOORNKAMP (1990).

En la presente investigación, se hicieron dos levantamientos geomorfológicos, uno de tipo analítico y otro sintético, ambos se obtuvieron a escala 1:75,000, los levantamientos son entonces, de tipo regional, útiles para el inventario de recursos (figura 2.1).

2.2 Criterios para el levantamiento geomorfológico

El mapa geomorfológico analítico de acuerdo con las pautas dadas por el ITC (VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1991), debe contener la información siguiente:

1. *Morfogénesis*. Es la clasificación de las formas del relieve con base en su origen, forma y edad.
2. *Morfoestructura/litología*. Es la representación de la expresión de las estructuras geológicas en el relieve, junto con el tipo de material que las conforman, según el tipo de estudio, puede incluirse la información de los suelos y su estado de consolidación.
3. *Morfometría*. Es la información cuantitativa del relieve, los datos de altura de las formas, su clasificación y la pendiente del terreno son los parámetros principales que pueden ser incluidos en el mapa.
4. *Morfocronología*. Es el establecimiento de las edades de las distintas formas, se debe hacer hincapié en aquellas que corresponden a condiciones morfoclimáticas distintas; lo óptimo sería utilizar dataciones absolutas, sin embargo, puede hacerse el uso de dataciones relativas si la información es escasa.

Para el levantamiento en específico de las unidades morfogénicas, la información que debe contener el mapa debe ser la siguiente (TAPIA y LÓPEZ-BLANCO 2002):

- *Origen del relieve.* Corresponde al atributo morfogénico del relieve, se distinguen dos tipos, el relieve endógeno y exógeno. El primero es el que se debe a las fuerzas internas de la Tierra y que dan lugar a la formación de relieves (como es el volcanismo) o al levantamiento de superficies (tectónico); el exógeno es resultado del modelado del relieve, se reconocen dos tipos de superficie, las de erosión y las de acumulación.
- *Tipo de relieve.* En esta jerarquía se incluyen las principales formas del relieve como son las laderas de montaña, lomeríos, planicies, piedemonte y laderas de barranco. Esta clasificación es general y permite clasificar el relieve en sistemas. También se reconoce el *tipo específico*, en este se dividen ciertas formas dentro de cierto tipo del relieve. en subtipos.
- *Edad.* Corresponde a la edad que tiene una forma o conjunto de éstas desde su creación hasta la configuración actual.
- *Litología.* Se incluyen las principales propiedades litológicas.
- *Clases de relieve.* Corresponden a los atributos morfométricos de pendiente, altura absoluta (a la altitud en metros sobre el nivel del mar), altura relativa (la altura de la forma desde su punto más bajo hacia el más alto), geometría de las laderas (cóncavas, convexas y rectas) y la orientación.

2.3 Metodologías desarrolladas en geomorfología ambiental

Los estudios paisajísticos-ambientales abordados por los geomorfólogos, se han realizado a través de los métodos cartográficos, estos son, por lo general, resultado de investigaciones aplicadas, se han propuesto métodos de levantamiento, los cuales tienen la peculiaridad de incluir gran parte de los elementos ambientales en particular, los biofísicos. El objetivo es tener un conocimiento de los recursos en un área determinada.

El principio general de los levantamientos geomorfológicos es clasificar el terreno a partir de la fragmentación del paisaje en unidades menores (OLLIER, 1977); asimismo, al ser el paisaje el objeto de análisis y por estar constituido por formas del relieve, se hace efectivo el empleo de técnicas

geomorfológicas (*ibidem*). El mapeo geomorfológico-ambiental está dirigido hacia objetivos específicos como son el manejo y evaluación de los recursos naturales.

El Levantamiento del Sistema de Tierras o *Land-System Mapping* es posiblemente la metodología más consolidada en la cual se integran los elementos del medio físico al relieve y a partir de una fragmentación de éste. Existen otras propuestas, sin embargo, la esencia de éstas subyace en considerar al relieve como la *unidad espacial de análisis*.

Las principales metodologías sobre levantamiento geomorfológico-ambiental se exponen a continuación:

Levantamiento del Sistema de Tierras o *Land System Mapping* del CSIRO. Éste puede considerarse como el primer enfoque paisajístico-geomorfológico, la metodología se encuentra ampliamente difundida en los manuales de geomorfología aplicada, así como en los estudios de manejo del medio ambiente (COOKE y DOORNKAMP, 1974; OLLIER, 1977; TRICART y KIEWITDEGONGE, 1992; HART, 1986, entre otros). El método surgió en Australia por parte de la agencia gubernamental de la *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO), durante la segunda guerra mundial, el objetivo era el reconocer terrenos poco explorados, en Australia y en otras partes del mundo (TRICART y KIEWITDEGONGE, 1992).

La hipótesis del método parte del principio de que la topografía y los suelos dependen del sustrato rocoso y que los procesos de erosión y deposición de materiales junto con el clima han modelado la topografía (COOKE, y DOORNKAMP, 1974). El método consiste en la separación de los sistemas de tierras (*land systems*) tal y como se muestran en las fotografías aéreas, los límites se establecen por las diferencias morfológicas-estructurales entre las formas del relieve. En la metodología se sugiere el uso de fotografías aéreas, a escala 1:20,000 a 1:40,000, para definir los sistemas de tierras a 1:125,000. Cada uno de los sistemas de tierras están compuestos por unidades y elementos (Figura 2.2).

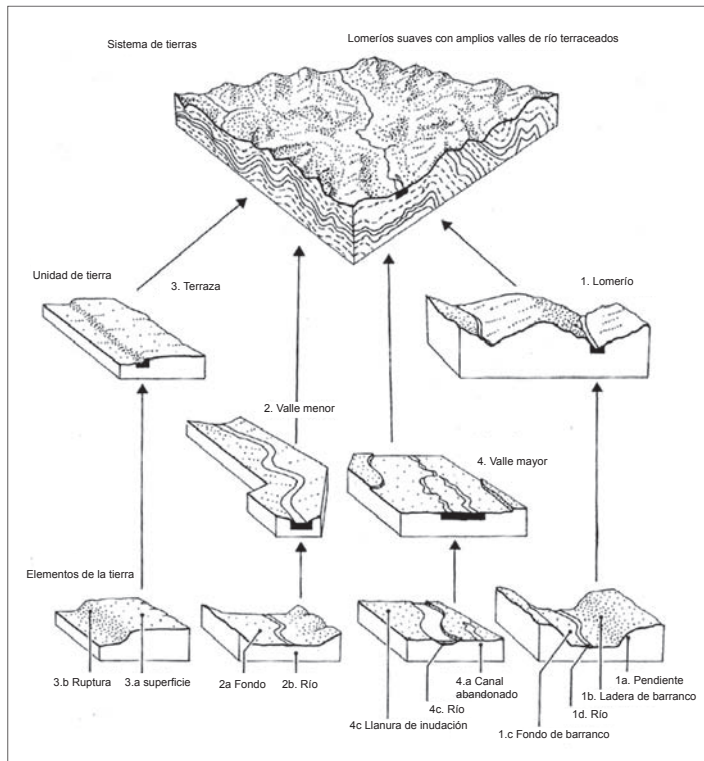


Figura 2.2 Subdivisiones dentro del sistema de tierras de la CSIRO, la jerarquía menor corresponde a los elementos, seguido de las unidades las cuales en conjunto forman el sistema de tierras (Tomado y adaptado de COOKE y DOORNKAMP, 1990).

Sobre cada una de las unidades o en los sistemas delimitados se realiza la integración de la información geológica, de vegetación, de edafología, de drenaje y usos del suelo, los datos se revisan en jornadas de trabajo de campo y de especialistas en cada una de las ciencias involucradas. El resultado final del levantamiento se representa en bloques diagrama en superficies cuadradas o rectangulares (Figura 2.3).

Mapas de clasificación del terreno o *Terrain Classification Maps* del ITC. La propuesta pertenece al sistema de levantamientos del ITC en Holanda. El objetivo es aplicar el conocimiento geomorfológico a la evaluación del sistema de tierras y usos del suelo (VAN ZUIDAM y CANCELADO, 1985). En la metodología el territorio se clasifica en cuatro. La menor jerarquía espacial corresponde a los componentes del terreno, seguido de las unidades del terreno, las cuales se definen por un mosaico de formas del relieve, las unidades forman sistemas del terreno que corresponden a un paisaje en sí, donde predominan ciertas condiciones de homogeneidad ambientales y biofísicas, la mayor jerarquía espacial corresponde a las provincias, las cuales son asociaciones complejas de los sistemas del terreno (*ibidem*).

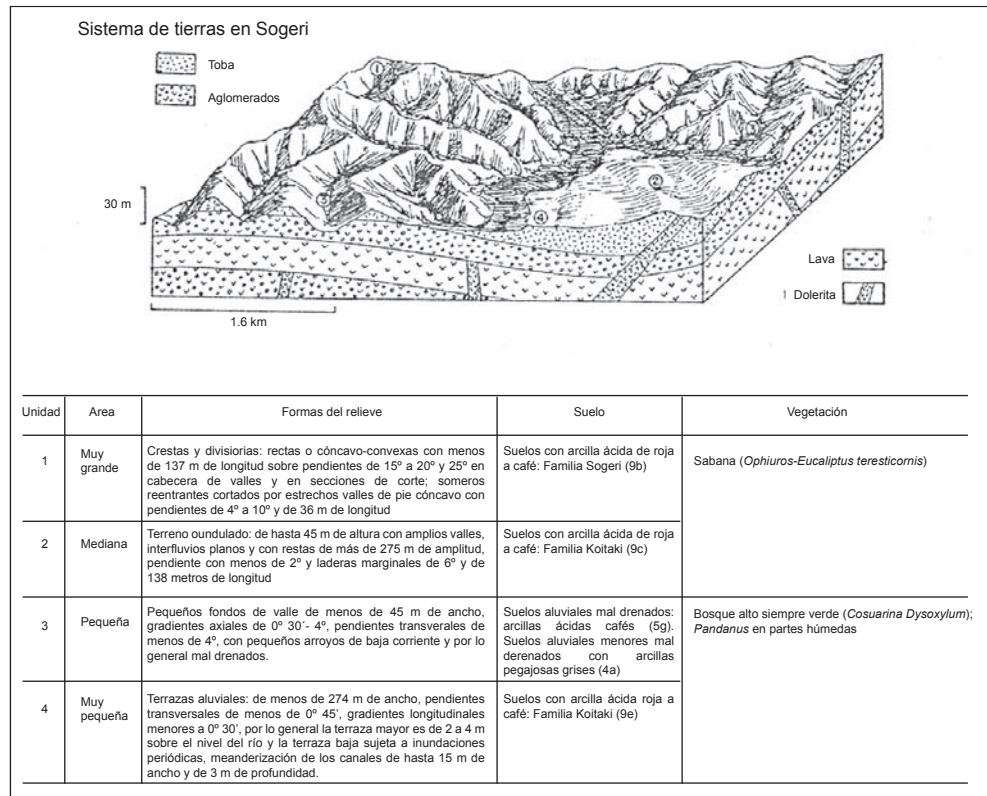


Figura 2.3 Bloque diagrama del sistema de tierras de Sogeri (Papua Nueva Gineea). La figura muestra la representación e información generada a partir de la aplicación del método (Tomado y adaptado de OLLIER, 1977).

Una de las ventajas que ofrece el sistema del ITC es que establece una escala específica para cada una de las subdivisiones (Tabla 2.1), esto permite tener en cuenta los alcances de cada una de las clasificaciones realizadas sobre el terreno. La información que debe contener la clasificación es la morfogénesis, morfografía, morfometría, morfocronología y litología, así como la información de suelos, hidrología, vegetación y uso del suelo, una vez compilada ésta, se asignan nombres a las unidades delimitadas.

Clasificación del terreno	Escala de representación recomendada
Componentes del terreno	≥ 1:10,000
Unidades del terreno	1:10,000 - 1:100,000
Sistemas del terreno	≥ 1:250,000
Provincias del terreno	≤ 1:250,000

Tabla 2.1 Se representan las distintas jerarquías de las clasificaciones del terreno y la escala de trabajo sugerida (Tomado de VAN ZUIDAM y CANCELADO, 1985).

Dentro del sistema de mapeo del ITC se ha buscado dar continuidad y soporte teórico-conceptual a los levantamientos, ejemplo de ello es la clasificación de los mapas ambientales propuestos por VERSTAPPEN Y VAN ZUIDAM (1991) quienes los clasifican como parte de los mapas geomorfológicos sintéticos y los definen como <<...el producto de estudios vinculados a las relaciones ambientales entre la “expresión” del terreno y otros factores del paisaje, tales como clima, relieve, litología, suelos, hidrología y vegetación...>>, los mapas son una síntesis del paisaje, encaminada hacia investigaciones de tipo multidisciplinario (ver capítulo VI), en donde la geomorfología se desarrolla en el campo de la cartografía temática, la evaluación y asesoramiento de los recursos naturales (VERSTAPPEN, 1992).

Existen otros enfoques similares a los del CSIRO, aunque con variaciones sobre la manera de representar la información recopilada, tal es el caso del método utilizado por la Conservación de Suelos de la Autoridad de Victoria (*The Soil Conservation Authority of Victoria*), en la cual se buscan los límites geomorfológicos, en vez del establecimiento de un área determinada (OLLIER, 1977); de cualquier forma todos los métodos de clasificación sistemáticos de tierras se rigen por el principio de clasificar el relieve, para posteriormente integrar la información ambiental y sintetizarla en tablas o en la leyenda del mapa.

2.3.1 Principios para la delimitación de las unidades ambientales biofísicas

Previo al establecimiento de los pasos metodológicos para delimitar las unidades ambientales en el volcán (capítulo VI), se construyó un modelo teórico-conceptual, el cual fue el punto de partida para realizar la integración de los elementos del medio biofísico y explicarlos en el contexto de la geomorfología. El modelo se representa en la Figura 2.4, éste se construyó con base en modelos previamente hechos sobre el sistema biofísico terrestre (ver Figura 1.10).

En el modelo se establecieron tres niveles de interacción, el primero corresponde al sistema relieve-atmósfera donde predominan los procesos físicos, los procesos endógenos son el factor causal del medio biofísico, debido a que construyen nuevos relieves (ya sean tectónicos o volcánicos) en los cuales interactúa el sistema atmosférico, el relieve está compuesto por un tipo específico de litología(s) con una disposición estructural, sobre la que actúan los procesos exógenos o modeladores, mismos que a su vez se encargan de modelar o destruir el relieve, además de que también construyen formas como resultado de esta acción.

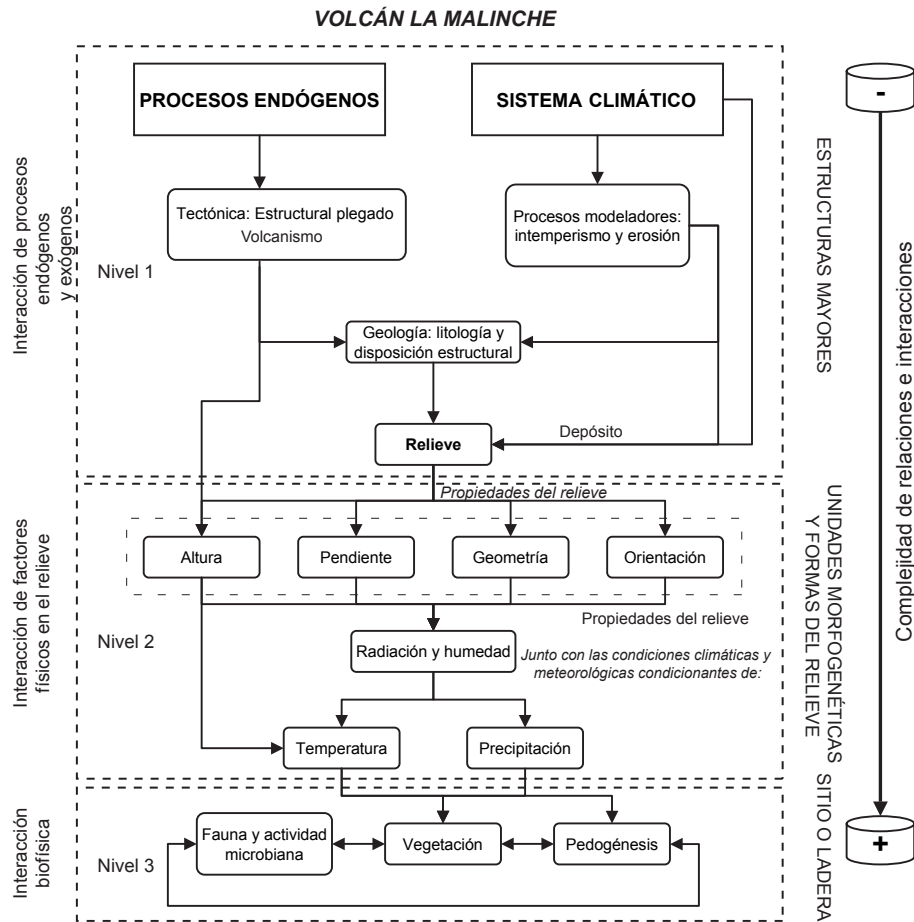


Figura 2.4 Modelo teórico-conceptual propuesto para el sistema paisajístico de volcán La Malinche. El relieve y el clima se consideran los factores determinantes en la presencia del complejo biofísico, ambos interactúan en todas las jerarquías. Se observa que los niveles de interacción aumentan conforme se ponen en juego las variables biológicas.

Al ser el relieve resultado de procesos endógenos y/o exógenos, éste tiene ciertas propiedades geográfico-topográficas que siguen en contacto con el sistema atmosférico, las propiedades son la altura del relieve, la pendiente, geometría, y la orientación. La altura influye en la razón de cambio de la temperatura con altitud, además de que si ésta tiene una diferenciación espacial considerable con respecto a otras áreas, causa en el relieve cambios bruscos en términos de la distribución de la temperatura, también condiciona la disposición de la pendiente, la cual es uno de los factores principales para el desarrollo de los procesos geomorfológicos que en función del tipo impiden o favorecen la formación de otros elementos (como por ejemplo, la formación de suelo). La geometría y la orientación son dos propiedades del relieve que están directamente relacionadas con el sistema atmosférico, en especial con la humedad y la cantidad de radiación, es bien sabido que las áreas con mayor insolación son superficies más secas con menor desarrollo de vegetación en comparación con aquellas que se encuentran en umbría, las cuales conservan mayor humedad, y por tanto desarrollan, mayor vegetación.

Las propiedades del relieve expuestas condicionan entonces los niveles de precipitación y temperatura, factores esenciales para el desarrollo de los suelos, vegetación y organismos, debido a

que gran parte de la interacción se presenta en el universo físico, por lo tanto, se clasificó como el segundo nivel de interacción.

El tercer nivel corresponde a la interacción biofísica dada por la vegetación, fauna y suelo. La interacción se encuentra sujeta a los niveles superiores ya que éstos, propician las condiciones favorables para que ocurra la interacción, ya sea a escala micro o paisajístico. Los componentes del tercer nivel se explican a través de las relaciones ecológicas bajo la perspectiva teórica sistémica.

Todos los niveles de interacción identificados se encuentran sujetos a una cierta temporalidad, por tanto son dinámicos y variables, asimismo, la complejidad de interacción varía en función de los factores involucrados. Las relaciones con mayor complejidad se presentan en el sistema suelo-vegetación fauna y actividad microbiana.

III MEDIO BIOFÍSICO

3.1 Localización del área de estudio

La Malinche es un estratovolcán que se localiza en el sector oriental del Sistema Volcánico Transversal (SVT), sus coordenadas extremas aproximadas son 19°00'38'' y 19°25'46'' de latitud norte y 97°50'38'' y 98°15'38'' de longitud oeste; la estructura ocupa parte de los límites políticos del sur del Estado de Tlaxcala, en colindancia con el Estado de Puebla (Figura 3.1).

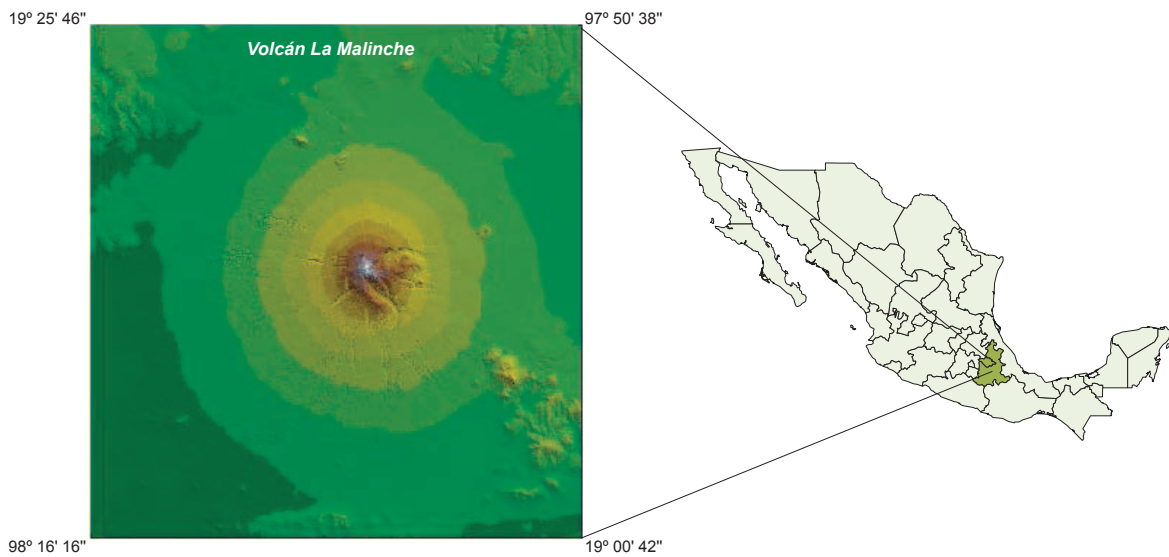


Figura 3.1 Localización del volcán La Malinche

Uno de los primeros pasos en la investigación consistió en la delimitación de la estructura del volcán, para ello se utilizaron fotografías aéreas a escala 1:75,000 y se tomaron en cuenta los criterios geomorfológicos siguientes:

1. *El patrón de drenaje.* El arreglo que presentan el curso de los ríos permitió reconocer gran parte de la estructura del volcán La Malinche, fueron útiles como indicadores de cambios estructurales y de litología.
2. *La presencia de estructuras volcánicas menores.* Se consideraron parte del volcán La Malinche a los conos y domos que se encuentran en el piedemonte de éste. Las estructuras volcánicas menores se relacionan con una de las últimas fases de la historia eruptiva del volcán.
3. *La pendiente del terreno.* En algunos sectores del piedemonte del volcán, las corrientes fluviales son incipientes y no permiten reconocer la transición de éste, con respecto a las zonas

de planicie, el criterio que se usó fue establecer como límite a la primera ruptura de pendiente observada en la zona de contacto entre la planicie y el piedemonte.

De acuerdo con la delimitación geomorfológica realizada, se obtuvo que la estructura del volcán La Malinche tiene una superficie de 1,326 km². En el volcán, se reconocen grandes dominios del relieve como son un sistema montañoso en el área cumbral, un extenso piedemonte volcánico, elevaciones menores alrededor de la gran estructura y de las planicies.

3.2 Clima

El clima, que predomina en gran parte de la Sierra Nevada y la región de Puebla-Tlaxcala (donde se encuentra el volcán) es, con base en el Sistema Climático de KÖEPPEN, Cw, es decir, templado con lluvias en verano (JAÚREGI, 1968). Este tipo de clima se repite constantemente en los sistemas montañosos más altos del país (GARCÍA, 1988). Las precipitaciones en el verano se deben a la influencia de los ciclones tropicales del Golfo de México. La circulación de los vientos está influenciada por los sistemas atmosféricos de los vientos Alisios y los vientos del Oeste (JAÚREGI, 1968).

En el volcán La Malinche se encuentran, según el sistema climático de KÖEPPEN modificado por GARCÍA (1988) los dos tipos siguientes de clima:

1. *ETHW*. Es de tipo frío que tiene régimen de lluvias en verano, se presenta en la zona de mayor altitud del volcán ($\approx 3,500$ a $4,420$ msnm), corresponde a las áreas en las que domina la vegetación de pinos y zacatonal de alta montaña.
2. *C (w₂)(w)(b')ig*. Corresponde al templado subhúmedo, es el más húmedo de los subhúmedos, tiene lluvias en verano con un cociente P/T >55.0, el porcentaje de lluvia invernal < 5 de la anual, el verano es largo y fresco, la temperatura del mes más caliente es entre los 6.5 a 22 °C. Presenta la marcha tipo ganges, lo que indica que el mes más caliente es antes de junio y la oscilación isotermal es < 5.0 °C. Este clima se extiende en gran parte del volcán, donde predomina la vegetación de pinos, bosque mixto y de encinos.

LAUER Y STIEHL, en 1973, propusieron un sistema de clasificación para el área comprendida entre Puebla y Tlaxcala con base en los pisos altitudinales de la temperatura, la duración de lluvias con respecto a la sequía y la precipitación media mensual, la ventaja del sistema radica en que integra la

altitud, temperatura, vegetación y los niveles de precipitación. La clasificación del clima para el volcán, de acuerdo con LAUER Y STIEHL (*op. cit*), es la siguiente:

1. *Subnevado semihúmedo lluvioso* (ETWH en el sistema de Köeppen). Se presenta a una altitud de 4,000 m a 4,800 m; la temperatura media anual es de 5°C, la precipitación es >1,200 mm y predomina la vegetación de zacatonales.
2. *Helado semihúmedo semilluvioso* (ETWH en el sistema de Köeppen). Se encuentra a una altitud de 3,300 m a 4,000 m; la temperatura media anual es de 9°C, la precipitación es de 800–1,200 mm, la vegetación es de bosques de *Pinus hartwegii*.
3. *Frío semihúmedo semilluvioso* (Cw en el sistema de Köeppen). Se presenta a una altitud de 2,700 m a 3,300 m, la temperatura media anual es de 13°C, la precipitación es de 800–1,200 mm y la vegetación es de bosque de pinos y oyameles.
4. *Semifrío semihúmedo semilluvioso* (Cw en el sistema de Köeppen). Opera a una altitud de 2,400 m a 2,700 m, la temperatura media anual es de 15°C, la precipitación es de 800–1,200 mm y la vegetación es de bosque de pinos y encinos.
5. *Fresco semiárido semiseco* (Cw en el sistema de Köeppen). Se encuentra a una altitud de 2,100 m a los 2,400 m, la temperatura media anual es de 17°C, la precipitación es de 400–800 mm y la vegetación es de bosques mixtos de encinos y pinos.

Con la finalidad de conocer el comportamiento de la temperatura y precipitación en el área de estudio se analizaron los datos de las once estaciones con datos de 20 años, que se encuentran repartidas dentro del volcán (Figura 3.2). Los datos de temperatura media y precipitación total anual se obtuvieron para cada una de las estaciones por separado, con la finalidad de observar las variaciones que presentan ambas variables a lo largo del año.

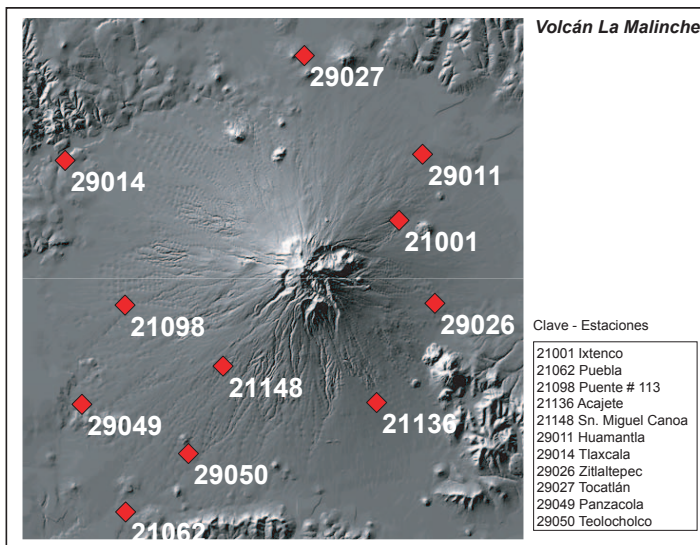


Figura 3.2 Localización de las estaciones meteorológicas del volcán La Malinche.

De los datos de temperatura se observó que las mínimas se presentan entre los meses de diciembre y enero; a partir de febrero, existe un incremento que llega a la máxima en los meses de abril y mayo, y desciende bruscamente en el mes de julio (~1.5°C con respecto al mes de mayo), y decrece paulatinamente hacia los últimos meses del año (Figura 3.3). La diferencia entre el mes más frío con respecto al cálido es de aproximadamente 5°C.

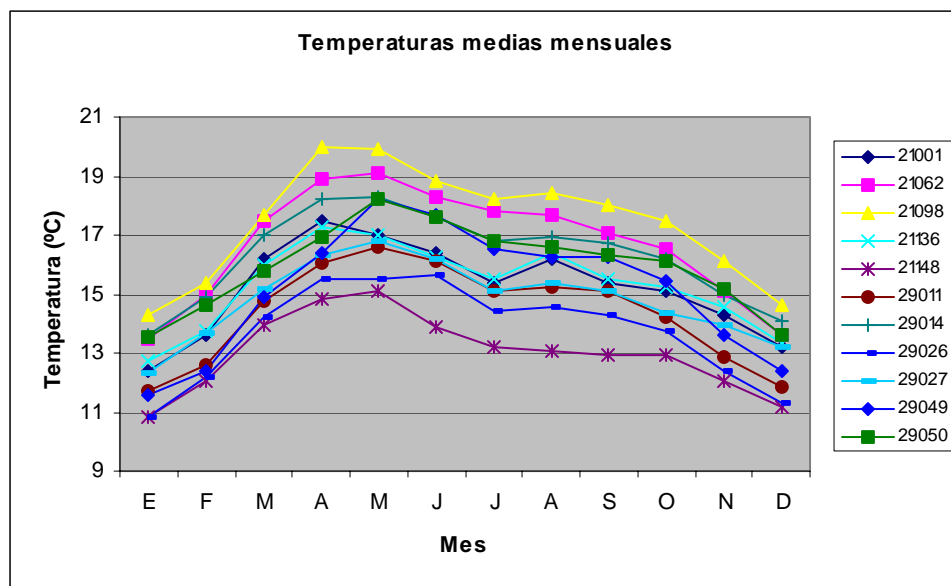


Figura 3.3 Gráfica de las temperaturas medias mensuales a lo largo de un año en el volcán. Nótese que la temperatura alcanza su máximo umbral antes del mes de julio (marcha tipo ganges) y las temperaturas más bajas corresponden al mes de enero.

La tendencia del comportamiento de la temperatura a lo largo del año opera de manera similar en la mayoría de las estaciones, las diferencias que existen en cada una de éstas en un mismo mes se debe en parte a la altitud y la orientación en la que se encuentran y probablemente por las diferencias entre el número de años analizados por cada una de las estaciones.

En cuanto a la precipitación, se observó que los niveles más bajos se presentan en los meses de noviembre a marzo (<20 mm). En el mes de julio se presenta el mayor incremento que corresponde al umbral del año (>140 y <200 mm) y decrece ligeramente en los meses de julio y agosto para volver a aumentar en septiembre con niveles similares a los del mes de julio (Figura 3.4). La diferencia entre el mes más húmedo con respecto al más seco es de aproximadamente 140 mm.

La tendencia del comportamiento de precipitación para todas las estaciones presentan algunas variaciones, sin embargo, hay que tener en cuenta que ésta se encuentra controlada a lo largo del año por la presencia de los ciclones tropicales del Golfo de México. Las diferencias entre las estaciones pueden deberse a factores como son la orientación, la altitud, la presencia de las nubes, y fenómenos micro-climáticos. Se tiene que considerar también la aleatoriedad espacial que presenta la precipitación, por lo que su medición es menos precisa en relación a la temperatura.

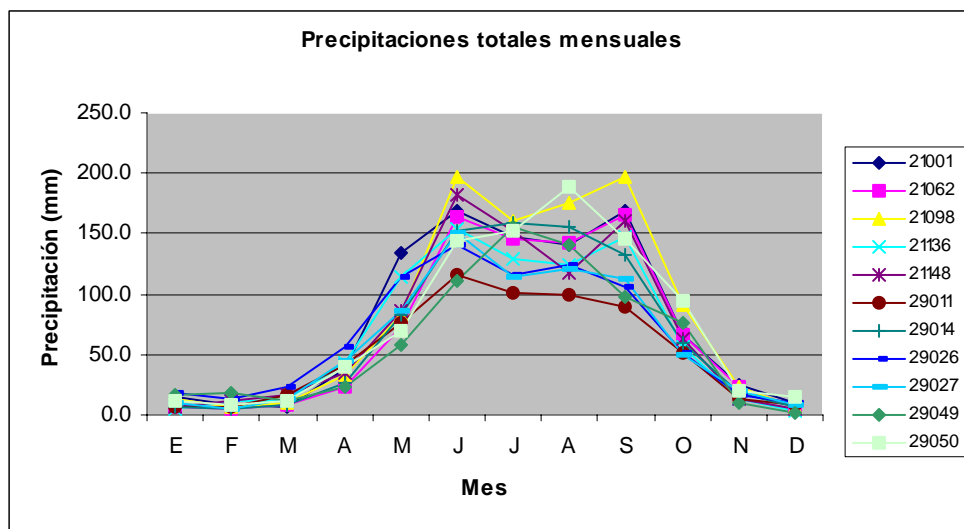


Figura 3.4 Gráfica de las precipitaciones totales mensuales a lo largo de un año. Obsérvese que el mes más húmedo corresponde a julio (umbral), se produce el descenso para tener el último periodo de humedad en el mes de septiembre.

En la región de Puebla y Tlaxcala, las zonas de alta precipitación se encuentran en el piso superior a los 2500 m del bloque Tlaxcala, de los volcanes Tlaloc, Iztaccíhuatl, Popocatepetl y Malinche (KLAUS, 1970). En el período de secas la zona de mayor precipitación se localiza en la región de la Malinche, la frecuencia de éstas disminuye hacia el sur. Los meses en los cuales no hay precipitación disminuyen con la altura (*op. cit.*), lo cual indica que la altitud guarda cierta relación con los niveles de precipitación, aunque no existe una relación lineal directa como en el caso de la temperatura.

De la captura y análisis de los datos obtenidos del área de estudio se observaron los problemas siguientes:

- El registro de los datos de temperatura y la precipitación son irregulares, existen vacíos durante varios años y no fue posible juntar más de 30 años para una estación.

- Los registros de la temperatura y precipitación no son concordantes, por lo tanto, se seleccionaron aquellos que estaban completos.
- La falta de datos de precipitación se dificulta porque es una variable que resulta de la sumatoria de todos los días, la falta de períodos de registro altera el resultado final mensual, para la temperatura el problema es menor ya que proviene del promedio de la máxima y la mínima de un día, que después se promedian por todos los días del mes.

La falta de datos de temperatura se solucionó en un Sistema de Información Geográfica (SIG), en el caso de la precipitación, la falta de registros no pudo ser solucionada sin embargo, la información que se deriva de la presencia de los grandes grupos de comunidades vegetales es un indicador indirecto de la cantidad de precipitación que hay en un área determinada, de tal forma, que dicha deficiencia puede ser suplida con el mapa de cubierta vegetal.

2.2.1 Tratamiento de los datos de temperatura

Parte de la información que deben contener las unidades ambientales biofísicas son los datos de la temperatura, debido a que no existe información para toda el área del volcán, se optó por elaborar un mapa con base en los registros obtenidos en las estaciones meteorológicas. La temperatura de un área se puede estimar a partir de los datos de la altura sobre el nivel del mar; se sabe que la temperatura varía, en teoría, a razón de 0.6°C cada cien metros (WHITTOW, 2000), lo cual le confiere una relación lineal (se conoce como gradiente alto-térmico).

La metodología para elaborar el mapa de la temperatura media (Figura 3.5) fue la siguiente:

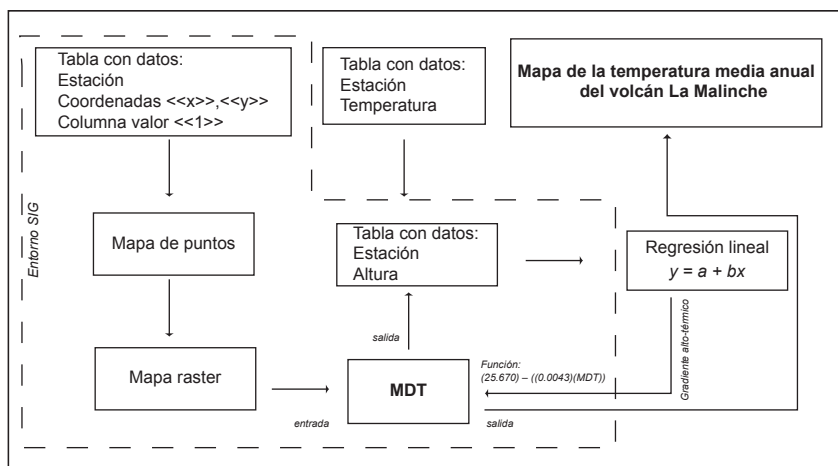


Figura 3.5 Diagrama metodológico para la obtención del mapa de la temperatura media anual en el volcán, en un SIG.

Se compilaron en una hoja de cálculo (Microsoft EXCEL, 2000) los datos (en columnas) de la clave de la estación, las coordenadas $\langle\langle x \rangle\rangle$ y $\langle\langle y \rangle\rangle$ y una columna a la que se le asignó el valor de $\langle\langle 1 \rangle\rangle$; se exportó como tabla al SIG ILWIS (*Integrated Land and Water Information System*, ITC, 2005), en éste se generó un mapa de puntos, se convirtió a formato raster y se multiplicó por el modelo digital del terreno (MDT) con una resolución espacial de 20 m por píxel. El MDT, se obtuvo de las curvas de nivel en formato digital de las cartas del Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI) Tlaxcala, Huamantla, Tepatlaxco y Puebla. El resultado de la multiplicación proporciona una tabla con el dato de la altura sobre el nivel del mar por estación.

Los datos de temperatura y altura por estación fueron integrados en un programa estadístico STATISTICA 6.0 (StatSoft, 2001), donde las *variables* son temperatura y altura, los *casos*, todas las estaciones del volcán. Una vez introducidos los datos en la hoja de cálculo se corrió una regresión lineal simple por el método de los mínimos cuadrados, la cual es óptima cuando se manejan datos con una relación lineal (FREUND, 2004), se consideraron los límites de confianza al 95%.

La correlación de los datos es de -0.64 , es negativa debido a que explica que conforme aumenta la altitud (variable independiente), existe una disminución de la temperatura (variable dependiente). La relación inversa (1) que resulta en la regresión es una ecuación lineal (FREUND, 2004) en la que:

$$\boxed{y = a + bx} \quad (1)$$

Donde:

y = variable dependiente (temperatura)

a = es la intersección de a con y (es decir el valor de y para $x = 0$)

b = la pendiente de la recta

x = la variable independiente (altura)

Con base en los resultados obtenidos en las estaciones la ecuación (2) resulta de la manera siguiente:

$$\boxed{y = 25.670 - 0.0043x} \quad (2)$$

en este caso b se resta debido a que la correlación es negativa, puede observarse de manera gráfica en la Figura 3.6.

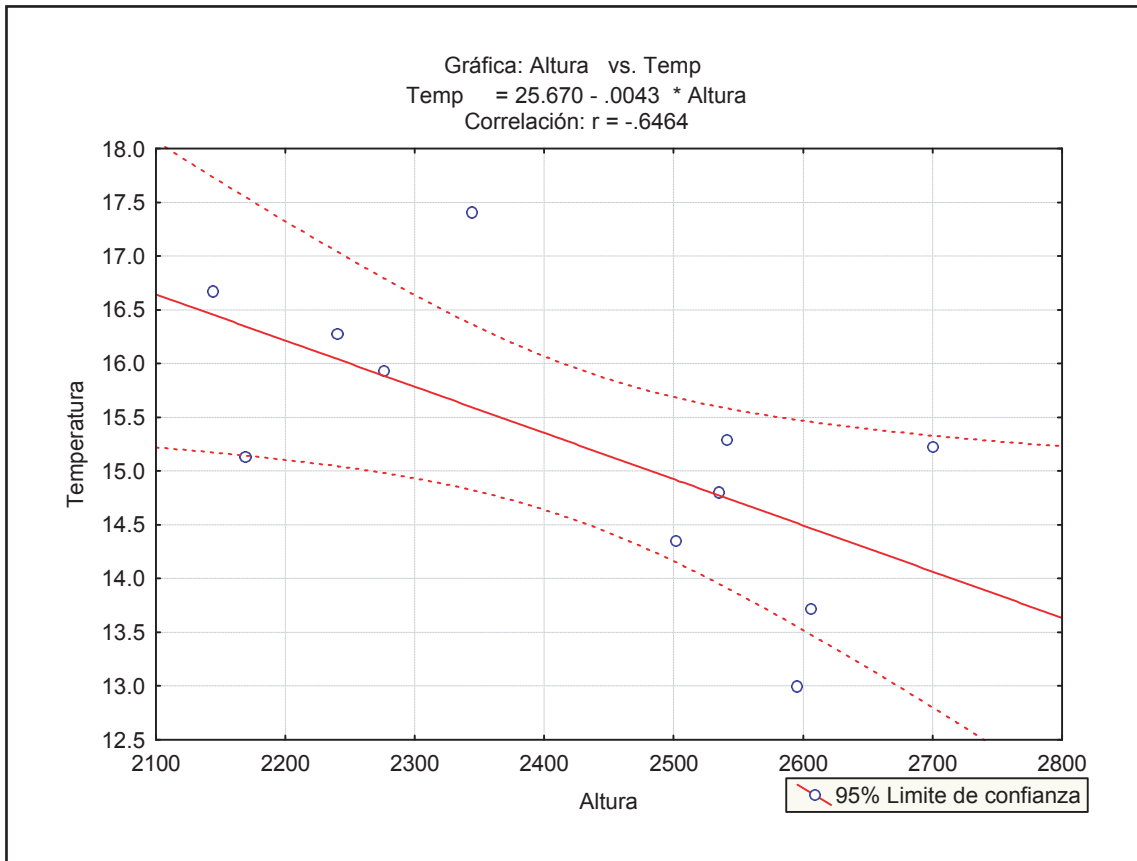


Figura 3.6 Gráfica de la regresión lineal de temperatura *versus* precipitación

Utilizando la ecuación se sustituyó con los valores para la altura máxima y mínima del volcán, de tal forma que $x_1 = 2,060$ y $x_2 = 4,420$, de la sustitución se obtuvieron los valores de y que corresponden a la temperatura son $y_1 = 16.8$ y $y_2 = 6.6$. La razón de cambio se obtiene a partir de la fórmula (3) siguiente:

$$(y_1 - y_2) / (x_2 - x_1) = T_d / A_d \tag{3}$$

Donde:

- y_1 = temperatura máxima
- y_2 = temperatura mínima
- x_2 = altura máxima
- x_1 = altura mínima

T_d = la diferencia en las temperaturas en grados centígrados

A_d = la diferencia entre las alturas en metros

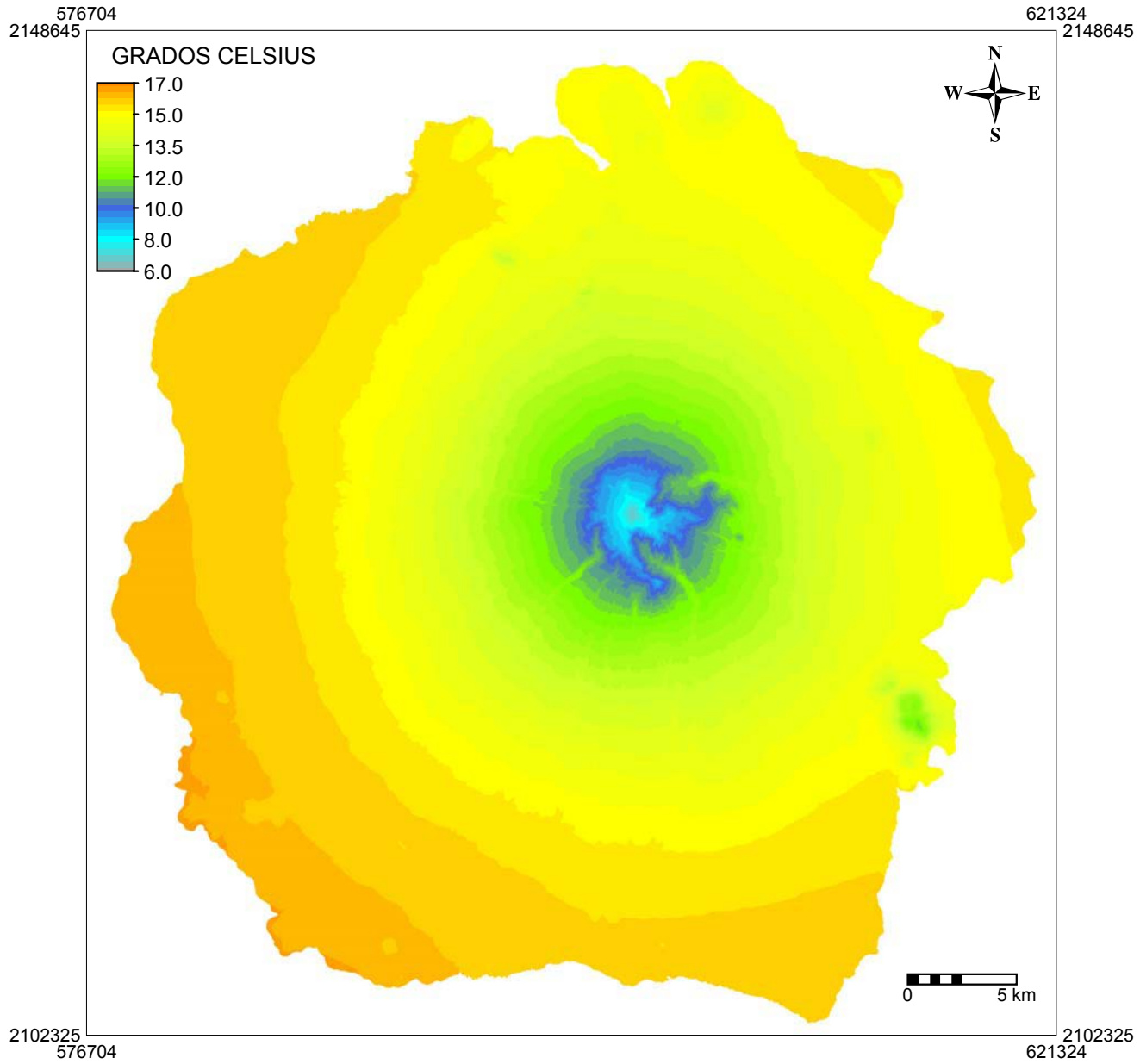
Con base en el resultado de la fórmula (3) anterior y por medio del desarrollo de la proporción para cada 100 metros, se obtiene que el gradiente térmico es de 0.4 °C.

Una vez obtenida la ecuación lineal que proviene de la regresión, se aplicó la fórmula (2) al MDT del volcán en el SIG por medio de la expresión siguiente:

$$Temp_media = (25.670) - ((0.0043)(MDT))$$

El resultado fue el mapa de temperatura media anual del volcán (Figura 3.7). El método que se aplicó, es un modelo teórico de cómo se comporta la temperatura en el área de estudio y se basa en el cambio de la temperatura por cada unidad de distancia en la vertical. Si bien en el volcán las temperaturas pueden tener variaciones locales, los cambios de temperatura por la altitud son significativos, por lo tanto, se considera que el es modelo funcional; este método ha sido aplicado en otros estudios para solventar el problema de la falta de información e inconsistencia en los datos (CEBALLOS, 2002).

Figura 3.7 Mapa de la temperatura media anual del volcán La Malinche



3.3 Edafología

Los distintos tipos de suelos en el área del volcán La Malinche se obtuvieron a partir de la digitalización de información contenida en las cartas edafológicas del INEGI, a escala 1:50,000, de las hojas: Huamantla, Tepatlaxco, Puebla y Tlaxcala. El resultado fue la obtención del mapa edafológico del volcán (Figura 3.8) .

La interpretación de los suelos se realizó a partir de la descripción de los grandes grupos y el reconocimiento de los horizontes diagnóstico. Los distintos tipos de suelos en el volcán La Malinche son los siguientes:

Andosoles. Son suelos que tienen un horizonte vítrico caracterizado por la presencia de alofanos (FAO, 1998), el origen de los suelos está asociado a las cenizas volcánicas, escoria o material piroclástico vidrioso (WERNER, 1979). En el volcán predomina el Andosol vítrico, el cual tiene la propiedad de ser un suelo con poca arcilla (>10% de la fracción fina) y ser rico en vidrio volcánico ($\geq 10\%$ de vidrio en la fracción fina). Este tipo de suelos se encuentran sobre estructuras volcánicas donde predominan las lavas.

Cambisoles. Los suelos de este tipo puede tener horizontes diagnóstico: cámbico, mólico, ándico, vértico o vítrico propio del área volcánica en el que se han desarrollado, tienen horizontes bien desarrollados entre los 25 a 100 cm de profundidad (FAO, 1998). En el volcán los cambisoles tienen dos tipos de horizontes diagnóstico, el cambisol eútrico que se caracteriza por tener un alto nivel de intercambio de bases; el segundo tipo es el cambisol vértico, el cual se caracteriza por tener arcillas en una proporción $>30\%$, se presentan los *slickensides* o caras pulidas entre los agregados y tienen una profundidad de 25 cm (*ibidem*). Los cambisoles se desarrollan en el relieve compuesto de material piroclástico.

Feozems. Se caracterizan por tener un horizonte mólico y una saturación de bases mayor al 50% libres de carbonatos en una matriz del suelo de 100 cm de profundidad. Se encuentran en el volcán con horizontes diagnósticos calcárico y háplico. El horizonte calcárico tiene una alta reacción al HCL al 10% en gran parte de la fracción fina. El horizonte diagnóstico háplico es el último nivel en los horizontes diagnóstico, propuestos por la FAO y la WRB, en la cual se caracteriza por no tener un horizonte propio de clasificación (FAO, 1998). Los suelos de este tipo se encuentran en el sector inferior del piedemonte en contacto con las planicies aluviales.

Fluvisoles. Los suelos de este tipo contienen material fluvial desde los 25 cm del suelo hasta los 50 cm (FAO, 1998). En La Malinche, los fluvisoles se caracterizan por tener un horizonte diagnóstico eútrico. Los fluvisoles se desarrollan en los abanicos aluviales del volcán y en el piedemonte inferior; este tipo de suelos denota juventud en el material, por lo tanto, son suelos jóvenes y poco desarrollados.

Litosoles. Son suelos poco desarrollados en los cuales el sustrato rocoso se encuentra a menos de 25 cm de profundidad (FAO, 1998), tienen poco desarrollo debido a las fuertes pendientes que impiden su desarrollo. En La Malinche los litosoles o leptosoles, de acuerdo con la nueva clasificación de la FAO-WRB (FAO, 1998), se encuentran sobre los amplios valles del volcán y en algunos barrancos.

Luvisoles. Estos suelos presentan un horizonte árgico el cual tienen gran cantidad de arcillas que se han acumulado por el proceso de iluviación. Los luvisoles en el área de estudio tienen un horizonte órtico lo que les confiere un uso por cultivo con aportes de origen orgánico. Los luvisoles se encuentran cercanos a los volcanes cuaternarios del Pinal y El Tintero sobre una superficie de piedemonte.

Regosoles. Este tipo de suelo presenta un pobre desarrollo en el cual sólo se reconocen fragmentos rocosos (regolita) intercalados con partículas finas de tierra; corresponde a la última unidad de suelos reconocida por la FAO-WRB (1998). En el área de estudio los regosoles tienen horizontes de tipo calcárico, dístrico y eútrico. Los regosoles se encuentran sobre las laderas de montaña y superficie de piedemonte del volcán. El material parental es de depósitos piroclásticos y lavas.

Rendzinas. Se caracterizan por tener suelos con un horizonte mólico en el cual se encuentran fragmentos calcáreos que provienen de la destrucción del sustrato donde existen rocas con carbonato de calcio (WERNER, 1979). De acuerdo con la nueva clasificación de la FAO (1998) las rendzinas bien pueden reclasificarse como calcisoles. Las rendzinas se localizan en el extremo sur-occidente del área de estudio, posiblemente donde existen afloraciones locales de las rocas calizas cretácicas, las rendzinas se encuentran sobre la superficie del piedemonte.

Vertisoles. Son los suelos con más alto contenido de arcillas, contienen un horizonte vértico de al menos 100 cm, presentan grietas debido a la expansión y compresión de las arcillas (FAO, 1998).

En el área de estudio los vertisoles presentan dos tipos de horizontes que los diferencian el pélico y crómico; el horizonte pélico tiene un color oscuro y generalmente se encuentran mal drenado. El horizonte crómico tiene un color rojizo, propiedad que lo caracteriza (*ibidem*).

De acuerdo con el mapa de suelos utilizado, cada uno de los grandes grupos se asocia a otras unidades de menor jerarquía entre las que se encuentran los siguientes:

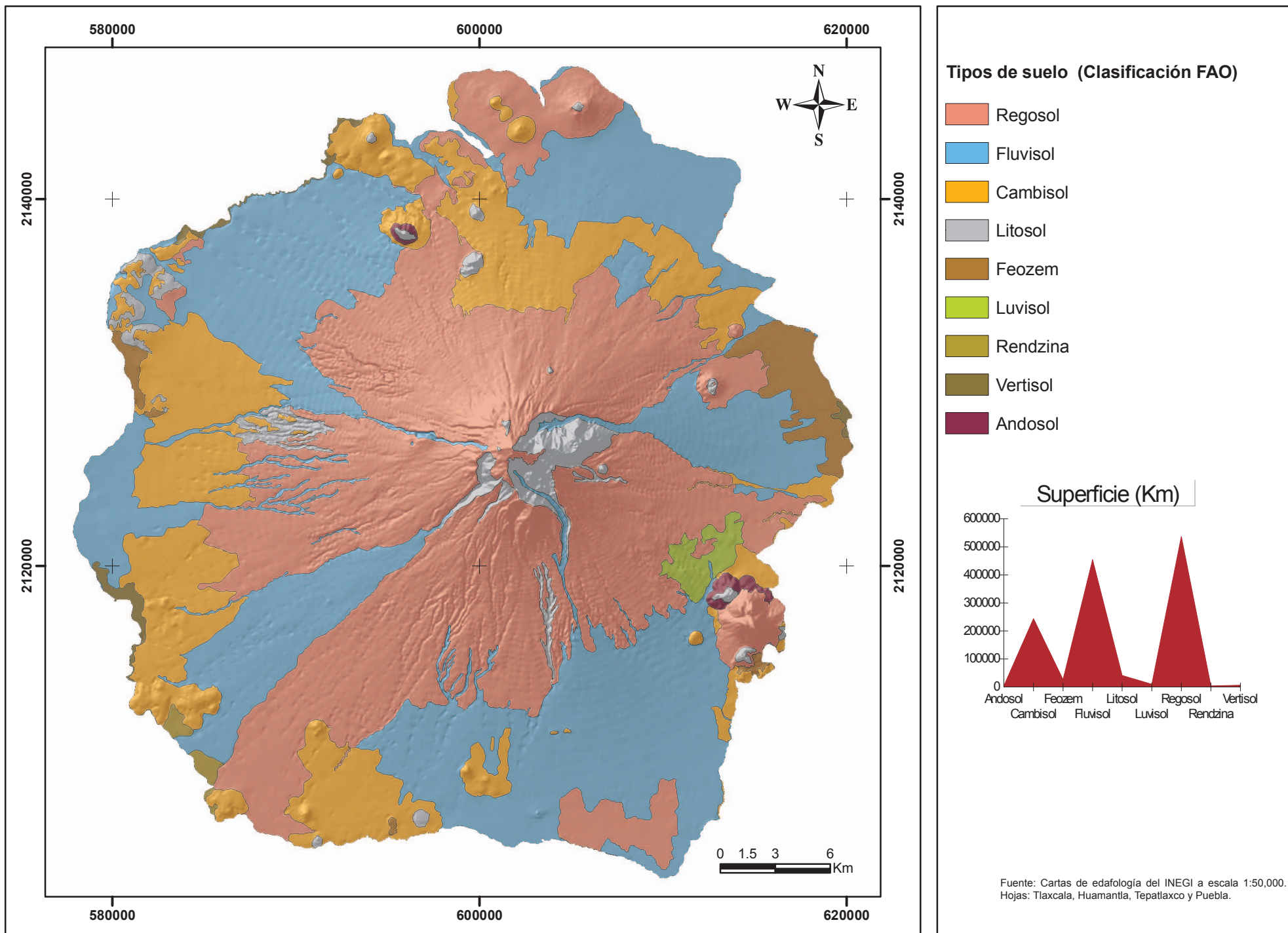
Planosoles. Los suelos de este tipo tienen un horizonte eluvial donde a partir de los 100 cm de profundidad se presenta un cambio abrupto en la clase textural asociado a un horizonte con propiedades estagnicas (*ibidem*). Los planosoles tienen un horizonte eútrico y se asocian con el fluvisol eútrico.

Castañozem. Estos suelos tienen un horizonte mólico donde se presentan acumulaciones de carbonatos entre los primeros 100 cm del suelo (*ibidem*); presentan un horizonte diagnóstico háplico y se encuentran asociados con las rendzinas.

Las distintas unidades del suelo se encuentran distribuidas en función de las características del material parental y del tipo de relieve. Del mapa de suelos del volcán se obtuvo el área por grupo de suelos y se graficaron en porcentaje (Figura 3.9). En la gráfica se observa que los que se encuentran ampliamente distribuidos en el volcán son los regosoles, fluvisoles y cambisoles, estos ocupan el 93% de la superficie total del volcán, la presencia del relieve volcánico compuesto en su mayoría por depósitos piroclásticos y aluviales explican la presencia de estas unidades. El siguiente grupo que puede distinguirse corresponde a los litosoles y a los Feozems que representan el 5% de la superficie total.

Los suelos litosoles ocupan la mayor parte este grupo debido a que se encuentran en los grandes valles o cañadas del volcán. Los suelos con menor extensión en el volcán corresponden a los andosoles, luvisoles, rendzinas y vertisoles, en conjunto suman >2% de la superficie total.

Figura 3.8 Mapa de los principales tipos de suelo en el volcán La Malinche



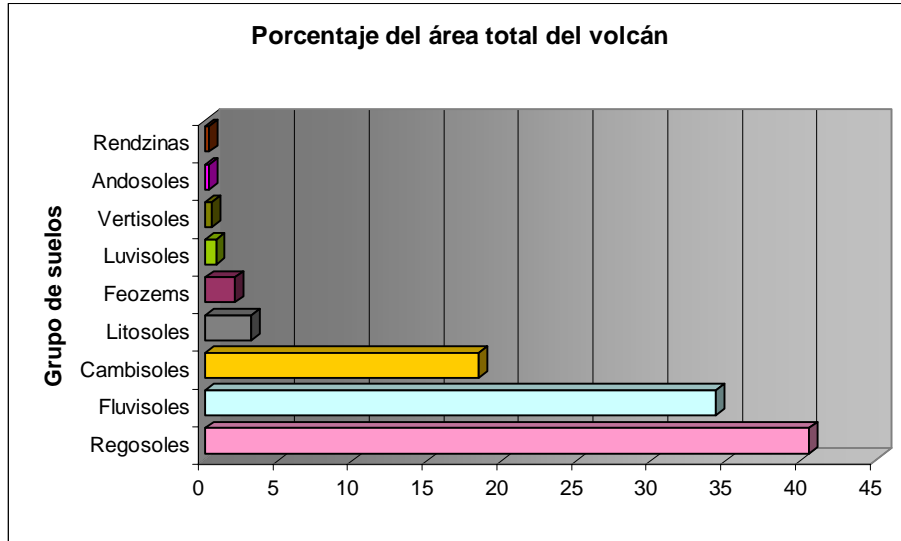


Figura 3.9 Gráfica del porcentaje del área de estudio por unidades de suelo. Obsérvese la predominancia de los regosoles, fluvisoles y cambisoles con respecto a las demás tipos de suelo. (Datos obtenidos de las cartas del INEGI 1:50,000 hojas: Tlaxcala, Huamantla, Puebla, Tapatlaxco).

El área en porcentaje de cada una de las unidades de suelo del volcán se obtuvo con la finalidad de conocer su extensión (Figura 3.10), se observó que existen dos tipos de suelos que predominan, el fluvisol eútrico y el regosol eútrico, estos dos tipos ocupan aproximadamente el 40% de la superficie total del área de estudio.

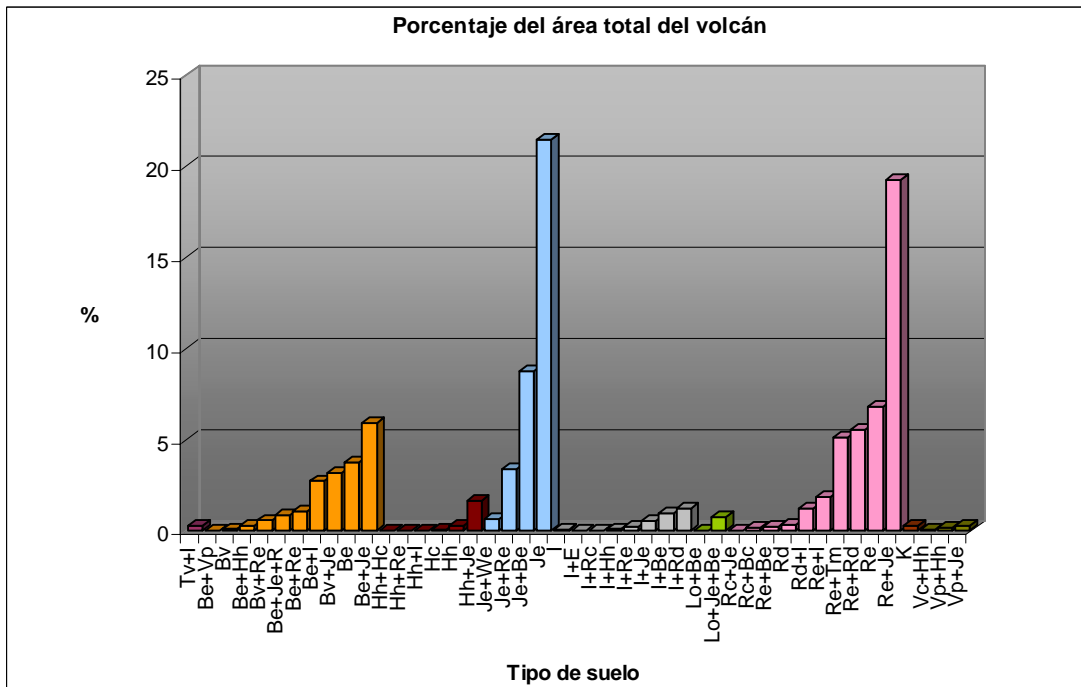


Figura 3.10 Las mayúsculas denotan el tipo de suelo donde: T= litosol; B= cambisol; H=feozem; J= fluvisol; I= Litosol; L=luvisol; Rd= rendzina; R= regosol; K= castañozem y V= vertisol, y las letras minúsculas corresponden al tipo de horizonte donde: ve= vértico; e= eútrico; p= pélico; h= háptico; v= vítrico; m= mólico y c= calcárico. Obsérvese que los suelos Re+Je y Je son los que ocupan gran parte del área de estudio. (Datos obtenidos de las cartas del INEGI 1:50,000 hojas: Tlaxcala, Huamantla, Puebla, Tapatlaxco).

3.4 Vegetación

La vegetación en México es resultado de la intensa migración de especies que ocurrió durante el Cenozoico (RZEDOWSKI, 1998), del tal forma, que tiene una influencia mixta de los elementos florísticos holártico y neotropical (*ibidem*). La vegetación de afinidad holártica se presenta a partir de los 1,500 m de altura donde los encinos y pinos son los elementos representativos; gran parte del SVT se caracteriza por ser montañoso con alturas superiores a los 2,000 m, por lo tanto, en esta provincia la vegetación arbórea que predomina pertenece al reino holártico (HANS-JÜRGEN, 1973).

En el volcán La Malinche la vegetación que predomina es el bosque de pinos y encinos. De acuerdo con HANS-JÜRGEN (1973), en el área del volcán La Malinche la distribución de la vegetación se encuentra sujeta a pisos altitudinales, no obstante, que los factores de orientación de las laderas (a barlovento y sotavento) y las condiciones topográficas y edáficas repercuten en algunas diferencias locales, en cuanto a la distribución de algunas especies.

En el estudio realizado por HANS-JÜRGEN (*op. cit.*) se detallan por piso de altura los distintos tipos de vegetación del volcán, se observa que por debajo de los 2,700 m se presentan los bosques mixtos de pinos y encinos, hoy en día esta comunidad ha sido removido para obtener el uso de agricultura de temporal. Entre los 2,700 m a los 3,200 m se reconoce la zona del bosque de coníferas de alta montaña donde las especies más frecuentes son el *Pinus montezumae*, *Pinus teocote*, *Alnus*, *Quercus laurina*, *Abies religiosa* y *Pinus ayacahuite*. Entre los pisos altitudinales de 3,200 m a 4,100 m reconoció la presencia de *Pinus hartwegii*; y en el piso superior a los 4,100 m estableció que dominan los zacatonales de alta montaña formados principalmente por la *Festuca toluensis* y *Calamagrostis toluensis*, estas últimas especies vegetales se presentan más o menos en continuo hasta una altitud de aproximadamente 4,400 m, a una mayor altura solamente se presentan en grupos aislados hasta prácticamente desaparecer indicio de presencia vegetal.

El estudio más reciente sobre las comunidades y especies vegetales en el volcán La Malinche ha sido elaborado por VILLERS y colaboradores (en prensa), en éste se distinguen los tipos de comunidades vegetales en función del piso altitudinal en el que se encuentran (Tabla 3.1). Este estudio, a diferencia de los resultados dados por HANS-JÜRGEN (*op. cit.*), reconoce la presencia del bosque de *Alnus* entre los 3,100 a 3,400 m de altura, también reconoce la presencia del *Juniperus monticola* como última especie arbórea entre el piso de los 3,900 a 4,200 m.

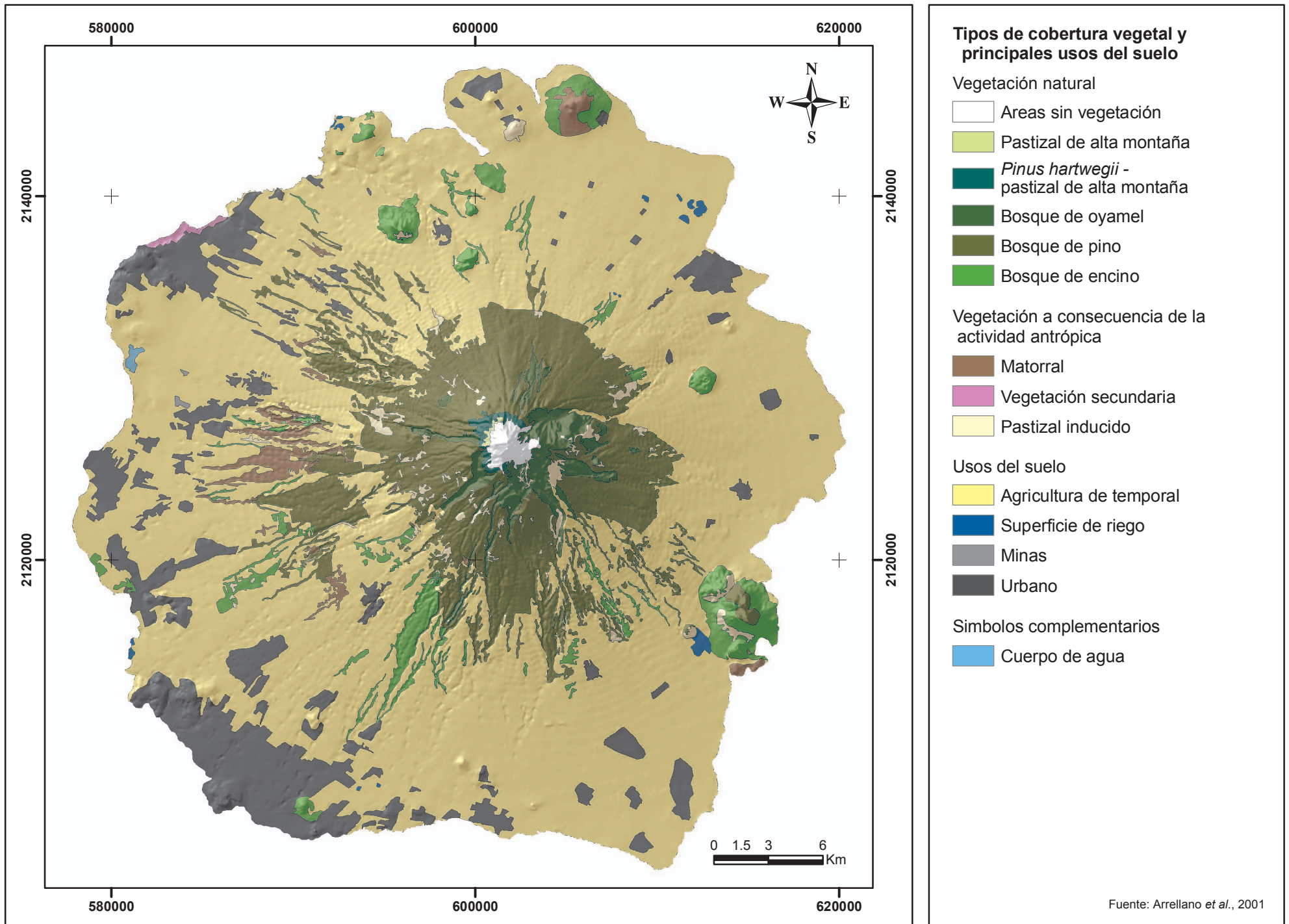
Tabla 3.1 Se representan los distintos pisos de altura, cobertura vegetal asociada y las especies principales en el volcán La Malinche. En la tabla puede advertirse la variabilidad de las comunidades en función de la altitud. El bosque que se encuentra a mayor altitud corresponde al de los *Pinus hartwegii*. La especie arbórea que se encuentra en la superficie cumbre del volcán es *Juniperus monticola*. (Tomado y sintetizado de VILLERS *et al.*, en prensa).

VOLCÁN LA MALINCHE		
Piso altitudinal (m)	Comunidad vegetal	Especies principales
2,500 - 2,800	Bosque de <i>Quercus</i>	<i>Quercus crassifolia</i> , <i>Quercus crassipes</i> , <i>Quercus dysophylla</i> , <i>Quercus laurina</i> ,
2,800 - 3,400	Bosque de <i>Pinus</i>	<i>Pinus montezumae</i> , <i>Pinus leiophylla</i> , <i>Pinus pseudostrobus</i>
3,100 - 3,400	Bosque de <i>Alnus</i>	<i>Alnus jorullensis</i>
3,000 - 3,500	Bosque de <i>Abies</i>	<i>Abies religiosa</i>
3,200 - 4,000	Bosque de <i>Pinus hartwegii</i>	<i>Pinus hartwegii</i>
3,900 - 4,200	Zacatonal de alta montaña	<i>Festuca tolucensis</i> , <i>Juniperus monticola</i> (arbóreo)

Con el objeto de tener un registro espacial de la distribución de las comunidades vegetales y uso del suelo en el volcán La Malinche, se utilizó el mapa elaborado por ARELLANO y colaboradores (2001) (Figura 3.11), éste se hizo con base en la interpretación de fotografías aéreas, a escala 1:75,000, del año 1998 y guarda cierta concordancia con el estudio de VILLERS *et al.* (*Op. cit.*).

El mapa de cobertura vegetal y uso del suelo se introdujo a un SIG y se obtuvieron las áreas para cada tipo de cobertura y usos del suelo (Figura 3.12). Se observó que en el volcán, la agricultura de temporal ha sido la actividad principal, consecuencia de ello es la pérdida de gran parte de la cubierta vegetal y su sustitución para zonas de cultivo, éstas ocupan el 70% del área total. Dentro de los tipos de cubierta vegetal se observa que el bosque de pino es el que predomina, con un valor de 7% de la superficie total. Tanto el bosque de encino como el de oyamel tienen poca extensión, ocupan el 4% y 2% respectivamente. Las demás asociaciones vegetales ocupan menos del 5% del área y no constituyen en sí, áreas boscosas densas. El 7% del área que ocupa el bosque de pino se conserva porque éste se encuentra dentro de los límites del Parque Nacional La Malinche, también existen otras comunidades como son el bosque de ailes y oyameles (VILLERS *et al.*, en prensa).

Figura 3.11 Mapa de la cubierta vegetal y principales usos del suelo en el volcán La Malinche



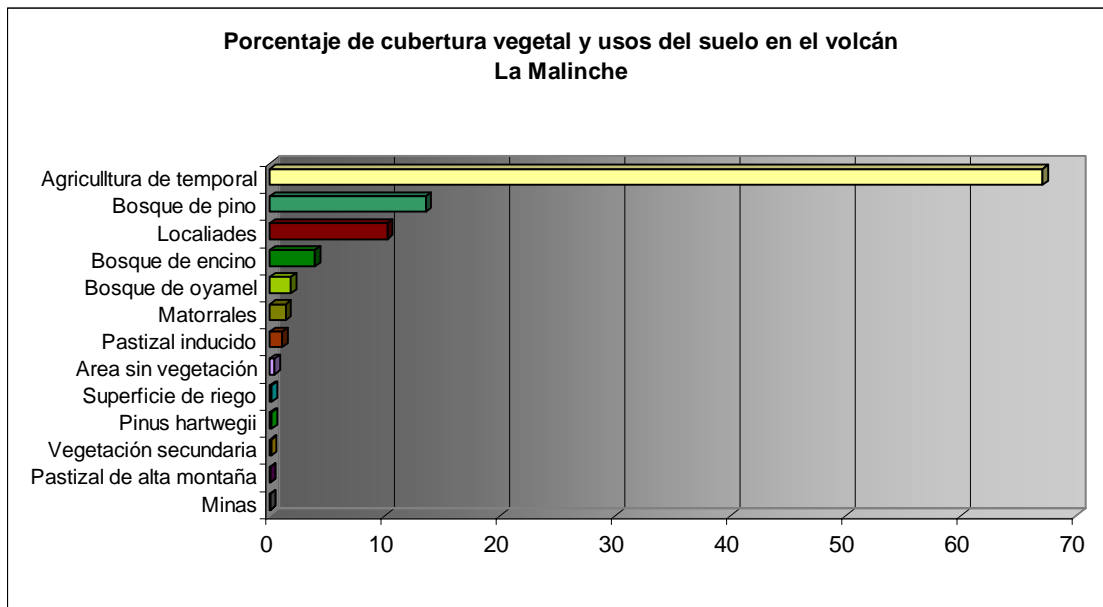


Figura 3.12 Representación del área del volcán (en porcentaje) por cada uno de los tipos de cobertura vegetal y usos del suelo. En la gráfica se advierte que el uso de suelo agrícola predomina, esto ha generado pérdida de la masa forestal natural. El área de bosques se ha reducido a superficies de poca extensión, entre los tipos de cobertura vegetal natural se encuentran el bosque de pino (7%), encinos (4%) y oyameles (2%), en el caso del pastizal de alta montaña y de los *Pinus hartwegii*, las áreas son escasas debido a que se encuentran confinadas a pisos altitudinales superiores a los 3,200 m y que corresponden a una zona cumbre con poca extensión. (Datos tomados del mapa de ARELLANO y colaboradores, 2001).

Cabe mencionar que uno de los problemas dentro de la investigación, al momento de recopilar la información sobre el tipo de cubierta vegetal, es de que en gran parte de la superficie del volcán, el medio natural ha sido alterado o totalmente modificado. En el caso de La Malinche, tanto la apertura de la tierras para el cultivo como la urbanización, han ocasionado una importante pérdida de la cubierta vegetal; estas actividades como otras, tienen consecuencias directas sobre la fenología del paisaje, en consecuencia, los mapas de cobertura incluyen información sobre los usos del suelo o del territorio. Durante el análisis de las unidades ambientales biofísicas, fueron considerados los usos del suelo que tienen un impacto directo sobre el paisaje ya que éstos, constituyen parte de la situación ambiental actual.

IV GEOLOGÍA

La Malinche se encuentra estructuralmente en tres fronteras. Al sur y oriente del volcán afloran las calizas del Cretácico (HILGER, 1973) que forman un relieve de lomeríos y montañas, se encuentran en contacto con los depósitos piroclásticos del mismo volcán con las rocas volcánicas del Cuaternario. En el extremo norte, en el denominado Bloque Tlaxcala (*ibidem*), se encuentran elevaciones volcánicas del Plioceno y Pleistoceno, las cuales forman una estructura independiente del volcán, aunque probablemente algunos de los edificios volcánicos sean coetáneos a aquellos que se localizan en el piedemonte de La Malinche. También existen rocas volcánicas del Oligoceno (*ibidem*), que se correlacionan con las observadas en la cuenca de México y que sobreyacen a los elementos del Cretácico y subyacen a los depósitos de La Malinche.

4.1 Litología

La información de las unidades litológicas se obtuvo del atlas geológico de MOOSER y colaboradores (1996) (Figura 4.1). Las formaciones y unidades litológicas del volcán son las siguientes:

Formación Orizaba. Forma parte de las Formaciones Marinas del Cretácico Inferior, en éstas se formaron gruesos estratos de roca sedimentaria bajo distintos ambientes. La formación está compuesta por calizas de tipo fosilífera, que se originaron en un ambiente de plataforma marina somera. Los espesores son del orden de 1,000 a 1,500 m, que fueron plegados y deformados por movimientos tectónicos del Eoceno Inferior. La Formación Orizaba sobreyace a las rocas sedimentarias Tecmansuchil y Atzompa; subyace a las rocas marinas del Cretácico Superior. La edad de las rocas es de más de 95 millones de años. Los afloramientos principales se encuentran cercanos a las localidades de Tecruz (cercano a los volcanes El Pinal y El Tintero) y La Calera en el Estado de Puebla. Las rocas de la Formación Orizaba se encuentran cubiertas generalmente, por depósitos volcánicos posteriores a su formación. Ocupan una superficie de 226 m².

Depósitos Lacustres del Plioceno. Son sedimentos que se encuentran bajo los elementos que formaron el volcán La Malinche, se caracterizan por estar cubiertos de gruesas capas de cenizas. Los depósitos lacustres sobreyacen a rocas volcánicas del Plioceno, así como a los depósitos de la Formación Tarango y subyacen a los elementos volcánicos del Cuaternario. Los depósitos se formaron por el cierre de una cuenca (Mooser *et al.*, 1996). Tienen una edad de más de 2 millones

de años. Afloran con amplitud en los extremos noroeste y noreste del área de estudio, en la ciudad de Tlaxcala y sus alrededores, así como en las cercanías a la ciudad de Huamantla. Un rasgo distintivo de estos sedimentos es de que se encuentran desplazados en la vertical por movimiento tectónicos (fallas) y afloran en una superficie de 17 km².

Formación Tarango. Está formada por gruesos depósitos de flujos piroclásticos, pómez, depósitos de origen fluvial y paleosuelos. Los depósitos de esta formación se originan por actividades explosivas violentas asociadas a los grandes volcanes del SVT, debido a esto, los espesores son variables y están en función de los centros eruptivos que los han originado. La Formación Tarango sobreyace a los depósitos lacustres pliocénicos, así como a elementos de la Formación Orizaba, subyace en algunos casos a rocas volcánicas del Cuaternario aunque los depósitos piroclásticos de la última fase eruptiva de la Malinche se consideran parte de la formación. La edad para los depósitos de la formación son variables, pero no sobrepasan los 2 millones de años. Los elementos de la formación Tarango construyeron el piedemonte del volcán La Malinche, cubren gran parte de la superficie del volcán 989 km².

Rocas volcánicas del Pleistoceno. Son aparatos volcánicos jóvenes con sus respectivos productos que pudieron haberse originado a fines del Plioceno y principios de Cuaternario, las rocas son basaltos, andesitas y rocas más ácidas; sobreyacen a los depósitos lacustres del Plioceno, asimismo subyacen a los depósitos volcánicos recientes del volcán La Malinche y a rocas volcánicas del Pleistoceno. La edad para las rocas es de 0.6 millones de años. Los elementos del Holoceno afloran en el extremo oriental del área de estudio (en el extremo noroccidental de la ciudad de Puebla), tienen una extensión de 9 km².

Rocas volcánicas del Holoceno. Corresponden a los elementos volcánicos más recientes del área de estudio, son rocas de composición basáltica y de andesita aunque se presentan algunas con mayor acidez como la riolita y dacita. De acuerdo con MOOSER y colaboradores (*op. cit.*) corresponden a elementos producto del volcanismo del Grupo Chichinautzin, el cual se caracteriza por la formación de numerosos conos volcánicos monogenéticos (volcanes piroclásticos), y que indican los últimos indicios de actividad volcánica reciente en el SVT. Las rocas del Holoceno tienen una edad de 0.01 millones de años, cubren a los depósitos de la Formación Tarango y a rocas volcánicas del Pleistoceno. Las rocas volcánicas del Holoceno afloran al norte y sur del área de estudio en una extensión de 49 km².

Tobas en depósito de flancos. Esta unidad no está del todo definida en el trabajo de MOOSER y colaboradores (1996), corresponde a depósitos volcánicos (principalmente cenizas) que se acumularon en los flancos de los volcanes del Plio-Pleistocénicos, también cubren a elementos más antiguos como son los depósitos lacustres del Plioceno. El origen de los depósitos se asocia a la formación de los volcanes cuaternarios; abarcan un área de 19 km². Contemporáneo a las tobas en depósitos de flancos, son algunos sedimentos aluviales que han sido diferenciados por su edad con respecto a los más recientes (del Holoceno principalmente), se encuentran extendidos en 64 m² y no afloran de manera continua en el área de estudio.

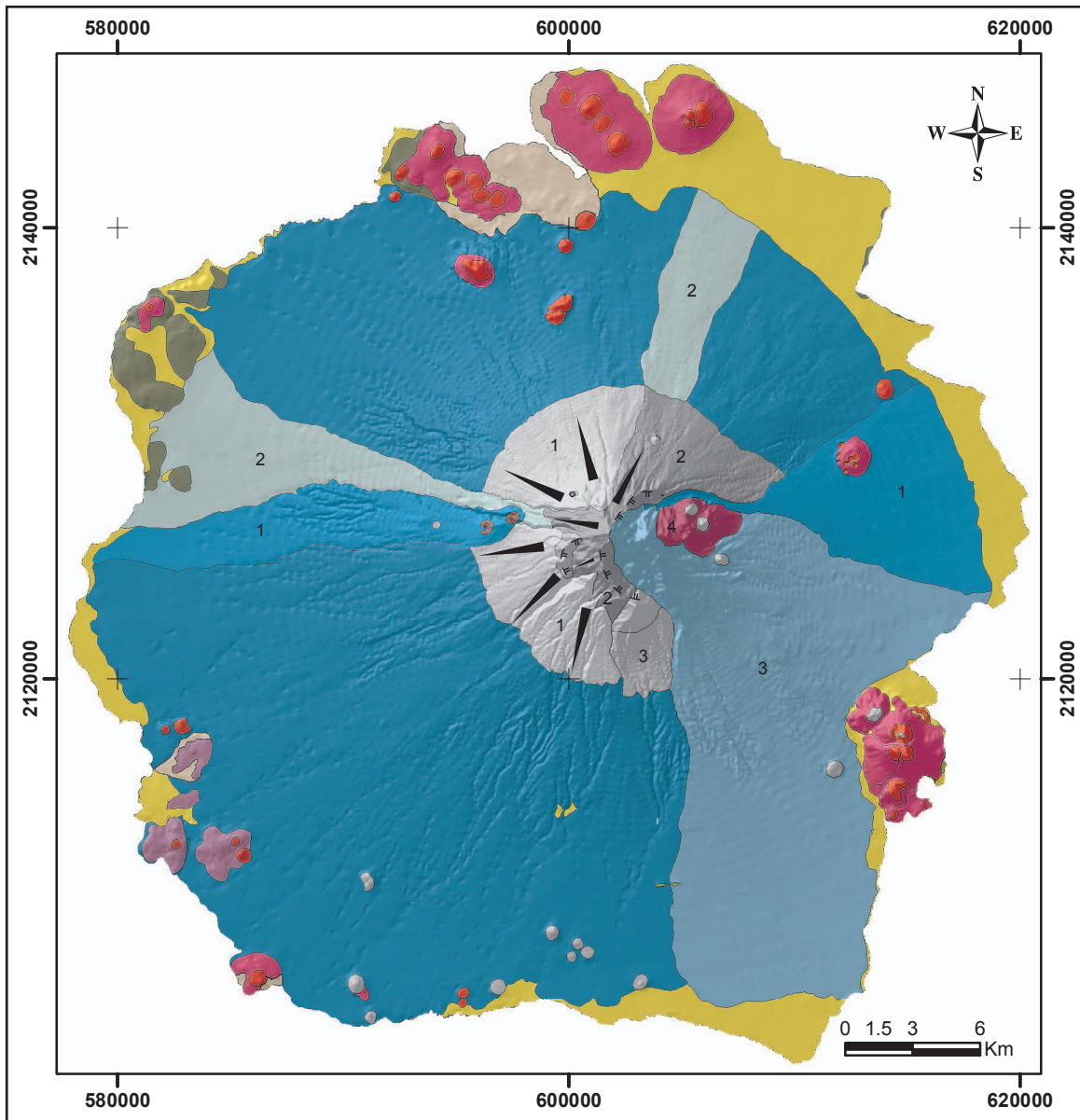
Depósitos aluviales del Cuaternario. Son los materiales geológicos más recientes, se trata de extensos depósitos aluviales que se asocian a la erosión de rocas y depósitos volcánicos; tienen un espesor máximo de 300 m. Los depósitos sepultan, en algunos casos, a las unidades litológicas descritas con anterioridad. En el área de estudio los depósitos aluviales afloran en las partes bajas del volcán La Malinche y cercano a los volcanes cuaternarios. Ocupan un área de 120 km².

Las unidades descritas con anterioridad están representadas en la Figura 4.1. En el mapa se observa que La Malinche sepulta un sustrato de origen sedimentario (rocas del Cretácico), también se ha documentado la presencia de rocas volcánicas del Oligoceno (HILGER, 1973) cercanas al volcán. La formación de la estructura de La Malinche se inicia posiblemente a finales del Plioceno y alcanza su máximo en el Cuaternario entre el Pleistoceno y el Holoceno (MOOSER *et al.*, 1996). Se ha reconocido al menos una destrucción del volcán que corresponde al volcán << Malitzin Antiguo >>, sobre éste se emplazó otro volcán <<Malitzin>> (ver Figura 4.1); también se tienen dos indicios de colapso que se expresan en el relieve a través de laderas escarpadas, se encuentran expuestas al oriente, el primero denominado <<Tlaxcala>>, formó sobre el primer edificio y el último reconocido como <<Malinche>>, se formó sobre la estructura más reciente.

Un rasgo distintivo del volcán La Malinche es la formación de su extenso piedemonte, compuesto por los materiales de la Formación Tarango; esta formación geológica ha sido cuestionada e incluso se ha propuesto su desaparición, ya que los depósitos volcánicos que la conforman, pueden ser asociados a sus respectivos centros eruptivos (VÁZQUEZ y JAIMES, 1989). En La Malinche, los elementos de la Formación Tarango están directamente relacionados con la historia eruptiva del volcán.

En La Malinche se han identificado distintas unidades y complejos volcánicos que se formaron en el Cuaternario, el más joven de todos corresponde al complejo Filotepec. La última fase del volcanismo se asocia al denominado Grupo Chichinautzin (FRIES, 1956); éste dio lugar a la construcción de pequeños volcanes monogenéticos con materiales principalmente basálticos, que afloran en el norte y sur del edificio de La Malinche.

Figura 4.1 Mapa geológico del volcán La Malinche



Simbología

Lavas básicas e intermedias del tipo fenobasalto	Aluvión	
MALINCHE	TARANGO	
4 Complejo Filotepec	Abanicos volcánicos	Depósitos aluviales antiguos
Colapso Malinche *	1 Flujos piroclásticos	Tobas en depósitos de flancos
3 Domo Cuaziotonale	2 Tobas	Vulcanitas intermedias y básicas
2 Volcán Malitzin	3 Pómez	
1 Volcán Antiguo Malitzin		Depósitos lacustres en cuencas extensas con una gruesa cubierta de cenizas
Colapso Tlaxcala *		

* Los colapsos solamente se mencionan en la leyenda principal del atlas de Mooser y colaboradores.

Calizas de la Formación Orizaba

Edificios volcánicos del Cuaternario	Símbolos complementarios
Cono	Volcán
Domo	Evidencia de colapso
Cono de lava intermedia y básica	
Conos del volcán La Malinche	
Domos del volcán La Malinche	

Fuente: Mooser et al., 1996

4.2 Estratigrafía

Las unidades litológicas descritas con anterioridad dan una idea de la estratigrafía general en el área de estudio. Para tener una información más detallada de las secuencias estratigráficas del volcán se consultó la obra de CASTRO (1999); en ésta se reconstruye la historia eruptiva reciente del volcán (Cuaternario) con base en la correlación de columnas estratigráficas.

En La Malinche se han registrado más de 14 erupciones desde hace 40,000 años, con base en el análisis geoquímico y por las características de los materiales expulsados, se conoce la mecánica y el tipo de erupción. Se han identificado depósitos volcánicos de pómez y cenizas que son holocénicas (Figura 4.2), que ponen en evidencia la juventud que tiene el volcán, en términos geológicos (CASTRO, 1999).

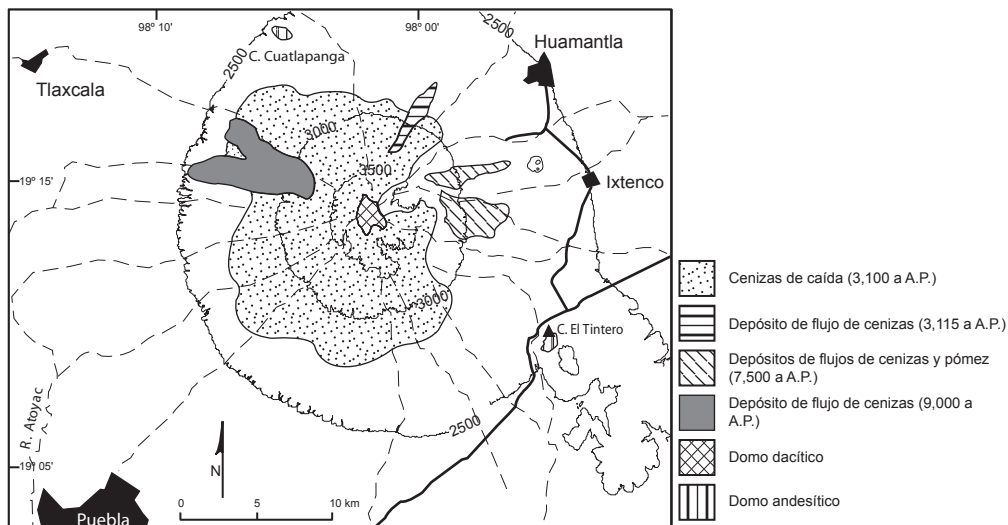


Figura 4.2 Obsérvense los depósitos volcánicos holocénicos del volcán La Malinche, la última actividad registrada ocurrió hace más de 4,000 años, sin embargo, existen eventos previos que también se consideran recientes desde el punto de vista de la volcanología. (Tomado de CASTRO, 1999).

Las principales etapas eruptivas en La Malinche, de acuerdo con CASTRO (1999) son las siguientes:

1. *Primera fase eruptiva.* Es de aproximadamente 39,000 años, los depósitos volcánicos que se reconocen son flujos piroclásticos.
2. *Segunda fase eruptiva.* Ocurrió hace 39,000 a 21,500 años, se depositó la Pómez Huamantla y la Pómez Zaragoza.
3. *Tercera fase eruptiva.* Data de menos de 21,000 años, la Pómez Huamantla se reconoce como el depósito representativo.

4. *Cuarta fase eruptiva.* Ocurrió hace $1,260 \pm 165$ y $8,645 \pm 380$, corresponde al último evento, culmina hace 3,100 años, en esta fase se deposita la Pómez Malinche II.

En la Tabla 4.1 se representan las etapas eruptivas, el depósito tipo del evento y la edad con base en los fechamientos. En la información proporcionada por CASTRO (*op. cit.*), se infiere que el tipo de actividad volcánica que ha predominado ha sido la explosiva, lo que ha dado lugar a la acumulación de gruesos depósitos piroclásticos. La presencia de lava solo es visible en la cima del volcán, donde se encuentran emplazados domos de dacita.

Tabla 4.1 Se representan los eventos eruptivos del volcán La Malinche en los últimos 40,000 años. Nótese que las cuatro etapas eruptivas se caracterizan por tener varios eventos entre los que destacan la presencia de pómez y cenizas. Tomado de CASTRO (1999).

etapa	N	eventos reconocidos a través de sus depósitos	fechamientos ^{14}C (años antes del presente)	estimación de edad aproximada
Etapa 4 (1200 a 3100)	14	Flujo de cenizas	3115 ± 55	3100
	14	Caída de cenizas	$2140 +145/ -140, 3005 \pm 75, 3280 \pm 65, 3450 \pm 100, 7650 \pm 70$	3100
	13	Flujos de cenizas y pómez	$7455 +65/-60$ $7690 \pm 100^*, 7405 \pm 145^*$	7500
	12	Flujo de cenizas	$8645 +430/-405, 9030 \pm 85$	9000
	11	Flujo de bloques y cenizas		
	10	Flujo de cenizas		
	10	Pómez Malinche II	$< 1260 \pm 65+, >8645 +430/-405$	$< 1200 - >9000$
Etapa 3 (21500 a 12000)	9	Lahares y flujos de cenizas		
	9	Pómez Malinche I	$2140 +940/-840$	21500
Etapa 2 (>39000 a 21500)	8	Flujos de cenizas		
	7	Flujos de bloques y cenizas		
	6	Pómez Zaragoza		
	5	Flujo de cenizas		
	4	Flujo de bloques y cenizas	$38885 \pm 1200^*$	39000
	3	Flujos de cenizas		
Etapa 1 (> 39000)	3	Pómez Huamantla		
	2	Flujo de cenizas		
	1	Flujo de bloques y cenizas		

Los depósitos observados en el volcán son evidencias de la mecánica eruptiva, de acuerdo con CASTRO (*op. cit.*) la actividad eruptiva y su mecánica se explican de la manera siguiente:

Flujos de bloques y cenizas (erupciones 1,4,7). Se trata de los depósitos asociados al colapso de un domo existente en el volcán, por las características que presentan se piensa que la actividad pudo haber sido de tipo peleana. Uno de los flujos de bloques y cenizas (erupción 4) muestra evidencias de alteración sobre las rocas, indica que pudieron originarse por la destrucción del domo, debido a una actividad del tipo Mt. Peleé con formación de oleadas piroclásticas. Las causas se atribuyen a la actividad hidrotermal. Otro de los flujos (erupción 11) se debió al colapso de un domo, de manera explosiva, con un evento de tipo peleano.

Flujos piroclásticos de cenizas (erupciones 2,5,8 y 12). Los depósitos son similares al colapso de una columna pliniana, no obstante, las causas se deben a un mecanismo freato-magmático.

Caída de pómez (erupciones 3,8,9 y 10). Estas se debieron a la actividad magmática explosiva que estuvo en contacto con el agua, lo que produjo la fragmentación de los materiales.

Flujos de cenizas y pómez (erupción 13). Éstos son de 7,500 años A. P., los depósitos se relacionan con el colapso de una columna.

Caída de cenizas (erupción 14). Ocurrió hace 3,100 años A. P. Se deben al contacto del agua con un magma ascendente.

Los principales eventos eruptivos del volcán se presentan por CASTRO (*op. cit.*) en una columna estratigráfica ideal, en ésta se reconocen las distintas secuencias eruptivas, así como el tipo de depósitos que las caracterizan y su espesor (Figura 4.3). El reconocimiento de los eventos eruptivos más recientes, permite establecer la edad del relieve volcánico, ya que éste es resultado de la acumulación continua de materiales. De la información desprendida de columna estratigráfica, cuando es posible, se asignan las edades relativas de las unidades morfogenéticas ya la génesis es de tipo volcánico-acumulativa.

Si los eventos y su mecánica eruptiva son correctos, se explica, en parte, la compleja morfología que presenta el volcán en la superficie montañosa. Las laderas altas presentan numerosos cortes en los cuales se han formado profundos valles o cañadas, probablemente se trate de evidencias de colapsos, para demostrarlo es necesario un levantamiento geológico detallado del volcán.

El estudio de CASTRO (1999) se basa en algunas de las observaciones de HEINE y HEIDE-WEISE (1973), quienes levantaron una serie de perfiles alrededor del volcán, reconocen que los elementos más antiguos son de 39,000 años y corresponden a depósitos de tobas en el volcán, también fechan una capa de pómez de menos de 12,000 años, se encontró un suelo fósil que denominan *fBo*, el cual está relacionado con los períodos de aparente calma en el volcanismo. A partir del suelo *fBo* se han podido correlacionar los eventos volcánicos entre la región de La Malinche, la cuenca de Puebla y la Sierra Nevada.

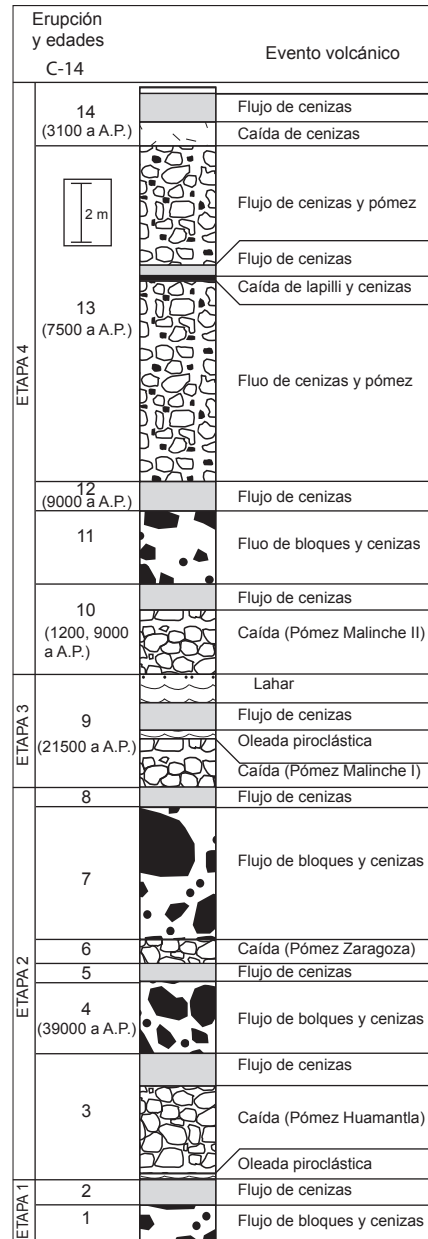


Figura 4.3 Columna estratigráfica ideal para los depósitos volcánicos de La Malinche. Los depósitos con mayor espesor, corresponden a la caída y flujo de cenizas y pómez (Tomado de CASTRO, 1999).

En el trabajo de HEINE y HEIDE-WEISE (1973) se reconocen detritos de morrena, se han inferido al menos tres avances de glaciación en el volcán, los depósitos no afloran en superficie, se encuentran sepultados por depósitos volcanoclásticos más recientes. El análisis sobre glaciación y periglaciación se tratará en el capítulo del mapeo morfogenético.

4.3 Tectónica Regional

El Sistema Volcánico Transversal (SVT) es una provincia geológica de origen ígneo, que se extiende desde el Estado de Nayarit hasta el Estado de Veracruz (Figura 4.4), con una dirección este-oeste (DEMANT y ROBIN, 1975). De acuerdo con LUGO (1991) el SVT <<...consiste en una serie de planicies escalonadas, desmembradas por volcanes aislados, pequeños grupos de volcanes y grandes cadenas montañosas volcánicas... >>, de tal forma, que la litología que predomina es de rocas volcánicas ácidas, intermedias y básicas, depósitos piroclásticos, y sedimentos aluviales y lacustres. Las formas del relieve del SVT son resultado de una intensa actividad tectónica relacionada con el movimiento de las placas de Cocos, Norteamericana, Rivera y del Pacífico.

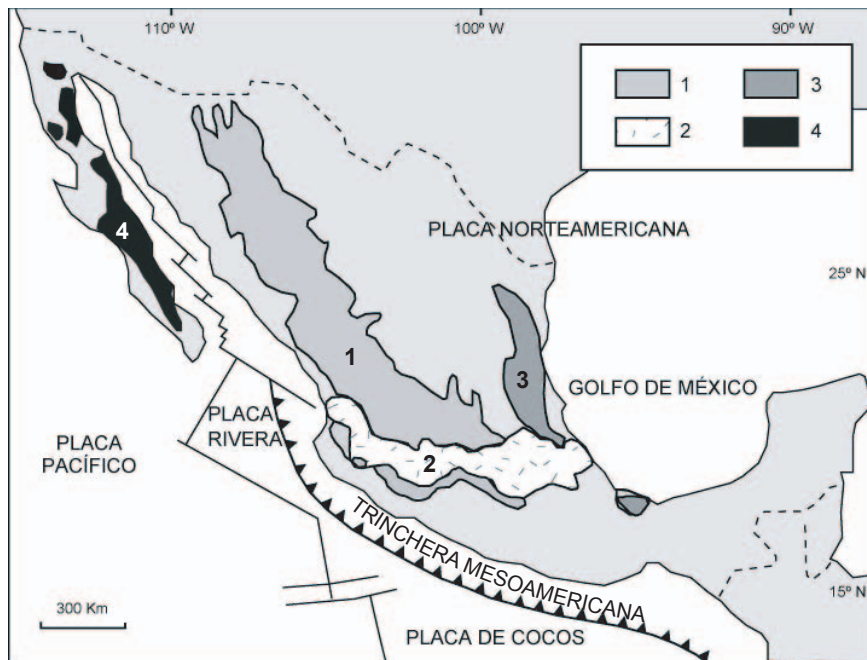


Figura 4.4 En la figura 1.- Sierra Madre Occidental, 2.- Sistema Volcánico Transversal, 3.- Sierra Madre Oriental y 4.- Provincia de Baja California. Obsérvese la oblicuidad del SVT con respecto a la Trincheira Mesoamericana. (Tomada y modificada de MORÁN-ZENTENO *et al.*, 1999)

El SVT de acuerdo con FERRARI y colaboradores (1994), se divide en los sectores siguientes:

1. *El sector occidental.* En éste las fosas tectónicas o *rifts* de Tepic- Zacoalco, Colima y Chapala, con direcciones de fallas NO-SE, N-S y E-O respectivamente, forman una triple unión (*triple junction*) las cuales corresponden al límite del denominado bloque Jalisco.
2. *El sector central.* Corresponde a todo el sector contiguo al bloque Jalisco y se extiende hasta las elevaciones que forman parte de la Cuenca de México, las fallas principales se orientan al NO y NNO.
3. *El sector oriental.* Se extiende desde las elevaciones montañosas del oriente de la cuenca de México hasta el Golfo de México. La orientación de las fallas principales es NW y NNW, en esta porción se presentan numerosos alineamientos volcánicos, que indican zonas de debilidad cortical.

Existen numerosas propuestas para explicar el origen del SVT (por ejemplo: DEMANT y ROBIN, 1975; DEMANT, 1982; PASQUARÈ *et al.*, 1987; MORÁN-ZENTENO *et al.*, 1999; FERRARI *et al.*, 1994 entre otros). Sin embargo, no se ha llegado a un consenso general sobre un modelo que explique, convincentemente la orientación E-W del SVT y su oblicuidad con respecto a la trinchera Mesoamericana, así como su origen.

En la presente investigación se consideró la propuesta de FERRARI (2004) para explicar, la formación del SVT. En el modelo propuesto, el SVT está ligado a la subducción de la antigua placa Farallón, en el sector noroccidental de México, se piensa que esta placa tuvo una separación de bloque (*slab detachment*) lo cual dio como resultado un desprendimiento de la placa que se desplazó hacia el sur, donde la tectónica era aún activa. La placa se desprendió antes de que se diera la subducción en Baja California hace más de 12.5 Ma, y ocurrió hace ~1 Ma.

El argumento que sustenta la hipótesis del desprendimiento de un bloque de la placa, es la presencia de un volcanismo máfico que se observa en la sector central del SVT (FERRARI, 2004), las lavas se emplazan con una tendencia al este y migran desde el Golfo de California hasta el Golfo de México, las lavas más antiguas se encuentran en el sector occidental del SVT. El volcanismo máfico se explica por el ascenso de magma a través de la ruptura de la placa que subduce, la ruptura va dejando su rastro por medio del volcanismo, el cual se expresa en superficie por flujos de lava que se diferencian en edades (FERRARI, 2004).

4.4 Tectónica local

De acuerdo con MOOSER y colaboradores (1996) el origen de La Malinche está ligado a la tectónica de las denominadas Sierras Mayores (Zinacantanépetl, Sierra de Las Cruces y Sierra Nevada), la Malinche por su relación tectónica es considerada como una de estas sierras. La tectónica del volcán se explica a través de arcos y fallas de carácter regional, que fueron cambiando de posición según la dinámica de los esfuerzos tectónicos en la Placa Pacífica (MOOSER *et al.*, 1996).

La tectónica en La Malinche se explica por los arcos y fallamientos siguientes:

Arco volcánico Tarasco. Éste se expresa con fractura y fallas con dirección Oeste-Este, que tienen su máxima expresión en la zona del Lago de Cuitzeo, el rumbo de estas fallas cambia después de la Fosa de Acambay hacia el oriente, donde tienen una dirección NO-SE, los fracturamientos con dirección NO-SE culminan en la zona del volcán La Malinche. Las fracturas del Arco Tarasco determinan, en gran medida, la presencia del volcanismo desde el Plioceno Superior hasta el Cuaternario medio (MOOSER *et al.*, 1996).

Fracturamientos al NNE. Corresponde a fallas y fracturas de edad Plio-Pleistocénicas que tienen una dirección NNE, su origen no está del todo explicado pero pueden considerarse como elementos que tienen el mismo comportamiento que el sistema de fallas Taxco-Querétaro reconocidas por FERRARI (1994) y DE CSERNA y colaboradores (1988). Para PASQUARÈ y colaboradores (1987) pertenecen al sistema de fallas Querétaro. Las fracturas tienen dirección N-S y están cubiertas por depósitos volcánicos recientes (PASQUARÈ *et al.*, 1987), por lo tanto, no es fácil identificarlas en superficie. De acuerdo con MOOSER y colaboradores (1996), estas fallas controlan tectónicamente al volcán La Malinche (Figura 4.5).

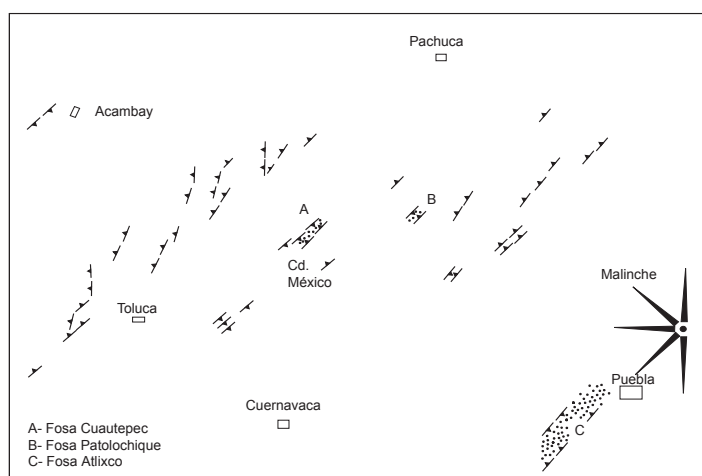


Figura 4.5 Se observan las principales fracturas con dirección NNE, la Malinche está afectada posiblemente por la denominada <<Fosa Atlixco>> (Tomado de MOOSER *et al.*, 1996).

Arco volcánico Chichinautzin. Controla la tectónica del sur de las cuencas de Toluca, México y Puebla (MOOSER *et al.*, 1996), se compone de tres fosas (Figura 4.6) que son:

1. La Fosa de la Cd. de México
2. Fosa Tlalli – Sta. Catarina
3. Fosa Chichinautzin – Izta – Malinche

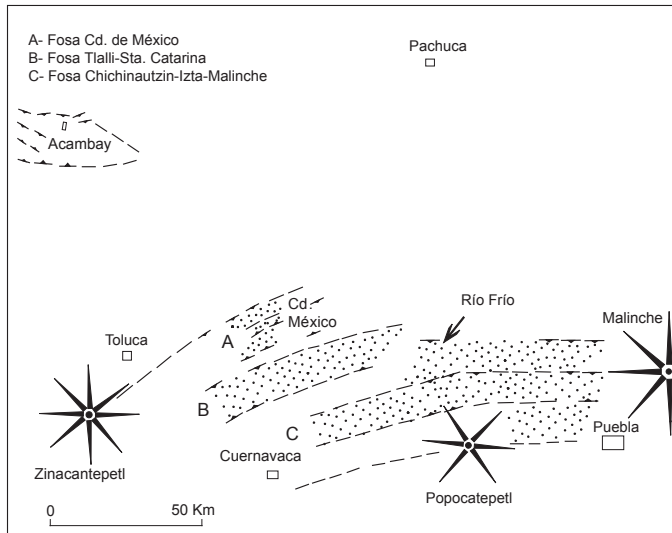


Figura 4.6 El Arco volcánico Chichinautzin afecta a la estructura de La Malinche por las fosas tectónicas B y C, éstas controlan hoy en día a las estructuras volcánicas (Tomado de MOOSER *et al.*, 1996).

La formación de este arco tectónico comenzó en el Cuaternario Inferior (*ibidem*) y corresponde al último reconocido hoy en día. La fosa en la cual se localiza La Malinche se relaciona con la alineación de los elementos volcánicos de la Sierra de Chichinautzin e Iztaccíhuatl y controla tectónicamente a las sierras de Zinacantepetl, Popocatepetl, Iztaccíhuatl y La Malinche.

De acuerdo con MOOSER y colaboradores (*op. cit.*) existen fracturamientos con forma definida en <<Z>>, y se localizan en la base de la llamadas Sierras Mayores, su origen se asocia a los alineamientos que se presentan en el Arco Tarasco (los de dirección NO–SE) que parten de la Fosa de Acambay. Los fracturamientos no se expresan en la superficie de las Sierras Mayores, sin embargo, el alineamiento de éstas corresponde a pequeñas fosas tectónicas que dieron lugar a la formación de volcanes que se emplazaron y formaron macizos montañosos que tienen una dirección NNO-SSE, tal es el caso de las sierras de Las Cruces y Nevada (Figura 4.7). La Malinche corresponde a la última zona de debilidad, donde se emplazó una estructura volcánica relacionada con los esfuerzos tectónicos del Arco Tarasco.

MOOSER y colaboradores (*op. cit.*), consideran que <<...algunos volcanes fueron controlados en un tiempo por fracturamientos dirigidos al NNE; otros volcanes en otro tiempo, por fracturamientos al ESE>>, de acuerdo con los argumentos expuestos, el volcán La Malinche ha estado controlado por la tectónica del Arco Tarasco y por el sistema de fallas NNE-SSO. En la última fase tectónica se construyó el Arco volcánico Chichinautzin, el cual dio lugar a la formación de la Sierra de Chichinautzin y que consta de una serie de volcanes monogenéticos alineados de E-O; este arco se termina en la zona de La Malinche.

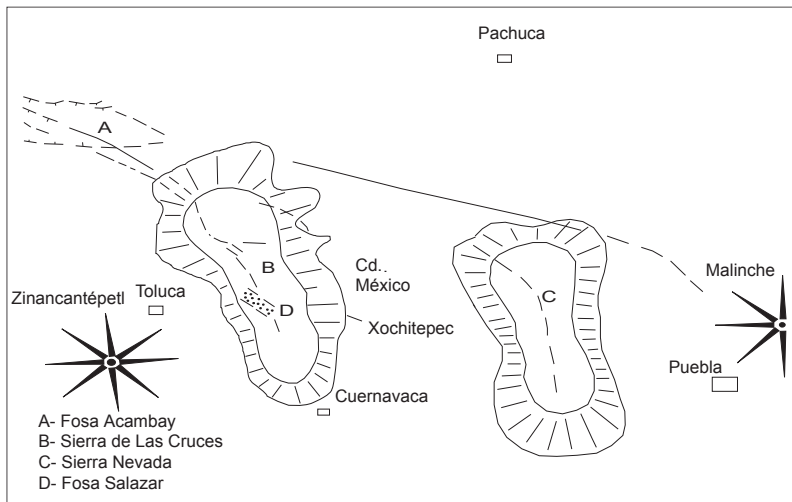


Figura 4.7 Se observan las fracturas de la Fosa de Acambay (E-O) que cambian de dirección (NNO-SSE) y construyen las sierras de Las Cruces y Nevada, para La Malinche, se observa que se asocia posiblemente a la fosa con fracturas O-E (Tomado de MOOSER *et al.*, 1996).

Con la finalidad de obtener información detallada de la tectónica en el área de estudio, se elaboró un mapa de alineamientos (Figura 4.8), para ello se utilizó un modelo sombreado del terreno (proveniente del MDT) y el mapa de los escurrimientos del volcán. Los alineamientos se elaboran a partir de rasgos lineales que se observan en una superficie determinada (como pueden ser laderas o escarpes), el parámetro principal es el análisis del curso de los ríos. Es bien conocido, que éstos siguen líneas de falla o indican zonas de debilidad en el terreno.

Las corrientes fluviales que siguen fracturas que en el terreno se observan por un seguimiento rectilíneo, aunque se encuentren truncadas por algunas estructuras, también se infiere la presencia de la actividad tectónica cuando la dirección del curso de los ríos presenta cambios bruscos de dirección (generalmente son de 90°). Otro criterio fue la alineación de conos volcánicos en una dirección, se sabe que cuando siguen direcciones, denotan la presencia de zonas de debilidad cortical.

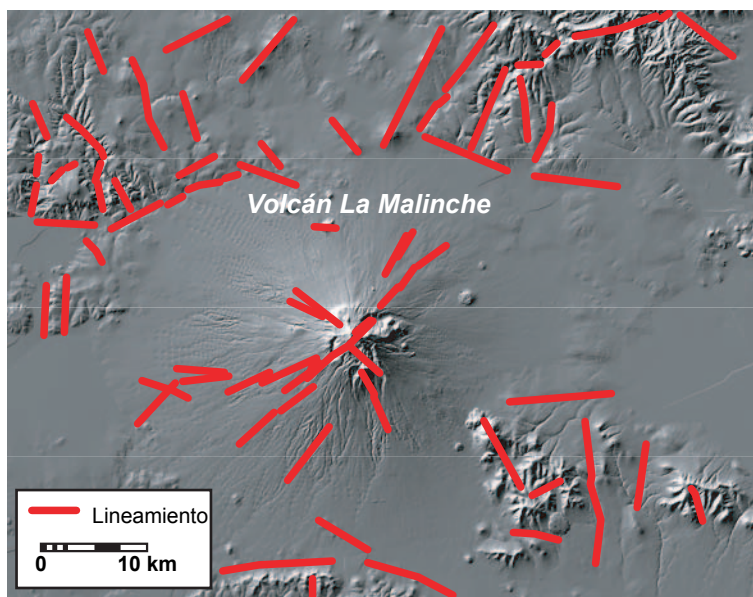


Figura 4.8 En el modelo sombreado se observan los alineamientos principales, la Malinche se encuentra en una aparente fosa tectónica y dominan los lineamientos al NE, E y algunos al NO.

Para observar la dirección principal de los alineamientos se elaboró una rosa de fracturas en la cual se representó en el eje x , la orientación, y en el de y , el número de fracturas (Figura 4.9). De acuerdo con los alineamientos inferidos (ver Figura 4.8). Se observa que La Malinche se emplazó posiblemente sobre una fosa tectónica con orientación oeste-este, estas líneas se encuentran cercanas a las elevaciones montañosas del Bloque Tlaxcala (HILGER, 1973) y a las montañas del Oligoceno localizadas al sur del volcán, lo cual sugiere que podría tratarse de los pilares tectónicos.

Otros alineamientos que posiblemente controlan la estructuras son aquellos que tienen dirección al noreste, los cuales pueden ser parte de los que identificaron MOOSER y colaboradores (*op. cit.*) y posiblemente están relacionados con los colapsos identificados en el edificio. También se presentan numerosas fracturas orientadas al NO, éstas predominan sobre el Bloque Tlaxcala y posiblemente se asocien a la formación del conjunto volcánico de El Pinal y El Tintero (al SE del volcán).

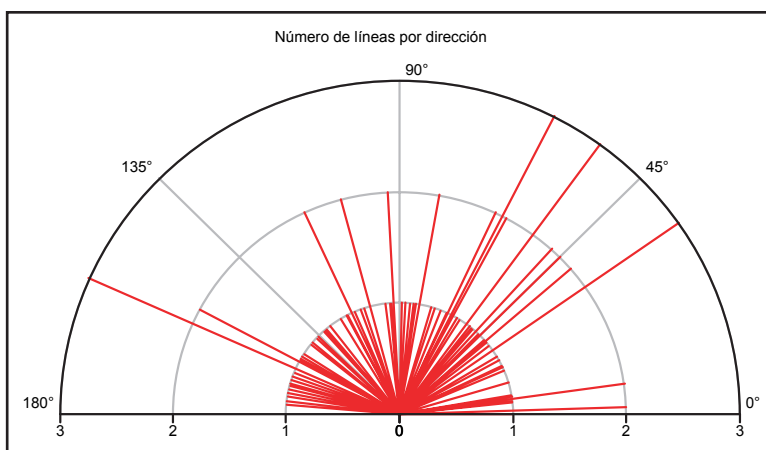


Figura 4.9 Rosa de fracturas en la zona de La Malinche, se observa fracturas con orientación NE-SO.

V GEOMORFOLOGÍA

5.1 Metodología para el mapeo de las unidades morfogenéticas del volcán La Malinche

Los principios metodológicos seguidos en la investigación se basan en métodos cartográficos (Capítulo II). La metodología para la obtención de las unidades morfogenéticas constó de las fases y pasos siguientes:

Fase de recopilación

1. Se recopilaron los estudios geológicos del volcán La Malinche con el objetivo de conseguir información sobre la litología, cronología y edad de las formas (Mooser *et al.*, 1996; Castro, 1999).
2. Se consultaron y revisaron las obras sobre la geomorfología del volcán, los estudios geomorfológicos están dirigidos al estudio paleoambiental y del relieve glacial y periglacial del volcán (HEINE, 1988; 1994).
3. Fueron adquiridas las cartas topográficas del INEGI a escala 1:50,000, de las hojas Tlaxcala, Huamantla, Puebla y Tepatlaxco en formato digital.
4. Se adquirieron las fotografías aéreas de los años 1994 y 1995, que cubren el área del volcán La Malinche, a escala 1:75,000 (zonas E14-2 y E14-3).

Fase de análisis, procesamiento e integración de los datos y de la información

Una vez adquiridas las fuentes de información se procedió al análisis y procesamiento de los datos, en esta fase se llevaron a cabo cuatro pasos metodológicos, los cuales se interconectan dentro en el entorno del SIG, éstos son:

1. La delimitación y mapeo de las formas del relieve
2. El trabajo de campo
3. Procesamiento de la información en el SIG
4. Integración de la información geológico-geomorfológica

El mapeo de las formas del relieve. Este se realizó a través de la fotointerpretación, se siguieron los pasos que propone STONE (en VAN ZUIDAM Y CANCELADO, 1985) para la interpretación

geomorfológica. El primero consistió en el trazo sobre las fotografías aéreas, de las corrientes fluviales, las cuales en conjunto integran el patrón de drenaje, éste permite identificar cambios litológicos, estructurales, de la pendiente en el terreno (en la mayoría de los casos) y la expresión en superficie de los procesos tectónicos (fallas o alineamientos). En el relieve volcánico el curso de los ríos permite diferenciar los edificios, así como los productos asociados a éstos, de esta forma, si existen estructuras como domos o conos, el patrón de los ríos permite delimitarlas, en las zonas donde predomina la acumulación de los piroclastos, como es el caso del piedemonte, los ríos forman barrancos paralelos.

El segundo paso consistió en la delimitación de las principales formas del relieve por su morfología, en éste se identificaron las estructuras que muestran un patrón de drenaje similar, lo que indica la superficie de la estructura. Se consideró también la homogeneidad en cuanto a la morfología, el tono, la textura, la forma y el tamaño. En la interpretación del relieve volcánico se consideró que: a) las estructuras volcánicas tienen, en muchos de los casos, productos asociados (como depósitos piroclásticos o lavas) que son desde el punto de vista geomorfológico y geológico parte de la misma estructura, por lo tanto, se incluyen en la unidad; b) los productos asociados a una estructura pueden estar sepultados por materiales ajenos a éste, aunque estos últimos tienen expresión en el relieve, por lo tanto deben ser diferenciados. Con base en los criterios descritos, se realizó la primera delimitación de las estructuras en el volcán.

El tercer paso consistió en el análisis de la litología y de las estructuras, la textura fue el criterio principal. Se diferenciaron las áreas siguientes: las estructuras montañosas compuestas de lava (macizos), las elevaciones menores compuestas principalmente por conos, las superficies de acumulación volcánica (piedemonte volcánico), las estructuras que presentan indicios de una intensa erosión fluvial, como son cañadas y barrancos, las estructuras sepultadas parcial y totalmente (como son volcanes o profusos derrames de lava), las planicies y abanicos (aluviales y volcánicos).

El cuarto paso fue la delimitación de las unidades morfogenéticas preliminares. La primer etapa consistió en la clasificación del relieve de acuerdo con su *tipo* en: montaña, piedemonte, lomerío, laderas de barranco y planicie; cada tipo es en si una estructura. En el relieve montañoso, piedemonte general del volcán y los lomeríos se hizo, donde era posible, la fragmentación al interior de la estructura con base en criterios de subtipos, rupturas de las pendientes y el arreglo

topográfico (Figura 5.1), las planicies y laderas de barranco no fueron fragmentadas debido a su morfología.

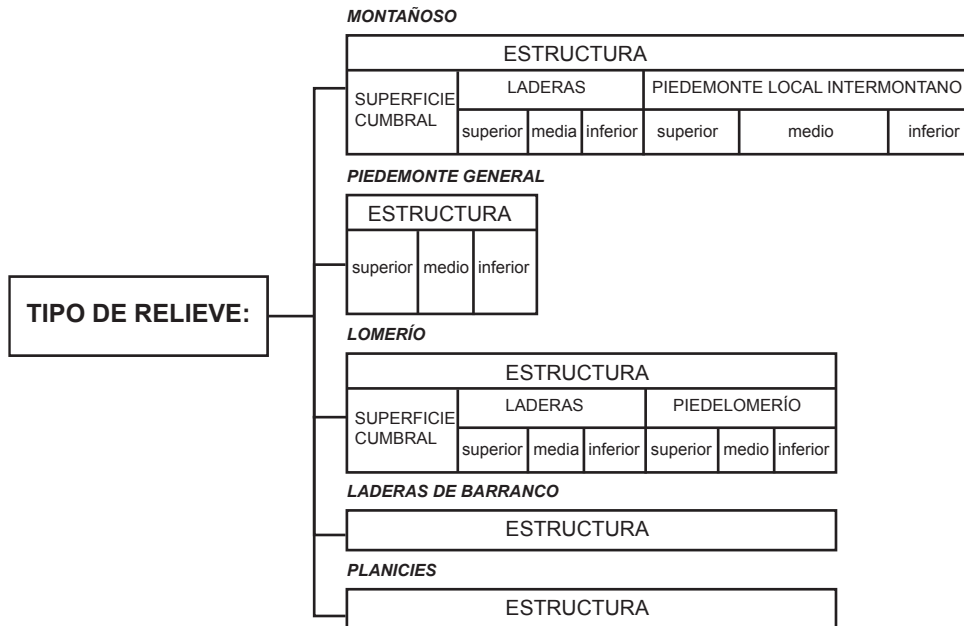


Figura 5.1 Fragmentación de las estructuras del relieve en subtipos con base en la forma y posición topográfica. Las laderas de montaña y los lomeríos son relieves en los cuales se pueden distinguir distintas secciones mientras que el piedemonte solamente se divide en función de la pendiente del terreno y posición topográfica, las laderas de barranco y las planicies son estructuras simples.

Los subtipos delimitados en las estructuras son los siguientes:

1. *Montaña*. Se subdivide en superficie cumbrales, ladera (superior, media e inferior), y piedemonte local intermontano (superior, medio e inferior).
2. *Piedemonte*. Subdividido en superior, medio e inferior.
3. *Lomerío*. Se subdivide en superficie cumbrales, laderas (superior, media e inferior), y piedelomerío (superior, medio e inferior)

El trabajo de campo. El trabajo de campo siguió el orden de reconocimiento, identificación y verificación. El reconocimiento se hizo a la par del proceso de fotointerpretación, fue de manera visual y de recorrido en las grandes unidades estructurales. La etapa de identificación y verificación se llevó a cabo una vez que fueron obtenidas las unidades morfogenéticas preliminares, se corroboraron aquellas unidades en las que existía duda sobre su origen.

Procesamiento de la información en el SIG

Constó de las etapas siguientes:

1. *Almacenamiento y traslado de la información.* La primera tarea fue elaborar el MDT con una resolución de 20 m por píxel, para ello se utilizaron las curvas digitales de las cartas: Tlaxcala, Huamantla, Tepatlaxco y Puebla, a escala 1:50,000; posteriormente se hizo la digitalización del mapa geológico y su almacenamiento en formato *raster* seguido de la georreferenciación de las fotografías áreas interpretadas con un error medio cuadrático (σ) <40 m.
2. *Generación de información.* Del MDT se obtuvieron, a partir de los filtros de diferencial x y y , los mapas de pendientes del terreno, orientación, la geometría de las laderas y el modelo sombreado. El mapa de pendientes se clasificó con base en la propuesta de VAN ZUIDAM (1985). El mapa de orientación se clasificó utilizando los ocho rumbos principales. El mapa de geometría del relieve fue clasificado de la forma siguiente: si el índice <0.5 entonces= cóncavo, si >-0.5 entonces= convexo y dentro del intervalo a 0= recto; en el modelo sombreado se utilizaron los valores dados por el paquete (*software*) a través de un *stretch*.
3. *Integración de la información.* Se realizó el cruce de los mapas de pendientes, orientación, geometría y geología con el mapa de las unidades morfogénicas preliminares, para obtener la información por cada unidad morfogénica, los resultados se almacenaron en la tabla del mapa de las unidades morfogénicas (Tabla 1, Anexo I).

Integración de la información geológica-geomorfológica. La información geológica (MOOSER *et al.*, 1996; CASTRO, 1999) y geomorfológica (Heine: 1973; 1984; 1988; 1994), junto con la interpretación de las formas permitió darle atributos genéticos a las unidades y subunidades geomorfológicas. Se observó, tanto en la fotointerpretación como en el trabajo de campo, el estado actual de las formas del relieve, a partir de ello se evaluó y estableció su estado actual.

Fase de obtención de resultados

Una vez integrada la información en la tabla de los mapas generados junto con el mapa de unidades morfogénicas preliminares, se hizo la compilación de ambos documentos en un sólo mapa que contiene información morfogénica, litológica, morfométrica y cronológica. El siguiente paso fue la clasificación de las unidades morfogénicas, de acuerdo con su jerarquía espacial y de relación dentro de todo el volcán, con base en la génesis y el tipo de relieve; para ello, se utilizó la información contenida en la tabla y la información de las unidades morfogénicas preliminares. Cabe mencionar que algunas unidades poseen un atributo genético similar, sin embargo, difieren

por su localización dentro del volcán, este tipo de unidades fueron ordenadas en la jerarquía de Grupo.

La clasificación se presenta de manera gráfica en la Figura 5.2 y su definición es la siguiente:

1. *Sistema Morfofenético*. Son el conjunto todas las unidades morfofenéticas que constituyen toda la estructura del volcán La Malinche.
2. *Unidades Morfofenéticas*. Son superficies homogéneas en términos de tipo, origen, litología y edad, pueden presentarse de manera continua o discontinua, también pueden ser simples o compuestas, cuando son únicas se componen de una sola estructura; cuando son compuestas tienen más de una estructura que constituyen las denominadas subunidades. Cuando dos o más unidades tienen génesis, forma y edades similares, se integran a nivel de Grupo.
3. *Subunidades morfofenéticas*. Son aquellas que dividen a una unidad, una subunidad tiene las mismas características de tipo, origen, litología y edad. Se caracterizan por ser estructuras bien definidas; las subunidades pueden ser simples o compuestas, cuando es simple la subunidad es una estructura aislada y cuando es compuesta se compone de elementos.
4. *Elementos geomorfológicos*. Estas forman en conjunto subunidades o unidades, se establecen por la expresión superficial de la ruptura de pendiente o posición topográfica (superior, medio e inferior).

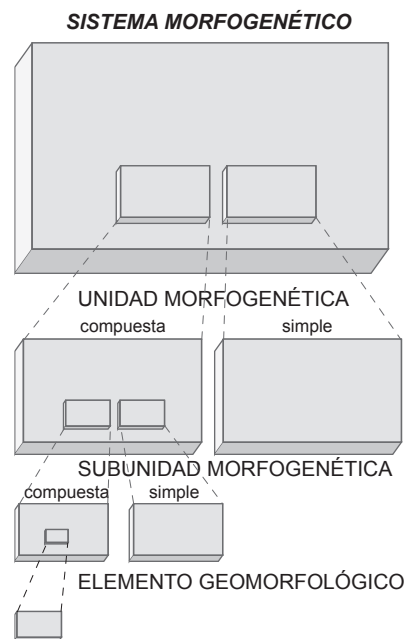


Figura 5.2 Divisiones jerárquicas de tipo y génesis en el volcán La Malinche.

Una vez establecidas la jerarquías dentro del *Sistema Morfogénico*, se elaboró la leyenda y se obtuvo el mapa de unidades morfogénicas del volcán La Malinche, a escala 1:75,000. La metodología aplicada en la investigación, se encuentra sintetizada en la Figura 5.3.

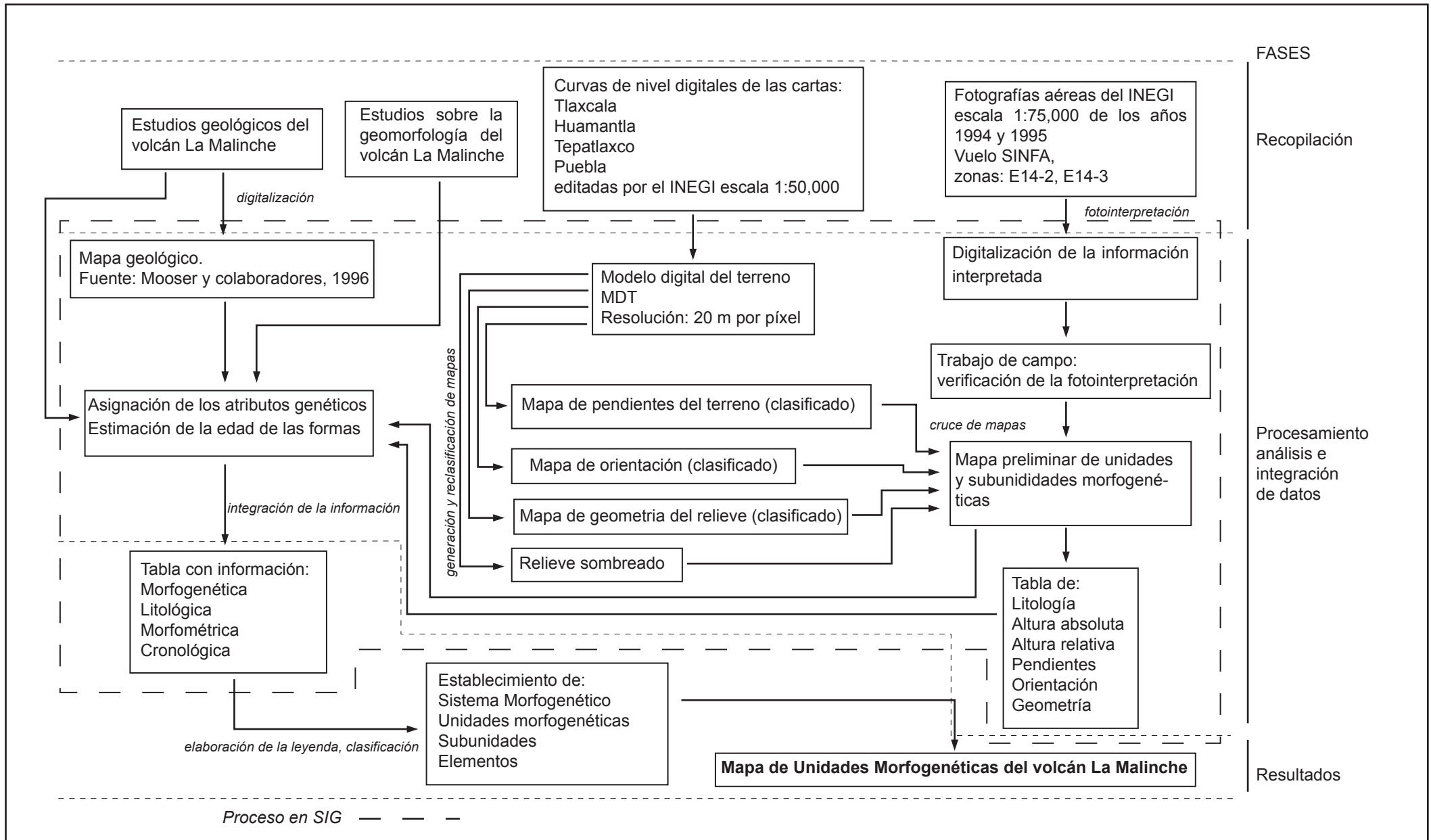


Figura 5.3 Metodología para la obtención de las unidades morfogénicas del volcán La Malinche

5.1 Las unidades morfogénicas del volcán La Malinche

La leyenda del mapa de las unidades morfogénicas del volcán La Malinche se agrupó por la génesis, seguido de los grupos o unidades, subunidades, los elementos y la edad. En el Sistema Morfogénicos del volcán se identificaron un total de 37 unidades. El mapa morfogénico se presenta en el Mapa 1 del Anexo Cartográfico, la información de los atributos morfogénicos (tipo de relieve, morfogénesis, litología, edad y morfometría) de las unidades se encuentran en la Tabla 1 del Anexo I. La descripción de las unidades es la siguiente:

I. Endógeno Tectónico sedimentario (estructural plegado)

El relieve tectónico sedimentario modelado se refiere a todas las elevaciones montañosas plegadas que afloran en el área de estudio, se encuentran modeladas por procesos durante su afloramiento en la superficie hasta aquellos que forman parte de las condiciones climáticas actuales.

1.1 Lomeríos del Oligoceno (unidad 36). Son elevaciones de 20 m de altura que tienen pendientes suaves del orden de 2° a 4°. Con una geometría de laderas recta y orientadas al sur. Su origen es endógeno tectónico modelado (estructural plegado), se trata del afloramiento de superficies cumbres del sistema montañoso plegado en el Oligoceno, que subyacen al volcán La Malinche es decir, forma parte del sustrato geológico; la litología es de calizas del Cretácico. Los lomeríos sedimentarios cubren un área de 0.1 km².

II. Endógeno volcánico explosivo

Se nombra así al relieve de origen volcánico que muestra indicios de colapso o actividad freato-magmática, para los indicios de colapso se tiene materiales de lava de intermedia a ácida que presentan indicios de volatilidad que se asocia a la cantidad de gases contenidos.

2.1 Grupo Laderas de colapso volcánico La Malinche .

Está compuesto por tres unidades, la primera (unidad 3) está formada por dos laderas de montaña que forman en conjunto, un profundo valle o cañada, la diferencia de altura entre el punto más bajo con respecto al más alto es de >880 m a <1400 m, las pendientes son de 35° a 55°, los tipos de geometría son convexa y cóncava, y se orientan al suroeste y noreste . El origen de estas laderas es complejo; su origen se asoció al relieve endógeno volcánico explosivo, por dos razones, la primera

es que con base en el mapa de MOOSER y colaboradores (1996) se observa que estas formas corresponden a un denominado <<colapso>> sin embargo, no se precisa de que tipo. Por otro lado, CASTRO (1999) menciona que en las erupciones 1, 4 y 7 se produjeron depósitos que pueden asociarse a la destrucción parcial o total de un domo el cual estuvo afectado por alteración hidrotermal.

Sobre el valle que forman las laderas de colapso posiblemente se corrieron lenguas glaciares que llegaron hasta aproximadamente 2,700 m (HEINE, 1973), éstas modelaron las laderas. Las laderas de esta unidad cubren un área de 5 km².

Las evidencias geomorfológicas ponen en evidencia lo siguiente:

1. Las estructuras volcánicas de las laderas occidentales presentan un escarpe que se orienta al nororiente. éste se ha interpretado como un rasgo de un posible colapso.
2. En las laderas orientales, se presenta un escarpe que mira al occidente, todo parece indicar que también puede ser resultado de un colapso.
3. La formación de esta cañada no puede asociarse solamente a la erosión glacial, porque si así lo fuese, los depósitos morrénicos tendrían una expresión superficial, lo cual no se observa, tampoco se expresa con claridad la presencia de hombreras glaciales, propias de la excavación hecha por el hielo sobre un valle (MUÑOZ, 2000).
4. Existen depósitos piroclásticos de gran espesor, que cubren gran parte de las laderas del valle.
5. El valle está controlado por un lineamiento, lo cual hace pensar que el colapso gravitacional puede asociarse a la presencia de éste.

Con base en lo anterior, se concluye que estas laderas tienen una génesis asociada a la actividad endógena y fueron modeladas por la acción glacial cuaternaria de hace 40,000 años (HEINE, 1994), posterior a la acción glacial, se acumularon considerables cantidades de depósitos piroclásticos, los cuales conforman la litología predominante y en algunos sectores de lava de los domos, la edad de las formas oscila entre el Pleistoceno y el Holoceno.

La segunda unidad (5) se compone de dos laderas de montaña que cortan las estructura principal del volcán, tienen una diferencia de altura de >830 m a <1060, las pendientes del terreno son abruptas, del orden de los 35° a 55°, la geometría es cóncava y convexa, se orientan al este y suroeste. Tienen

el mismo origen que las laderas de la Malinche (1) ,sin embargo, la evidencia de los colapsos es más claro en una de estas laderas (Lamo17), donde se observa un domo que está afectado en su estructura por una fuerte ruptura de la pendiente que da lugar a un escarpe. Sobre estas laderas se piensa que hubo actividad glacial (Figura 1, en HEINE, 1973) que se expresó por la formación de un glaciar de valle que llegó hasta los 2,700 m. Las evidencias geomorfológicas en campo sugieren la presencia de la actividad glacial y periglacial debido a que se encontraron pequeños valles colgados, así como taludes de derrubios, característicos de ambientes periglaciares donde dominan los procesos de gelifracción (Figura 5.4). Los taludes tienen una gradación normal (los más finos cercanos al ápice y los más gruesos como son los bloques en la base de los taludes), un rasgo notorio sobre las observaciones realizadas en campo fue el estado de alteración que presentan las laderas, donde aflora la lava, ésta se encuentra alterada y fracturada en superficie. La litología es de lavas asociadas a la formación del <<nuevo>> volcán, de acuerdo con MOOSER y colaboradores (1996) y de depósitos piroclásticos, principalmente de pómez. La edad de la unidad se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, la superficie de ésta es de 3 km².



Figura 5.4 Laderas de colapso volcánico modeladas por procesos de gelifracción y gravitacionales sobre lava de aspecto quebradizo (*brittle lava*).

La tercera unidad (9) tiene el mismo origen que las dos precedentes, son laderas de montaña que forman un valle o cañada, tienen una diferencia altitudinal entre el punto más bajo con respecto al más alto de 900 m, son de pendientes abruptas que se encuentran entre los 35° a 55°, la geometría de

las laderas tiende a ser convexa y se orientan al occidente. Estas formas son resultado de un colapso, el ejemplo más claro se localiza en el extremo noroccidental de éstas, donde se observó que los edificios (posiblemente domos) se encuentran destruidos en lo que corresponde a su ladera oriental. En este valle la acción glacial modeló de la misma forma que en las unidades anteriores. La litología predominante es de lavas que corresponden al volcán más antiguo; esta unidad es contemporánea a las dos descritas con anterioridad (Pleistoceno-Holoceno) y tiene un área de 3 km².

2.2 *Cerro Xalapaxco* (unidad 18). Es un cono de tobas (*tuff cone*) de poca altura que por su tipo es catalogado como lomerío y corresponde a una unidad compuesta, dentro de ésta hay una subunidad que corresponde al piedemonte y los elementos están constituidos por las fragmentaciones en su ladera. Desde el punto de vista morfológico es un cono de tobas complejo, el cual está compuesto de numerosos cráteres al interior, lo que le confiere una particularidad poco usual cuanto a su origen (Figura 5.5). Como unidad tiene una amplitud del relieve de 160 m, es de pendientes moderadas es decir, del orden de los 8° a los 16°, sus laderas tienden a ser cóncavas. El origen de este cono ha sido discutido por ABRAMS y SIEBE (1994), quienes identificaron más de diez cráteres de explosión y proponen una explicación en el mecanismo de formación de dichos cráteres. La litología está compuesta de materiales volcanoclásticos y fragmentos de calizas (ABRAMS y SIEBE, 1994). La unidad es del Holoceno y cubre un área de 3 km².



Figura 5.5 Cono de tobas (Cerro Xalapaxco) compuesto de numerosos cráteres de explosión sobre sus laderas.

III. Endógeno volcánico modelado

En este rubro se agrupan aquellas unidades de origen endógeno que se encuentran afectadas por procesos exógenos como son los fluviales, glaciares, periglaciares y gravitacionales.

3.1 Laderas de alta montaña del volcán La Malinche (unidad 1). En esta unidad se encuentran todas las laderas de montaña, éstas fueron divididas en subunidades y por los procesos geomorfológicos que las modelaron así como por la altitud en la que se encuentran, se clasifican de alta montaña, corresponden al área cumbral del volcán La Malinche, y se encuentran en un piso superior a los 3,200 m que corresponde a zonas donde los procesos de helada estacional son intensos. Las laderas tienen por lo general un desnivel de >400 m, las pendientes del terreno son de 16° a 35°, la geometría de las laderas varía entre cóncava y convexa. Estas laderas se originaron por la acumulación del material volcánico, principalmente de lava y se han reconocido que parte de estas corresponde de acuerdo con Castro (1999) a un domo; las laderas se encuentran sepultadas por depósitos piroclásticos recientes (de ~3,000 a.A.P.). Sobre las laderas los procesos glaciares, periglaciares y gravitacionales han sido los predominantes, en algunos sectores existen taludes de derrubios, resultado de la gelifracción de las lavas y su acumulación por procesos gravitacionales (Figura 5.6).



Figura 5.6 Talud de derrubios bajo un macizo montañoso en las laderas de alta montaña, la gelifracción ocasiona la ruptura de fragmentos de lava que por gravedad se acumulan hasta crear una forma del relieve.

En las observaciones en campo se advirtió la presencia de los <<glaciares rocosos>>, éstos son de tipo fósiles y se localizan al pie de los taludes de derrubios, tales formas fueron descritas por HEINE (1994) como resultado del último avance glacial hace 3,800 años, de acuerdo con este autor, tanto en La Malinche como en el Nevado de Toluca sólo está representada esta fase del Cuaternario por la presencia de estas formas periglaciares. Sobre estas formas se acumularon cenizas (las de 3,000 a. A.P.) y en algunos sectores (norte y noroeste) se ha empezado a presentar una dinámica erosiva fluvial que ha dado lugar a la formación de barrancos y cárcavas. La litología predominante es de lavas de dacita y material piroclástico. Las formas del relieve son edad pleistocénicas-holocénicas y abarcan un área de 8 km².

3.2 Grupo: Domos del volcán La Malinche. Se compone de tres unidades, la primera (unidad 2) corresponde a un edificio totalmente modelado localizado al norte del volcán, cercano al área cumbral, la cima del domo es aguda, la estructura tiene dos subunidades. De acuerdo con el tipo del relieve, se clasifica como laderas de montaña porque tienen una altura relativa de 400 m, la pendiente del terreno es de 16° a 35°, la geometría de las laderas es convexa y éstas miran gran parte al noroeste. El domo se encuentra modelado en la cara orientada al norte por procesos glaciares y periglaciares, se observa un aparente circo sobre el cual se ha formado un talud de derrubios, resultado de la acumulación de gelifractos (Figura 5.7). La litología predominante es de lavas de dacita y en algunos sectores se encuentran depósitos piroclásticos (las cenizas de 3,000 a.A.P.); la edad del relieve se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno. La unidad cubre un área de 1.2 km².



Figura 5.7 Domo y laderas localizados en el área cumbral del volcán modeladas por procesos periglaciares y gravitacionales.

En la segunda unidad (20) se agruparon los domos volcánicos que por sus características morfológicas, de estado de conservación y localización se clasifican como una sola unidad. De acuerdo con su tipo y por su diferencia altitudinal corresponden a laderas de montaña y lomeríos, la amplitud del relieve para las primeras es >200 m y para el lomerío es <200 m; la pendiente del terreno es del orden de los 16° a 35° y la geometría de la laderas es convexa. Los domos se encuentran afectados por procesos gravitacionales, también se observó que las estructuras se encuentran dislocadas, lo que sugiere afectación por procesos tectónicos, en el caso de la subunidad con código Lo62, se infiere que el domo se encuentra sepultado por depósitos piroclásticos y sólo es posible observar parte de su superficie cumbre. La litología es de lavas ácidas sepultadas; la edad de esta unidad se encuentran entre el Pleistoceno y el Holoceno, la unidad tiene una superficie de 7.8 km^2 .

La tercera unidad (26) corresponde a un domo volcánico que constituye, en función de su tipo de relieve, laderas de montaña, tienen una altura relativa de 400 m, las pendientes del terreno tienden a ser moderadas a inclinadas, es decir, de 16° a 35° , predomina la geometría cóncava en la base de la estructura, sobre todo en la base de la estructura, las laderas se orientan al sureste y suroeste. La estructura se encuentra sepultada por depósitos volcánicos más recientes a su formación, además de que se encuentra modelada por procesos erosivos fluviales. La litología que predomina es de lavas que de acuerdo con el mapa de MOOSER y colaboradores (1996) corresponde al edificio más antiguo de La Malinche; la unidad se formó entre el Pleistoceno y el Holoceno, el domo tiene una superficie de 1.1 km^2 .

3.3 Domo Cuaziotonale (unidad 6). La unidad está constituida por un gran domo y sus depósitos asociados, éste se encuentra afectado por un colapso volcánico, no obstante, se pueden reconocer los rasgos morfológicos de la estructura. Las subunidades y los elementos de esta unidad tienen entre >200 m a <590 m de altura relativa, las pendientes tienden a ser moderadamente inclinadas (de 16° a 35°), la geometría de las laderas es variable en función de su posición topográfica. En la estructura predominan las laderas de tipo convexo, mientras que en los depósitos la morfología es cóncava, las laderas se encuentran orientadas al sur. Por sus características morfológicas y dimensiones se piensa que el material del domo es de intermedio a ácido, a éste se asocian depósitos piroclásticos que se encuentran en su base. Un rasgo en la estructura es de que el domo se asocia a las laderas afectadas por los colapsos (unidad 3, del Grupo: *Laderas de colapso volcánico La Malinche*), las laderas al pie de la estructura mayor se formaron por la acumulación de material

piroclástico; en la estructura los procesos fluviales han disecado de manera radial la laderas y también han formado barrancos sobre los materiales menos consolidados. La litología que predominantes de lavas y depósitos piroclásticos. La edad de la unidad se encuentra entre los límites del Pleistoceno y el Holoceno, tiene un área de 14.7 km².

3.4 Laderas de montaña del Complejo Filotepec (unidad 4). Esta unidad se compone de una serie de edificios volcánicos con sus depósitos asociados que se encuentran agrupados en el sector centro-oriental del volcán, la morfología de los edificios es de domos y de volcán con cráter abierto, en conjunto por su tipo, corresponden a laderas de montaña (Figura 5.8). La amplitud del relieve de esta unidad es de ~1,240 m, las pendientes son inclinadas, es decir de 16° a 35° y la geometría de las laderas es variable, predominan las convexas sobre las cóncavas. El origen de estas formas se asocia a una de las últimas fases del volcanismo del edificio principal del volcán La Malinche, los rasgos geomorfológicos indican lo siguiente:

1. Las subunidades y elementos que componen a la unidad *Laderas de montaña del Complejo Filotepec*, se encuentran emplazadas sobre un antiguo valle.
2. En la unidad no se observan rastros de erosión por procesos erosivos glaciales.
3. Las morrenas identificadas por HEINE (1994) se encuentran sepultadas por depósitos volcánicos más recientes, estos pueden asociarse a los de la unidad 4, por tanto la actividad volcánica sería posterior los 40,000 a. P.

La unidad se encuentra afectada por procesos erosivos fluviales y gravitacionales, a pesar de que en los edificios volcánicos conservan sus rasgos morfológicos, la presencia de escarpes y la formación de barrancos indican una intensa actividad erosiva sobre el relieve. La litología que predomina es de lavas (de intermedias a ácidas) y depósitos piroclásticos. La edad de esta unidad se encuentra entre fines del Pleistoceno al Holoceno, la unidad tiene una superficie de 20.6 km².

IV Endógeno volcánico acumulativo

En este grupo se encuentran todas aquellas unidades de origen endógeno que no han sido modificadas del todo en su morfología por los procesos erosivos.

4.1 Grupo: Laderas de montaña La Malinche. Se compone de cuatro unidades, estructuralmente la primera unidad (7) corresponde a una parte del edificio principal del volcán La Malinche, por su

tipo se clasifica en laderas de montaña. La amplitud del relieve es de 800 m, las pendientes del terreno son moderadas es decir, de 8° a 16°, la geometría de las laderas tiende a ser convexa y las laderas se orientan al sureste y al este. Esta unidad es resultado de la acumulación de lavas y material piroclástico en las laderas del volcán, caben mencionar que los piroclastos han sepultado los derrames de lava, por lo tanto, es difícil identificar estos en superficie. La litología es de pómez (de acuerdo con MOOSER *et al.*, 1996), la edad de los depósitos corresponde al de las formas y es de Pleistoceno-Holoceno. La unidad cubre un área de 21.1 km².



Figura 5.8 En la fotografía sobre el lado derecho se observan los elementos del complejo Filotepec, que constituyen una pequeña cadena montañosa.

El origen de la segunda unidad (10) es similar al anterior; la amplitud del relieve es de 1,230 m, las pendientes del terreno se encuentran entre las clases de 4° a 8° y 8° a 16°, la geometría de las laderas es generalmente cóncava y la orientación predominante de éstas es sur, suroeste. Las laderas de esta unidad corresponden a los materiales asociados al primer edificio del volcán La Malinche, que se encuentran sepultadas por materiales más recientes (depósitos piroclásticos) en el sector central de la unidad se encuentra uno de los colapsos identificados en el volcán (unidad 9, Grupo: *Laderas de colapso volcánico La Malinche*). La edad de las formas se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, el área de éstas es de 37 km².

El origen de esta tercera unidad (12) es similar a las dos mencionadas con anterioridad. Las laderas de montaña tienen una amplitud del relieve de ~1,030 m, las pendientes del terreno que predominan se encuentran entre la clase de 8° a los 16°, la geometría es principalmente convexa y la orientación

es noroeste a oeste. Las laderas se encuentran poco afectadas por la erosión hídrica. La litología es de cenizas (tobas de la formación Tarango según MOOSER *et al.*, 1996) y de lavas (de intermedias a ácidas). La edad de las formas de esta unidad se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, cubren una superficie de 26.1 km².

La cuarta unidad (13) consta de laderas de montaña que tienen una amplitud del relieve de >850 m, las pendientes del terreno son de entre 8° a 16° y la geometría es de recta a cóncava, las laderas se orientan al noreste. La génesis de estas es similar al de la unidad anterior, se diferencian en sus rasgos geométricos principalmente. Las laderas se encuentran bien conservadas y solamente donde se presentan los contactos entre flujos se forman los barrancos. La litología es de lavas (sepultadas) y depósitos piroclásticos. Esta unidad es de edad pleistocénica-holocénica y tiene un área de 23.5 km².

4.2 Volcán Atitlán (unidad 11). Corresponde a un pequeño volcán que presenta un cráter circular de fondo plano que junto con sus productos asociados (lava principalmente), constituyen una unidad. La altura entre el punto más bajo con respecto al más alto en la unidad es de >350 m, las pendientes son ligeramente inclinadas (de 4° a 8°), la geometría de las laderas es de recta a cóncava y están orientadas al oeste. El volcán que compone a la unidad es del tipo efusivo (posiblemente de lavas entre básicas a intermedias), los derrames están relativamente conservados y presenta un pequeño cráter de fondo plano, la unidad se encuentra sepultada por depósitos volcánicos recientes (piroclastos). La litología que predomina es de lavas; la edad de la forma es holocénica. La unidad tiene una superficie de 4.2 km².

4.3 Grupo: Piedemontes de La Malinche. Se compone de cuatro unidades, en la primera unidad (25) se encuentra la fragmentación que se hizo del piedemonte (superior y medio). La altura relativa es de >1,280 m, la pendiente es inclinada (4° a 8°), la geometría del piedemonte tiende a ser recta y tienen una orientación sur-sureste. El piedemonte es resultado de la acumulación del material expulsado por el volcán durante toda su historia eruptiva, sobre esta unidad es posible distinguir ondulaciones en el terreno, que fueron interpretadas como lavas sepultadas por materiales piroclásticos; la erosión no ha modelado a las laderas y sólo en el extremo suroccidental se encuentran algunos barrancos. La litología predominante es de pómez acumuladas entre el Pleistoceno y Holoceno, lo cual asigna la edad relativa de la unidad, la superficie de ésta es de 66.6 km².

La segunda unidad (23) abarca gran parte del piedemonte (superior y medio) del volcán; la fragmentación de éste se hizo con base en las rupturas de la pendiente y de la <<rugosidad>> del terreno; la altura absoluta de la unidad es de 840 m, las pendientes del terreno que predominan se encuentran entre la clase de los 2° a 4° (piedemonte medio) y entre los 4° y 8° (piedemonte superior), la geometría es por lo general recta y la orientación es de suroeste a noroeste. La unidad contiene gran parte de los depósitos volcánicos más recientes del volcán (cenizas de 9,000 a A. P.). El piedemonte se encuentra en algunos sectores disecado por barrancos, sin embargo, dominan las formas de origen acumulativo. La litología es de flujos piroclásticos y, por lo tanto, la edad de las formas se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno. La superficie de esta unidad es de 254.7 km².

La tercera unidad (27) es genéticamente similar a las dos unidades anteriores, sin embargo se diferenció porque en ésta existen procesos erosivos más intensos que pueden ser deberse a cambios en las características litológicas y la orientación, se distinguen dentro de la unidad un piedemonte superior y uno inferior. La altura absoluta de la unidad es de ~640 m, las pendientes del terreno son de 2° a 4° y la geometría del piedemonte tiende a ser recta, las laderas tienen una dirección sur-suroeste. El piedemonte en este sector se encuentra disecado por numerosos barrancos de los cuales los mayores, posiblemente delimiten antiguas estructuras o diferencias entre la litología. Sobre esta unidad predomina la litología de depósitos volcánicos del tipo piroclástico, la edad de las formas se encuentra entre los límites del Pleistoceno y el Holoceno. La unidad cubre un área de 121.6 km².

La cuarta unidad (24) fue diferenciada con respecto a las otras de piedemonte por cambios que tiene en cuanto a la pendiente y a la superficie ligeramente ondulada del terreno. La altura absoluta de la unidad es de 550 m, las pendientes del terreno se encuentran en la clase de entre los 2° a 4°, la geometría del piedemonte es recta y se orienta al noreste principalmente. En esta unidad se encuentran materiales asociados un depósito de flujo de bloques y cenizas datado en 7,500 a A. P. (CASTRO, 1999); la litología es por tanto de depósitos piroclásticos, la edad de esta unidad se estima entre el Pleistoceno y el Holoceno. La superficie de esta unidad es de 127 km².

4.4 Grupo: Piedemontes inferiores de La Malinche. Se compone de tres unidades, la primera unidad (28), corresponde al sector más distal del piedemonte del volcán La Malinche, tiene una altura absoluta de 150 m a <220 m, las pendientes del terreno llegan hasta los 2° de inclinación, la geometría es recta y se orienta de sur a suroeste. El piedemonte inferior es una zona de transición entre los depósitos de origen volcánicos con aquellos del tipo aluvial, por lo tanto la dinámica

erosiva de los sistemas fluviales es poco efectiva. La litología que predomina es de depósitos piroclásticos con presencia de pómez. La unidad se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, tiene una superficie de 76.6 km².

La segunda unidad (30) es genéticamente similar a la anterior. La altura absoluta es de aproximadamente 210 m, las pendientes del terreno no son de más de 2° de inclinación, la geometría del piedemonte es recta y se encuentra orientado al este. La litología predominantes es de depósitos piroclásticos, no obstante, que se encuentran algunos depósitos aluviales que están asociados a la descarga de material proveniente de las corrientes radiales que disecan al volcán. La edad del relieve se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, la unidad cubre un área de 94.4 km².

Al igual que las dos unidades anteriores, la tercera unidad (29) corresponde a la superficie acumulativa volcánica más lejana del piedemonte. La altura relativa es de 150 m, la pendiente del terreno es de 2° aproximadamente, la geometría es recta y el piedemonte se al oeste. La litología es de depósitos piroclásticos y la edad del relieve es pleistocénica-holocénica. La unidad tiene un área de 29.9 km².

4.5 Edificios volcánicos monogenéticos pleistocénicos (unidad 22). En esta unidad se encuentran agrupados todos los conos volcánicos monogenéticos asociados al Grupo Chichinautzin (MOOSER *et al.*, 1996); por su tipo, la mayoría de los conos se clasifican como lomeríos; estas formas del relieve se presentan dos tipos, los que tienen una clara expresión superficial y conservan su morfología (cónica con sus depósitos asociados) y aquellos que se encuentran totalmente sepultados. En el mapa de MOOSER y colaboradores (*op. cit.*) no se identifican a los conos sepultados, de acuerdo con estos autores solamente existen sedimentos de origen lacustre levantados por procesos tectónicos; por medio de la fotointerpretación se observó que no sólo existen depósitos lacustres, también se observan morfologías circulares que constituyen elevaciones menores, con desniveles de 50 m, por lo tanto, éstas se reconocieron como conos volcánicos que se encuentran sepultados por gruesas capas de depósitos piroclásticos, principalmente de cenizas, en la base de los conos se encuentran los depósitos lacustres. Los edificios tienen por lo general una altura relativa de aproximadamente <200 m, la inclinación sobre las ladera tiende a ser de 8° a 16°, la geometría de las laderas tiende a ser recta, cuando las cimas están definidas suele ser de tipo convexo y redondeado. Los conos se concentran en los sectores, norte y sur-suroeste del volcán La Malinche.

El origen de los conos volcánicos se ha asociado al grupo Chichinautzin por ser parte del volcanismo del tipo básico a intermedio (del tipo fenobasáltico) que tienen su máximo desarrollo en el Holoceno; de acuerdo con MOOSER y colaboradores (*op.cit.*) parte de la estructura de La Malinche se encuentra afectada por la Fosa Chichinautzin que corresponde al último arco volcánico. Si se considera lo anterior, concuerda con la presencia de los edificios volcánicos en el sector norte y aquellos del sur y suroeste. La presencia de los edificios ponen en evidencia que en el volcán La Malinche han existido dos tipos distintos de volcanismo, uno de carácter ácido (asociado a lavas dacíticas) y en el cual han existido reacciones con actividades freato-magmáticas (CASTRO, 1999) que corresponde a la actividad asociada al volcán La Malinche, y por otro lado, el volcanismo básico a intermedio, el cual se expresa a través de la formación de conos monogenéticos vinculados a un régimen tectónico regional. Un rasgo distintivo de los volcanes monogenéticos en el área de estudio es de que los conos no presentan extensas coladas de lava en superficie, la mayoría de los edificios se encuentran sepultados por gruesas capas de cenizas, lo cual indica que el volcanismo asociado al edificio de La Malinche tiene indicios de actividad reciente (del Holoceno). La litología es de basaltos a andesitas cubiertas por capas de material piroclástico. Las formas del relieve de esta unidad se formaron principalmente en el Pleistoceno. La unidad tienen una superficie de 94.8 km².

4.6 Edificios volcánicos monogenéticos holocénicos (unidad 24). En esta unidad se agrupan aquellos conos volcánicos que difieren de los de la unidad 22 por la edad y la composición lítica; por su tipo son lomeríos en los cuales se puede distinguir su piedemonte y superficie cumbral. Los lomeríos tienen una altura absoluta de >150 m, las pendientes del terreno son por lo general de 4° a 8°, es decir inclinadas, la geometría de las laderas tiende a ser recta y el conjunto de lomeríos (o volcanes) se localizan en el sector suroeste del área de estudio. El origen de estos volcanes se asocia a la formación de los elementos del Grupo Chichinautzin, la diferenciación de éstos con respecto a los del grupo anterior se debe a la edad y a un cambio en la composición de los materiales, predominan los del tipo intermedio (como son las andesitas) sobre los básicos (basalto); los edificios generalmente están cubiertos en sus flancos por una capa de cenizas (depósitos de toba en flancos según MOOSER *et al.*). La litología es de lavas andesíticas a basálticas cubiertas por depósitos piroclásticos (cenizas principalmente). La edad de las formas se encuentra entre el Pleistoceno y tuvieron mayor desarrollo en el Holoceno. La unidad ocupa un área de 127 km².

4.7 Laderas de montaña El Pinal y El Tintero (unidad 19). Esta unidad está conformada por un conjunto de domos bien conservados que se encuentran en el sector sur-oriente del área de estudio,

por su tipo corresponden a laderas de montaña y pequeños lomeríos asociados (Figura 5.9). La altura absoluta es de >420 m, las pendientes en la laderas son de inclinadas a abruptas, es decir que se encuentran entre las clases de 16° a 35° y de 35° a 55°; la geometría en las laderas es cóncava y convexa; los domos se encuentran en una aparente alineación de norte a sur. El origen de los domos puede asociarse por temporalidad (Cuaternario), a los elementos del Grupo Chichinautzin sin embargo, por las características morfométricas (altura), litológicas (de lavas de intermedias a ácidas) y por el tipo de asociación de edificios (conjunto de domos), fue considerada como una unidad distinta. En las laderas se presentan dos procesos, los exógenos fluviales que modelan a las estructuras dando lugar a la formación de barrancos paralelos acomodados en un patrón radial y los procesos gravitacionales, clasificados como deslizamientos. La litología es de lavas intermedias a ácidas (posiblemente con predominancia de la andesita). La edad de las formas del relieve pertenece al Holoceno y ocupan una superficie de 17.8 km².

4.8 Planicie volcánica (unidad 35). Esta corresponde a una unidad compuesta de un solo elemento geomorfológico que se localiza en el extremo sur-occidental del área de estudio. La altura relativa es de 120 m, la pendiente es de <2°, y se encuentra basculada al suroeste. La formación de esta planicie se asocia a la acumulación de material volcánico en superficies más o menos llanas, que ya no constituye parte del piedemonte. La litología consta de depósitos piroclásticos con predominio de las cenizas y con alto grado de intemperización; la planicie tiene una edad holocénica y cubre un área de 27 km².

4.9 Llanos volcánicos (unidad 34). En esta unidad se agrupan aquellas pequeñas planicies (>3 km²) de origen volcánico que tienen una altura relativa de entre 10 m y 50m, las pendientes del terreno son casi planas (<2°) y se orientan hacia dos direcciones, al oriente y al sur. Los llanos volcánicos se forman sobre las depresiones o espacios que existen entre coladas de lava o entre las estructuras volcánicas que se rellenan con material volcánico fino (cenizas principalmente). La litología es de cenizas y en algunos casos subyacen a materiales aluviales (por represamiento de pequeñas corrientes fluviales). La edad de estas unidad pertenece al Holoceno y cubre un área de 9.1 km².



Figura 5.9 Domos volcánicos El Pinal y El Tintero, por génesis y altura constituyen una sola unidad definida por el tipo de relieve de laderas de montaña.

4.10 Abanico volcánico La Malinche (unidad 17). Esta unidad simple es, por su tipo, un piedemonte, no obstante que la forma *strictu sensu*, corresponde a un abanico. La altura absoluta de esta unidad es de 420 m, la pendiente casi plana, es decir que es menor a 2° , la geometría del abanico es recta y está orientado e inclinado al occidente. Este tipo de forma es resultado de la acumulación de flujos piroclásticos. La litología de esta unidad es principalmente de cenizas y depósitos de flujos piroclásticos y material de acarreo de flujos de detritos (Figura 5.10). La edad del abanico se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, tiene una superficie de 35.3 km^2 .

V Endógeno volcánico acumulativo – Exógeno acumulativo fluvio-glacial

En este rubro se clasifican las formas del relieve que tienen un origen mixto, se denominaron <<Unidades de origen complejo>> porque no es posible asociar éstas a un solo proceso genético. Las formas corresponden a grandes abanicos, que se denominan aquí <<abanicos volcánicos>> ya que el término sugiere que se han formado por la remoción de materiales volcánicos que se intercalan con depósitos de procesos volcánicos directos. La formación de los abanicos se asocia a las laderas de colapso volcánico en las cuales actuó el modelado glacial (HEINE, 1994), en conjunto forman grandes abanicos coalescentes que junto con los procesos volcánicos han construido gran parte del piedemonte del volcán La Malinche.



Figura 5.10 Depósitos aluviales intercalados con una matriz de ceniza intemperizada. Ejemplo del tipo de depósitos que constituye gran parte de los abanicos volcánicos en el área de estudio.

5.1 Grupo: Abanicos de La Malinche. Se compone de tres unidades, la primera unidad (15) tiene seis subunidades, las cuales incluyen las planicies y los abanicos. Los abanicos tienen una amplitud del relieve de >100 m y <300 , con pendientes del terreno suaves (de 2° a 4°), la geometría tiende a ser recta y se encuentra orientada al sur y sureste; el abanico más reciente tiene una altura absoluta de >300 m, con una pendiente de 2° a 4° con geometría recta. Las planicies que son en términos geomorfológicos los fondos de valle, tienen una diferencia de altura entre el punto más bajo con respecto al más alto de >300 m, nutren al abanico más joven, la pendiente de éstas es en algunos sectores de 4° a 8° y de 8° a 16° , la geometría es ligeramente cóncava y se orientan al este (en el área de montaña) hacia el sur (en la desembocadura del valle). La génesis de los abanicos es compleja, se asocian a las laderas donde se ha reconocido la actividad glacial, lo que les confiere un origen fluvio-glacial, aunque en las observaciones en campo, se identificaron depósitos recientes de material aluvial así como de flujo de derrubios, en muchos de los casos se encuentran intercalados con depósitos piroclásticos (Figura 5.11), lo cual hace pensar que el origen está asociado a dos factores, uno es la actividad volcánica y el otro los procesos fluvio-glaciales.



Figura 5.11 Depósitos del abanico compuesto en su mayoría de depósitos piroclásticos, que alternan con depósitos de acarreo como son los flujos de detritos.

En los fondos de valle sólo es posible observar material de arrastre por procesos similares a los flujos de derrubios o <<*debris flows*>>, por los cuales corre un lecho parafluvial o de escorrentía temporal. Los abanicos de esta unidad se encuentran poco modelados y su situación actual es casi estable. La litología de acuerdo con el mapa de MOOSER *et al.* (*op. cit.*) es de depósitos de pómez. La edad de los abanicos y la planicie, al estar asociados a las etapas eruptivas más recientes, así como a la actividad de los glaciares, se les considera de edad pleistocénica-holocénica. La unidad cubre un área de 38.5 km².

La segunda unidad (14) está compuesta de dos subunidades, la planicie y el abanico. Esta se localiza en el sector oriental del volcán La Malinche donde se encuentra emplazada la estructura denominada Cerro Xalapazco, este gran abanico tiene una altura relativa de >500 m, está basculado al oriente, la pendiente del terreno es de 2° a 4° y la geometría es convexa; la planicie que corresponde a un fondo de valle que tiene un desnivel de 535 m y una pendiente de 4° a 8° con una geometría ligeramente cóncava y está orientado al este. El origen de esta unidad es similar a la anterior; en las observaciones de campo se advirtió la presencia de bloques en superficie, lo que sugiere una dinámica reciente en el abanico. La litología que predomina es de flujos piroclásticos, la edad de esta unidad es del Pleistoceno al Holoceno y tiene una superficie de 28.4 km².

La tercera unidad (16) se compone de tres subunidades que corresponden a tres generaciones de abanicos volcánicos. Los abanicos más antiguos (sepultados) tienen un desnivel de <250 m, con pendientes del orden de los 2° a 4° y con geometría recta, el abanico más reciente tiene un desnivel

>500 m, la pendiente se encuentra entre los 2° a 4° y tiene geometría recta. La génesis de éstos es similar a las de las unidades anteriores. La litología que predomina es de depósitos volcánicos piroclásticos; la edad de los abanicos se encuentra entre el Pleistoceno y el Holoceno, cubren un área de 34.6 km².

VI Exógeno erosivo glacial

En esta clasificación se encuentran las unidades que han sido modeladas por la acción glaciares de montaña, donde predominan las formas erosivas (formación de valles y circos).

6.1 Grupo: Valles glaciares . Se compone de dos unidades, la primera unidad (8) corresponde a un valle que su origen es posiblemente exógeno, no hay una evidencia clara muestre indicios de colapso, por las características morfológicas se infiere que la actividad glacial modeló las laderas. El valle tiene una altura relativa de ~720 m, las laderas que lo componen tienen pendientes de 16° a 35°, la geometría tiende a ser convexa y se orienta hacia el sur. El valle corta parte de la estructura más antigua del volcán La Malinche, es probable que la excavación del valle se encuentre en una zona de debilidad tectónica, donde los procesos erosivos pudieran actuar de manera efectiva en el relieve. La litología es de lavas cubiertas por depósitos piroclásticos, la edad del valle es del Holoceno y tiene un área de 1.1 km².

La segunda unidad (31) consta de tres subunidades que corresponden a valles glaciales que se formaron en las mismas condiciones y en materiales del mismo tipo. Los valles tienen un desnivel de >75 m, las pendientes del terreno son empinadas es decir de 16° a 35°, y son de geometría convexa. El origen de los valles se explica por la presencia de zonas de debilidad o de contacto litológico, donde los procesos erosivos han actuado de manera efectiva, el modelado por la acción glacial puede asociarse a la presencia de un casquete que cubrió las laderas de alta montaña (HEINE, 1973). La litología que predomina es de lavas y flujos piroclásticos, se consideran formas del Holoceno, debido a que la última fase de su modelado ocurrió en ese período. El valle tiene una superficie de 2.1 km².

VII Exógeno acumulativo fluvial

En este rubro se agrupan todas las formas del relieve que son resultado de la acumulación del material transportado por corrientes fluviales del área montañosa o por la acumulación aluvial debido al desborde de los ríos.

7.1 Planicies aluviales (unidad 33). Son superficies llanas de origen aluvial que se formaron por acumulación del material por relleno o colmatación de los ríos. Los desniveles que llegan a tener son inferiores a los 50 m, las pendiente sobre las planicies es $>2^\circ$ y de geometría totalmente recta. Las planicies se forman por la acumulación del material aluvial en forma de terrazas adosadas, generalmente son superficies de poca extensión ($<2 \text{ km}^2$). La litología de las planicies es de depósitos aluviales, estas formas del relieve son del Holoceno y cubren un área de 2.5 km^2 .

VIII Exógeno acumulativo fluvial-proluvial

Bajo este rubro se denominan los procesos de acumulación de material fluvial (aluvial) así como el de acarreo sobre la parte frontal del piedemonte (proluvial).

8.1 Planicies proluviales (unidad 37). La unidad se compone de dos planicies que se encuentran en contacto con el piedemonte inferior del volcán; la altura relativa de éstas es $>70 \text{ m}$ y $<100 \text{ m}$, éstas se encuentran inclinadas, la pendiente de las planicies es $>2^\circ$, son superficies llanas una de ellas está basculada al sur y la otra al oriente. Las planicies se han formado por la acumulación de material aluvial acarreada por las corrientes fluviales del volcán, que se depositan donde la pendiente es casi plana, también está presente material de acarreo (proluviación). La litología predominante es aluvial y la edad es holocénica, ocupan una superficie de 35 km^2 .

IX Exógeno erosivo fluvial

Se hace referencia a las formas resultado del escurrimiento del agua, la erosión puede presentarse de dos tipos, de manera continua o intermitente.

9.1 Laderas de barranco (unidad 32). Son resultado de la erosión fluvial que causa incisión en un piedemonte volcánico, se agruparon todos en una sola unidad debido a que su génesis es la misma. Los barrancos actúan de manera más intensa en los sectores sur y sur-oeste del volcán, estos cortan principalmente a los depósitos piroclásticos, aunque muchos de estos también se encuentran entre el contacto de los depósitos. Las paredes de estos son empinadas, es decir, que se encuentran entre los

16° a los 35°. La edad de éstos es pleistocénica-holocénica y los barrancos abarcan una superficie de 35.6 km².

VI LAS UNIDADES AMBIENTALES BIOFÍSICAS EN EL VOLCÁN LA MALINCHE

6.1 Metodología para la delimitación de las unidades ambientales

La metodología para la obtención de las unidades ambientales biofísicas se basa en técnicas cartográficas (capítulo II). En la presente investigación se integró el análisis estadístico como uno de los criterios fundamentales en la obtención de las unidades. Las fases y pasos metodológicos fueron los siguientes:

Fase de recopilación

Consistió de los pasos siguientes:

1. Adquisición de la cartografía temática del el mapa de suelos del INEGI a escala 1:50,000, y el mapa del uso del suelo y vegetación proveniente de la interpretación de las fotografías aéreas escala 1:75,000 del volcán, realizado por ARELLANO *et al.* (2001).
2. Obtención del MDT proveniente de la interpolación de los mapas topográficos del INEGI escala 1:50,000 (hojas, Tlaxcala, Puebla, Tepatlaxco y Huamantla), así como el mapa de temperatura generado a partir del MDT (ver capítulo II).
3. Utilización de la base climática propuesta por LAUER Y STIEHL (1973) para el volcán La Malinche, ya que ésta tiene una mejor caracterización que el sistema modificado por GARCÍA (1988), ya que se establecen las diferencias de temperatura y precipitación con base en la altitud.

II Fase de procesamiento de datos

En este punto de la investigación se procesó la información de la fase anterior de la manera siguiente:

1. Una vez obtenidos los mapas temáticos, fueron almacenados en el sistema de información geográfica ILWIS Academic 3.3 (ITC, 2005) y fueron convertidos a formato *raster* con una resolución espacial de 20 m por píxel.
2. Se procedió al cruce de los mapas de uso del suelo y vegetación con el mapa de las unidades morfogénicas (ver capítulo IV y el anexo cartográfico). El cruce de cada uno de

los mapas se guardó en dos tablas. Se realizaron a partir del MDT, los mapas de geometría y orientación de las laderas, así como el de las pendientes del terreno, mismos que fueron almacenados en tres tablas.

3. Se generó una nueva tabla, sobre la que se integró la información almacenada en las tablas del cruce de los mapa mediante la función de agregar (*aggregate*). La información compilada en la nueva tabla fue la siguiente: altitud máxima, mínima y predominante con unidad de medición en kilómetros, la temperatura media anual máxima, mínima y predominante en grados centígrados, así como los datos de orientación en azimut, pendiente en grados y la morfografía de ladera (en el índice proporcionado por el sistema) predominante de cada una de las unidades morfogénicas. Los datos de cobertura vegetal y uso del suelo, los cuales se representan el área en kilómetros que ocupan en cada una de las unidades morfogénicas, fueron ordenados en columnas según su clase y posteriormente fueron integrados a la tabla.
4. Los datos de orientación, cobertura vegetal y usos del suelo así como las unidades edafológicas, fueron transformados para poder analizados. La orientación en azimut fue reconvertida a coseno utilizando el mismo criterio de VILLERS y colaboradores (2003) para obtener ésta en cuadrantes. El área ocupada por las clases de uso del suelo y vegetación se transformó en porcentajes con respecto al área que ocupan por cada una de la unidad morfogénica.
5. La información una vez procesada, depurada y transformada fue recopilada en una tabla general con la información biofísica (Tabla 2, Anexo I).

III Fase de análisis

Durante esta fase se aplicaron los métodos multivariados con el objetivo de demostrar la hipótesis planteada en la investigación, también fue el punto de partida para poder fundamentar los criterios para la obtención de las unidades ambientales biofísicas del volcán. El Análisis de Componentes Principales se seleccionó porque es de utilidad para reconocer los principales factores o componentes, derivados de las variables que tienen una mayor carga éstas se encuentran en una matriz de correlación (JOHNSON, 2000). A través del ACP se pueden reconocer las variables principales del medio biofísico. Con la técnica del Análisis *Cluster*, se realizan los agrupamientos de objetos constituidos por numerosas variables que son similares en términos correlativos (*ibidem*), mediante la obtención e interpretación de los agrupamientos pueden establecerse las clasificaciones de unidades biofísicas, ya que éstas son objetos que poseen similitud correlativa entre sus variables.

Los pasos de la fase analítica fueron los siguientes:

1. Se exportó la tabla general con la información biofísica como un archivo de base de datos (dbf) al software STATISTICA 6.0 (Stat Soft, 2001) Se le aplicó la técnica del Análisis de Componentes Principales (ACP) a todos los datos biofísicos como son la altitud, pendiente del terreno, forma, orientación, temperatura, tipos de cubierta vegetal y principales usos del suelo. Estos fueron tratados como variables, con el objetivo de reducir el número de factores que expliquen la correlación estadística a través de una matriz de datos (JOHNSON, 2000; ROGERSON, 2001). Los resultados numéricos se almacenaron en una tabla mientras que los factores y *eigenvalores* en gráficas.
2. Las unidades morfogenéticas fueron divididas en distintas tablas según el tipo general del relieve al que pertenecen (es decir, laderas de alta montaña, laderas de montaña, lomeríos, laderas de barranco, planicies y piedomonte), a cada uno de los grupos geomorfológicos se les aplicó un Análisis *Cluster* (AC) con el objetivo de realizar una agrupación de las unidades con semejanza estadística que está dada por la matriz de correlación (JOHNSON, 2000). Las agrupaciones o *clusters* se interpretaron y conforme fueron clasificados se les asignó un número identificador el cual fue integrado a la base de datos biofísica en el SIG; el método de amalgamación en los *clusters* se hizo por medio del enlace completo (*Complete linkage*) bajo la medición de distancias euclidianas (*Euclidan Distances*). Se obtuvo un total de 29 agrupaciones para todo el volcán, éstas fueron el punto de partida para el reconocimiento de los atributos ambientales integradores de las unidades, las agrupaciones fueron fragmentadas mediante un proceso de interpretación de la matriz de los datos biofísicos con objeto de tener una mejor división de éstas.

Fase IV Síntesis de la información

Una vez realizado e interpretado el análisis multivariado, se procedió a la asignación de las unidades ambientales a través de la interpretación de los datos compilados en la tabla general de atributos ambientales (Tabla 2, Anexo I). Dentro del SIG se dio un número de identificador a cada una de las unidades identificadas bajo el criterio siguiente:

1. Las unidades ambientales fueron estimadas en función del tipo de sistema geomorfológico al que pertenecen, (laderas de alta montaña, laderas de montaña, piedemonte, laderas de barranco y planicies).
2. El primer criterio de agrupación estuvo dado por los componentes principales identificados en el análisis, estos fueron la altitud y la temperatura, estos son los factores principales que agrupan las demás variables biofísicas. El segundo criterio de agrupación estuvo dado por la conjugación de los elementos físico-biológicos (suelos, uso del suelo y vegetación respectivamente) que se presentan en cada una de las unidades morfogenéticas, la ponderación fue dada por el porcentaje del área que ocupan dichos elementos. El número total de grupos, es decir unidades ambientales, fue de 65 que son resultado de la fragmentación de las 29 unidades obtenidas mediante la técnica de Análisis Cluster.
3. Se comprobó de manera visual la correspondencia de agrupación realizada por la asignación empírica y las obtenidas por la interpretación del *cluster*.

Una vez asignadas y cotejadas las agrupaciones, en el SIG se les asignó nombre a las 65 unidades. El relieve, seguido del clima con base en la clasificación propuesta por LAUER Y STIEHL (1973) fueron los primeros criterios de nombramiento, debido a que corresponde a los factores esenciales que resultan en la conjugación biofísica, el segundo criterio fue de cobertura vegetal, uso del suelo y tipos edafológicos que cada de las unidades poseen y que le dan el carácter único en el contexto espacial. Una vez nombradas las 65 unidades, la información se integró en un nuevo mapa y se elaboró el mapa de las unidades ambientales biofísicas del volcán La Malinche (Mapa 2 del Anexo Cartográfico).

La metodología para la obtención y delimitación de las unidades ambientales biofísicas se encuentra sintetizada en la Figura 6.1.

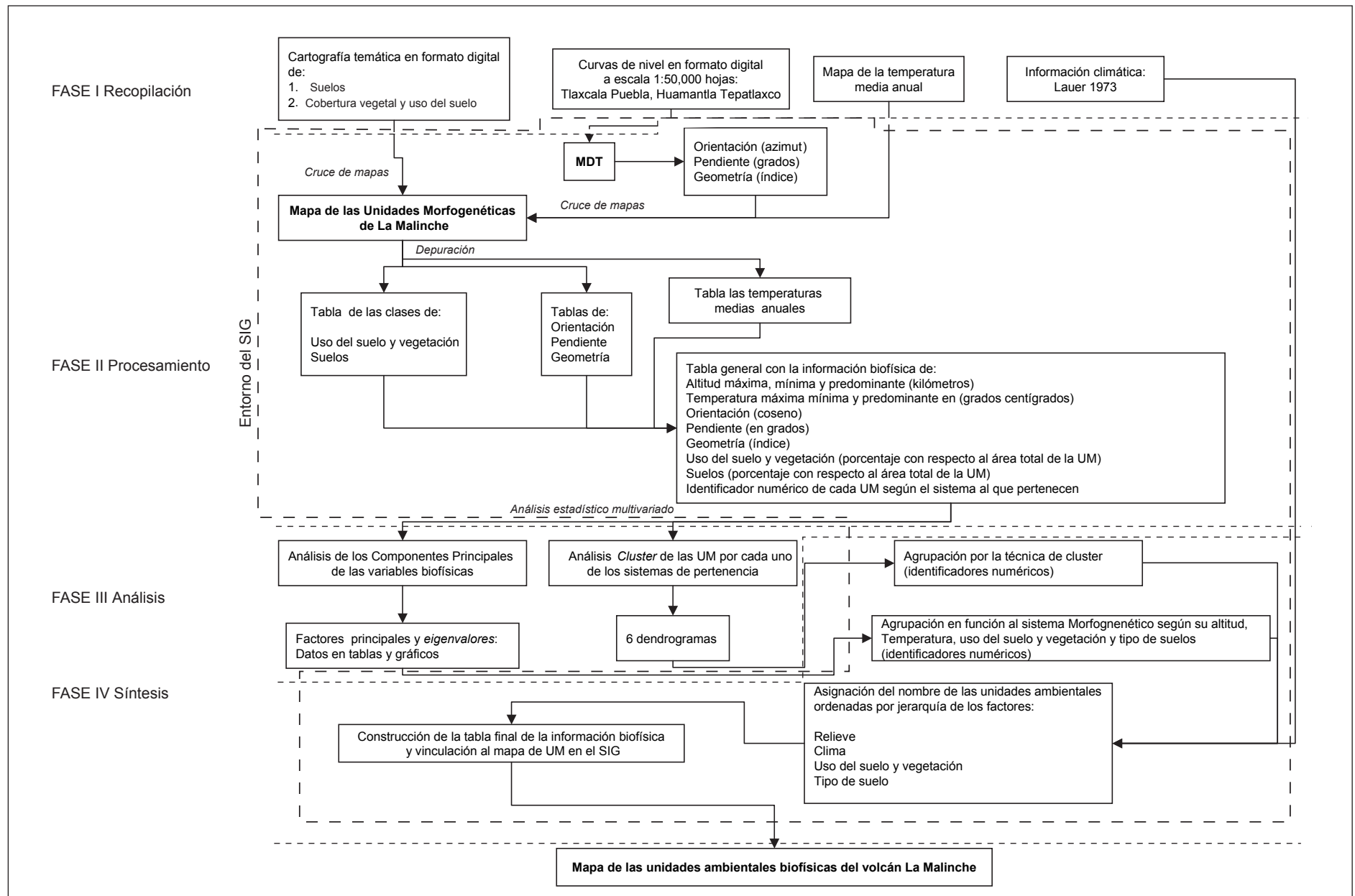


Figura 5.4 Flujo metodológico para la obtención de las unidades ambientales del volcán La Malinche.

6.2 Resultados del análisis multivariado

Para establecer cada una de las unidades ambientales biofísicas del volcán, se analizaron los resultados de las pruebas multivariadas; la ventaja en la utilización de estas técnicas estadísticas es de que permiten integrar numerosas variables y sintetizarlas en factores, además de que se pueden establecer clasificaciones (ROGERSON, 2001). Debe tenerse en cuenta que las técnicas estadísticas del *análisis de componentes principales* y *cluster* son exploratorias de datos y que los resultados están basados en matrices de correlación, por lo tanto, las conclusiones finales requieren de la interpretación de éstos a través del análisis de gráficas (JOHNSON, 2000).

Del ACP se obtuvieron los eigenvalores (Tabla 6.1), estos provienen de la matriz de correlaciones de los factores (COLE y KING, 1968) y se definen como ejes relativos longitudinales (eigenvectores) de la matriz de correlación (JOHNSON, 2000; ROGERSON 2001). Los eigenvalores permiten definir los componentes principales o factores, entre mayor sea el valor del eigenvalor, más carga tiene el componente por lo tanto, los valores cercanos a 0 deben ser discriminados ya que no influyen de manera significativa (JOHNSON, 2000).

Tabla 6.1 Eigenvalores de las 28 variables analizadas, el primer eigenvalor explica más de 8 variables, por la regla del valor del eigenvalor (JOHNSON, 1998), estos son significativos hasta el número 11, las columnas con el tono de gris más elevado señalan las variables más significativas.

Eigenvalores de la matriz de correlación (ACP)									
Número del valor	Eigenvalor	% Varianza total	Eigenvalor acumulativo	% de varianza acumulada	Número del valor	Eigenvalor	% Varianza total	Eigenvalor acumulativo	% de varianza acumulada
1	8.5	30.4	8.5	30.4	15	0.8	2.8	25.4	90.7
2	2.0	7.3	10.5	37.7	16	0.7	2.5	26.1	93.2
3	1.6	5.8	12.2	43.5	17	0.5	1.7	26.6	95.0
4	1.6	5.6	13.7	49.1	18	0.5	1.6	27.0	96.6
5	1.5	5.4	15.3	54.5	19	0.4	1.4	27.4	98.0
6	1.3	4.5	16.5	59.0	20	0.3	1.2	27.8	99.1
7	1.2	4.3	17.7	63.3	21	0.1	0.5	27.9	99.6
8	1.2	4.2	18.9	67.4	22	0.1	0.3	28.0	99.9
9	1.1	3.8	19.9	71.2	23	0.0	0.1	28.0	100.0
10	1.0	3.6	21.0	74.8	24	0.0	0.0	28.0	100.0
11	1.0	3.5	21.9	78.4	25	0.0	0.0	28.0	100.0
12	0.9	3.3	22.9	81.7	26	0.0	0.0	28.0	100.0
13	0.9	3.2	23.7	84.8	27	0.0	0.0	28.0	100.0
14	0.9	3.0	24.6	87.9	28	0.0	0.0	28.0	100.0

Para el volcán se obtuvo un total 28 eigenvalores (provenientes de las 28 variables analizadas), donde los valores más significativos corresponden a los primeros 11, según la regla que considera significativo el eigenvalor mayor a uno (JOHNSON, 2000).

Se realizó una gráfica *scree* (Figura 6.2) para aplicar el segundo método sugerido en la interpretación de los eigenvalores (*ibidem*) donde se observó que existe un eigenvalor que sobresale y explica un alto porcentaje del total de la varianza, los valores que le siguen son mayores a 1 pero se encuentran sobre la superficie plana de la gráfica, por lo tanto no son tan significativos en la explicación de la varianza.

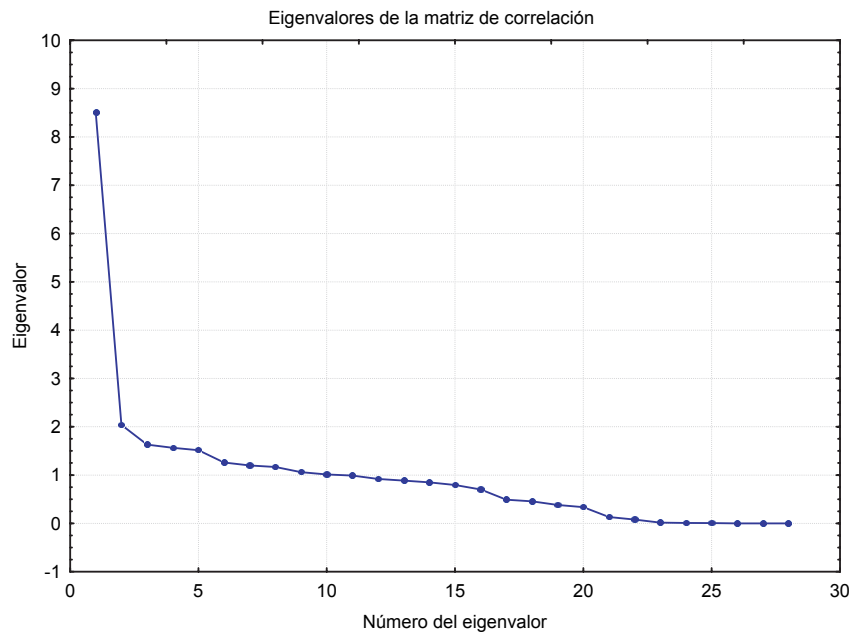


Figura 6.2 Gráfica *scree* de los 28 eigenvalores, nótese la influencia del primero que tiene la mayor pendiente, mientras que los demás se encuentran en la pendiente llana de la gráfica.

El tercer paso en el ACP fue la extracción de la carga de los factores (28 por cada una de las variables), estos valores permiten identificar aquellos factores principales que explican la variabilidad de los datos (ROGERSON, 2001). De la carga de los factores de los datos, también conocidos como coordenadas de los factores, (Tabla 1, Anexo II) se observó que el primer componente, que contiene valores de carga entre 0.9 y -0.9 (Tabla 6.2), agrupa las variables de altitud, temperatura y en menor medida la pendiente. La altitud y temperatura presentaron valores negativo y positivo respectivamente, por relación inversa que guardan entre si.

Dentro de la primera carga se observa la influencia que ésta ejerce hacia las demás variables, en especial hacia el tipo de suelo y la vegetación, la altitud se correlaciona más con la vegetación de

los bosques, la vegetación de alta montaña, los pastizales inducidos y los suelos que tienen un menor desarrollo como son los litosoles y los regosoles. La temperatura guarda una mayor correlación con los distintos tipos de suelo, sobre todo con aquellos que tienen mayor desarrollo además de que se agrupan las áreas donde la vegetación ha sido transformada por acción antrópica (ya sea en localidades, agricultura de temporal y los matorrales). Debido a las variables involucradas en el primer componente se le denominó *topográfico-climático*. Para conocer la influencia del componente principal llamado topográfico-climático, se generó una gráfica (Figura 6.3) en la que se contrasta éste contra el factor 2, el cual es el segundo en importancia además de que contiene la carga de las variables de *y uso*, por lo cual se le dejó ese nombre.

En la gráfica (Figura 6.3) puede observarse que tanto la altitud como la temperatura controlan y explican gran parte de la variabilidad de los datos, de tal forma que constituyen el eje mayor de la elipse, en función del agrupamiento de las variables y la manera en la que se alarga la elipse pueden conocerse los componentes principales (ROGERSON, 2001). Hacia el plano izquierdo, es decir, los valores negativos de la matriz se encuentran la altitud (ALT_MAX, ALT_MIN y ALT_PRED), la pendiente (PEND_TER), los principales de tipos de cobertura vegetal natural y los suelos con escaso desarrollo. Al lado derecho, con los valores positivos de la gráfica se ordena la temperatura (TEMP_MAX, TEMP_MIN y TEMP_PRED) así como las superficies afectadas por la actividad antrópica que repercuten espacialmente como es la agricultura de temporal (AT) y las localidades, también se encuentran los suelos con un mayor desarrollo.

El ACP fue una herramienta de gran utilidad para conocer las variables biofísicas que controlan el sistema natural del volcán La Malinche. La altitud, temperatura y pendiente son los factores principales que explican gran parte la presencia de los elementos biofísicos en el volcán. La influencia de la altitud sobre la vegetación se puede corroborar graficando ésta por intervalo de altura (Figura 6.4). El caso de los suelos poco desarrollados (regosoles y litosoles) fue interesante debido a que éstos se agruparon donde influye la pendiente y la altitud, ambos factores condicionan el desarrollo de éstos. Las agrupaciones del lado positivo fueron principalmente la de suelos (fluvisoles y cambisoles) y el uso del suelo (agricultura de temporal y las localidades), en ambos casos la pendiente no es significativa, aunque lo es la temperatura, no obstante, no es tan clara la relación de ésta con dichos elementos.

Tabla 6.2 Carga de los factores 1 y 2 basada en correlaciones la matriz de correlación. Obsérvese la alta carga de las variables altitud y de temperatura y la influencia de éstas hacia las demás variables. Las variables: ALT_MIN= altura mínima, ALT_MAX= altura máxima, ALT_PRED= altura predominante, FORMA= geometría de laderas, ORIENT_COS= orientación (coseno), PEND_TER = pendiente del terreno, TEMP_MIN= temperatura mínima, TEMP_MAX= temperatura máxima, TEMP_PRED= temperatura predominante, AT= agricultura de temporal, BA= bosque de oyamel BE= bosque de encinos, BPI=bosque de pinos, MAT= matorrales, SINVEG= áreas sin vegetación, LOC= localidades, VALP= vegetación de alta montaña, PAIND= pastizal inducido, VEGSEC= vegetación secundaria, T= andosoles, B= cambisoles, H= feozem, J= fluvisoles, R= regosoles, L= luvisoles, E= Rendzinas, V= vertisoles.

Carga de los factores 1 y 2 (ACP)					
Variable	Factor 1	Factor 2	Variable	Factor 1	Factor 2
ALT_MIN	-0.97	0.04	SINVEG	-0.43	0.03
ALT_MAX	-0.97	0.06	LOC	0.46	-0.32
ALT_PRED	-0.99	0.04	VEALP	-0.30	0.07
FORMA	0.02	-0.01	PAIND	-0.23	-0.34
ORIENT_COS	0.02	0.05	VEGSEC	0.07	0.01
PEND_TER	-0.74	-0.36	T	0.00	-0.18
TEMP_MIN	0.97	-0.06	B	0.58	-0.19
TEMP_MAX	0.97	-0.04	H	0.13	-0.08
TEMP_PRED	0.98	-0.04	J	0.23	0.23
AT	0.51	0.47	I	-0.37	-0.69
BA	-0.56	-0.36	R	-0.51	0.60
BE	-0.02	-0.37	L	0.01	0.13
BPI	-0.55	0.41	E	0.12	-0.12
MAT	0.03	-0.10	V	0.11	0.05

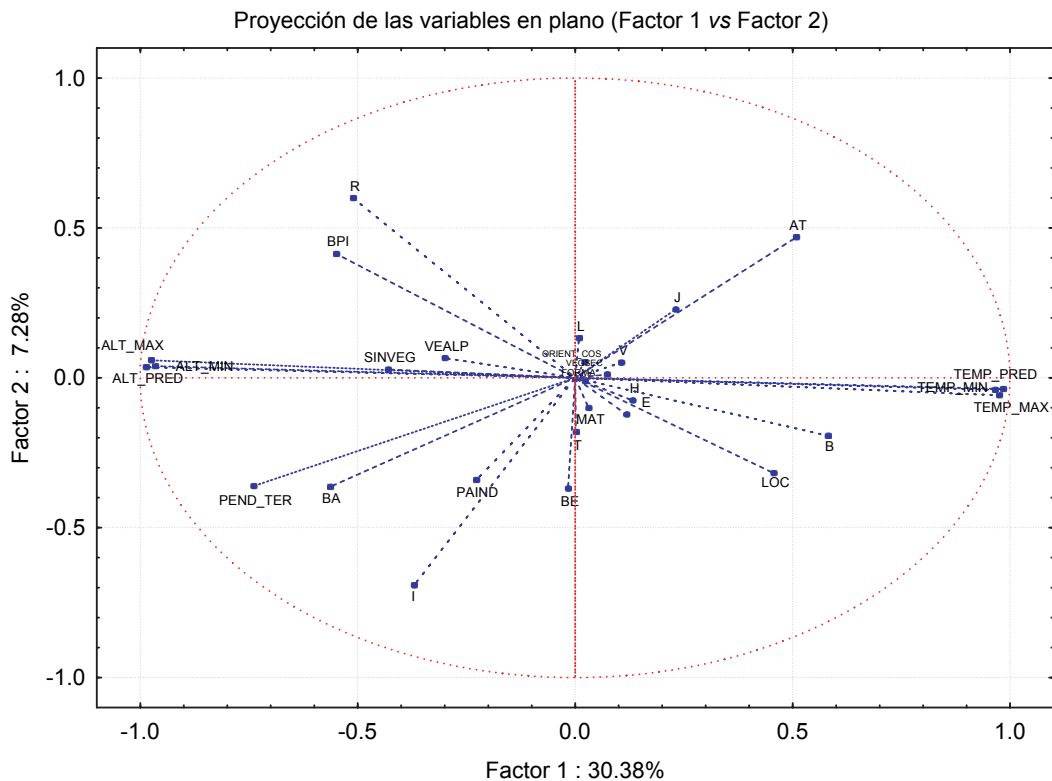


Figura 6.3 Gráfica del factor 1 contra el factor 2, obsérvese como controla a las demás variables la altitud con el valor negativo y la temperatura con el valor positivo. En el gráfico las claves son las mismas de la Tabla 6.2

A través del ACP se probó la hipótesis de que a través de la fragmentación del relieve se pueden discernir con mayor claridad los elementos biofísicos que dependen de éste, el modelo del cual se partió, tiene aplicabilidad para el caso del volcán La Malinche donde la altitud del relieve resulta de intensos procesos volcánicos que generan estructuras verticales mismas que, al interactuar con el sistema climático, generan variabilidad en términos de vegetación y suelos.

Es necesario incluir una mayor información sobre los elementos del medio físico como son la geología y la precipitación, para tener una mejor explicación de la presencia de todos los elementos ambientales, sin embargo, no siempre puede obtenerse ésta e incluso uno de los problemas está dado por la inexistencia de los datos. También se observó en el resultado de los factores o componentes, la influencia de la actividad humana como transformadora del paisaje, ya que ésta condiciona la carga de los componentes en las variables analizada en el ACP y determinan parcialmente, en parte, los agrupamientos de las unidades ambientales por el Análisis de Cluster.

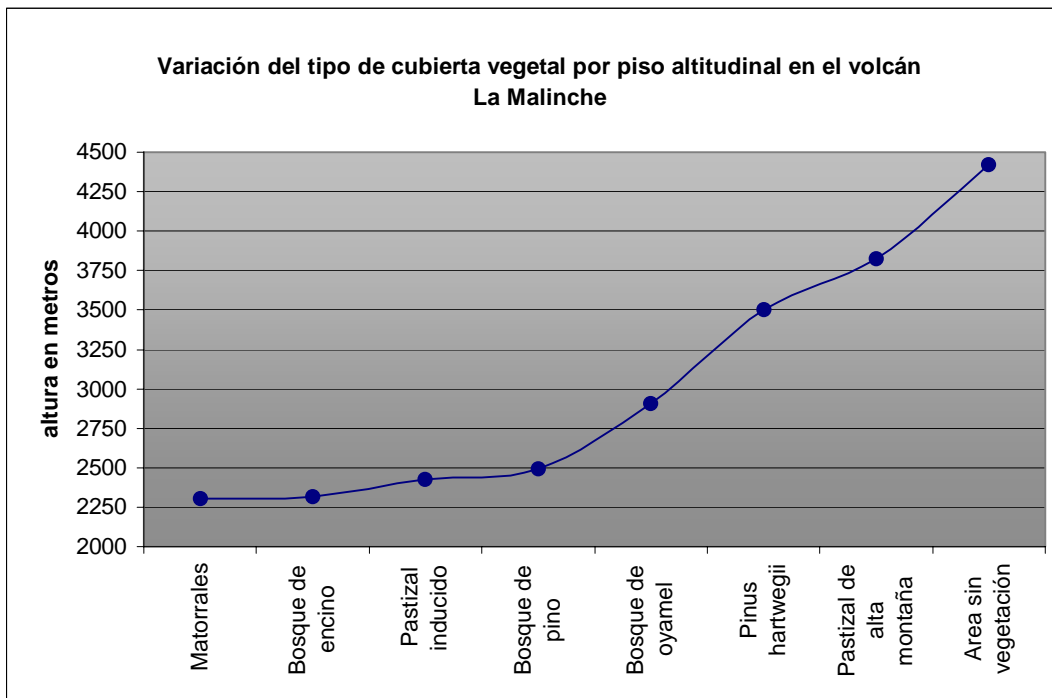


Figura 6.4. Variación del tipo de cubierta vegetal en función de altura. (Tomado y adaptado de ARELLANO y colaboradores, 2001).

Los resultados de la segunda técnica aplicada (Análisis *Cluster*) permitieron clasificar cada uno de los subsistemas geomorfológicos en función de sus propiedades biofísicas, las agrupaciones se obtuvieron de la interpretación de dendrogramas (Figura 6.5, Dendrogramas 1, 2, 3, 4, 5 y 6 del

anexo II). De los seis dendrogramas generados, y por medio de la observación e interpretación de las gráficas junto con el de las tablas con los atributos ambientales (ver Tabla 2 del Anexo I), se constató que los *clusters* tienen coherencia en el sentido en que aglutinan aquellas unidades que poseen similitud estadística en términos de sus atributos ambientales (Figura 6.5). También se observó que en cuanto más extensión y fragmentación espacial se tiene de las formas del relieve, mejores agrupaciones se generan, pues las distancias entre estos disminuyen (dendrogramas B, D y E, Figura 6.5). No obstante lo anterior, las agrupaciones generadas en los 6 dendrogramas en función de los sistemas geomorfológicos, fueron aceptables debido a que mediante la observación e inspección de las tablas de atributos, se corroboró la similitud real de los componentes ambientales.

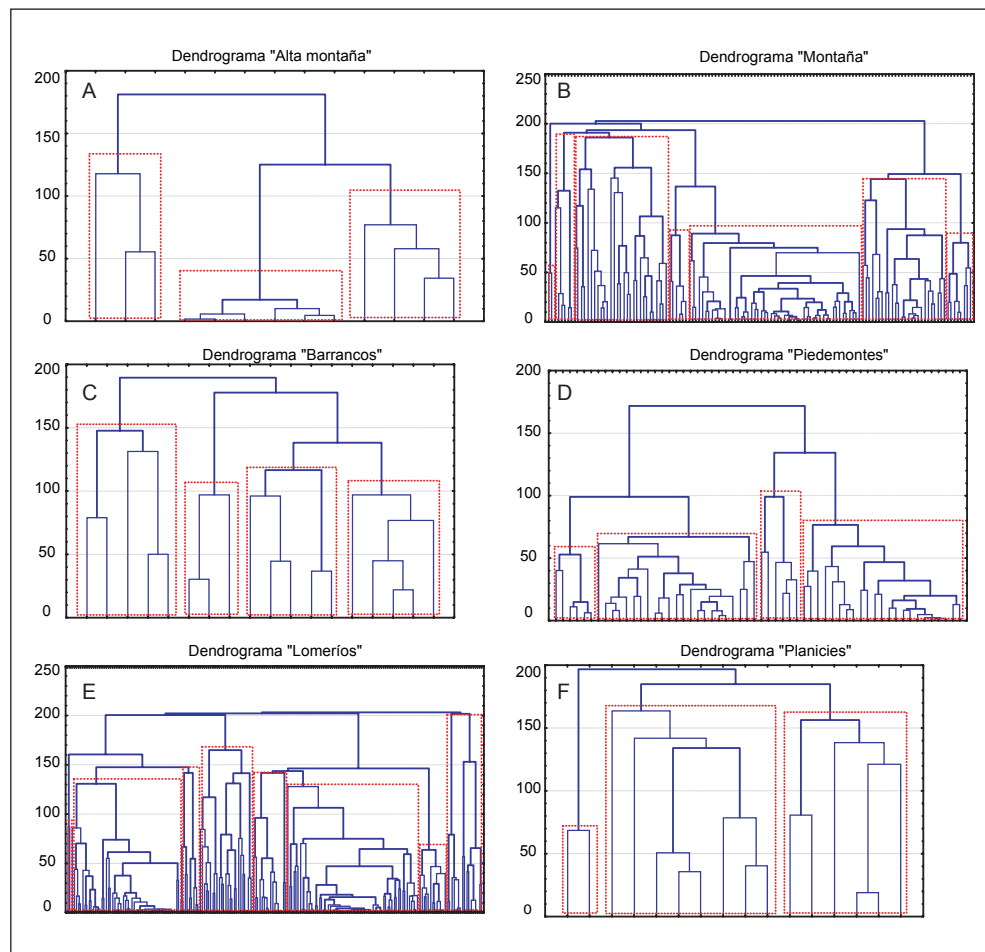


Figura 6.5 Dendrogramas sintetizados de los subsistemas geomorfológicos, la línea discontinua marca las grandes agrupaciones, los <<objetos>> que se encuentran en ésta son entidades similares en cuanto a los atributos biofísicos que poseen. Las claves de las unidades morfo genéticas por cada grupo, se encuentran en los dendrogramas 1, 2, 3, 4, 5 y 6 del Anexo II.

Mediante el AC se reconocen las agrupaciones por la igualdad de valores en la distancia euclidiana, éste puede utilizarse para clasificaciones automatizadas sin embargo, hay que identificar aquellos factores que pesan en la formación de los grupos o *clusters* ya que en muchos de los casos, es difícil asignar un nombre a las clasificaciones, esto se debe a que la agrupación es puramente estadística,

aún así resulta un método objetivo por el cual pueden establecerse criterios únicos de agrupación, en especial por establecimiento de reglas en cuanto a las distancias euclidianas para determinar la formación de grupos homogéneos. En términos generales puede decirse que los resultados obtenidos por los métodos multivariados son satisfactorios y pueden aplicarse como una metodología para establecer unidades ambientales, sin embargo, debe tenerse en cuenta lo siguiente:

- Los métodos multivariados son solamente técnicas exploratorias que permiten tener una visión general de una serie de datos, sin embargo, los resultados necesitan ser interpretados.
- En algunos casos, la aplicación de una técnica multivariada permite probar parcialmente una cierta hipótesis la cual debe ser coherente con la realidad.
- Los resultados dados por el análisis multivariado dependen de los datos de origen, si la información no es detallada, los resultados tampoco lo serán. Las variables introducidas no deben ser redundantes.
- Una clasificación puede realizarse a través de técnicas multivariadas (AC) sin embargo, deben homogeneizarse los criterios de clasificación.

6.3 Las unidades ambientales biofísicas del volcán La Malinche

Una vez realizado el análisis multivariado y establecidas las unidades ambientales biofísicas, se hicieron las clasificaciones jerárquicas siguientes:

1. *Sistema La Malinche.* Corresponde a toda la estructura del volcán, en su interior se reconocen subsistemas, el sistema geomorfológico es del orden de miles de km².
2. *Subsistemas de La Malinche.* Se clasificaron con base al tipo de relieve, se reconocieron 6 clases que son el de las laderas de alta montaña, laderas de montaña, piedemonte, lomeríos, laderas de barranco y planicies.
3. *Unidades de subsistema.* Son elementos y estructuras del relieve que poseen una característica ambiental biofísica bien definida, en conjunto forman el subsistema debido al tipo de relieve que los compone. Se obtuvo un total de 65.

El mapa final de las unidades ambientales biofísicas se presentan en el Anexo Cartográfico (Mapa 2), las características generales de los subsistemas de La Malinche se describen a continuación:

I. Subsistema de laderas de alta montaña. Está compuesta de tres unidades (9,10,11), que se encuentran a una altura promedio de 3,900 m, y con pendientes del orden de los 22°, la temperatura media anual es de aproximadamente 8°C. Las unidades que componen al subsistema están modeladas por procesos periglaciares, la vegetación predominante es de oyameles, pinos, zacatonales de alta montaña y *Pinus hartwegii* (Figura 6.6), el desarrollo de los suelos es incipiente a nulo, los tipos de suelo son litosoles y regosoles. Las unidades que componen el subsistema ocupan una superficie 8.9 km².

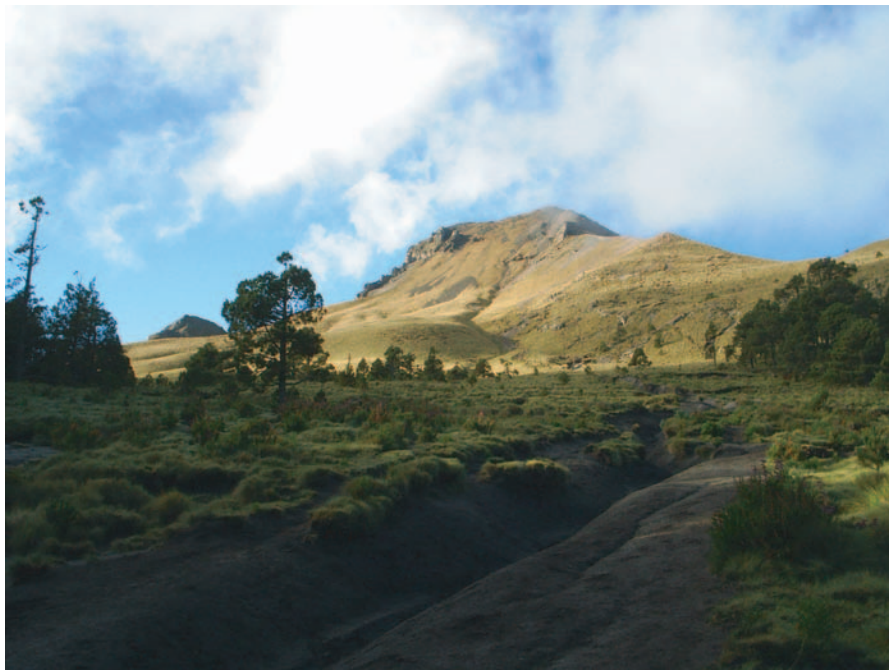


Figura 6.6 Paisaje representativo de las laderas de alta montaña, se observan los zacatonales de alta montaña y al fondo unos cuantos *Pinus hartwegii*. La falta de colonización vegetal en las partes más altas se debe a la altitud y pendientes del terreno, así como la falta de disponibilidad de agua.

II Subsistema de laderas de montaña. Está compuesta de 22 unidades que en algunos casos forman grupos que guardan cierta homogeneidad entre ellos, las unidades ocupan una superficie de 211.6 km², se reconocen los grupos siguientes:

Unidades 12 y 21. Se encuentran a una altitud promedio de 2,600 m, la pendiente media es del orden de 13° y la temperatura media anual es de aproximadamente 14°C. Las unidades están compuestas de laderas volcánicas, en las cuales de manera natural, predomina la vegetación de bosque de encino, aunque se ha intensificado el uso de suelo agrícola (12), los suelos tienen poco desarrollo con predominio de los regosoles y litosoles.

Unidades 13, 14, 15, 16 17 y 18. Corresponde a las laderas de montaña del volcán La Malinche y de los domos volcánicos El Pinal y El Tintero, se encuentran a una altitud promedio de 3200 m, la pendiente media es de más de 15° y la temperatura media anual es de 11°C aproximadamente. Algunas laderas se encuentran modeladas por procesos fluviales y en las partes más altas por los procesos periglaciares. En las laderas predominan dos tipos de bosques, el de oyamel (unidades 13, 14 y 15) el cual se encuentra sobre las amplias cañadas del volcán, donde predominan los litosoles y el bosque de pinos (unidades 16, 17 y 18) que cubren gran parte del área del Parque Nacional del volcán La Malinche (Figura 6.7) y las partes altas de los domos El Pinal y El Tintero, los pinos se desarrollan preferentemente sobre regosoles.



Figura 6.7 Ladera de montaña sobre la cara norte del volcán, la vegetación predominante a nivel de cobertura es de pinos, los suelos son de origen volcánico, clasificados como regosoles, aunque también existen cambisoles.

Unidades 19, 21, 22, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31 y 32. Son laderas de montaña que tienen una altitud promedio de 2,600 m, con una pendiente media de 13° y temperatura media anual de 14°C. Las laderas son producto de la acumulación de productos volcánicos y se encuentran modeladas por procesos erosivos fluviales. Por las condiciones biofísicas les corresponde una vegetación de bosque de encinos (unidades 21, 22, 25, 26, 27, 28, 29, 31, 32), sin embargo, las actividades humanas han transformado las áreas boscosas en campos para el cultivo de temporada (unidad 19) o se han producido cambios en el tipo de vegetación predominante como son la presencia de matorrales

(unidad 30), los suelos que componen a estas unidades son, por lo general, regosoles, aunque en ciertas condiciones se presentan sobre suelos volcánicos clasificados como andosoles (unidades 22 y 26).

Unidades 20, 23, 24 y 33. Corresponde a las laderas que se encuentran entre el dominio de alta montaña y las laderas del área del bosque templado, se encuentran a una altura media de 3,400 m, con una pendiente media de 18° y una temperatura media anual de 11°C. Las laderas tienen origen volcánico y se encuentran modeladas por procesos gravitacionales. Predominan los bosques de oyamel (unidades 20 y 24) aunque alternan con el bosque de pino (unidad 23), cuando hay actividades humanas las áreas boscosas se transforman en superficies de pastizal inducido (unidad 33). Los suelos que predominan se clasifican como regosoles.

III. Subsistema de laderas de barrancos. Está compuesto por ocho unidades, se trata en sí de un sistema de barrancos que disecan el piedemonte del volcán; en algunos casos se agrupan por las cualidades de sus componentes ambientales biofísicos, en conjunto suman un área de 35.6 km², su descripción es la siguiente:

Unidades 1, y 4. Estos se encuentran a una altitud promedio de 2,600 m, la pendiente predominante se encuentran entre 2° y 6°, la temperatura media anual es de aproximadamente 15°C. Los barrancos son el resultado de procesos erosivos fluviales, la vegetación es de bosque de pinos, los suelos no están bien desarrollados y se clasifican en litosoles y fluvisoles, estos últimos se encuentran en el fondo de los valles.

Unidad 2. El sistema de barrancos de esta unidad tienen una altitud media de 3,500 m, la pendiente del terreno media es del orden de los 10° y la temperatura media anual es de 10°C. La vegetación predominante en esta unidad es de bosque de oyamel seguido de una importante cubierta de bosque de pinos, los suelos no tienen buen desarrollo, se clasifican como regosoles.

Unidades 3 y 5. Los barrancos que pertenecen a ambas unidades se encuentran a una altitud media de 2,700 m, las pendientes predominantes son del orden de los 8° y su temperatura media anual es de 15°C. En estos barrancos predominan los matorrales además de que se ha transformado el paisaje para la apertura de pastizales; los suelos tienen poco desarrollo se clasifican como regosoles y fluvisoles, en algunos casos incluso en litosoles (5).

Unidades 6, 7 y 8. El sistema de barrancos de las unidades se encuentran a una altitud media de 2,500 m y tienen una pendiente media del terreno de 6°, la temperatura media anual es de aproximadamente 15°C. La vegetación natural predominante es de bosque de encinos sin embargo, las actividades humanas han transformado ésta a la apertura de tierras para el cultivo de temporal. Los suelos no tienen buen desarrollo, predominan los regosoles y en algunos barrancos los fluvisoles (8).

IV. Subsistema de piedemonte. Está compuesto de 4 unidades, en conjunto forman el extenso piedemonte volcánico de La Malinche, la superficie total del subsistema es de 895.9 km², la descripción de sus unidades se da a continuación:

Unidad 52. Esta unidad es la más extensa, abarca gran parte del piedemonte del volcán, tiene una altitud media de 2,400 m y la pendiente media del terreno es de 3°, la temperatura media anual predominante es de 15°C. El origen del piedemonte es mixto, por un lado está asociado a la acumulación de material volcánico por actividad eruptiva, pero también se ha formado por la acumulación de material fluvial e incluso fluvio-glacial. La vegetación ha sido prácticamente transformada para la apertura de tierras de cultivo, debido a las condiciones ambientales, las condiciones son de bosque de encinos. El tipo de suelo con el que se clasificó al piedemonte es el fluvisol (Figura 6.8).



Figura 6.8 Abanico volcánico del sector sur-oriental. La vegetación natural ha sido removida, el uso actual es de cultivos de temporada.

Unidad 53 y 55. El piedemonte de la unidad se encuentra a una altitud media de 2,400 m, la pendiente de terreno es del orden de los 2° y la temperatura media anual es de aproximadamente 15°C. El origen del relieve se debe principalmente a la acumulación de material volcánico y al igual que las unidades descritas anteriormente, la vegetación que por el piso de altura correspondería a encinos, ha sido transformada para la agricultura de temporal. Los suelos de esta unidad se encuentran mejor desarrollados y tienen mayor cantidad de materia orgánica, se clasifican como cambisoles.

Unidad 54. Corresponde a gran parte del piedemonte medio y superior del volcán, la altitud media es de 2,600 m, la pendiente media del terreno es suave, es decir del orden de los 5° y la temperatura media anual es de 14°C aproximadamente. Al igual que las unidades anteriores el origen se debe a la acumulación de material volcánico pero es notoria la presencia de rasgos erosivos fluviales en algunos sectores del piedemonte; el paisaje ha estado sujeto a cambios por la actividad humana encaminada a la apertura de tierras para el cultivo, que alternan con pequeñas comunidades de bosque de pino. Los suelos tienen poco desarrollo y se clasifican como regosoles.

V. Subsistema de lomeríos. Está compuesto de 18 unidades que se presentan aisladas o forman grupos homogéneos en sus componentes biofísicos, las unidades en conjunto suman una superficie de 97.1 km², se identificaron los siguientes:

Unidades 3 y 36. Se localizan en la parte baja del volcán, en el sector oriental y nororiental, se encuentran a una altitud media de 2,500 m, tienen una pendiente media de 10°, la temperatura media anual es de 14°C. Los lomeríos corresponden a elevaciones volcánicas menores en las cuales predomina el bosque de encino sobre suelos con poco desarrollo como son los litosoles y regosoles.

Unidades 37, 38, 39, 40, 43, 45, 47, 48, 49 y 51. Corresponde a todos los lomeríos y elementos del mismo que se encuentran al pie del volcán, tienen una altura y pendiente media de 2,300 m y 3° respectivamente, la temperatura media anual es de 16°. Los lomeríos son en sí pequeños volcanes donde debido a las condiciones ambientales la vegetación que le corresponde es de bosque de encinos (unidad 38), sin embargo el relieve ha favorecido la transformación del paisaje para el uso del suelo agrícola de temporal (unidades 39, 43, 48, 49 y 51), de pastizal inducido (unidad 45) y urbano (unidades 37, 40 y 47); una rasgo distintivo de esta unidad es de que los suelos son ricos en

materia orgánica, se clasifican como cambisoles y en algunos casos en suelos bien desarrollados como los vertisoles (49).

Unidad 35. Se compone de lomeríos y elementos con una altitud media de 2,500 m y pendiente media de 4°, la temperatura media anual es de 15°C. Al igual que las unidades descritas anteriormente, el origen de éstos es volcánico. Predomina el uso de suelo agrícola y los suelos se encuentran poco desarrollados con predominancia de los regosoles.

Unidades 41, 42, 46 y 50. Los lomeríos tienen una altitud media de 2,500 m, la pendiente del terreno media es de 2°, la temperatura media anual es de aproximadamente 16 °C. Los lomeríos de origen volcánico acumulativo se encuentran transformados en usos del suelo de agricultura (unidad 42) y urbanos (41, 46 y 50). Los suelos tienen, por lo general, poco desarrollo y se clasifican en fluvisoles (42 y 46) y litosoles.

VI. Subsistema de planicies. Se compone de 11 unidades, por sus componentes biofísicos algunas se agrupan, en conjunto ocupan una superficie de 77 km², la descripción es la siguiente:

Unidades 56 y 61. La unidad se localiza en el extremo norte del volcán. Las planicies se encuentran a una altitud media de 2,300 m y la pendiente del terreno es <2°, la temperatura media anual es de aproximadamente 16°C. El origen de estas se asocia a la acumulación de aluviones, predomina la vegetación secundaria y la agricultura de temporal; los suelos tienen buen desarrollo, se clasifican como vertisoles.

Unidad 57. Esta unidad corresponde a los fondos de las cañadas oriental y suroriental del volcán, la altitud media a la que se encuentran estas es de 3,100 m, la pendiente media del terreno es de 7° y la temperatura media anual de 12°C. El origen del relieve se debe a procesos fluviales y glaciales, siendo los últimos los que predominan hoy en día. La vegetación predominante es de bosque de oyamel con algunos enclaves de comunidades de pinos, los suelos por el material del que derivan se clasifican como fluvisoles.

Unidad 58. Esta unidad abarca las más extensas planicies de La Malinche, se encuentran a una altitud media de 2,300 m, la pendiente del terreno es <2° y la temperatura media anual es de aproximadamente 16°C. El origen de las planicies se debe a la acumulación de material aluvial y proluvial, siendo más importante el primero. La vegetación natural ha sido completamente

removida para la apertura de tierras para el cultivo y la urbanización. Por las características del material parental los suelos se clasifican como fluvisoles.

Unidad 59. Corresponde a la planicie de un cráter que tiene una altitud 3,100 m con una pendiente de 3°, la temperatura media anual es de 12°C aproximadamente. La génesis del relieve se debe a la acumulación volcánica. La vegetación predominante es de bosque de pino; los suelos se clasifican en dos tipos, fluvisoles y regoles.

Unidades 60, 62, 63, 64, 65. Las unidades se localizan en el sector sur-meridional del volcán, las planicies tienen una altitud media de 2,300 m, la pendiente del terreno es de 2° y la temperatura media anual es de aproximadamente 16°C. El origen de las planicies es mixto pues se intercalan productos aluviales y proluviales con materiales volcánicos, la vegetación ha sido prácticamente removida aunque las condiciones ambientales son propias para el bosque de encinos (unidad 64), predomina el uso de suelo agrícola de temporada y el urbano en algunos casos (63), los suelos de estas planicies se han visto más influenciados por los materiales volcánicos, lo que ha resultado en la formación de cambisoles.

6.5 Aplicabilidad de las unidades ambientales biofísicas bajo criterios geomorfológicos

La aplicabilidad de los estudios geomorfológicos ambientales fueron expuestos en el capítulo primero, de cualquier forma, una revisión en los manuales de geomorfología aplicada o enfocada al manejo de recursos (ver COOKE y DOORNKAMP, 1974, 1990; HART, 1986; VERSTAPPEN, 1982, 1983; VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1991, entre otros) pone en claro los múltiples beneficios de trabajar bajo este enfoque.

Posiblemente la mejor síntesis de la geomorfología y los estudios ambientales ha sido dada por VERSTAPPEN (1992) quien reconoce las aplicaciones de ésta en las siguientes ramas:

- *Estudios ambientales.* Los trabajos son importantes respecto a la elaboración de cartografía temática y la evolución del ambiente en el Cuaternario.
- *Estudios sobre el impacto ambiental de las actividades humanas.* La geomorfología se dirige hacia los estudios para el desarrollo rural y la planificación de obras para ingeniería.

- *Estudios sobre riesgos ambientales.* Interesan los estudios relacionados con los riesgos naturales de carácter exógeno como erupciones volcánicas y terremotos, así como los de tipo exógeno, como inundaciones o procesos de remoción en masa.

En México los trabajos en geomorfología ambiental (LÓPEZ-BLANCO y VILLERS, 1995; 1998, ARELLANO, 2001; BOCCO *et al.*, 2001; MARTÍNEZ, 2002) se han encaminado a la elaboración de cartografía geomorfológica, en la cual se han integrado las variables del medio biofísico con la finalidad de planear el uso del suelo (BOCCO *et al.*, 2001) así como para el manejo unidades ambientales en el ordenamiento ecológico (LÓPEZ-BLANCO y VILLERS, 1995). La mayor ventaja de los estudios geomorfológicos-ambientales es de que permiten integrar numerosas variables geográficas, por lo tanto las formas del relieve se plantean como la única unidad básica de análisis espacial (BOCCO *et al.*, 2001).

El mapeo geomorfológico sintético, se presenta como una opción viable en México para el reconocimiento del territorio y la evaluación de los recursos. La regionalización geomorfológica a pequeñas escalas y los levantamientos geomorfológicos, a escalas detalladas, permiten integrar información valiosa sobre los recursos naturales, como lo demuestran las metodologías de la CSIRO y del ITC.

Uno de los problemas a los que se enfrenta México en materia de la evaluación de recursos es la falta de información y la actualización de ésta, si bien el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) ha tratado mantener levantamientos cartográficos, los resultados son en algunos casos deficientes en cuanto a la calidad y cobertura con respecto a las superficie del país.

El problema sobre evaluación y manejo de recursos se agrava por las decisiones y presiones gubernamentales para realizar los ordenamientos ecológicos y territoriales en sus distintos niveles administrativos en donde se establece la prioridad que tienen los recursos y el ambiente, esto se encuentra estipulado de manera constitucional, en la Ley General del Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente (LGEEPA) (SEMARNAP, 2000).

Si bien existen propuestas metodológicas para realizar los ordenamientos ecológico y del territorio (*ibidem*), una simple revisión de estos muestra que en muchos de los casos hay insuficiencia de la información y diferentes criterios de evaluación entre ordenamientos territoriales, además de que gran parte de la información se basa únicamente en la cartografía temática proporcionada por el

INEGI. Si bien en los lineamientos de la regionalización ecológica se plantean escalas cartográficas y la inclusión de los fenómenos sociales (SEMARNAP, 2000), los resultados terminan en un compendio de mapas sin análisis espacial.

Si se tienen en cuenta las dificultades en cuanto al manejo de la información geográfica, la geomorfología ambiental se plantea como una solución, en dos sentidos, uno es para un reconocimiento general de los recursos del territorio, como lo proponen las metodologías del CSIRO o la del ITC, y otro es en cuanto a la estandarización de criterios en los ordenamientos y regionalización ecológica y territorial. Para el primer caso, el método es relativamente económico si se ve como beneficio a corto, mediano y largo plazo, ya que permite realizar levantamientos rápidos de los recursos naturales (como pueden ser geología, geomorfología, suelos, vegetación, hidrología, hidrografía y usos del suelo), los cuales pueden actualizarse mediante los beneficios brindados por las computadoras y los sistemas de información geográfica. Para el segundo caso, los ordenamientos tendrían criterios similares entre los distintos niveles cartográficos y entre las administraciones, además de que la información socio-económica podría ser integrada sin dificultad alguna.

La presente investigación retoma los principios teóricos que subyacen en materia de geomorfología ambiental y se aplicó con base en metodologías llevadas a cabo en México, los criterios de delimitación para la obtención de las unidades ambientales biofísicas. Mediante técnicas multivariadas se trató de comprobar la validez del método, que toma como unidad básica de análisis las unidades morfogenéticas. Se propone la aplicación de este método en otros sitios para darle validez.

Las unidades ambientales biofísicas establecidas en el volcán La Malinche son de utilidad, por citar algunos ejemplos, para los siguientes:

- Evaluación de áreas potenciales a procesos geomorfológico que pueden amenazar a las poblaciones.
- Establecimiento de áreas óptimas para un uso de suelo determinado.
- Manejo de los recursos naturales y su posible impacto ambiental en caso de la explotación de uno o varios de estos.
- Reconocimiento de procesos erosivos.
- Obras de ingeniería civil.

En los estudios ambientales, es necesario el enfoque multidisciplinario (VERSTAPPEN, 1991), para lograr ello se necesita crear un lenguaje común entre los especialistas. En este sentido, la geomorfología puede ser el puente de comunicación, debido a que gran parte de los componentes del medio natural (paisajísticos) se encuentran en el relieve, asimismo, es donde el ser humano desarrolla gran parte de sus actividades. No es casualidad que en los países desarrollados se hayan ingeniado las metodologías de los levantamientos sistémicos del terreno, en éstos la geomorfología es parte de estrategias, tanto privadas como gubernamentales, para distintos fines en los cuales se involucran los recursos naturales. En México falta mucho por hacer, sin embargo, se puede comenzar por uniformizar criterios y aplicar una metodología para los estudios dirigidos al reconocimiento y evaluación de recursos naturales en el marco del ordenamiento y de la planificación territorial, la geomorfología se plantea como una opción viable para llegar a este fin, ya que contempla la relación del medio biofísico-relieve y el impacto que tienen las actividades humanas en el paisaje.

CONCLUSIONES

A pesar de que la geomorfología depende de otras ciencias, en especial las puras, para construir sus modelos, ésta ha logrado a través de los conceptos de los sistemas y el equilibrio, formular explicaciones a través del reconocimiento de los sistemas geomorfológicos. La relación tiempo-procesos ha podido ser estudiada en múltiples escalas. El próximo paso para la solidificación de una teoría se vislumbra a través de la creación de modelos.

El soporte teórico de los sistemas aplicados a la geomorfología, ha propiciado la articulación de ésta con las ciencias ambientales. El concepto de la sensibilidad del paisaje y el soporte teórico, metodológico y conceptual que lo respalda, se ve como una opción viable en la integración de las ciencias ambientales en el contexto paisajístico, ya que pueden vincularse tanto a los estudios ecológicos como los geomorfológicos, ya que ambos construyen sus explicaciones dentro de la Teoría General de los Sistemas. Por otro lado, el marco teórico de la geomorfología ambiental, se está fortaleciendo con los aportes de la sensibilidad del paisaje.

El medio biofísico en el volcán La Malinche está condicionado por la geomorfología y el clima. El volcanismo ha generado una variabilidad en términos del relieve como son las laderas de montaña, lomeríos y piedemonte, mismos que han sido modelados por procesos exógenos, que han creado nuevas formas como planicies, abanicos y barrancos. El clima en relación con el relieve genera contrastes ambientales, en especial térmico-higrométrico, mismos que condicionan la presencia de los grupos de cobertura vegetal, los cuales son sensibles a los pisos altitudinales. El desarrollo de los suelos se encuentra condicionado al tiempo y a los factores tanto físicos, dados por geología, clima, relieve como biológicos.

El levantamiento geomorfológico de La Malinche, fundamentado en los principios propuestos por el ITC (VAN ZUIDAM y CANCELADO, 1985; VERSTAPPEN y VAN ZUIDAM, 1991) fue de utilidad porque permitió fragmentar el relieve en sus distintos componentes, se establecieron los elementos, subunidades y unidades del sistema morfogenético del volcán La Malinche. Una de las ventajas del mapeo sistemático del terreno es de que puede ser almacenado en un SIG donde puede integrarse la información de cartografía temática y aquella derivada del MDT, como es la morfometría.

A través del mapeo sistemático y la interpretación de las unidades, se pudieron establecer las divisiones genéticas del volcán La Malinche, de las cuales predominan aquellas relacionadas con

los procesos endógenos, las unidades identificadas como colapsos, se infirieron a partir de la interpretación geomorfológica. Una de las unidades de mayor complejidad, fueron los abanicos clasificados como fluvio-glaciales, los cuales se explicaron por la interacción de los procesos endógenos y exógenos. El relieve exógeno más importante en el volcán está dado por los procesos glaciales con el modelado de los amplios valles del volcán, así como por los procesos fluviales, que dan como resultado la formación de barrancos en el piedemonte.

El levantamiento geomorfológico analítico, permitió integrar las variables biofísicas y aplicar técnicas de análisis multivariado. A través del Análisis de Componentes Principales se pudo establecer que la altitud, la temperatura y la pendiente del terreno son los principales factores que controlan la correlación entre todas las variables biofísicas. Por medio del Análisis *Cluster* se pudieron clasificar correlaciones, grupos de unidades y subunidades ambientales biofísicas que posteriormente fueron fragmentadas mediante la interpretación de las tablas. A través del resultado de la aplicación de técnicas multivariadas, se corroboró la hipótesis planteada de que la fragmentación del relieve es una forma óptima para la caracterización de las unidades ambientales, ya que a través de la información contenida en ésta, pueden integrarse los atributos biofísicos y analizar, mediante técnicas estadísticas, las variables principales que explican diversidad del medio.

La delimitación con base en el mapa morfogenético y los resultados del análisis multivariado, permitieron reconocer dentro del complejo ambiental del sistema de La Malinche, los subsistemas ambientales, mismos que se componen de las unidades, definidas como superficies homogéneas en término de sus componentes biofísicos.

La distinción de los subsistemas del volcán, a través del método expuesto en el presente estudio, permite realizar valoraciones de uso del territorio, con base en las características del medio natural, de ésta forma, se puede decir que los subsistemas de laderas de alta montaña y laderas de montaña son superficies que por sus características biofísicas son óptimas para la conservación. El subsistema de piedemonte las características ambientales son óptimas para uso los usos agrícolas, sin embargo, hay unidades en las cuales es necesaria la restauración. En los subsistemas de lomeríos y planicies, la actividad antrópica predomina, sin embargo, son áreas en las cuales es necesario el conocimiento detallado de procesos geomorfológicos. En el susbsistema de laderas de barrancos, la conservación y restauración se plantean como usos óptimos.

El análisis geomorfológico fue de gran utilidad para delimitar las unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche, el método puede aplicarse en otras áreas y a diversas escalas en México, para corregir las inconsistencias en la regionalización de los ordenamientos ecológicos y territoriales en los distintos niveles administrativos.

BIBLIOGRAFÍA

- ABRAMS, M. y SIEBE, C., 1994. Cerro Xalapaxco: An unusual tuff cone with multiple explosion craters in central Mexico (Puebla). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 63: 183-199.
- AEPPLI H. y SCHOENHALS, E., 1973. Los suelos en la cuenca Puebla – Tlaxcala. *Comunicaciones 7*. Proyecto Puebla Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- AHNERT, F., 1998. *Introduction to Geomorphology*. Arnold Publishers, Gran Bretaña.
- ARELLANO A., 2001. *Delimitación de unidades ambientales por medio de una regionalización geomorfológica del mesobloque “El Encantado”, Oaxaca*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México.
- ARELLANO, A., LÓPEZ-BLANCO J., y VILLERS, L., 2001. *Mapa de cobertura vegetal del Parque Nacional La Malinche mediante fotointerpretación y corrección fotogramétrica en línea*. En XVI Congreso nacional de Geografía (Memorias). Mérida, México 2001. INEGI, México.
- ALLISON, R. y THOMAS, D., 1993. The Sensitivity of Landscapes. En *Landscape Sensitivity* THOMAS, D. y ALLISON, R. (editors). John Wiley & Sons, Chichester.
- BARSCHE, D., 1990. Geomorphology and Geocology. *Z. Geomorph. Suppl.*- Bd. 79, 39-49.
- BERTALANFFY VON L., 1995. *Teoría General de los Sistemas: Fundamentos, Desarrollo y Aplicaciones*. Ciencia y Tecnología, Fondo de Cultura Económica, México.
- BIRKELAND, P., 1974. *Pedology, Weathering, and Geomorphological Research*. Oxford University Press, EUA.
- BOCCO, G., MENDOZA, M. y VELÁSQUEZ, A., 2001. Remote sensing and GIS –based regional geomorphological mapping- a tool for land use planning in developing countries. *Geomorphology* 39. Elsevier. Amsterdam.
- BRUNSDEN, D., 1990. Tablets of Stone: toward the Ten Commandments of Geomorphology. *Z. Geomorph. Suppl.*-Bd. 79,1-37.
- BRUNSDEN, D., 2001. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena*, 42: 99-123.
- BRUNSDEN, D., 1993. Barriers to Geomorphological Change. En *Landscape Sensitivity* Thomas, D. y Allison, R. (editors). John Wiley & Sons, Chichester.
- CASTRO, R., 1999. *Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche*. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de La Tierra, UNAM, México.
- CEBALLOS, S., 2002. *Identificación de áreas adecuadas para cultivos con el enfoque multicriterio y SIG: El caso del DDR Toluca, México*. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Tesis de Doctorado.
- COATES, D., 1990. Perspectives on Environmental Geomorphology. *Z. Geomorph. Suppl.* Bd. 79, 83-117.

- COLE J. y KING, C., 1969. *Quantitative Geography: Techniques and Theories in Geography*. John Wiley & Sons, Gran Bretaña.
- COOKE, R. y DOORNKAMP, J., 1974. *Geomorphology in Environmental Management: An Introduction*. Oxford Clarendon Press, London.
- COOKE, R. y DOORNKAMP, J., 1990. *Geomorphology in environmental management: An introduction*. Oxford University Press, Oxford.
- CROZIER, M., 1999. The frequency and magnitude of geomorphic processes and landform behavior. *Z. Geomorph. Suppl.*- Bd. 115, 35-50.
- DE CSERNA, S., DE LA FUENTE, D., PALACIOS-NIETO, M., TRIAY, L., MITRE-SALAZAR, L. Y MOTA-PALOMINO, R., 1988. *Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México*. Bol. 104. Instituto de Geología, UNAM. México.
- DEMANT, A. 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del eje neovolcánico transmexicano. *Revista Instituto de Geología*. Vol. 5; núm. 2. UNAM, México.
- DEMANT, A. y ROBIN, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista Instituto de Geología*. Vol. 1; núm. 75 UNAM, México.
- DIKAU, R., BRUSNDEN, D., SCHROTT, L. y IBSEN, M.L., 1996. *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. International Association of Geomorphologist, Publication No.5. John Wiley & Sons, Gran Bretaña.
- Doornkamp, J., 1989. Techniques of Map Presentation. En Graham y Trotman (eds) *Earth Science Mapping for Planning Development and Conservation*. Mc. Call & Marker. Gran Bretaña.
- ELLIS, S. y MELLOR, A., 1995. *Soils and Environment*. Routledge, Gran Bretaña.
- ERN, H., 1973. Repartición, ecología e importancia económica de los bosques de coníferas en los estados de Puebla y Tlaxcala. *Comunicaciones 7*. Proyecto Puebla Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- FAO, 1998. *World Reference Base for Soil Resources*. FAO, Italia.
- FERRAR, L., GARDUÑO V., PASQUARÈ G Y TIBALDI, G., 1994. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*. Vol. 33.
- FERRARI, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central México. *Geology*. Vol. 32; no. 1.
- 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*. No. 318.
- FREUND, J., 2004. *Modern elementary statistics*. Pearson, Prentice Hall. USA.

- JOHNSON, D., 2000. *Métodos multivariados aplicados al análisis de datos*. International Thompson Editores, México.
- JOHNSON, C. y HARRISON, C., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 64, pp. 187-210.
- JONES, D., 1995. Environmental Change, Geomorphological Change and Sustainability. En *Geomorphology and Land Management in Environment*. MC GREGOR, D., y THOMPSON, D. (editores). John Wiley and Sons, Gran Bretaña.
- KIRKBY, M., 1990. The Landscape viewed through Models. *Z. Geomorph. Suppl.*-Bd. 79, 63-81.
- KIRKBY, M., 1996. A Role for Theroetical Models in Geomorphology?. En RHOADS y THORN (editors) *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology*, 1996. John Wiley & Sons.
- KLAUS, D., 1970. Distribución de la frecuencia de las precipitaciones en el área Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*, 2. Fundación Alemana para la Investigación Científica, México.
- KLINK, H.J., 1973. La división de la vegetación natural en la región Puebla – Tlaxcala. *Comunicaciones 7*. Proyecto Puebla Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- KUHN T., 1993. *La estructura de las revoluciones científicas*. Breviarios, Fondo de Cultura Económica, México.
- LAUER, W., y STIEHL, E., 1973. *La clasificación del clima en la región Puebla-Tlaxcala*. Comunicaciones 7, Fundación Alemana para la Investigación Científica, México.
- LÓPEZ-BLANCO y VILLERS L., 1995. Delineating boundaries of environmental units for land management using a geomorphological approach and GIS: A study in Baja California, Mexico. *Remote Sensing of Environment* vol. 53 no. 2 :109-117. Elsevier.
- LÓPEZ-BLANCO y VILLERS, L., 1998. Delimitación de unidades ambientales biofísicas aplicando un enfoque geomorfológico y SIG para el ordenamiento territorial de Los Cabos, Baja California Sur. *Geografía y Desarrollo* num. 16. P. 85-99 INEGI, Colegio Mexicano de Geografía A.C. México.
- LUGO, J., 1989. *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- LUGO, J., 1991. *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía. UNAM, México.
- MARTÍNEZ, F., 2002. *Síntesis de las unidades ambientales biofísicas de la subcuenca del río Colotepec, Edo. de Morelos, mediante la aplicación del enfoque geomorfológico y un SIG*. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM.
- MC GREGOR D. y THOMPSON, D., 1995. Geomorphology and Land Management in Changing Environment. En *Geomorphology and Land Management in Environment*. MC GREGOR, D., y THOMPSON, D. (editores). John Wiley and Sons, Gran Bretaña.
- MILES, J., CUMMINS, R., FRENCH, D., GARDNER, S., ORR, J. y SHEWRY , M., 2001. Landscape sensitivity: an ecological view. *Catena*, 42:125-141. Elsevier.

- MITCHELL, C., 1973. *Terrain Evaluation. An introductory handbook to the history principles and methods of practical terrain assessment*. Longman Scientific and Technical. Londres.
- MOOSER, F., MONTIEL, A. y ZÚÑIGA, A., 1996. *Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos*. Comisión Federal de Electricidad (CFE), México.
- MORAN-ZENTENO, D., TOLSON, G., MARTÍNEZ-SERRANO, R., MARTINY, B., SCHAAF, P., SILVA-ROMO, G., MACÍAS-ROMO, C., ALBA-ALDAVE, L., HERNÁNDEZ-BERNAL, y SOLÍS-PICHARDO, G., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*. No. 12.
- MUÑOZ, J., 2000. *Geomorfología General*. Colección Espacios y Sociedades, Serie General número 4. Editorial Síntesis, España.
- NAYLOR, L., Viles, H. y Carter, N., 2002. Biogeomorphology revisited: looking towards the future. *Geomorphology* 47: 3-14.
- OLLIER, C., 1977. Terrain Classification: Methods, Applications and Principles. En HAILS, R. (editor): *Applied Geomorphology: A perspective of the contribution of geomorphology to interdisciplinary studies and environmental management*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- OSTERKAM, W., y HUPP, C., 1996. The Evolution of Geomorphology, Ecology and Other Composite Sciences. En RHOADS y THORN (editors) *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology*, 1996. John Wiley & Sons.
- PANIZZA, M., 1996. *Environmental Geomorphology*. Developments of Earth Surface Processes 4, Elsevier, Amsterdam.
- PASQUARÈ, G., VEZZOLI, L. y ZANCHI, A., 1987. Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. Vol. 26; no. 2. México.
- PEDRAZA, J., 1996. *Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda, Madrid.
- PHILLIPS, J., 2005. Weathering instability and landscape evolution. *Geomorphology* 67: 255-272.
- RHOADS, B. y THORN, C., 1996. Toward a Philosophy of Geomorphology. En RHOADS y THORN (editors) *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology*, 1996. John Wiley & Sons
- RIVAS, V., RIX, K., FRANCÉS, E., CENDRERO, A. y BRUNSDEN, D., 1997. Geomorphological indicators for environmental impact assessment: consumable and non-consumable geomorphological resources. *Geomorphology* 18: 169-182. Elsevier.
- ROGERSON, P., 2001. *Statistical Methods for Geography*. SAGE Publications. Gran Bretaña.
- ROHDENBURG, H., 1989. *Landscape Ecology-Geomorphology*. Catena paperback. Verlag, Germany.

- RUIZ-MARTÍNEZ, V., OSETE, M., VEGAS, R., NÚÑEZ-AGUILAR, J., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y TARLIN, D., 2000. Paleomagnetism of the Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*. No. 318.
- SEMARNAP (2000). *Ordenamiento General del Territorio: Memoria técnica 1995-2001*. SEMARNAP-INE, México.
- SCHEIDEGGER, A., 1992. Limitations of the system approach in geomorphology. *Geomorphology* 5: 213-217. Elsevier.
- RZEDOWSKI, J., 1998. *Vegetación de México*. Limusa, México.
- SELBY, M., 1985. *Earth's Changing Surface: An Introduction to Geomorphology*. Clarendon Press, Oxford.
- STARKEL, L., 1999. Space and time scales in geomorphology. *Z. Geomorph. Supp.* –Bd. 115, 19-33.
- STRAHLER, A., 1981. *Physical Geology*. Harper & Row Publishers, EUA.
- SUMMERFIELD, M., 1991. *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. Longman Scientific & Technical. Inglaterra.
- TAPIA, G. y LÓPEZ-BLANCO 2002. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: Unidades morfogénicas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* v. 19 num. 1. Instituto de Geología, UNAM.
- THOMAS, M., 2001. Landscape sensitivity in time and space- an introduction. *Catena*, 42:83-98.
- THOMAS, M., 2004. Landscape sensitivity to rapid environmental change- a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *Catena*, 55: 107-124.
- THORN, C., 1988. *An Introduction to Theoretical Geomorphology*. Unwin Hyman, Gran Bretaña.
- TRICART J., y KILLIAN, J., 1982. *La eco-geografía y la ordenación del medio natural*. Editorial Anagrama, Barcelona.
- TRICART, J. y KIEWIETDEJONGE, C., 1992. *Ecogeography and rural management: A contribution to the International Geosphere-Biosphere Programme*. Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, Inglaterra.
- TROFIMOV, A., y PHILLIPS, J., 1992. Theoretical and methodological premises of geomorphological forecasting. *Geomorphology* 5: 203-211.
- TURKINGTON, A., PHILLIPS, J., y CAMPBELL, S., 2005. Weathering and landscape evolution. *Geomorphology* 67: 1-6.
- TWIDALE, C., 2002. The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. *Earth-Science Reviews*, 57: 37-74. Elsevier.
- VAN ZUIDAM y CANCELADO., 1985. *Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphological Mapping*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC). Smits Publishers. The Netherlands.

- FRIES, C., 1956. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. UNAM, Instituto de Geología, Boletín, 60. México.
- GARCÍA A., y MUÑOZ, J., 2002. *El paisaje en el ámbito de la geografía*. Temas Selectos de Geografía de México, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- GARCÍA, E., 1988. *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)*. México D.F.
- GASCA, A., 1981. *Algunas notas de la génesis de los lagos-cráter de la Cuenca de Oriental Puebla – Tlaxcala-Veracruz*. Colección Científica 98, Departamento de Prehistoria, INAH. México.
- GONZÁLEZ, A., DÍAZ DE TERAN, J., FRANCÉS, E. y CENDRERO, A., 1995. The Incorporation of Geomorphological Factors into Environmental Impact Assessment for Master Plans: A Methodological Propose. En *Geomorphology and Land Management in Environment*. MC GREGOR, D., y THOMPSON, D. (editores). John Wiley and Sons, Gran Bretaña.
- GOUDIE, A., 1995. *The Changing Earth*. Blackwell Publisher, Oxford.
- HANS-JÜRGEN, K., 1973. La división de la vegetación natural en la región Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones*. 7. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- HART, M., 1986. *Geomorphology: Pure and Applied*. Allen & Unwin, Gran Bretaña.
- HEINE, K. y HEIDE-WEISE, H., 1973. Secuencias de erupciones en el volcán de La Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40,000 años. *Comunicaciones* 7. Fundación Alemana para la Investigación Científica, México.
- HEINE, K., 1973. Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México: Deducciones indirectas de observaciones geomorfológicas. *Comunicaciones*. 7. Fundación Alemana para la Investigación Científica. Mexico.
- HEINE, K., 1984. The Classical Late Weichselian Climatic Fluctuations in Mexico. En: MÖRNER, A. & KARLEN W (eds) 1984, Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis: 95-115; Reidel Publishing Company.
- HEINE, K., 1988. Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*. 7: 197-205.
- HEINE, K., 1994. The late-glacial moraine sequences in Mexico: is there evidence for the Younger Dryas event?. *Palaeo geography, climatology, ecology*. 112: 113-123.
- HILGER, W., 1973. *Observaciones respecto a la geología de la región Puebla-Tlaxcala*. Comunicaciones 7. Fundación Alemana para la Investigación Científica, México.
- HUGGET, R., 2003, *Fundamental of Geomorphology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography, Gran Bretaña.
- JAÚREGUI, E., 1968. *Mesoclima de la región Puebla-Tlaxcala*. Instituto de Geografía, UNAM, México.

- VARGAS, F., 1997. *Aspectos físicos, sociales, legales, administrativos, recreativos, biológicos, culturales, situación y propuestas en torno a los parques nacionales de México*. SEMARNAP-INE, México.
- VÁZQUEZ S. y JAIMES, P., 1989. Geología de la cuenca de México. *Geofísica Internacional*, Vol. 28; Núm. 2. UNAM, México.
- VÁZQUEZ-SELEM, L., 1997. Late Quaternary glaciations of Táyotl volcano, Central Mexico. *Quaternary International*. 43-44: 67-73.
- VÁZQUEZ-SELEM & HEINE, K., 2004. Late Quaternary glaciation of Mexico. En: EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (eds) (2004): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III*: 233-242, Elsevier, Amsterdam.
- VERSTAPPEN, H. y VAN ZUIDAM, R., 1991. *The ITC System of Geomorphological Survey: A basis for the evaluation of natural resources and hazards*. ITC Publication no. 10, Enschede, The Netherlands.
- VERSTAPPEN, H., 1983. *Applied Geomorphology: Geomorphological surveys for environmental development*. Elsevier, Amsterdam.
- VERSTAPPEN, H., 1992. El concepto de Geomorfología aplicada, Ejemplos de Colombia, Indonesia y Tailandia. En LÓPEZ, CONESA y ROMERO (Eds.) *Estudios de geomorfología en España* Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, pp. 9-30.
- VERSTAPPEN, H., y VAN ZUIDAM, R., 1991. *The ITC System of Geomorphologic Survey: A basis for the evaluation of natural resources and Hazards*. ITC Publication, num. 10, Ensechede, The Netherlands.
- VILLERS-RUIZ, L., TREJO-VÁZQUEZ, I. y LÓPEZ-BLANCO, J., 2003. Dry vegetation in relation to the physical environment in the Baja California Peninsula, Mexico. *Journal of Vegetation Science* 14:517-524.
- VILLERS L., ROJAS, F. y TENORIO, P., **en prensa**. *Guía botánica del Parque Nacional La Malinche, Tlaxcala*. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM. México.
- WERNER, G., 1976. La deforestación en el volcán “La Malinche”. *Comunicaciones, 13*. Proyecto Puebla Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- WERNER, G., 1976. Los suelos del Volcán “La Malinche”, Altiplanicie Central Mexicana. *Comunicaciones, 13*. Proyecto Puebla Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- WERNER, H., 1979. Aplicación del Sistema de Clasificación de la FAO/UNESCO para un mapeo de suelo en escala 1:100 000 Se ejemplifica en un mapa de suelos de la altiplanicie mexicana. *Comunicaciones, 17*. Proyecto Puebla Tlaxcala. Fundación Alemana para la Investigación Científica. México.
- WHITTOW, J., 2000. *The Penguin Dictionary of Physical Geography*. 2nd edition, Penguin Books, Inglaterra.
- WOLMAN, M., y MILLER, P., 1960. Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes. *Journal of Geology*. 68: 54-74.

ANEXO I

Tabla 1. Atributos del mapa de Unidades Morfogénicas del volcán La Malinche

TIPOS DEL RELIEVE			DATOS GEOMORFOLÓGICOS-ANALÍTICOS				CLASES DEL RELIEVE-MORFOMETRÍA				
Tipo general y específico	Clave	Unidad morfogénica	Morfogénesis	Litología	Edad	Altura mínima	Altura máxima	Amplitud del relieve	Pendiente del terreno	Geometría	Orientación
Laderas de barranco 1	Bar1	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2375	2982	607	16-35	pendiente convexa	Este (112.5)
Laderas de barranco 10	Bar10	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2321	3007	686	4-8	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Laderas de barranco 11	Bar11	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2343	2922	579	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Laderas de barranco 12	Bar12	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2539	2717	178	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Laderas de barranco 13	Bar13	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3117	3525	408	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Laderas de barranco 14	Bar14	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2620	2900	280	8-16	pendiente cóncava	Este (112.5)
Laderas de barranco 15	Bar15	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2578	2764	186	8-16	pendiente cóncava	Este (112.5)
Laderas de barranco 16	Bar16	32	Exógeno erosivo fluvial	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3143	3827	684	16-35	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Laderas de barranco 17	Bar17	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2360	2448	88	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Laderas de barranco 18	Bar18	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2390	2698	308	4-8	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Laderas de barranco 2	Bar2	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2300	3688	1388	16-35	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Laderas de barranco 3	Bar3	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2200	2835	635	4-8	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Laderas de barranco 4	Bar4	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2260	2541	281	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Laderas de barranco 5	Bar5	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2198	2403	205	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Laderas de barranco 6	Bar6	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2320	2762	442	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Laderas de barranco 7	Bar7	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2340	2520	180	4-8	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Laderas de barranco 8	Bar8	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2322	3630	1308	16-35	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Laderas de barranco 9	Bar9	32	Exógeno erosivo fluvial	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2386	2652	266	16-35	pendiente convexa	Sur (202.5)
Ladera de alta montaña 2	Lam2	2	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3740	4050	310	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de alta montaña 3	Lam3	1	Endógeno volcánico modelado	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3471	3960	489	16-35	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de alta montaña inferior 1a	Laminf1a	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3720	3952	232	8-16	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Ladera de alta montaña inferior 1b	Laminf1b	2	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3640	3936	296	8-16	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de alta montaña inferior 1c	Laminf1c	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3300	3990	690	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de alta montaña media 1b	Lammed1b	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3886	4190	304	16-35	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Ladera de alta montaña media 1c	Lammed1c	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3910	4140	230	16-35	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de alta montaña media 1a	Lammed1a	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3900	4128	228	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Ladera de alta montaña superior 1a	Lamsup1a	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	4000	4390	390	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Ladera de alta montaña superior 1b	Lamsup1b	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	4032	4420	388	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de alta montaña superior 1c	Lamsup1c	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	4166	4420	254	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de alta montaña superior 1d	Lamsup1d	1	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3479	4420	941	16-35	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de lomerío 61 j	Lalo61j	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2717	2740	23	16-35	pendiente convexa	Sur (202.5)
Ladera de lomerío 61a	Lalo61a	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2700	2740	40	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de lomerío 61b	Lalo61b	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2700	2726	26	8-16	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Ladera de lomerío 61c	Lalo61c	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2640	2680	40	16-35	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Ladera de lomerío 61d	Lalo61d	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2700	2720	20	8-16	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Ladera de lomerío 61e	Lalo61e	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2700	2710	10	0-2	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Ladera de lomerío 61f	Lalo61f	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2694	2705	11	4-8	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Ladera de lomerío 61g	Lalo61g	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2660	2704	44	35-55	pendiente convexa	Suroeste (247.5)
Ladera de lomerío 61h	Lalo61h	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2660	2700	40	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de lomerío 61i	Lalo61i	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2620	2665	45	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de lomerío 61k	Lalo61k	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2700	2710	10	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Ladera de montaña 10	Lm10	20	Endógeno volcánico modelado	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno	2659	2860	201	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña 11	Lm11	3	Endógeno volcánico explosivo modelado por acción glaciár y periglaciár	Domos volcánico cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	2997	3880	883	35-55	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Ladera de montaña 14	Lm14	9	Endógeno volcánico explosivo modelado por acción glaciár y periglaciár	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3007	3913	906	35-55	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Ladera de montaña 15	Lm15	8	Exógeno erosivo glaciár	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3156	3880	724	16-35	pendiente convexa	Sur (202.5)
Ladera de montaña 16	Lm16	3	Endógeno volcánico explosivo modelado por acción glaciár y periglaciár	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2976	4380	1404	35-55	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña 17	Lm17	5	Endógeno volcánico explosivo modelado por acción glaciár y periglaciár	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3356	4420	1064	35-55	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña 18	Lm18	5	Endógeno volcánico explosivo modelado por acción glaciár y periglaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3040	3870	830	35-55	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña 19	Lm19	31	Exógeno erosivo glaciár	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3103	3872	769	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña 20	Lm20	31	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3056	3780	724	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña 21a	Lm21a	1	Endógeno volcánico modelado	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3355	3872	517	16-35	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Ladera de montaña 21b	Lm21b	1	Endógeno volcánico modelado	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3395	3790	395	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Ladera de montaña 2a	Lm2a	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2460	2720	260	16-35	pendiente convexa	Sur (202.5)
Ladera de montaña 2b	Lm2b	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2540	2780	240	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña 2c	Lm2c	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2496	2720	224	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)

Ladera de montaña 3a	Lm3a	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	3000	3140	140	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña 5	Lm5	4	Endógeno volcánico acumulativo	Domos volcánico cuaternarios del volcán La Malinche	Holoceno	3152	3320	168	35-55	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Ladera de montaña 52a	Lm52a	11	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Holoceno	2983	3246	263	8-16	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Ladera de montaña 52b	Lm52b	11	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios del volcán La Malinche	Holoceno	3080	3165	85	16-35	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Ladera de montaña 54	Lm54	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2540	2881	341	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Ladera de montaña 56	Lm56	31	Exógeno erosivo glaciar	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2960	3833	873	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña 6a	Lm6a	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3230	3820	590	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña 6b	Lm6b	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3280	3820	540	16-35	pendiente cóncava	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña 6c	Lm6c	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3592	3820	228	16-35	pendiente cóncava	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña 6d	Lm6d	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3600	3660	60	4-8	pendiente cóncava	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña 7a	Lm7a	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3108	3626	518	16-35	pendiente convexa	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña 7b	Lm7b	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3120	3500	380	16-35	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña 7c	Lm7c	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno	3135	3605	470	16-35	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña inferior 1	Lminf1	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2594	2860	266	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña inferior 11	Lminf11	6	Endógeno volcánico modelado	Domo Cuaziotonal	Pleistoceno - Holoceno	2993	3352	359	8-16	pendiente convexa	Sur (202.5)
Ladera de montaña inferior 13a	Lminf13a	10	Endógeno volcánico modelado	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	2991	3280	289	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Ladera de montaña inferior 13b	Lminf13b	10	Endógeno volcánico modelado	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3100	3295	195	8-16	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña inferior 2	Lminf2	19	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2446	2508	62	8-16	pendiente convexa	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña inferior 3	Lminf3	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Holoceno	2579	2665	86	4-8	pendiente cóncava	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña inferior 4	Lminf4	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2538	2687	149	16-35	pendiente convexa	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña inferior 42	Lminf42	13	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	2944	3253	309	4-8	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña inferior 43	Lminf43	13	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	2950	3195	245	4-8	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña inferior 44	Lminf44	12	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	2937	3272	335	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña inferior 45	Lminf45	12	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	2933	3224	291	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña inferior 46	Lminf46	12	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (tobas)	Pleistoceno - Holoceno	2852	3225	373	8-16	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña inferior 47	Lminf47	11	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2890	3223	333	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Ladera de montaña inferior 48	Lminf48	10	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2816	3190	374	4-8	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña inferior 49	Lminf49	10	Endógeno volcánico modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2820	3174	354	4-8	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña inferior 5	Lminf5	4	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Holoceno	3080	3248	168	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña inferior 50a	Lminf50a	10	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	2780	3160	380	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña inferior 50b	Lminf50b	10	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2634	3144	510	4-8	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Ladera de montaña inferior 51a	Lminf51a	10	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2800	3051	251	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Ladera de montaña inferior 51b	Lminf51b	10	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2819	3014	195	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Ladera de montaña inferior 52	Lminf52	6	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2548	3136	588	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Ladera de montaña inferior 53	Lminf53	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2777	3004	227	4-8	pendiente recta	Sureste (157.5)
Ladera de montaña inferior 54c	Lminf54c	4	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2798	3049	251	4-8	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña inferior 55	Lminf55	6	Endógeno volcánico modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2602	2820	218	16-35	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Ladera de montaña inferior 6a	Lminf6a	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno - Holoceno	3120	3500	380	8-16	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña inferior 7a	Lminf7a	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno - Holoceno	3120	3400	280	35-55	pendiente convexa	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña inferior 7b	Lminf7b	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno - Holoceno	2978	3031	53	4-8	pendiente recta	Este (112.5)
Ladera de montaña inferior 8	Lminf8	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2473	2563	90	4-8	pendiente recta	Sureste (157.5)
Ladera de montaña inferior 9	Lminf9	20	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2440	2640	200	8-16	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña media 1	Lmmed1	19	Endógeno volcánico modelado	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2710	3120	410	35-55	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña media 11	Lmmed11	6	Endógeno volcánico modelado	Domos volcánico cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	3178	3620	442	16-35	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña media 13	Lmmed13	26	Endógeno volcánico modelado	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3180	3440	260	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña media 3	Lmmed3	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2605	2860	255	16-35	pendiente cóncava	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña media 31	Lmmed31	13	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3120	3474	354	8-16	pendiente cóncava	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña media 32	Lmmed32	13	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3135	3675	540	8-16	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña media 33	Lmmed33	12	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3165	3545	380	8-16	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña media 34	Lmmed34	10	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3125	3493	368	8-16	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Ladera de montaña media 35	Lmmed35	10	Endógeno volcánico modelado por acción fluvial	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3100	3370	270	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña media 36	Lmmed36	10	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3040	3363	323	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña media 4	Lmmed4	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2600	2753	153	8-16	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña media 40	Lmmed40	12	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (tobas)	Pleistoceno - Holoceno	3108	3495	387	8-16	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Ladera de montaña media 41	Lmmed41	12	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (tobas)	Pleistoceno - Holoceno	3180	3520	340	8-16	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Ladera de montaña media 42	Lmmed42	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2973	3200	227	4-8	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña media 7b	Lmmed7b	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno - Holoceno	3020	3113	93	8-16	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña media 8	Lmmed8	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2532	2650	118	8-16	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña superior 1	Lmsup1	19	Endógeno volcánico modelado	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2980	3280	300	35-55	pendiente convexa	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña superior 11	Lmsup11	6	Endógeno volcánico modelado	Domos volcánico cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	3420	3790	370	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña superior 13	Lmsup13	26	Endógeno volcánico modelado	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3370	3580	210	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Ladera de montaña superior 22	Lmsup22	13	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3440	3820	380	16-35	pendiente cóncava	Noroeste (67.5)
Ladera de montaña superior 23	Lmsup23	12	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3400	3882	482	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)

Ladera de montaña superior 24	Lmsup24	12	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3490	3743	253	16-35	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Ladera de montaña superior 25	Lmsup25	12	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin	Pleistoceno - Holoceno	3507	3708	201	16-35	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Ladera de montaña superior 26	Lmsup26	10	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3350	3870	520	16-35	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Ladera de montaña superior 27	Lmsup27	10	Endógeno volcánico modelado por acción fluvial	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3311	3870	559	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña superior 29	Lmsup29	10	Endógeno volcánico acumulativo	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3340	3563	223	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Ladera de montaña superior 3	Lmsup3	19	Endógeno volcánico modelado	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2680	3140	460	35-55	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Ladera de montaña superior 30	Lmsup30	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3160	3483	323	8-16	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña superior 31	Lmsup31	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3164	3515	351	8-16	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña superior 32a	Lmsup32a	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3310	3545	235	8-16	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña superior 32b	Lmsup32b	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3160	3568	408	8-16	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña superior 32c	Lmsup32c	4	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3160	3368	208	8-16	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña superior 32d	Lmsup32d	7	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3473	3580	107	16-35	pendiente convexa	Este (112.5)
Ladera de montaña superior 4	Lmsup4	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2606	2830	224	16-35	pendiente convexa	Sur (202.5)
Ladera de montaña superior 54	Lmsup54	4	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3020	3215	195	8-16	pendiente cóncava	Este (112.5)
Ladera de montaña superior 7a	Lmsup7a	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno - Holoceno	3260	3660	400	35-55	pendiente cóncava	Noroeste (337.5)
Ladera de montaña superior 7b	Lmsup7b	4	Endógeno volcánico modelado	Complejo Fioltepec	Pleistoceno - Holoceno	3080	3408	328	16-35	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Ladera de montaña superior 8	Lmsup8	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2596	2708	112	8-16	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Ladera de montaña superior 9	Lmsup9	20	Endógeno volcánico modelado	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2553	2840	287	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Lomerío 1	Lo1	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2269	2280	11	2-4	pendiente recta	Sureste (157.5)
Lomerío 10	Lo10	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2615	2641	26	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Lomerío 11	Lo11	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2503	2560	57	8-16	pendiente recta	Noreste (67.5)
Lomerío 14	Lo14	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2528	2614	86	4-8	pendiente recta	Noreste (67.5)
Lomerío 15	Lo15	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2490	2560	70	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 16	Lo16	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2469	2523	54	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 17	Lo17	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2466	2503	37	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 19	Lo19	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2360	2389	29	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío 2	Lo2	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2259	2269	10	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 21	Lo21	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2359	2442	83	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 22	Lo22	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2360	2446	86	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 23	Lo23	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2423	2495	72	8-16	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 25	Lo25	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2451	2500	49	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 26	Lo26	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2585	2688	103	8-16	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Lomerío 27	Lo27	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2359	2400	41	4-8	pendiente recta	Noreste (67.5)
Lomerío 28	Lo28	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2239	2271	32	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 29	Lo29	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2254	2266	12	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 3	Lo3	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2286	2304	18	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 30	Lo30	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2239	2320	81	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 31	Lo31	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2259	2320	61	2-4	pendiente recta	Noreste (67.5)
Lomerío 32	Lo32	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2240	2293	53	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío 33	Lo33	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2280	2305	25	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 34	Lo34	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2240	2320	80	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío 35	Lo35	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2280	2318	38	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 36	Lo36	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2285	2320	35	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 37	Lo37	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2281	2320	39	2-4	pendiente recta	Sureste (157.5)
Lomerío 38	Lo38	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2260	2263	3	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Lomerío 39	Lo39	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2260	2274	14	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Lomerío 4	Lo4	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2363	2440	77	8-16	pendiente convexa	Sur (202.5)
Lomerío 40	Lo40	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2259	2288	29	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 41	Lo41	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2193	2220	27	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 42	Lo42	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2210	2260	50	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 43	Lo43	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2217	2260	43	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 44	Lo44	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2185	2220	35	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 45	Lo45	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2213	2242	29	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 46	Lo46	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2184	2213	29	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 47	Lo47	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2154	2231	77	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 48	Lo48	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2137	2193	56	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 49	Lo49	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2140	2203	63	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 5	Lo5	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2335	2400	65	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 50	Lo50	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2171	2216	45	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío 51	Lo51	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2180	2280	100	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío 52	Lo52	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2178	2246	68	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 53	Lo53	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2220	2268	48	8-16	pendiente convexa	Sur (202.5)
Lomerío 54	Lo54	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2289	2360	71	8-16	pendiente recta	Suroeste (247.5)

Lomerío 55	Lo55	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2212	2275	63	8-16	pendiente convexa	Sur (202.5)
Lomerío 56	Lo56	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2180	2228	48	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 57	Lo57	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2150	2220	70	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío 58	Lo58	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2152	2180	28	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 59	Lo59	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2173	2209	36	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Lomerío 6	Lo6	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2319	2351	32	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 61	Lo61	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo modelado	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2854	2740	86	16-35	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Lomerío 62	Lo62	20	Endógeno volcánico modelado	Domos volcánico cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	3156	3272	116	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Lomerío 7	Lo7	36	Endógeno tectónico sedimentario modelado	Calizas del Cretácico inferior de la Formación Orizaba	Cretácico	2440	2460	20	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 8	Lo8	36	Endógeno tectónico sedimentario modelado	Formación Tarango (pómez)	Cretácico	2447	2462	15	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Lomerío 9	Lo9	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2506	2600	94	8-16	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Lomerío ladera inferior 12	LoInf12	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2499	2572	73	2-4	pendiente recta	Noreste (67.5)
Lomerío ladera inferior 13	LoInf13	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2459	2546	87	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío ladera inferior 18	LoInf18	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2379	2472	93	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío ladera inferior 20	LoInf20	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2346	2409	63	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Lomerío ladera inferior 24a	LoInf24a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2434	2471	37	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío ladera inferior 24b	LoInf24b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2398	2428	30	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío ladera inferior 61	LoInf61	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo modelado	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2600	2703	103	8-16	pendiente cóncava	Este (112.5)
Lomerío ladera superior 12	LoSup12	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2558	2620	62	8-16	pendiente cóncava	Noroeste (337.5)
Lomerío ladera superior 13a	LoSup13a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2534	2560	26	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Lomerío ladera superior 13b	LoSup13b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2524	2593	69	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomerío ladera superior 18	LoSup18	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2431	2515	84	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío ladera superior 24	LoSup24	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2416	2500	84	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Lomerío ladera superior 20	LoSup20	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2379	2427	48	8-16	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Lomeríos 60	Lo60	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2435	2500	65	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte 1	Pdm1	15	Exógeno acumulativo fluvial-glaciar	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2438	2785	347	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte 2	Pdm2	15	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2375	2496	121	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte 3	Pdm3	15	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2431	2725	294	2-4	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte 4	Pdm4	15	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2331	2441	110	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte 5	Pdm5	17	Exógeno acumulativo fluvial	Formación Tarango (tobas)	Pleistoceno - Holoceno	2281	2702	421	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte 6a	Pdm6a	14	Endógeno volcánico modelado	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2687	3049	362	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte 6b	Pdm6b	14	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2517	2718	201	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte 7a	Pdm7a	16	Exógeno acumulativo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2500	3029	529	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte 7b	Pdm7b	16	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2260	2512	252	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte 7c	Pdm7c	16	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2239	2565	326	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de ladera de montaña 10	Pdm10	20	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2607	2693	86	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de ladera de montaña 2	Pdm2	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2490	2550	60	4-8	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte de ladera de montaña 21	Pdm21	1	Exógeno acumulativo gravitacional	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	3336	3432	96	4-8	pendiente convexa	Este (112.5)
Piedemonte de ladera de montaña 3a	Pdm3a	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Holoceno	2501	2673	172	8-16	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de ladera de montaña 3b	Pdm3b	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Holoceno	2598	2626	28	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de ladera de montaña 3c	Pdm3c	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Holoceno	2577	2600	23	4-8	pendiente recta	Noreste (67.5)
Piedemonte de ladera de montaña 4a	Pdm4a	19	Exógeno acumulativo gravitacional	Cuaternario aluvial	Holoceno	2558	2578	20	4-8	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Piedemonte de ladera de montaña 4b	Pdm4b	19	Exógeno acumulativo gravitacional	Cuaternario aluvial	Holoceno	2578	2610	32	0-2	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Piedemonte de ladera de montaña 51a	Pdm51a	10	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2660	2805	145	4-8	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Piedemonte de ladera de montaña 51b	Pdm51b	10	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2744	2840	96	4-8	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Piedemonte de ladera de montaña 54	Pdm54	4	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2574	2927	353	4-8	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de ladera de montaña 54a	Pdm54a	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2440	2565	125	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de ladera de montaña 54b	Pdm54b	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2400	2560	160	4-8	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Piedemonte de ladera de montaña 54c	Pdm54c	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2500	2595	95	8-16	pendiente convexa	Sur (202.5)
Piedemonte de ladera de montaña 54d	Pdm54d	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2414	2608	194	4-8	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Piedemonte de ladera de montaña 8a	Pdm8a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Holoceno	2458	2489	31	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de ladera de montaña 8b	Pdm8b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Holoceno	2480	2504	24	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de lomerío 1	Pdm1	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2259	2281	22	2-4	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte de lomerío 11a	Pdm11a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2520	2536	16	0-2	pendiente recta	Noreste (67.5)
Piedemonte de lomerío 11b	Pdm11b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2496	2518	22	4-8	pendiente recta	Noreste (67.5)
Piedemonte de lomerío 12a	Pdm12a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2490	2517	27	0-2	pendiente recta	Noreste (67.5)
Piedemonte de lomerío 12b	Pdm12b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2494	2521	27	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de lomerío 13	Pdm13	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2446	2500	54	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de lomerío 14	Pdm14	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2508	2600	92	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de lomerío 15a	Pdm15a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2479	2504	25	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de lomerío 15b	Pdm15b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2486	2506	20	0-2	pendiente recta	Noreste (67.5)
Piedemonte de lomerío 16	Pdm16	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2472	2490	18	0-2	pendiente recta	S0

Piedemonte de Iomerio 17	Pdml017	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2440	2480	40	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 18a	Pdml018a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2420	2455	35	0-2	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte de Iomerio 18b	Pdml018b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2384	2399	15	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 19	Pdm19	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2354	2372	18	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de Iomerio 2	Pdml02	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2253	2270	17	2-4	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte de Iomerio 22	Pdml022	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2418	2426	8	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 23	Pdml023	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2414	2451	37	8-16	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 25a	Pdml025a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2437	2468	31	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de Iomerio 25b	Pdml025b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2477	2500	23	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 25c	Pdml025c	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2460	2495	35	2-4	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte de Iomerio 26	Pdml026	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2558	2631	73	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 28	Pdml028	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2240	2265	25	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 3	Pdml03	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2273	2305	32	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 30a	Pdml030a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2239	2273	34	0-2	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte de Iomerio 30b	Pdml030b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2286	2299	13	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 31	Pdml031	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2244	2302	58	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 32	Pdml032	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2238	2245	7	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 33	Pdml033	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2293	2297	4	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 34a	Pdml034a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2239	2289	50	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 34b	Pdml034b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2292	2296	4	0-2	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte de Iomerio 35	Pdml035	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2277	2292	15	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de Iomerio 36a	Pdml036a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2294	2313	19	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 36b	Pdml036b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2280	2287	7	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 37	Pdml037	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2278	2311	33	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 38	Pdml038	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2260	2271	11	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 39a	Pdml039a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2245	2272	27	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de Iomerio 39b	Pdml039b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2261	2275	14	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 4	Pdml04	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2345	2398	53	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 40	Pdml040	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2258	2289	31	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de Iomerio 43a	Pdml043a	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2197	2229	32	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 43b	Pdml043b	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2217	2242	25	0-2	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Piedemonte de Iomerio 47	Pdm47	21	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2180	2197	17	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 50a	Pdm50a	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2160	2183	23	4-8	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 50b	Pdml050b	21	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2190	2199	9	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 51a	Pdml051a	21	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2178	2212	34	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de Iomerio 51b	Pdm51b	21	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2220	2250	30	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte de Iomerio 51c	Pdml051c	21	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2239	2260	21	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 51d	Pdml051d	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2200	2228	28	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte de Iomerio 53	Pdml053	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2200	2240	40	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de Iomerio 55	Pdml055	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2196	2239	43	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte de Iomerio 57	Pdml057	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2140	2182	42	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte de Iomerio 59	Pdml059	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2178	2195	17	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte de Iomerio 61	Pdml061	18	Endógeno volcánico explosivo-acumulativo	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2575	2689	114	4-8	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte inferior 1	Pdmin1	30	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2415	2632	217	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte inferior 17c	Pdmin17c	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2475	2577	102	2-4	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte inferior 2	Pdmin2	29	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2179	2329	150	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte inferior 3	Pdmin3	28	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2168	2324	156	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte inferior 4	Pdmin4	28	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2241	2463	222	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte inferior de ladera de montaña 1a	Pdminfm1a	19	Exógeno acumulativo gravitacional	Cuaternalio aluvial	Holoceno	2440	2540	100	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte inferior de ladera de montaña 1b	Pdminfm1b	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternalio volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2459	2753	294	8-16	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Piedemonte medio 10	Pdmmed10	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2339	2503	164	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 11a	Pdmmed11a	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2320	2436	116	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 11b	Pdmmed11b	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2399	2494	95	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 11c	Pdmmed11c	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2459	2586	127	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 12	Pdmmed12	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2400	2502	102	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte medio 13a	Pdmmed13a	23	Endógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2362	2542	180	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 13c	Pdmmed13c	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2423	2526	103	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 17b	Pdmmed17b	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2561	2694	133	2-4	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte medio 2	Pdmmed2	23	Endógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2280	2437	157	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio 3	Pdmmed3	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2160	2594	434	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte medio 4	Pdmmed4	27	Endógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2261	2614	353	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte medio 5a	Pdmmed5a	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2278	2631	353	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte medio 5b	Pdmmed5b	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2480	2655	175	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)

Piedemonte medio 5c	Pdmmed5c	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2360	2487	127	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte medio 6a	Pdmmed6a	27	Exógeno acumulativo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2271	2566	295	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte medio 6b	Pdmmed6b	27	Exógeno acumulativo fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2316	2481	165	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte medio 7	Pdmmed7	25	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2387	2677	290	2-4	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte medio 8	Pdmmed8	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2590	2693	103	2-4	pendiente recta	Noreste (67.5)
Piedemonte medio 9	Pdmmed9	24	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2479	2517	38	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte medio1	Pdmmed1	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2480	2670	190	0-2	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte superior 1	Pdmsup1	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2599	3025	426	4-8	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte superior 10	Pdmsup10	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2404	2726	322	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte superior 11	Pdmsup11	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2538	2740	202	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte superior 12	Pdmsup12	25	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2561	2940	379	4-8	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Piedemonte superior 13	Pdmsup13	25	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2533	2869	336	4-8	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte superior 14	Pdmsup14	25	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2560	2884	324	4-8	pendiente recta	Sureste (157.5)
Piedemonte superior 15	Pdmsup15	25	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2577	2894	317	4-8	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte superior 16	Pdmsup16	25	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2540	2792	252	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Piedemonte superior 17a	Pdmsup17a	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2665	2824	159	4-8	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte superior 18	Pdmsup18	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2457	2968	511	4-8	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 19	Pdmsup19	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2497	2721	224	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 2	Pdmsup2	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2482	3002	520	4-8	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte superior 20	Pdmsup20	23	Endógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2468	2755	287	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Piedemonte superior 21	Pdmsup21	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2442	2730	288	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 22	Pdmsup22	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2419	2529	110	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 3	Pdmsup3	24	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2596	2995	399	2-4	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Piedemonte superior 4	Pdmsup4	23	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2389	2932	543	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 5a	Pdmsup5a	23	Endógeno volcánico acumulativoEndógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2480	2927	447	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 5b	Pdmsup5b	23	Endógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2432	2615	183	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte superior 6a	Pdmsup6a	27	Endógeno volcánico acumulativo modelado por acción fluvial	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2480	2903	423	4-8	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Piedemonte superior 6b	Pdmsup6b	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2660	2826	166	4-8	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Piedemonte superior 8a	Pdmsup8a	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2440	2820	380	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte superior 9	Pdmsup9	27	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2462	2825	363	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Piedemonte superior de ladera de montaña 1a	Pdmsup1a	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Holoceno	2478	2800	322	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Planicie 1	PI1	33	Exógeno acumulativo fluvial	Cuatenario aluvial	Holoceno	2375	2393	18	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Planicie 10	PI10	14	Exógeno acumulativo fluvio-glaciár	Formación Tarango (flujos piroclásticos)	Pleistoceno - Holoceno	2945	3480	535	4-8	pendiente cóncava	Este (112.5)
Planicie 11	PI11	15	Exógeno acumulativo fluvio-glaciár	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3293	3615	322	8-16	pendiente cóncava	Este (112.5)
Planicie 12	PI12	37	Exógeno acumulativo fluvial-proluvial	Formación Tarango	Holoceno	2178	2257	79	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Planicie 13	PI13	35	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Holoceno	2159	2264	105	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Planicie 14	PI14	37	Exógeno acumulativo fluvial-proluvial	Cuatenario aluvial	Holoceno	2240	2332	92	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Planicie 15	PI15	11	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios del volcán La Malinche	Holoceno	3092	3100	8	4-8	pendiente recta	Oeste (292.5)
Planicie 16	PI16	34	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Holoceno	2140	2181	41	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Planicie 2	PI2	33	Exógeno acumulativo fluvial	Cuatenario aluvial	Holoceno	2258	2261	3	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Planicie 3	PI3	34	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Holoceno	2239	2260	21	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Planicie 4	PI4	34	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Holoceno	2291	2301	10	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Planicie 5	PI5	33	Exógeno acumulativo fluvial	Cuatenario aluvial	Holoceno	2266	2285	19	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Planicie 6	PI6	34	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Holoceno	2159	2212	53	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Planicie 7	PI7	34	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Holoceno	2560	2592	32	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Planicie 8	PI8	33	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario aluvial	Holoceno	2513	2560	47	2-4	pendiente recta	Sur (202.5)
Planicie 9	PI9	15	Exógeno acumulativo fluvio-glaciár	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2734	3330	596	4-8	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Superficie cumbre de alta montaña 2	Supcumam2	2	Endógeno volcánico modelado por acción periglaciár	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3900	4100	200	35-55	pendiente convexa	Este (112.5)
Superficie cumbre de lomerío 1	Supcumlo1	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2277	2280	3	0-2	pendiente recta	Sureste (157.5)
Superficie cumbre de lomerío 10	Supcumlo10	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	2623	2636	13	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbre de lomerío 11	Supcumlo11	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2540	2560	20	8-16	pendiente convexa	Suroeste (247.5)
Superficie cumbre de lomerío 12	Supcumlo12	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2610	2620	10	2-4	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbre de lomerío 13a	Supcumlo13a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2560	2560	0	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbre de lomerío 13b	Supcumlo13b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2575	2600	25	8-16	pendiente cóncava	Noroeste (337.5)
Superficie cumbre de lomerío 14	Supcumlo14	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2573	2620	47	4-8	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Superficie cumbre de lomerío 15	Supcumlo15	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2547	2560	13	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Superficie cumbre de lomerío 16	Supcumlo16	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2507	2521	14	0-2	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Superficie cumbre de lomerío 17	Supcumlo17	22	Endógeno volcánico acumulativo	Tobas en depósitos de blancos del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2496	2503	7	0-2	pendiente recta	Noroeste (67.5)
Superficie cumbre de lomerío 18	Supcumlo18	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2496	2540	44	8-16	pendiente cóncava	Este (112.5)
Superficie cumbre de lomerío 19	Supcumlo19	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2381	2387	6	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbre de lomerío 20	Supcumlo20	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2420	2425	5	0-2	pendiente recta	Sureste (157.5)
Superficie cumbre de lomerío 21	Supcumlo21	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2437	2444	7	0-2	pendiente recta	Sureste (157.5)
Superficie cumbre de lomerío 22	Supcumlo22	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuatenario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2421	2444	23	0-2	pendiente recta	Este (112.5)

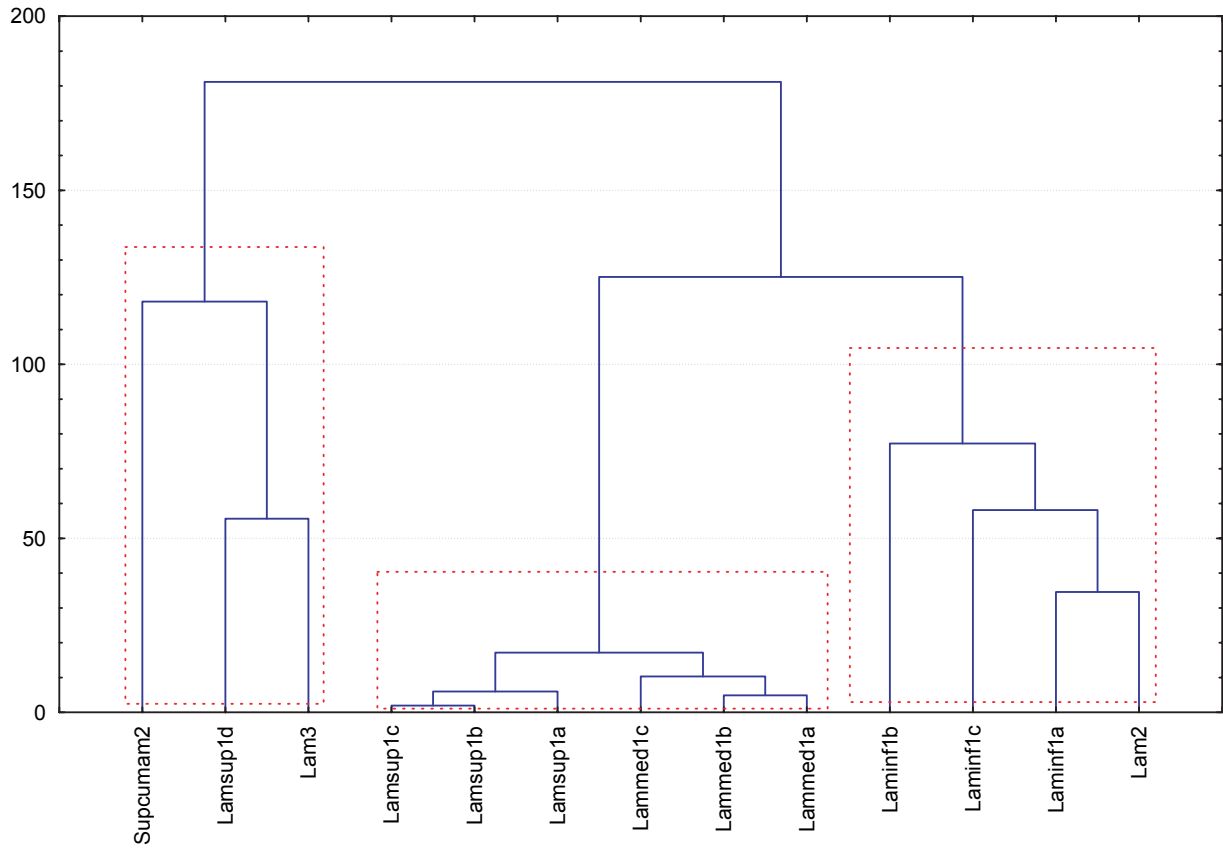
Superficie cumbral de Iomerio 23	Supcumto23	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2471	2520	49	8-16	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Superficie cumbral de Iomerio 24a	Supcumto24a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2494	2500	6	0-2	pendiente recta	S0
Superficie cumbral de Iomerio 24b	Subcumto24b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2490	2500	10	0-2	pendiente recta	Noreste (67.5)
Superficie cumbral de Iomerio 25	Supcumto25	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2500	2500	0	0-2	pendiente recta	?
Superficie cumbral de Iomerio 26	Supcumto26	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2652	2700	48	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de Iomerio 27	Supcumto27	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2378	2400	22	0-2	pendiente recta	Noreste (337.5)
Superficie cumbral de Iomerio 28a	Supcumto28a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2258	2284	6	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Superficie cumbral de Iomerio 28b	Supcumto28b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2249	2263	14	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 28c	Supcumto28c	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2260	2265	5	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbral de Iomerio 29	Supcumto29	22	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango	Pleistoceno - Holoceno	2258	2265	7	0-2	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Superficie cumbral de Iomerio 3	Supcumto3	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2301	2304	3	0-2	pendiente recta	S0
Superficie cumbral de Iomerio 30	Supcumto30	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2292	2320	28	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbral de Iomerio 31	Supcumto31	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2303	2320	17	0-2	pendiente recta	Norte 2 (361)
Superficie cumbral de Iomerio 32	Supcumto32	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario aluvial	Pleistoceno - Holoceno	2275	2288	13	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Superficie cumbral de Iomerio 33	Supcumto33	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2301	2305	4	0-2	pendiente recta	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de Iomerio 34	Supcumto34	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2300	2320	20	2-4	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Superficie cumbral de Iomerio 35	Supcumto35	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2298	2311	13	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 36	Supcumto36	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2320	2320	0	0-2	pendiente recta	S0
Superficie cumbral de Iomerio 37	Supcumto37	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2314	2320	6	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 38	Supcumto38	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2260	2260	0	0-2	pendiente recta	?
Superficie cumbral de Iomerio 4	Supcumto4	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2420	2440	20	8-16	pendiente convexa	Este (112.5)
Superficie cumbral de Iomerio 40	Supcumto40	22	Endógeno volcánico acumulativo	Depósitos lacustres en cuencas extensas con gruesa cubierta de cenizas	Pleistoceno - Holoceno	2282	2287	5	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 41	Supcumto41	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2212	2220	8	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 42	Supcumto42	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2231	2260	29	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 43	Supcumto43	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2241	2260	19	2-4	pendiente recta	Suroeste (247.5)
Superficie cumbral de Iomerio 44	Supcumto44	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2218	2220	2	0-2	pendiente recta	S0
Superficie cumbral de Iomerio 45	Supcumto45	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2221	2231	10	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 46	Supcumto46	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2194	2209	15	0-2	pendiente recta	Noroeste (337.5)
Superficie cumbral de Iomerio 47	Supcumto47	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2200	2240	40	2-4	pendiente recta	Noreste (67.5)
Superficie cumbral de Iomerio 48	Supcumto48	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2165	2186	21	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 49	Supcumto49	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2186	2203	17	0-2	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 50	Supcumto50	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2204	2220	16	4-8	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbral de Iomerio 51	Supcumto51	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2226	2280	54	2-4	pendiente recta	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 52	Supcumto52	21	Endógeno volcánico acumulativo	Vulcanitas intermedias y básicas del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2212	2235	23	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 53	Supcumto53	21	Endógeno volcánico acumulativo	Conos volcánicos cuaternarios de lava intermedia y básica	Pleistoceno - Holoceno	2257	2280	23	8-16	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 54	Supcumto54	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2317	2360	43	8-16	pendiente convexa	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de Iomerio 55	Supcumto55	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2252	2300	48	8-16	pendiente convexa	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de Iomerio 56	Supcumto56	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2208	2240	32	8-16	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de Iomerio 57	Supcumto57	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2212	2220	8	0-2	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbral de Iomerio 58	Supcumto58	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2160	2182	22	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 59	Supcumto59	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cuaternario volcánico, lavas básica e intermedias del tipo fenobasalto	Pleistoceno - Holoceno	2202	2220	18	0-2	pendiente recta	Noreste (67.5)
Superficie cumbral de Iomerio 5a	Supcumto5a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2376	2400	24	4-8	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 5b	Supcumto5b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2354	2369	15	0-2	pendiente recta	Sur (202.5)
Superficie cumbral de Iomerio 6	Supcumto6	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2333	2360	27	4-8	pendiente recta	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de Iomerio 62	Supcumto62	20	Endógeno volcánico modelado	Domos volcánicos cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	3212	3280	68	16-35	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Superficie cumbral de Iomerio 9	Supcumto9	22	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2567	2600	33	8-16	pendiente recta	Este (112.5)
Superficie cumbral de montaña 1	Supcummo1	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	3027	3269	242	16-35	pendiente convexa	Noroeste (337.5)
Superficie cumbral de montaña 10a	Supcummo10a	20	Endógeno volcánico modelado	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2780	2840	60	16-35	pendiente convexa	Sur (202.5)
Superficie cumbral de montaña 10b	Supcummo10b	20	Endógeno volcánico modelado	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2770	2900	130	16-35	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Superficie cumbral de montaña 11	Supcummo11	6	Endógeno volcánico modelado	Domos volcánicos cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	3510	3880	370	16-35	pendiente cóncava	Oeste (292.5)
Superficie cumbral de montaña 13	Supcummo13	26	Endógeno volcánico modelado	Volcán Malitzin Antiguo	Pleistoceno - Holoceno	3426	3547	121	16-35	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Superficie cumbral de montaña 2	Supcummo2	19	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2620	2780	160	35-55	pendiente cóncava	Suroeste (247.5)
Superficie cumbral de montaña 21	Supcummo21	1	Endógeno volcánico acumulativo	Formación Tarango (pómez)	Pleistoceno - Holoceno	3800	3980	180	16-35	pendiente convexa	Noreste (67.5)
Superficie cumbral de montaña 4a	Supcummo4a	19	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Holoceno	2740	2880	140	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de montaña 4b	Supcummo4b	19	Endógeno volcánico acumulativo	Domo volcánico Cuaternario	Holoceno	2735	2920	185	16-35	pendiente cóncava	Sureste (157.5)
Superficie cumbral de montaña 5	Supcummo5	4	Endógeno volcánico acumulativo	Domos volcánicos cuaternarios del volcán La Malinche	Holoceno	3230	3320	90	16-35	pendiente convexa	Suroeste (247.5)
Superficie cumbral de montaña 7a	Supcummo7a	4	Endógeno volcánico acumulativo	Complejo Fioteppec	Pleistoceno - Holoceno	3592	3680	88	8-16	pendiente convexa	Este (112.5)
Superficie cumbral de montaña 7b	Supcummo7b	4	Endógeno volcánico acumulativo	Domos volcánicos cuaternarios del volcán La Malinche	Pleistoceno - Holoceno	3393	3607	214	16-35	pendiente cóncava	Noreste (67.5)
Superficie cumbral de montaña 8a	Supcummo8a	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2660	2740	80	16-35	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Superficie cumbral de montaña 8b	Supcummo8b	22	Endógeno volcánico acumulativo	Cono volcánico del Cuaternario	Holoceno	2656	2700	44	8-16	pendiente cóncava	Sur (202.5)
Superficie cumbral de montaña 9	Supcummo9	20	Endógeno volcánico modelado	Cono volcánico del Cuaternario	Pleistoceno - Holoceno	2880	2900	220	35-55	pendiente convexa	Noreste (67.5)

Piedimento superior 21	Esquipo acumulativo gradual	5	260	0,0	270	0	149	79,8	0,0	0,0	167	1,2	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	14,8	0,0	85,2	0,0	0,0
Piedimento superior 22	Esquipo veltorio acumulativo	5	240	0,0	270	3	160	81,8	0,0	0,0	163	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,0	0,0	76,0	0,0	0,0
Piedimento superior 23	Esquipo veltorio acumulativo	5	240	0,0	270	3	149	80,7	0,0	0,0	163	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	24,0	0,0	76,0	0,0	0,0
Piedimento superior 4	Esquipo veltorio acumulativo	5	248	0,0	270	0	133	22,2	0,0	0,0	45,3	20,8	0,0	0,0	0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	111	0,0	88,9	0,0	0,0
Piedimento superior 5a	Esquipo veltorio acumulativo	5	248	0,0	270	0	141	28,6	0,0	0,0	62,6	0,0	0,0	0,0	0,0	7,2	0,0	0,0	0,0	4,5	95,5	0,0	0,0	0,0
Piedimento superior 6a	Esquipo veltorio acumulativo	5	250	0,0	270	0	143	30,0	0,0	0,0	65,4	7,4	0,0	0,0	0,0	7,0	0,0	0,0	0,0	3,2	96,8	0,0	0,0	0,0
Piedimento superior 6b	Esquipo veltorio acumulativo	5	248	0,0	270	4	142	49,7	0,0	0,0	12,5	7,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	93,8	0,0	0,0	0,0
Piedimento superior 6c	Esquipo veltorio acumulativo	5	238	0,0	270	6	137	31,1	0,0	0,0	80,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
Piedimento superior 6d	Esquipo veltorio acumulativo	5	244	0,0	270	4	147	69,7	0,1	3,3	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	93,7	0,0	0,0	0,0
Piedimento superior 7a	Esquipo acumulativo gradual	5	240	0,0	180	3	149	86,6	0,0	0,0	144	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	11,1	94,8	0,0	0,0
Piedimento superior de loteria de montañá 1a	Esquipo veltorio acumulativo	3	240	0,0	270	12	147	0,0	0,0	71,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	29,7	0,0	0,0	0,0	0,0	99,3	0,0	0,0	0,0
Planica 1	Esquipo veltorio acumulativo	6	238	0,0	270	2	154	86,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,8	0,0	85,2	0,0	0,0
Planica 10	Esquipo veltorio acumulativo	6	310	0,1	360	0	150	30,0	46,7	0,0	19,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	93,5	4,9	1,6	0,0	0,0
Planica 11	Esquipo veltorio acumulativo	6	318	0,0	360	0	164	67,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	54,3	49,7	0,0	0,0	0,0
Planica 12	Esquipo veltorio acumulativo	6	218	0,0	270	2	183	82,4	0,0	3,3	0,0	0,0	34,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	92,8	0,0	0,0	0,0
Planica 13	Esquipo acumulativo gradual	6	218	0,0	270	2	183	82,4	0,0	3,3	0,0	0,0	34,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	92,8	0,0	0,0	0,0
Planica 14	Esquipo veltorio acumulativo	6	218	0,0	270	2	183	82,4	0,0	3,3	0,0	0,0	34,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	92,8	0,0	0,0	0,0
Planica 14	Esquipo veltorio acumulativo	6	220	0,0	270	0	187	77,1	0,0	0,0	0,0	0,0	22,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	9,1	62,0	0,1	28,5	0,0
Planica 15	Esquipo veltorio acumulativo	6	311	0,0	370	2	174	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	86,2	0,0	13,8	0,0	0,0
Planica 16	Esquipo veltorio acumulativo	6	243	0,0	270	0	168	48,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	62,8	0,0	37,2	0,0	0,0
Planica 2	Esquipo veltorio acumulativo	6	226	0,0	270	2	160	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Planica 3	Esquipo veltorio acumulativo	6	224	0,0	270	0	160	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	0,0	96,6	0,0	3,0	46,7	0,0	0,0	50,0
Planica 4	Esquipo veltorio acumulativo	6	230	0,0	270	2	146	90,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	65,9	0,7	3,0	0,0	0,0
Planica 5	Esquipo veltorio acumulativo	6	248	0,0	270	1	150	84,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	96,4	0,1	0,1	0,0
Planica 6	Esquipo veltorio acumulativo	6	217	0,0	270	2	163	14,0	0,0	0,0	0,0	0,0	86,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,7	0,0	7,0	0,0	0,0	87,4
Planica 7	Esquipo veltorio acumulativo	6	230	0,0	270	2	146	90,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	65,9	0,7	3,0	0,0	0,0
Planica 8	Esquipo veltorio acumulativo	6	254	0,0	270	3	148	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,7	0,0	33,3	0,0	0,0
Planica 9	Esquipo veltorio acumulativo	6	294	0,0	360	0	160	30,1	33,1	0,0	20,0	0,0	0,0	0,0	0,0	15,3	0,0	0,0	0,0	86,7	4,9	26,4	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 1	Esquipo veltorio acumulativo	4	228	0,0	300	0	195	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 10	Esquipo veltorio acumulativo	4	238	0,0	300	0	164	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 11	Esquipo veltorio acumulativo	4	248	0,0	300	0	147	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 12	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	144	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 13a	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	144	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 13b	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	144	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 14	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	144	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 15	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	144	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 16	Esquipo veltorio acumulativo	4	251	0,0	300	0	140	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 17	Esquipo veltorio acumulativo	4	250	0,0	300	0	140	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 18	Esquipo veltorio acumulativo	4	246	0,0	300	0	140	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 19	Esquipo veltorio acumulativo	4	238	0,0	300	0	154	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 20	Esquipo veltorio acumulativo	4	244	0,0	300	0	146	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 21	Esquipo veltorio acumulativo	4	244	0,0	300	0	146	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 22	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	150	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 24a	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	150	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 24b	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	150	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 25	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	140	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 26	Esquipo veltorio acumulativo	4	248	0,1	300	1	141	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 27	Esquipo veltorio acumulativo	4	242	0,0	300	0	154	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 28a	Esquipo veltorio acumulativo	4	238	0,0	300	0	150	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 28b	Esquipo veltorio acumulativo	4	238	0,0	300	0	150	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	100,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 29a	Esquipo veltorio acumulativo	4	238	0,0	300	0	150	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Superficie cubil de loteria 29b	Esquipo veltorio acumulativo	4	238	0,0	300	0	150	0,0	0,0															

ANEXO II

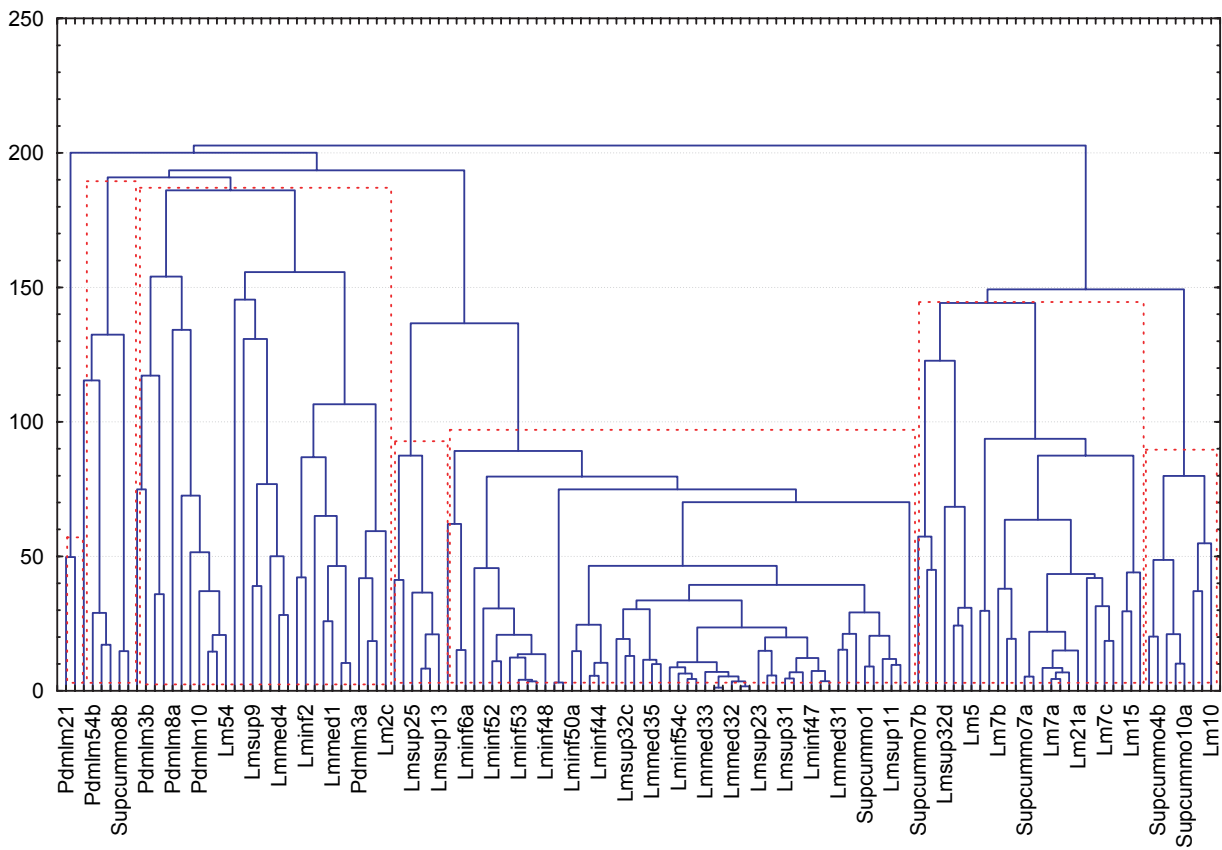
Dendrograma 1.

Dendrograma "Alta montaña"
Distancias Euclidianas



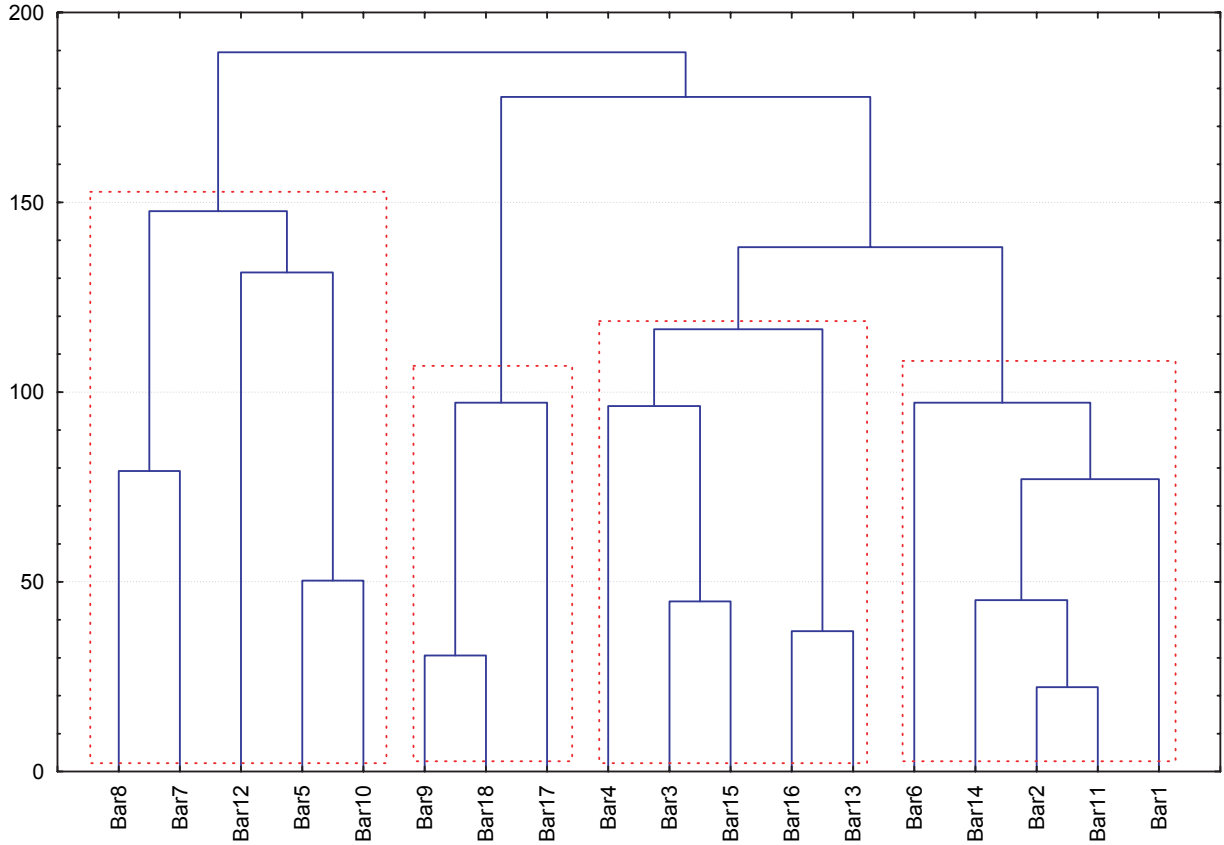
Dendrograma 2.

Dendrograma "Montaña"
Distancias Euclidianas



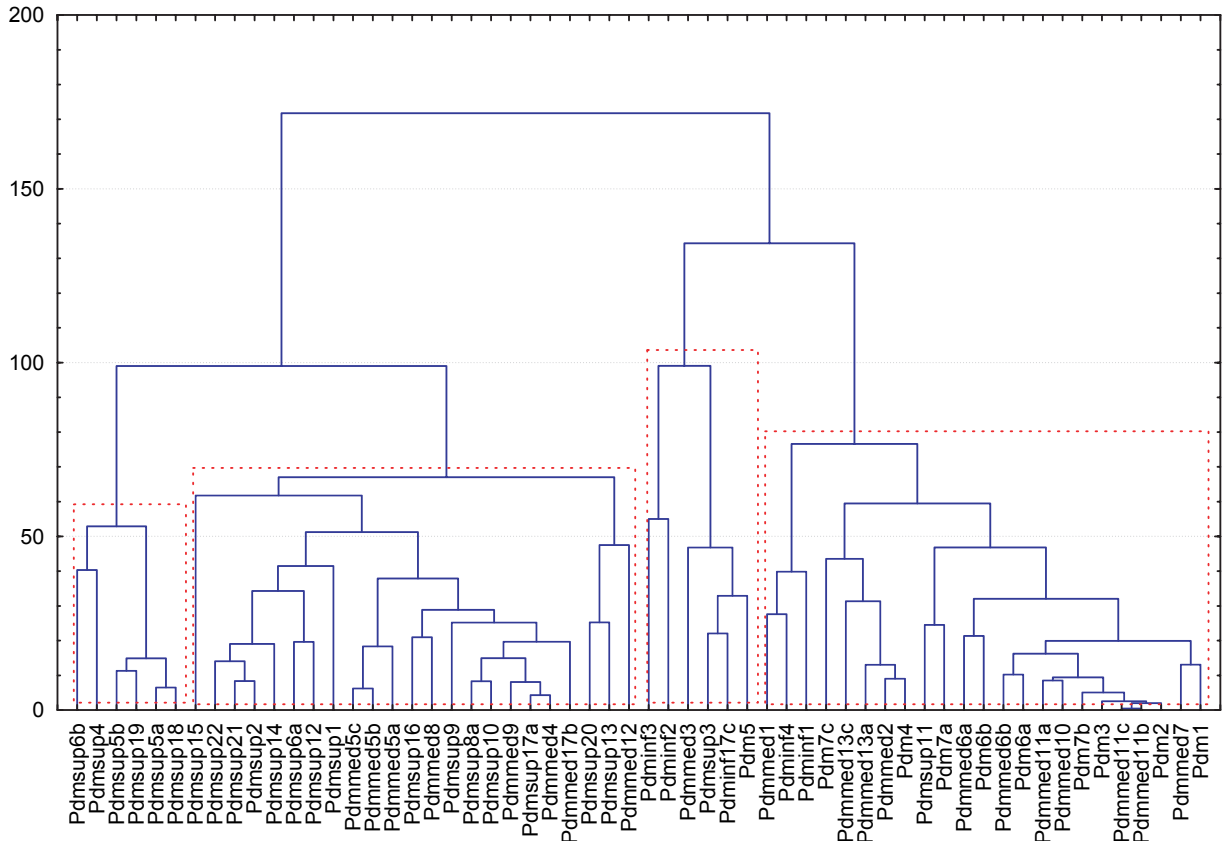
Dendrograma 3.

Dendrograma "Barrancos" Distancias Euclidianas



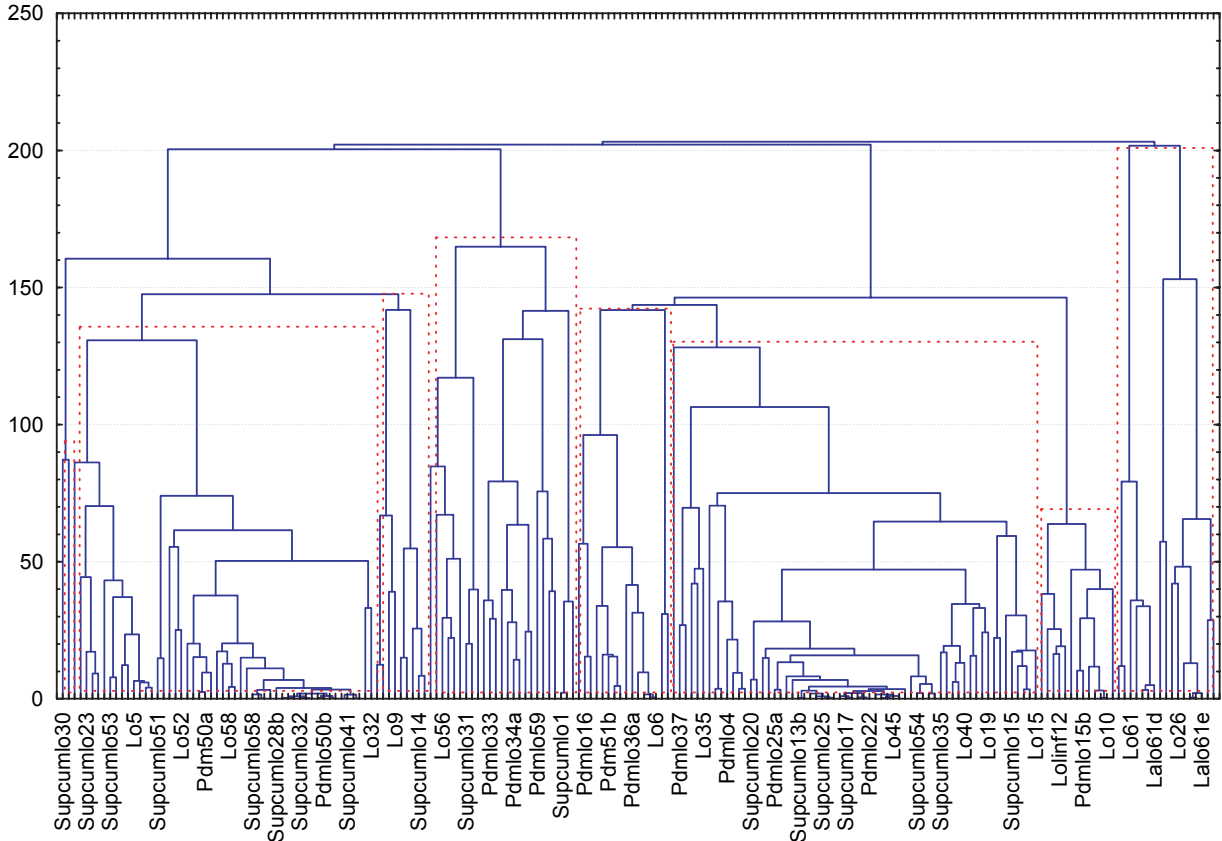
Dendrograma 4.

Dendrograma "Piedmontes" Distancias Euclidianas



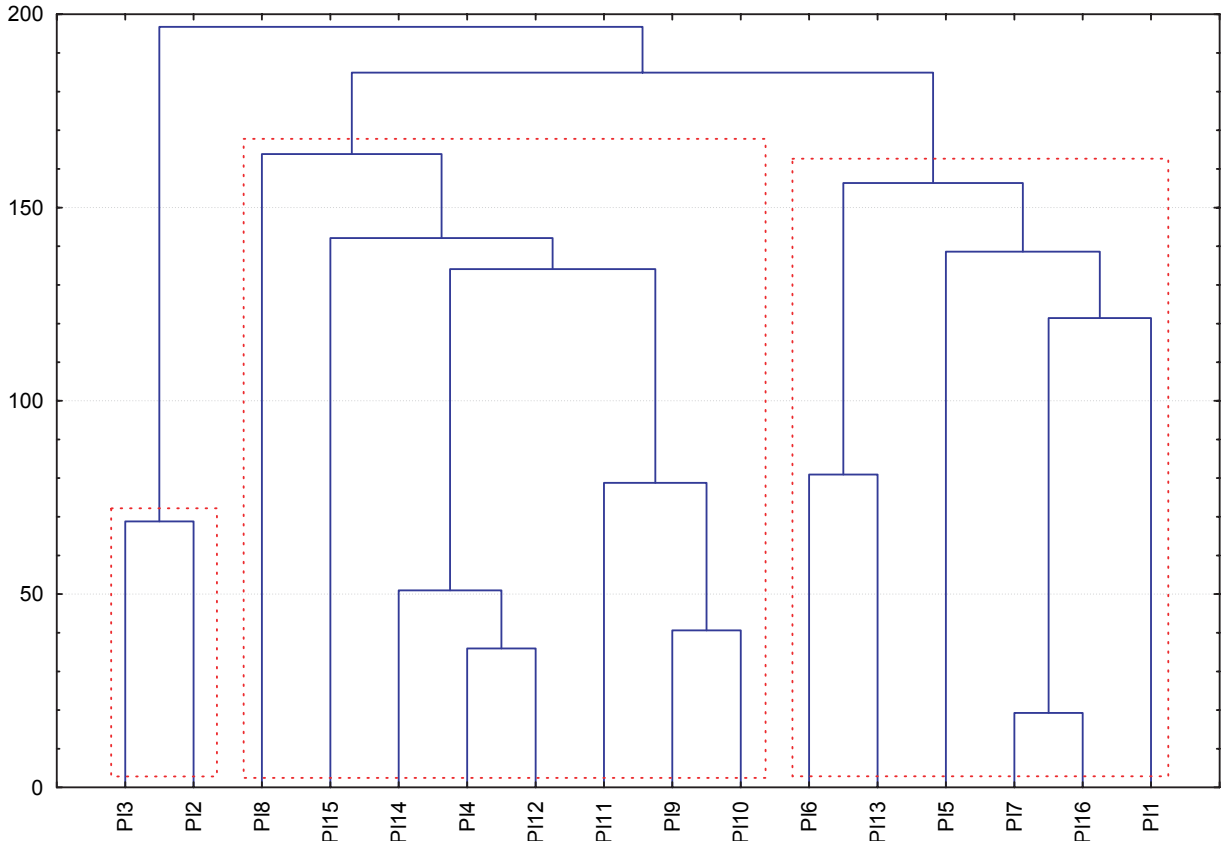
Dendrograma 5.

Dendrograma "Lomeríos"
Distancias Euclidianas



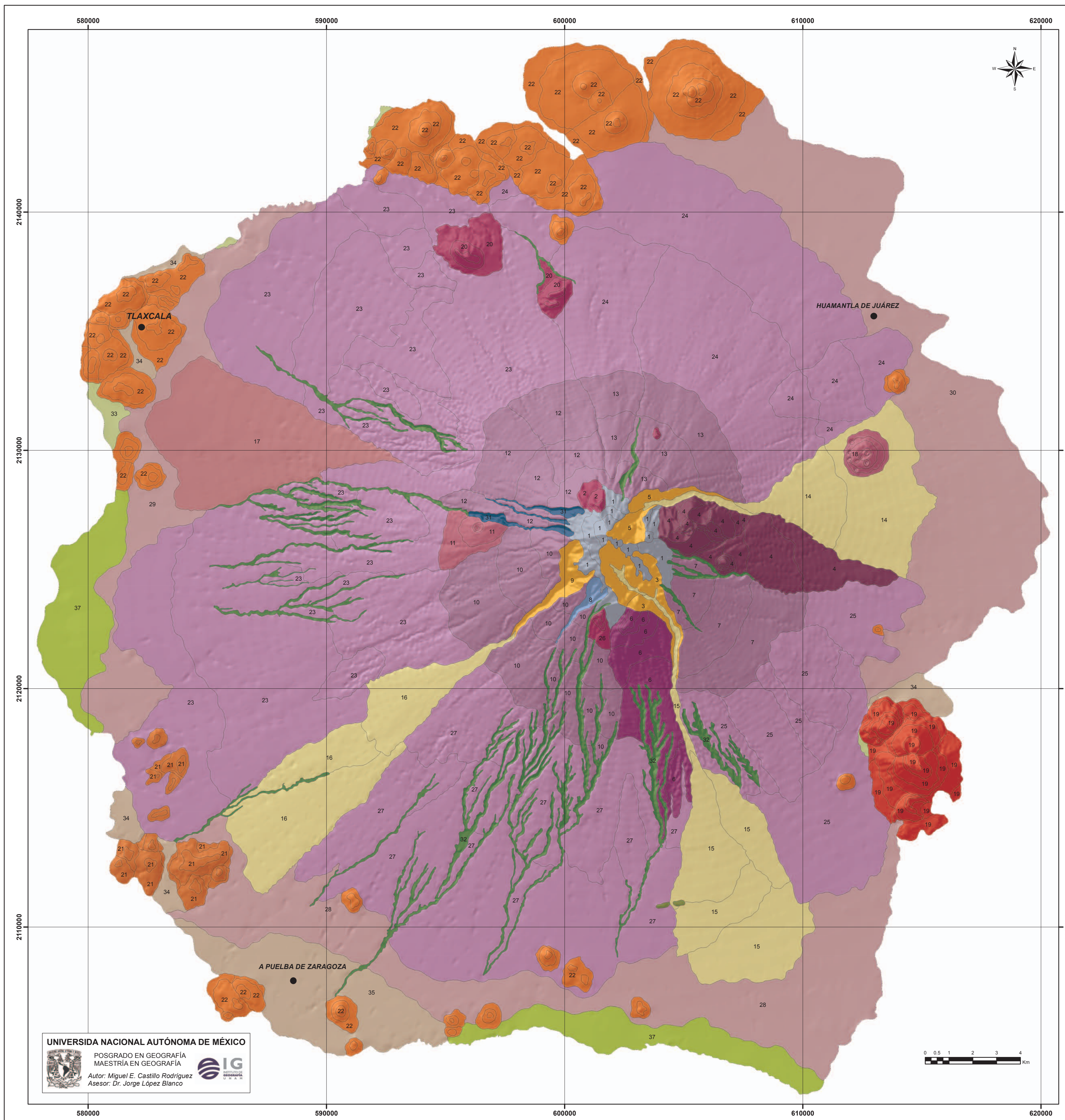
Dendrograma 6.

Dendrograma "Planicies"
Distancias Euclidianas



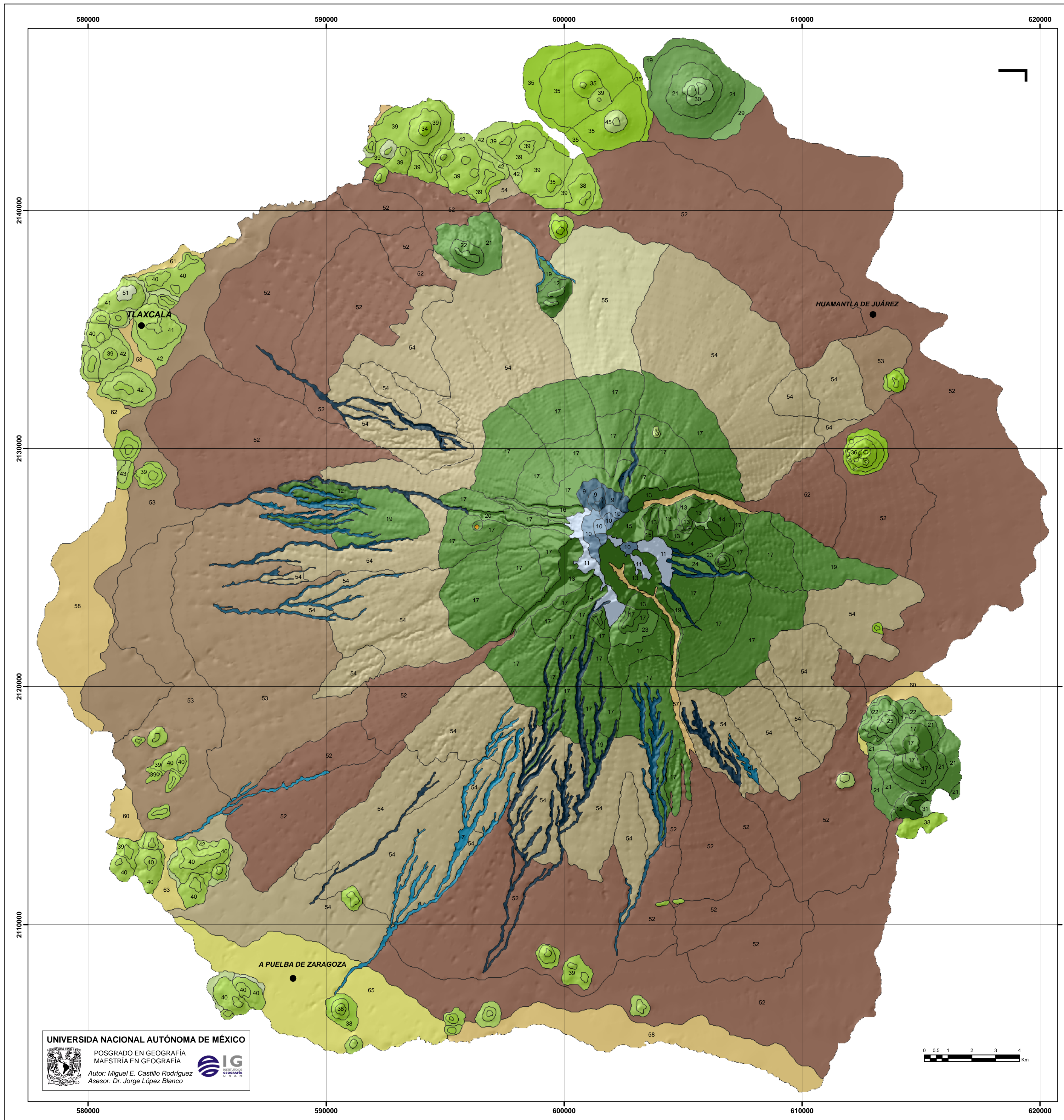
ANEXO CARTOGRÁFICO

MAPA 1. UNIDADES MORFOGENÉTICAS DEL VOLCÁN LA MALINCHE



UNIDAD MORFOGENÉTICA	NOMBRE DEL GRUPO O UNIDAD	SUBUNIDADES Y ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS	EDAD
I Endógeno tectónico sedimentario (estructural plegado)			
36	1.1 Lomeríos del Oligoceno	Lomeríos	Oligoceno
II Endógeno volcánico explosivo			
3	2.1 Grupo: Laderas de colapso La Malinche	Laderas de montaña	Pleistoceno - Holoceno
5		Laderas de montaña	
9		Laderas de montaña	
18	2.2 Cerro Xalapasco	Lomerío (ladera inferior)	Holoceno
III Endógeno volcánico modelado			
1	3.1 Laderas de alta montaña del volcán La Malinche	Laderas de alta montaña (superior, media e inferior), superficie cumbral	Pleistoceno - Holoceno
2		Laderas de montaña (inferior), superficie cumbral	
20	3.2 Grupo: Domos del volcán La Malinche	Laderas de montaña (superior, media e inferior), superficie cumbral, piedemonte, lomerío	Pleistoceno - Holoceno
26		Laderas de montaña (superior, inferior), superficie cumbral	
6		Laderas de montaña (superior, media e inferior), superficie cumbral	
4	3.4 Laderas de montaña del Complejo Filotepec	Laderas de montaña (superior, media e inferior), piedemonte	
IV Endógeno volcánico acumulativo			
7	4.1 Grupo: Laderas de montaña La Malinche	Laderas de montaña (superior, media e inferior)	Pleistoceno - Holoceno
10		Laderas de montaña (superior, media e inferior), piedemonte	
12		Laderas de montaña (superior, media e inferior)	
13		Laderas de montaña (superior, media e inferior)	
11	4.2 Volcán Atitlán	Laderas de montaña (inferior), planicie (fondo de cráter)	Holoceno
25	4.3 Grupo: Piedemontes La Malinche	Piedemonte (superior y medio)	Pleistoceno - Holoceno
23		Piedemonte (superior y medio) ladera de montaña, piedemonte de ladera de montaña	
27		Piedemonte (superior y medio)	
24		Piedemonte (superior, medio e inferior)	
28		Piedemonte (inferior)	Pleistoceno - Holoceno
30	4.4 Piedemontes inferiores La Malinche	Piedemonte (inferior)	
29		Piedemonte (inferior)	
22	4.5 Edificios volcánicos monogenéticos pleistocénicos	Laderas de montaña (superior, media e inferior), piedemonte, lomeríos (ladera superior e inferior), superficie cumbral, piedemonte	
21	4.6 Edificios volcánicos monogenéticos holocénicos	Lomeríos, superficie cumbral, piedemonte	
19	4.7 Laderas de montaña El Pinal y El Tintero	Laderas de montaña (superior, media e inferior), piedemonte (superior e inferior), superficie cumbral, lomerío	Holoceno
35	4.8 Planicie volcánica	Planicie	Holoceno
34	4.9 Llanos volcánicos	Planicie (llanos)	
17	4.10 Abanico volcánico La Malinche	Abanico volcánico	
V Exógeno acumulativo fluvio-glacial-morfogénesis mixta			
15	5.1 Abanicos La Malinche	Planicie (fondo de valle), abanico complejo (origen endógeno - exógeno)	Pleistoceno - Holoceno
14		Planicie (fondo de valle), abanico complejo (origen endógeno - exógeno)	
16		Planicie (fondo de valle), abanico complejo (origen endógeno - exógeno)	
VI Exógeno erosivo glacial			
8	6.1 Grupo: Valles glaciares	Laderas de montaña - Holoceno	Holoceno
31		Laderas de montaña - Holoceno	
VII Exógeno acumulativo fluvial			
33	7.1 Planicies aluviales	Planicie - Holoceno	Holoceno
VIII Exógeno acumulativo fluvial-proluvial			
37	8.1 Planicies proluviales	Planicies - Holoceno	
IX Exógeno erosivo fluvial			
32	9.1 Laderas de barranco	Laderas de barrancos - Pleistoceno / Holoceno	Pleistoceno - Holoceno

MAPA 2. UNIDADES AMBIENTALES BIOFÍSICAS DEL VOLCÁN LA MALINCHE



I. SUBSISTEMA DE LADERAS DE ALTA MONTAÑA

- 9, Laderas de alta montaña con clima helado-semiluvioso con bosque de pino y vegetación de alta montaña con un desarrollo escaso de suelos (litosol y regosol)
- 10, Laderas de alta montaña con clima subnevado-lluvioso sin presencia de vegetación y con escaso desarrollo de suelos (regolita)
- 11, Laderas de alta montaña con clima helado-semiluvioso con predominancia de bosque de oyamel y con escaso desarrollo de suelos (regosol y litosol)

II. SUBSISTEMA DE LADERAS DE MONTAÑA

- 12, Laderas de montaña de clima semifrío-lluvioso con predominancia de bosque de encino y uso de suelo agrícola con escaso desarrollo de suelos (litosol y regosol)
- 13, Laderas de montaña con clima helado-semiluvioso con predominancia de bosque de oyamel y con un incipiente desarrollo de suelos (litosol)
- 14, Laderas de montaña con clima helado-semiluvioso con predominancia de bosque de pino y con un incipiente desarrollo de suelos (litosol)
- 15, Laderas de montaña con clima helado-semiluvioso sin vegetación en partes cumbresales y desarrollo de bosque de oyamel en partes bajas, incipiente desarrollo de suelos (litosol)
- 16, Laderas de montaña con clima helado-semifrío con predominancia de bosque de pino y vegetación de alta montaña con escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 17, Laderas de montaña con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de pino y con escaso desarrollo de suelo (regosol)
- 18, Ladera de montaña con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de pino y pastizales inducidos, con escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 19, Laderas de montaña con clima frío-semiluvioso de uso agrícola con escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 20, Ladera de montaña y piedemonte con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de oyamel y con suelos de origen fluvial (fluvisol)
- 21, Laderas de montaña con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 22, Laderas de montaña con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y alternancia entre pastizales inducidos y actividad agrícola sobre suelos vítreos de origen volcánico (andosol)
- 23, Laderas de montaña de clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de pino y escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 24, Laderas de montaña con clima helado-semiluvioso con predominancia de bosque de oyamel y con escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 25, Laderas de montaña con clima helado-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y con un incipiente desarrollo de suelos (litosol)
- 26, Piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con uso de suelo agrícola sobre suelos volcánicos vítreos (andosol)
- 27, Piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino en suelos de origen fluvial (fluvisol)
- 28, Piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con alternancia de bosque de pino con uso agrícola sobre suelos con moderado desarrollo (cambisol)
- 29, Piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con uso agrícola sobre suelos de origen fluvial (fluvisol)
- 30, Laderas de montaña con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de matorrales sobre suelos con escaso desarrollo (regosol y litosol)
- 31, Piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y con desarrollo moderado de suelos (phaeozem)
- 32, Piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con alternancia entre pastizal inducido y matorrales con desarrollo incipiente de suelos (litosol)
- 33, Superficie cumbre con clima helado-semiluvioso con pastizales inducidos sobre suelos con incipiente desarrollo (litosol)

III. SUBSISTEMA DE LADERAS DE BARRANCOS

- 1, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de pino y con suelos poco desarrollados de origen fluvial (regosol y fluvisol)
- 2, Laderas de barranco con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de oyamel y con suelos poco desarrollados (regosol)
- 3, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de matorrales y suelos poco desarrollados (fluvisol y regosol)
- 4, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de pino y con suelos poco desarrollados (fluvisol y litosol)
- 5, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de matorrales y sin desarrollo de suelos (litosol)
- 6, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encinos y con suelos poco desarrollados (litosol y regosol)
- 7, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y uso de suelo agrícola en suelos con moderado a escaso desarrollo (cambisol y regosol)
- 8, Laderas de barranco con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de uso agrícola en suelos de origen fluvial (fluvisol)

IV. SUBSISTEMA DE PIEDEMONTE

- 52, Superficie de piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de uso agrícola y con suelos de acarreo y de origen fluvial (fluvisol)
- 53, Superficie de piedemonte con clima fresco-semiseco con predominancia de uso agrícola y con suelos con moderado desarrollo (cambisol)
- 54, Superficie de piedemonte con clima frío-semiluvioso con predominancia de uso agrícola e intercalaciones de bosque de pino, suelos con escaso desarrollo (regosol)
- 55, Superficie de piedemonte con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de uso agrícola y con suelos con desarrollo moderado (cambisol)

V. SUBSISTEMA DE LOMERÍOS

- 34, Lomeríos con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y con incipiente desarrollo de suelos (litosol)
- 35, Lomeríos con clima semifrío-semiluvioso con uso de suelo agrícola y con escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 36, Lomeríos con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y con escaso desarrollo de suelos (regosol)
- 37, Lomerío con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos con moderado desarrollo (feozem)
- 38, Lomeríos con clima fresco-semiseco con predominancia de bosque de encino y con desarrollo moderado de suelos (cambisol)
- 39, Lomeríos con clima fresco-semiseco con predominancia de uso agrícola sobre suelos con moderado desarrollo (cambisol)
- 40, Lomeríos con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos con moderado desarrollo (cambisol)
- 41, Lomeríos con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos con incipiente desarrollo (litosol)
- 42, Lomeríos con clima fresco-semiseco con uso de suelo agrícola en suelos de origen fluvial (fluvisol) y con moderado desarrollo (cambisol)
- 43, Lomerío con clima fresco-semiseco con uso de suelo agrícola y suelos con moderado desarrollo (feozem)
- 44, Lomerío con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de encino y con suelo con incipiente desarrollo (litosol)
- 45, Lomeríos con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de pastizales inducidos y con suelos con desarrollo moderado (cambisol)
- 46, Lomeríos con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos de origen fluvial (fluvisol)
- 47, Piedemontes con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano en suelos con presencia de carbonatos (rendzina) y con suelos de moderado desarrollo (cambisol)
- 48, Piedemonte con clima fresco-semiseco con predominancia de uso de suelo agrícola sobre suelos arcillosos bien desarrollados (vertisol)
- 49, Lomerío con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de uso agrícola y con suelos con moderado desarrollo (cambisol)
- 50, Lomerío con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos con escaso desarrollo (regosol)
- 51, Superficie cumbre con clima fresco-semiseco con predominancia de matorrales sobre suelos con incipiente desarrollo (litosol)

VI. SUBSISTEMA DE PLANICIES

- 59, Planicie volcánica con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de pino en suelos con poco desarrollo (fluvisol y regosol)
- 56, Planicie aluvial con clima fresco-semiseco con predominancia de uso agrícola y con suelos arcillosos bien desarrollados (vertisol)
- 57, Planicies aluviales con clima frío-semiluvioso con predominancia de bosque de oyamel en suelos de origen fluvial (fluvisol)
- 58, Planicies aluviales con clima fresco-semiseco con predominancia de uso agrícola sobre suelos de origen fluvial (fluvisol)
- 60, Planicies aluviales con clima semifrío-semiluvioso con predominancia de uso agrícola en suelos con moderado desarrollo (cambisol)
- 61, Planicies aluviales con clima fresco-semiseco con predominancia de vegetación secundaria y suelos arcillosos bien desarrollados (vertisol)
- 62, Planicie aluvial con clima fresco-semiseco con predominancia de uso agrícola en suelos con un desarrollo moderado (feozem)
- 63, Planicie aluvial con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos con presencia de carbonatos (rendzinas)
- 64, Planicie aluvial con clima fresco-semiseco con predominancia de bosque de encino y con suelos de moderado desarrollo (cambisol)
- 65, Planicie aluvial con clima fresco-semiseco con uso de suelo urbano sobre suelos con escaso desarrollo (regosol)

