

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO



FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

*Cartografía Morfogenética del Valle del Río
Moctezuma, Sonora*

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRA EN GEOGRAFÍA
PRESENTA:

MARÍA EMILIA PÉREZ ÁLVAREZ

DIRECTOR DE TESIS:
DR. JORGE LÓPEZ BLANCO
UNAM

CO-DIRECTOR DE TESIS:
DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO
UNISON

MÉXICO, D. F. 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*Dedicada a los que hicieron de andamio firme y amoroso: Efraín, Nahuel,
Isadora, Guillermina y...mami.*

A la memoria de papi.

Gracias a la Universidad Autónoma de México (UNAM) y al Posgrado en Geografía, así como a sus profesores por formarme en esta etapa. Gracias a la Universidad de Sonora (UNISON) porque es, desde hace años, mi segunda casa.

Asimismo expreso mi sincero agradecimiento a los sinodales Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. José Ramón Hernández Salamanca y Dr. José Lugo Hubp por la detallada revisión realizada a este trabajo, hecho que lo enriqueció de manera importante. Además a estos señores les agradezco, a los que conozco hace mucho tiempo, por el afecto, que es totalmente correspondido; al que tuve el gusto de conocer recientemente, por animarme y darme confianza. Muchas gracias.

También quiero reconocer la solidaridad y compañerismo que he encontrado en todo el grupo de estudiantes del Dr. Jorge López Blanco, por eso, muchas gracias. Sin embargo quiero reconocer en especial a Pedro Montes Cruz quien ha sido un apoyo fundamental desde el inicio, se agradecen la ayuda y las pláticas. Indirectamente Sergio Salinas ha aportado más de lo que él pueda creer, gracias. Pero Carlos Alejandro Pérez García, se ha convertido en un amigo cercano que ha colaborado grandemente con su amplio conocimiento en diferentes programas de computación en este trabajo. Por su capacidad y disposición, gracias.

A mis asesores y buenos amigos, Dr. Jorge López Blanco y Dr. Francisco Abraham Paz Moreno les presento mi reconocimiento por ser personas de integridad tanto académica como personal. Pero más que nada, por ser hombres de ideas, a los que vale la pena acercarse y seguir. Estoy convencida que lo único que tuve que hacer fue, entenderlos. Mi agradecimiento y mi respeto para Uds.

Por otro lado, el Dr. Rogelio Monreal y el MC. Francisco Grijalva, anteriores Director de la División de Ciencias Exactas y Naturales (DCEN) y Jefe del Departamento de Geología de la UNISON, respectivamente, me apoyaron para lograr concretar las actividades de intercambio académico con la UNAM, necesarias para la elaboración de este trabajo. Muchas gracias.

Otro Departamento de la UNISON que considero me ha brindado un soporte fundamental durante el desarrollo de mi trabajo, es el de Desarrollo Académico, a su Directora María Magdalena González Agramón, así como a Lucy Borquez y Cecilia Navarro, se agradece el apoyo, el gusto y la eficiencia con que desarrollan sus labores.

Al MC. Miguel Ángel Moreno y MC Saúl Herrera Urbina, actuales autoridades de la DCEN y del Departamento de Geología, gracias igualmente por el apoyo brindado. Además a Saúl le agradezco por sus opiniones en el trabajo de fotointerpretación y por compartir su conocimiento sobre la geología del área de estudio.

Al Dr. Ricardo Vega Granillo quien desinteresadamente ha aportado valiosas sugerencias, tanto en el análisis de la fotointerpretación como en la parte tectónica, gracias.

Gracias a Eunice “Bety” y Rebequita por brindarme su hospitalidad y cariño durante tanto tiempo, detalle que no podré pagar, ya que hicieron que me sintiera segura y acompañada en una ciudad inmensa, a la que me he desacostumbrado. Las quiero, gracias.

A las amigas que me quieren y porque las quiero, gracias.

A mi familia y amigos de Córdoba y Salta en Argentina gracias por sus deseos y hasta por sus pensamientos, no puedo nombrarlos a todos pero, no hay uno que no esté en mi cabeza en este momento, los quiero.

A mi esposo, compañero de vida, por su empuje y confianza, y por estar conmigo. A mis hijos que adoro porque son simplemente, los mejores. A mi madre por la fortuna de tenerla en casa. Gracias.

ÍNDICE

CAPÍTULO I ASPECTOS GENERALES

I.1. Introducción	1
I.2. Objetivos	4
I.3. Objetivos particulares	5
I.4. Hipótesis	5
I.5. Importancia del estudio	6
I.6. Antecedentes	7
I.7. Área de estudio	13
I.8. Aspectos físico-geográficos	14

CAPÍTULO II METODOLOGÍA

II.1. Introducción	20
II.2. Recopilación de la información y reconocimiento regional de campo	20
II.3. Interpretación y procesamiento de la información	27
II.4. Delimitación de las unidades morfogénicas	31
II.5. Análisis y caracterización de las unidades morfogénicas	34

CAPÍTULO III GEOLOGÍA

III.1. Introducción	39
III.2. Rocas sedimentarias marinas del Cretácico temprano	42
III.2.1. Composición y edad	42
III.2.2. Estructura	44
III.2.3. Ambiente de depósito	46
III.3. Rocas ígneas del Cretácico tardío-Terciario medio	46
III.3.1.-Rocas ígneas del Cretácico tardío-Terciario temprano	47
III.3.2. Distribución, composición y edad	48
III.3.3. Estructura	50
III.3.4. Rocas extrusivas del Terciario medio (Oligoceno)	51
III.3.5. Composición y edad	52
III.3.6. Distribución (Ocurrencia y estructura)	53
III.4. Rocas detrítico-volcánicas del Terciario medio-Cuaternario	54

III.4.1. Formación Báucarit	54
III.4.2. Cenozoico continental indiferenciado	56
III.5. Rocas ígneas cuaternarias	59
III.5.1. Emisiones fisurales	59
III.5.2. Emisiones centrales	60
III.6. Depósitos recientes	64
III.6.1. Pleistoceno	64
III.6.2. Cuaternario tardío-Holoceno	66

CAPITULO IV EVOLUCIÓN GEOLÓGICO-TECTÓNICA

IV.1. Introducción	68
IV.2. Período Antecuenca (del Mesozoico al Oligoceno)	69
IV.2.1. Transgresión del Golfo de México	69
IV.2.2. Fase Laramídica	69
IV.2.3. De subducción a distensión	71
IV.3. Período Cuenca (Franca distensión)	75
IV.3.1. Las rocas detríticas neógenas	75
IV.3.2. El volcanismo Cuaternario	79

CAPÍTULO V MORFOGÉNESIS

V.1. Introducción	81
V.2. Sistemas morfogénéticos	84
V.2.1. Sistemas del dominio bloque superior	87
V.2.2. Sistemas del dominio bloque inferior	91
V.3. Unidades morfogénéticas por tipos de relieve	100
V.3.1. Laderas montañosas	100
V.3.1.1. Laderas de montañas altas	102
V.3.1.2. Laderas de montañas medias	104
V.3.1.3. Laderas de montañas bajas	105
V.3.2. Lomeríos	108
V.3.2.1. Lomeríos altos	110
V.3.2.2. Lomeríos medio	113
V.3.2.3. Lomeríos bajos	116
V.3.3.-Piedemontes	117

V.3.3.1. Piedemontes denudativos	118
V.3.3.2. Piedemontes acumulativos	120
V.3.3.3. Piedemontes mixtos	121
V.3.4. Planicies	123
V.3.4.1. Planicies aluviales	124
V.3.4.2. Planicies fluviales	125
V.3.4.3. Planicies mixtas	126
V.4. Interpretación de resultados	127
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	136
BIBLIOGRAFÍA	141

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I

Figura I.1: Mapa de localización del área de estudio	3
Figura I.2: Mapa de dominios morfogenéticos.	4
Figura I.3: Características del relieve sonorenses (Cochemé, 1985).	8
Figura I.4: Rasgos del relieve de la provincia de Sonora (Lugo-Hubp, 1990).	9
Figura I.5: Esquema paleogeográfico de la porción NW de México durante el Mesozoico (Monreal, 2000).	10

.

CAPÍTULO II

Figura II.1: Diagrama de la metodología empleada en el estudio.	21
Figura II.2: Foto de estratificación de lodos rojos.	30
Figura II.3: Foto de capa de Zeolita.	30
Figura II.4: Mapa de microbloques definidos por contactos estructurales y litológicos.	37
Figura II.5: Mapa altimétrico con 11 intervalos de altitudes que varían según sean mayores o menores de 800 msnm.	36
Figura II.6: Mapa de pendientes en grados con siete clase.	38

CAPÍTULO III

Figura III.1: Mapa geológico, modificado de Paz-Moreno (2003) y de INEGI (1982).	40
Figura III. 2: Columna estratigráfica general del área de estudio, modificada de Paz-Moreno (2003).	42
Figura III. 3: Fotografía aérea que muestra el contacto de diques (Ks) con Andesitas (Ti).	51
Figura III.4: Columna estratigráfica de rocas detríticas continentales neógenas (Paz-Moreno, 1987).	58
Figura III.5: Mapa de eventos volcánicos del Cuaternario, modificado	

de Paz-Moreno (2003).	61
Figura III.6: Foto de <i>pillow-lavas</i> al NW del área de estudio, que muestra la periferia vítrea y bien definida en contraste con el núcleo mejor cristalizado.	62
Figura III.7: Vista del volcán Cerro Blanco sobre la Mesa Central del Malpaís de Moctezuma, sedimentos PostBáucarit al frente, bloque superior atrás.	63
CAPÍTULO IV	
Figura IV.1: Transgresión desde el Golfo de México ancestral (Rangin, 1986).	68
Figura IV.2: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Aptiano-Albiano.	70
Figura IV.3: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Cretácico tardío.	72
Figura IV.4: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Paleoceno-Eoceno.	72
Figura IV.5: Modelo de la cuenca de Moctezuma al final del Eoceno.	73
Figura IV.6: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Eoceno tardío-Oligoceno.	74
Figura IV.7: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Mioceno temprano.	77
Figura IV.8: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Mioceno tardío-Plioceno.	78
Figura IV.9: Modelo de la cuenca de Moctezuma durante el Cuaternario.	80
CAPÍTULO V	
Figura V.1: Mapa de sistemas morfogenéticos.	85
Figura V.2: Levantamiento tectónico de las andesitas terciarias del SW de la cuenca tectónica.	87
Figura V.3: Foto de morfología típica de Formación Báucarit.	90
Figura V.4: Foto de morfología típica de depósitos PostBáucarit.	90
Figura V.5: Foto de cresta de presión o Túmulus.	95
Figura V.6: Foto de detalle de las coladas del Cerro Blanco que descienden desde la Mesa Central a la planicie del Río Tepache.	95
Figura V.7: Foto de remanentes de volcán, montículos que corresponden a los puntos de salida de emisiones centrales.	96

Figura V.8: Foto de planicie fluvial del Río Moctezuma bordeada por derrames volcánicos del Terciario temprano y del Cuaternario.	99
Figura V.9: Esquema de localización de las unidades de Laderas de Montaña distribuidas únicamente en el dominio bloque superior.	102
Figura V.10: Esquema de localización de las unidades de Lomeríos que corresponden las de mayor representación en el área de estudio.	110
Figura V.11: Vista de la planicie fluvial del Río Moctezuma y los escarpes de la Formación Báucarit.	114
Figura V.12: Esquema de localización de las unidades de Piedemontes controladas por la actividad tectónica y volcánica.	119
Figura V.13: Esquema de localización de las unidades de Planicies controladas por la pendiente y las estructuras.	124
Figura V.14: Mapa de piedemontes indicando el sentido de la pendiente.	129
Figura V.15: Modelo de evolución de la cuenca de depósito (Mioceno temprano-tardío).	129
Figura V.16: Modelo de evolución de la cuenca de depósito (Mioceno tardío a Plioceno).	130
Figura V.17: Modelo de evolución de la cuenca de depósito (Plioceno).	131
Figura V.18: Modelo de evolución de la cuenca de depósito (Cuaternario temprano).	131
Figura V.19: Modelo de evolución de la cuenca de depósito (Cuaternario tardío).	132

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla II.1: Documentos cartográficos, satelitales y fotográficos utilizados para la elaboración del mapa morfogenético.	24
Tabla V.1: Tabla de alturas relativas por microbloques.	82
Tabla V.2: Pendientes individuales, clasificadas y altitudes dominantes.	128
Tabla V.3: Tabla de síntesis de unidades morfogenéticas.	133

RESUMEN

En esta tesis se elaboró la cartografía morfogenética del área de Moctezuma que es una de las cuencas más extensas del Estado de Sonora, en donde se observa sobreposición de eventos tectónicos, con el fin de interpretar el origen, tipo, clase y temporalidad del relieve. El método de trabajo considera tres etapas: recopilación de la información y reconocimiento regional de campo; interpretación, delimitación y procesamiento de la información; finalmente se realiza el análisis de los resultados. Se parte de la interpretación de fotografías aéreas. Se dividió el área de estudio en dos grandes dominios, bloques superior e inferior, y estos a su vez en diez sistemas morfogenéticos delimitados por su extensión, morfología, altura y el reconocimiento de alineaciones estructurales. Debido a que la historia geológica-geomorfológica del área se desarrolla en una región de cambio de régimen tectónico en donde se presenta el paso de subducción a distensión, el análisis de las unidades morfogenéticas se realiza en el marco de dos grandes períodos denominados Antecuenca con los acontecimientos previos a la formación de la cuenca del Río Moctezuma y Cuenca a partir del Mioceno temprano en donde se inicia y desarrolla una cuenca de depósito con sedimentación y volcanismo simultáneos.

En el bloque superior se observan unidades con morfologías datadas del Cretácico tardío-Eoceno, en la mitad norte de este dominio se presenta mayor erosión por efecto de rejuvenecimiento tectónico, además se concluye que la protocuenca iniciada en el Mioceno temprano estaba ubicada en la porción central del dominio superior. El dominio bloque inferior corresponde a una cuenca de sedimentación y volcanismo en la que se depositaron los primeros abanicos aluviales formados por erosión de los bloques fallados y levantados y donde las formas están controladas por el volcanismo cuaternario. Se observa un arreglo de unidades sedimentarias del Cuaternario, con importante desarrollo de piedemontes en la zona de transición entre la mesa volcánica y las elevaciones. Se presentan piedemontes y planicies de origen mixto debido a la interacción de los procesos acumulativos exógenos y endógenos.

Aportes: en este trabajo se presenta una evolución geológica-geomorfológica de la cuenca del Río Moctezuma, donde se delimitan dos importantes dominios morfoestructurales, así como dos períodos evolutivos.

Se ubica la protocuenca al este del actual semigraben, su evolución es controlada por la actividad volcánica cuaternaria y actualmente, su dinámica se observa en el desarrollo de piedemontes, entre los dos dominios.

Se determina que la cuenca tenía inicialmente una pendiente preferente E-W que se modifica posteriormente a NW-SW y se definen unidades de origen mixto, de piedemonte y planicie.

Palabras clave: *Cuenca del Río Moctezuma; Sonora, México; Morfogénesis.*

CAPÍTULO I

ASPECTOS GENERALES

I.1- Introducción

Los mapas geomorfológicos analíticos son de fundamental importancia porque contienen la información esencial para que, a partir de éstos, se logren otras cartografías aplicadas al integrarlos con diferentes variables cartográficas físicas y/o humanas. Por tal motivo, se consideró la necesidad de elaborar una cartografía geomorfológica básica que reflejara el origen de las formas en un área representativa de la morfología del Estado de Sonora.

Por diversos motivos los trabajos realizados sobre el relieve sonoreense son todavía escasos, no se ha desarrollado un cubrimiento cartográfico importante del territorio del Estado. No se cuenta con mapas de escala pequeña o media, de tipo morfogenético, es decir que delimiten unidades geomorfológicas en función del origen, la edad y la geometría del relieve y que, además de proporcionar las propiedades geomorfológicas del área, apoyen como un primer paso a la realización de otros de carácter más local y de detalle.

En México los trabajos de tipo geomorfológico se han desarrollado con varios objetivos y escalas, sobre la base de cartografías de distintos países, sustentada en diferentes concepciones, simbologías y diseño de los mapas: Lugo-Hubp (1981) recoge la metodología de autores rusos, Córdova-Fernández de Arteaga (1988) la de rusos y checos, Tapia-Varela y López-Blanco (2001) parte de las bases establecidas por el sistema ITC de Holanda, por citar algunos ejemplos. Asimismo es evidente que la distribución o cubrimiento de la cartografía geomorfológica en el territorio nacional es muy desigual, debido a la mayor agrupación de centros de investigación en el centro del país a diferencia del noroeste y la importancia que se le concede a este tipo de estudios.

Por otra parte, en estudios realizados en Europa se menciona que la cartografía geomorfológica ha tropezado con el problema de la existencia de numerosas “escuelas” con metodologías distintas y que a pesar de los intentos de la Unión Geográfica Internacional, no existe un consenso general para la realización de mapas geomorfológicos. Con mucho, algunas formas de representación se han ido asumiendo por un amplio grupo de investigadores, especialmente en el uso de ciertos colores según el origen de las formas y así también en los detalles de simbología suelen coincidir en muchos casos (Peña-Monné, 1997).

En cuanto a la zona específica donde se realizó el estudio (**Figura I.1**), se puede mencionar que ésta corresponde a una de las cuencas tectónicas más extensas del Estado de Sonora, situada en las proximidades de la Sierra Madre Occidental limitada por fallas normales con orientación N-S y NW-SE, cuyo origen se atribuye a la orogenia de Sierras y Valles (*Basin and Range*) que inició en el Mioceno temprano. Probablemente este evento tectónico fue el causante del semigraben de Moctezuma (Paz-Moreno *et al.*, 2003). En función de estas características el área de estudio se dividió en dos grandes dominios, el bloque superior, al este, y el bloque inferior, al oeste (**Figura I.2**).

Además, en la región se observa la sobreposición de eventos tectónicos: compresivos en el Cretácico y distensivos en el Terciario y Cuaternario, por lo que se considera de cierta complejidad geológica. Además de ser de las pocas áreas en Sonora que muestran volcanismo cuaternario, evento que atestigua una actividad tectónica activa.

Por lo expuesto anteriormente, se considera que la elaboración del mapa de tipo morfogenético o mapa analítico (Verstappen, 1991) elaborado en la cuenca del río Moctezuma, Sonora; la presentación de una estructura de leyenda con el fin de ser aplicada también en otros estudios locales y regionales; así como el establecimiento de principios básicos en el lenguaje cartográfico, son un aporte significativo a la cartografía geomorfológica nacional.

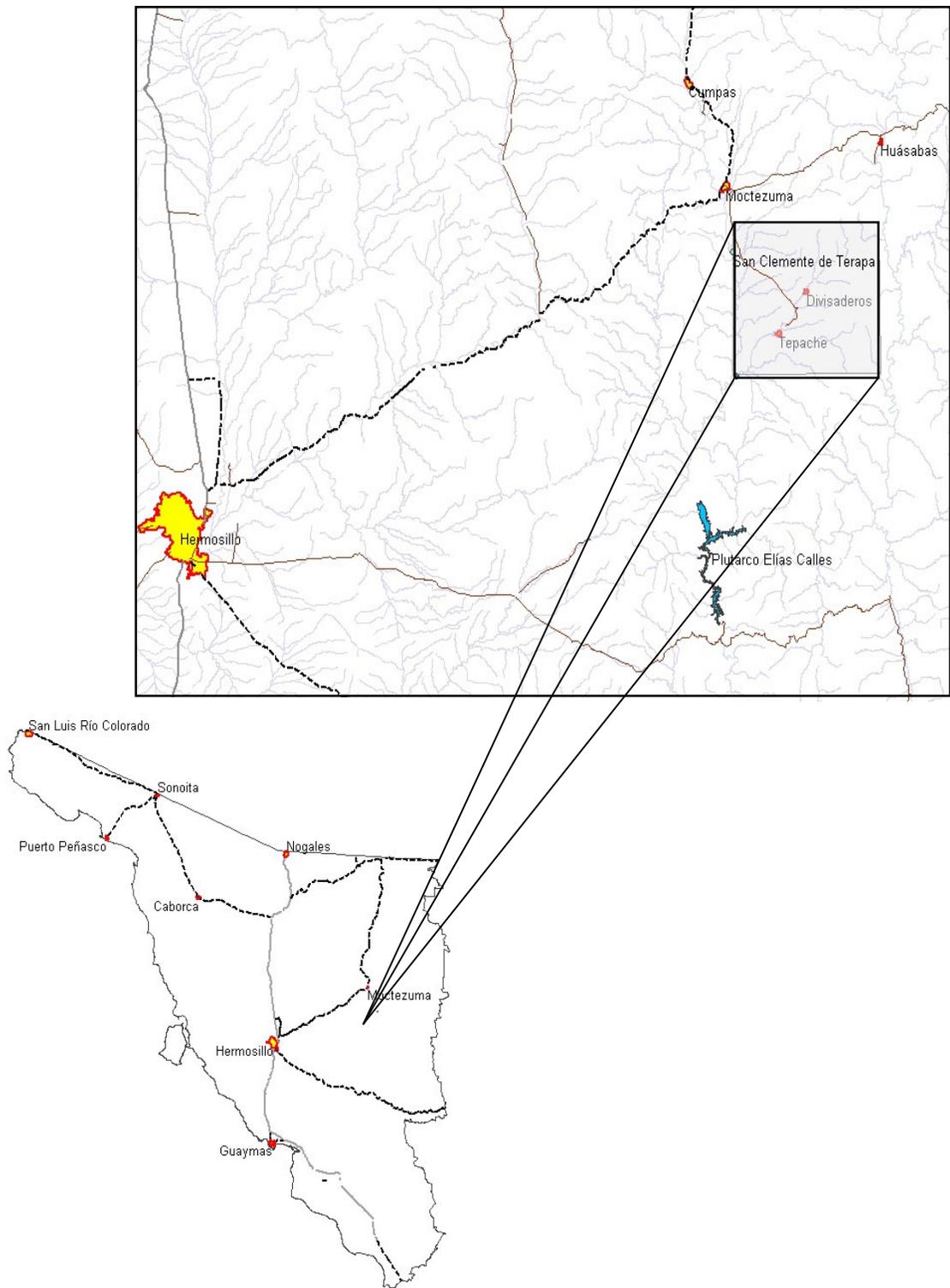


Figura I. 1: Mapa de localización del área de estudio.

I.2- Objetivos

Construir la cartografía morfo-genética del Valle del Río Moctezuma, Sonora; a escala de semidetalle (1:50,000) que permita interpretar el origen del relieve así como su tipo, clase y temporalidad, con el fin de determinar la evolución geomorfológica de la cuenca de depósito.

Obtener con la cartografía morfo-genética, una base de consulta para trabajos geológico-geomorfológicos con objetivos específicos.

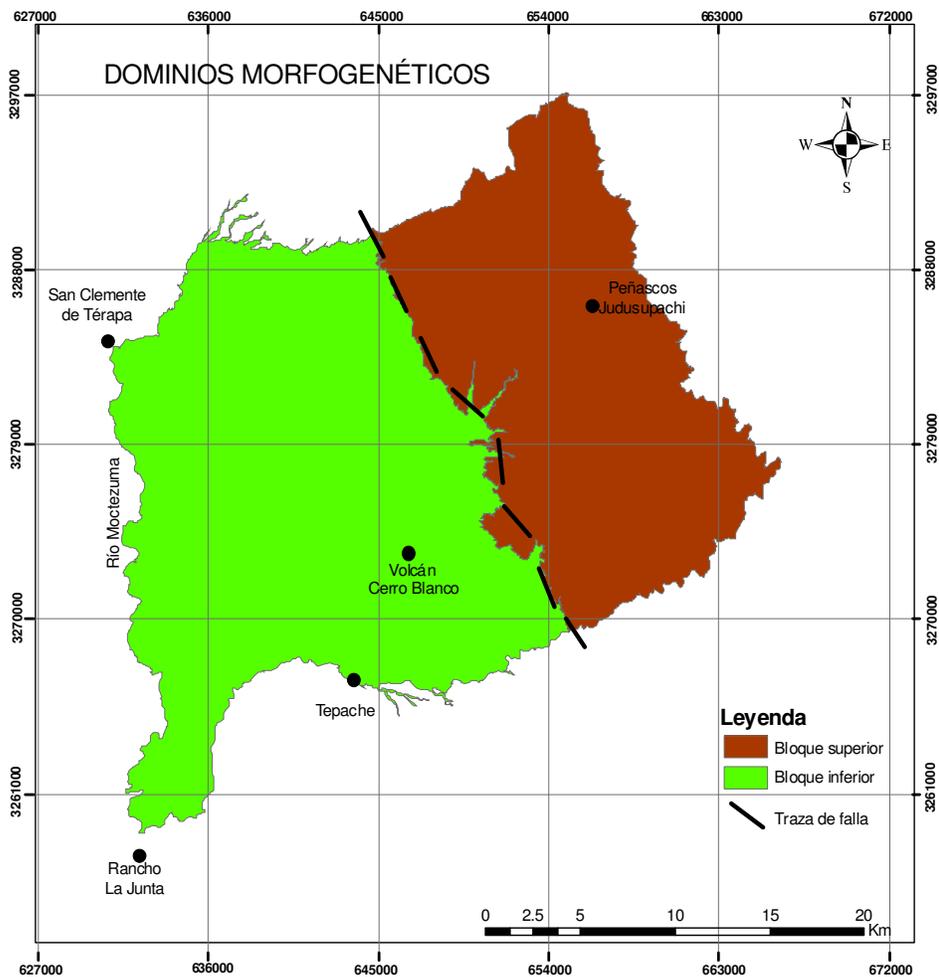


Figura I.2: Dominios morfo-genéticos del área de estudio determinado a partir de una gran falla que atraviesa el área (NW-SE).

I.3- Objetivos particulares

Aplicar y adaptar una metodología de delimitación de unidades morfogénicas, basada en la consideración de los cuatro aspectos principales del relieve: origen, tipo, edad/litología y clase geométrica del relieve.

Utilizar la técnica de interpretación geomorfológica empleando fotografías pancromáticas a escala 1:50,000; para la delimitación de unidades morfogénicas que posteriormente se transferirán en forma cartográfica digital.

Elaborar la cartografía que permita obtener las características morfométricas, a escala 1:50,000; el mapa de microbloques a partir del cual se realiza la determinación de alturas relativas para definir la clase del relieve; y el mapa de pendientes, para definir la geometría del relieve.

Establecer una metodología y leyenda adecuadas y flexibles, que sienten las bases para continuar con el cubrimiento cartográfico de tipo morfogénico del Estado de Sonora.

Construir el cuadro sintético morfogénico del área de estudio que describa los cuatro aspectos principales que corresponden a la metodología empleada.

Definir algunos elementos básicos del lenguaje cartográfico para este tipo de cartografía que exprese claramente las relaciones estructurales, geológicas y geomorfológicas establecidas durante la evolución de la cuenca de depósito y que la han llevado a su forma actual.

I.4- Hipótesis

Se presentará una marcada heterogeneidad morfogénica en las dos grandes porciones del área de estudio que corresponden a los dominios bloque superior y bloque inferior. La primera está definida principalmente por unidades de laderas de montañas bloque,

representadas por las rocas más antiguas del área, bordeadas por piedemontes locales. La segunda corresponde a unidades de lomerío, donde el volcanismo de flujos de lava basáltica, mucho más recientes, imprime un carácter distintivo a la morfología y el drenaje.

En la porción del bloque inferior, debido a la importante emisión de lavas basálticas pliocuaternarias, se evidenciarán características relacionadas con el relieve invertido, así como la distribución y dirección de los principales cursos mostrará un estrecho condicionamiento a esta actividad volcánica. Completando el esquema se presentará un amplio desarrollo de piedemontes en el área de transición entre las porciones de bloque superior e inferior.

I.5- Importancia del estudio

Con la elaboración de este proyecto se logra una cartografía que representa avance en el conocimiento de las características geomorfológicas de una importante zona del país y, una referencia como carta base, para la detección de zonas problemáticas que merezcan un estudio en detalle.

La cartografía morfogenética del valle del Río Moctezuma, elaborada con una metodología que expresa los elementos más importantes del relieve, permitirá, a través de su aplicación continua, el levantamiento geomorfológico de tipo morfogenético del resto del Estado de Sonora.

La importancia de su elaboración radica en que, además de ser un documento científico por sí mismo, proporcionará un marco de referencia regional para trabajos geomorfológicos que se efectúen en función de objetivos específicos y que requieran de estudio a detalle. Estos mapas pueden ser útiles en la fase diagnóstica de planeación del uso del suelo o del crecimiento de áreas urbanas, en el control de la erosión y la prevención de riesgos, elaborados a escalas de detalle en los puntos de mayor importancia en el Estado, como las ciudades capitales o cabeceras municipales, los puertos y las zonas

fronterizas. Así como, en los trabajos enfocados a la búsqueda y uso adecuado del recurso agua en la entidad.

I.6- Antecedentes

La zona de estudio se enmarca en una región con características geomorfológicas derivadas de la tectónica de Sierras y Valles (*Basin and Range*), según lo muestran trabajos antecedentes; Thompson (1959) y Stewart (1980) mencionaron que la tasa de extensión de las fosas tectónicas aumentan de E a W en un porcentaje mayor al 100%. La morfología actual de *Basin and Range*, debida a una segunda fase de distensión datada de 13 a 10 Ma (Thompson, 1959) para el sur de Estados Unidos, produce fallas normales de fuerte pendiente que se traducen en la formación de sierras y valles paralelos aproximadamente orientados de norte a sur.

La carta fisiográfica, Tijuana 1:1,000,000 (SPP, 1981), representa formas a escala pequeña del NW del país y evidencia el control estructural reflejado en las topoformas en función de la altura relativa y ancho de las estructuras. Es así que en el límite occidental del Estado de Sonora, las clases de sistemas de topoformas definidas en esta cartografía muestran un amplio manchón que corresponde a **sierra alta** y en pequeños trazos a **valle intermontano**; en cambio en dirección al este, cubre grandes áreas el sistema de topoforma **bajada**, que está asociada a delgadas franjas de **lomerío** donde también se delimitan las **llanuras aluviales**.

En este mismo sentido se observa que Cochemé (1985) al representar las características del relieve actual sonoreense, utiliza un mapa muy ilustrativo (**Figura I.3**) en donde las áreas de **sierra** están sombreadas en negro y las **cuencas** en blanco. Las cuencas del oeste del Estado representadas por delgadas franjas blancas van ensanchándose hacia el este donde las Sierras (en color negro), en esta parte de Sonora, son las que cubren bandas delgadas e interrumpidas. Ambas morfologías están orientadas aproximadamente de norte a sur.

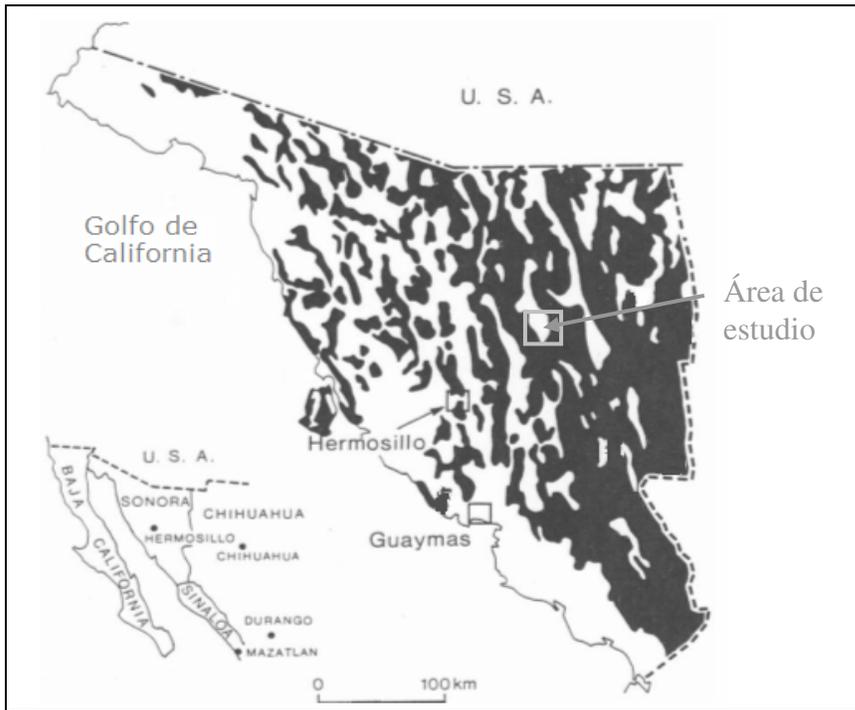


Figura I.3: Características del relieve sonorense (Cochemé, 1985) que muestra la disposición de las sierras y los valles, su dimensión en sentido E-W y su alineación N-S.

Lugo-Hubp (1990) menciona que las montañas del relieve de la provincia de Sonora son menores en superficie y altitud hacia la costa y van aumentando hacia el oriente. En la figura (**Figura I.4**) que presenta este autor, sobre rasgos del relieve de la provincia de Sonora, delimita **elevaciones montañosas residuales y de bloque** cubriendo importantes superficies continuas al oriente de Sonora, que se angostan, fraccionan y disminuyen hacia el sector occidental; mientras que los **valles intermontanos** elongados de norte a sur, al oeste del Estado, pierden importancia a favor de la **planicie acumulativa marginal, aluvial y de piedemonte**.

Por otro lado, respecto a las características geológicas del área, Bartolini y Herrera (1983 y 1986) elaboran el mapa geológico del área de Lampazos, Sonora, que después sería retomado en diferentes publicaciones por Monreal y Longoria y por González- León; esta geología sirve como referencia para determinar las características de las rocas más

antiguas presentes en la zona de estudio, correspondientes al Cretácico temprano (Aptiano-Albiano).

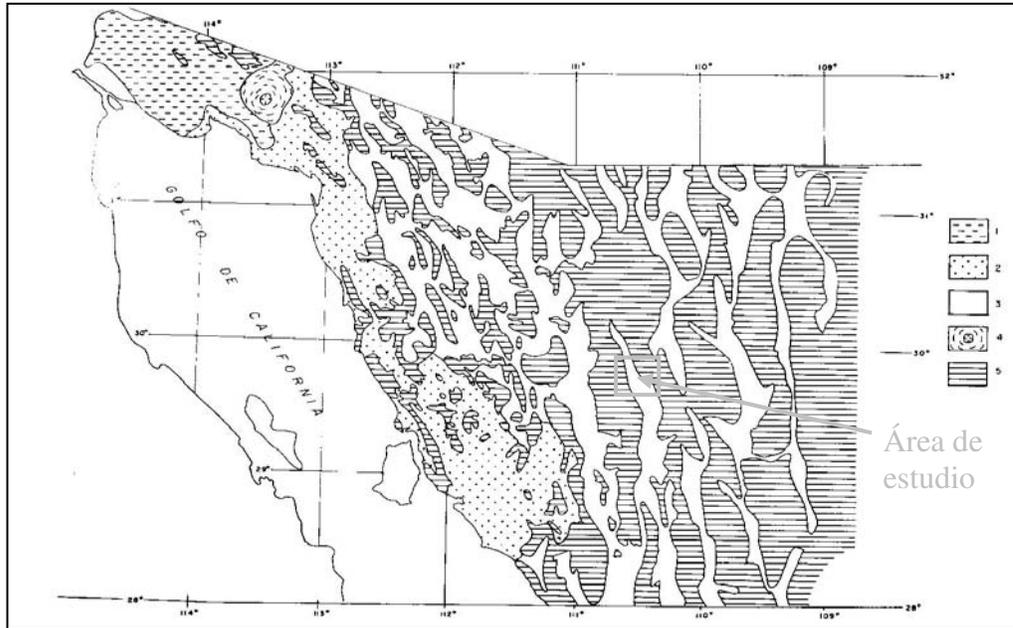


Figura I.4. Rasgos del relieve de la provincia de Sonora (Lugo-Hubp, 1990) 1- Planicie desértica, 2- Planicie acumulativa marginal, aluvial y de piedemonte, 3- Valles intermontanos, 4- Campo volcánico cuaternario El Pinacate, 5- Elevaciones montañosas residuales y de bloque.

A partir del análisis estratigráfico y estructural de las secuencias sedimentarias marinas del Cretácico de la región, los autores reconocen dos eventos de deformación, uno compresivo laramídico, el más intenso para el Cretácico en Sonora y otro distensivo en el Terciario medio. Las formaciones, de la base a la cima, tienen características litológicas y paleontológicas que indican ambiente de depósito marino de plataforma somera restringida y se relacionan cronológicamente con la secuencia del Grupo Bisbee, pero en cuanto a litología la considera correlacionable con la secuencia de Chihuahua y del norte de Coahuila (González-León, 1988). Monreal y Longoria (2000) proponen que la secuencia Aptiano-Albiano de Lampazos se origina como resultado de una transgresión global del Golfo de México ancestral hacia lo que actualmente es el centro-este de Sonora (Figura I.5).

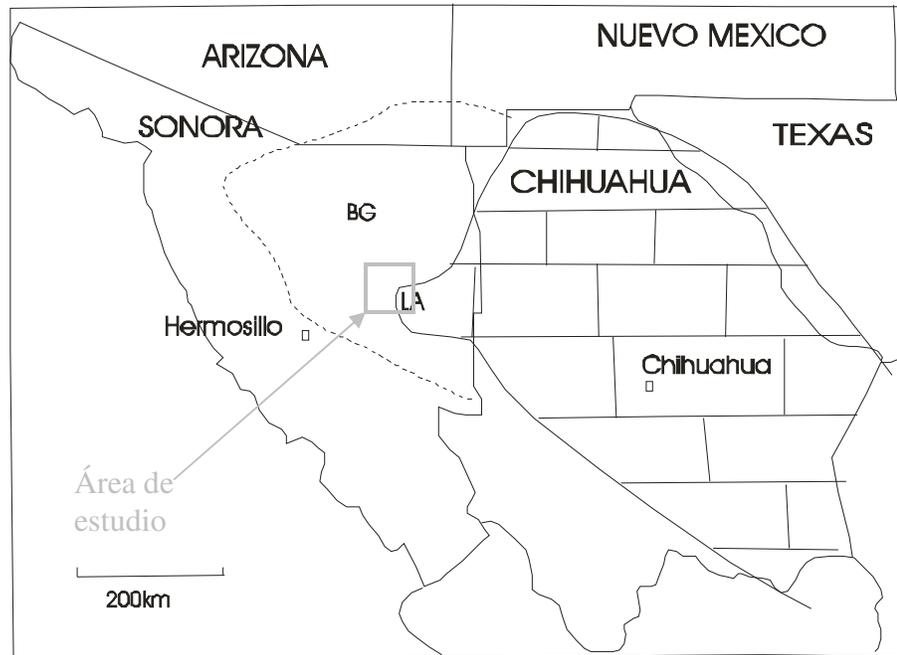


Figura I.5. Estado de Sonora y áreas adyacentes durante el intervalo Aptiano-Albiano, mostrando los depósitos de calizas fosilíferas, areniscas y lutitas procedentes del Golfo de México ancestral. BG: Grupo Bisbee.  : Afloramientos rocosos de Chihuahua. LA: Área de Lampazos (Monreal, 2000).

Se revisaron los trabajos realizados por Quintanar-Ruiz (1995) y Roldán-Quintana (1994), entre otros, para ubicar a las rocas intrusivas que afloran en el área de estudio como del Cretácico tardío-Terciario temprano correspondientes a la orogenia Laramide. El primer autor elaboró la geología de la hoja Tonibabi, H12D15, que cubre el norte del área de esta tesis; el segundo realizó la geología del sur de la Sierra de Oposura en Moctezuma, Sonora. Con base en dataciones obtenidas por el método K/Ar, ambos consideran al Batolito de Oposura o de la Sierra La Madera como parte del Batolito Laramide de Sonora, descrito y datado en 90-40 Ma por Damon *et al.* (1983).

Para caracterizar regionalmente los materiales ígneos del Terciario temprano y medio de la zona de estudio se recurrió a la información publicada por McDowell y Keiser (1977) y McDowell *et al.* (1979), donde se estudian las secuencias ígneas de la Sierra Madre Occidental. La primera representada por rocas intrusivas contemporáneas a gruesas acumulaciones de rocas volcánicas generalmente similares en composición, que

corresponden a ignimbritas, lavas y batolitos (Batolito Laramide de Sonora). Estos batolitos asociados a rocas extrusivas son llamados, por McDowell y Keiser (1977), Complejo volcánico inferior (CVI). También nombrados como Formación Tarahumara en Sonora centro-oriental (McDowell *et al.*, 2001). La segunda secuencia ígnea corresponde a riolitas e ignimbritas riolíticas, como las rocas dominantes. Esta secuencia ígnea más joven llamada Complejo Volcánico Superior (CVS), al igual que la antigua (CVI), es de composición calcoalcalina y ambas incluyen ignimbritas.

En el Mioceno temprano se inicia la tectónica distensiva de *Basin and Range* que produjo el levantamiento y basculamiento de bloques, asociado a fallas normales con rumbo N-S a NW-SE, posterior al volcanismo calco-alcalino oligocénico que afectó a la provincia (McDowell y Keiser, 1977). Demant y Cochemé (1983) asocian este evento a un volcanismo basáltico típico de toleítas continentales. King (1939) denomina Formación Báucarit a todo un conjunto de depósitos clásticos constituidos por areniscas, conglomerados y algunas arcillas, que en su base presentan intercalación de volcanismo toleítico continental, estos depósitos se deben a una intensa erosión a la que fue sometida la porción levantada.

Paz-Moreno (1987, 1988, 1992 y 2003) realiza estudios sobre el volcanismo cuaternario del valle del Río Moctezuma y del Estado de Sonora, en los que determina que la datación de los basaltos miocénicos presentes en el área, de composición similar a los de la Sierra Madre Occidental, permiten obtener la edad de las cuencas endorreicas, formadas al inicio de la tectónica distensiva de *Basin and Range*. Además, determina dos episodios de volcanismo basáltico en el Malpaís de Moctezuma y muestra que existe en el área de estudio una estrecha asociación de magmas toleíticos y alcalinos. Sugiere que la fuente de las lavas del campo basáltico de Moctezuma es predominantemente del manto astenosférico y que su estudio permite suponer un progresivo adelgazamiento cortical durante el Neógeno.

Las unidades “Llanos volcánicos” fueron nombradas por Segerstrom (1966) e Inbar *et al.* (1994) en sus trabajos realizados en diferentes épocas después de la erupción volcánica

del Parícutín, en donde monitorean los procesos erosionales del paisaje creado a partir de la erupción del volcán en el estado michoacano. Apoyado en las características de estas unidades se define un tipo de relieve de origen mixto que se presenta en la zona de valle del área de estudio, en donde los procesos están controlados por la actividad volcánica y la aluvial cuaternarias, considerándose unidades análogas a las estudiadas por estos autores.

Otro trabajo antecedente en el área es el de Mead *et al.* (2006) en el que se recolectan fósiles pleistocénicos de un depósito represado por lava a lo largo del Río Moctezuma. En este estudio se presenta una datación en los sedimentos y se explica la deposición de los mismos en un paquete de 11 m de espesor, a partir de la formación de una cuenca de aproximadamente 1 km por 2 km, bordeada por basaltos.

Se revisó también la información sobre el Cenozoico tardío de la cuenca de Moctezuma, publicada por Carranza y Roldán (2007), en donde a partir de fósiles encontrados en sedimentos continentales que sobreyacen a la formación Báucarit se permite establecer su correlación estratigráfica con las faunas del Pleistoceno tardío de México.

Respecto a metodología se tomó en cuenta a diferentes autores, en el texto de Peña-Monné (1992), Lozano y Sánchez se considera que independientemente de la finalidad y de la escala final del trabajo que se vaya a utilizar, existe una serie de documentos básicos: el mapa topográfico, el mapa geológico y las imágenes, cuya utilización sucesiva y conjunta resulta indispensable al analizar y cartografiar las formas del relieve.

Lugo-Hubp (1991) menciona que existen diferentes tipos de mapas geomorfológicos; los mapas analíticos se enfocan, aunque no exclusivamente, al mapeo morfogenético. La información principal de partida de este tipo de mapas es tanto la geológica, como la topográfica.

Otros autores, como Tapia-Varela y López-Blanco (2002), coinciden en que este tipo de mapas analíticos se consideran un primer paso para la realización de estudios más específicos, como por ejemplo, pueden ser útiles en la fase diagnóstica de planeación, en

recuperación ambiental, tales como el control de la erosión, la determinación de la aptitud de uso de suelo, la planeación de crecimiento de áreas urbanas, además de ser un documento científico que expresa los elementos más importantes del relieve. Utilizan el sistema de levantamiento y mapeo geomorfológico del ITC de Holanda, particularmente en la clasificación de los tres tipos de mapas geomorfológicos y basándose en el de tipo analítico.

Asimismo en los trabajos consultados sobre cartografía de tipo morfogenético de Bocco-Verdinelli (1983) en su estudio a escala de semidetalle referentes a Zonación Geomorfológico, se destaca el hecho de la proyección o impacto de este tipo de mapa en términos de lograr una cartografía que representa, con alto grado de generalización, pero basado en cálculos precisos, un avance en el conocimiento de las características geomorfológicas de una importante zona del país, en primer lugar. En segundo lugar, representa un punto de partida, como carta base, para la detección de zonas problemáticas que merezcan un estudio en detalle.

I.7- Área de estudio

El área de esta tesis (**Figura I.1**), que corresponde a la parte sur de la cuenca hidrográfica del Río Moctezuma, es la zona donde el valle presenta mayor dimensión en cuanto a su ancho; está limitada por estructuras distensivas por el este y el oeste (INEGI, 1982); además por otra falla normal, transversal-oblicua a las anteriores, que cierra la cuenca al sur y que corresponde al cierre de la cuenca tectónica. Por otro lado este sector presenta afloramientos de las unidades más importantes de la cuenca. Se divide para su estudio en dos grandes dominios o sistemas morfogenéticos: el dominio “bloque superior”, al este. y el dominio “bloque inferior”, al oeste.

Su delimitación se realiza a partir de elementos del relieve considerando los límites naturales de la cuenca, al norte el arroyo Las Tinajas, afluente del Moctezuma, que desagua en este último aproximadamente a 1 km al sur de San Clemente de Térapa. Al sur, el arroyo El Ojito que continúa aguas arriba con el nombre de Lluvia de Oro, afluente

del Río Tepache, el que desagua a 1 km al SW del poblado del mismo nombre. Se tiene el propio Río Tepache como límite en el sector SW del área, donde confluye al Moctezuma, a la altura de La Junta. El cauce del Río Moctezuma es el que delimita la zona de estudio por el oeste y, al este, el límite del área corresponde a la línea de parteaguas que divide la cuenca del Moctezuma de la del Bavispe, pasando de norte a sur, por la Sierras Los Ceniceros (el extremo sur), La Polvareda, Los Cochis hasta Las Guijas.

I.8- Aspectos físico-geográficos

El área de estudio (**Figura I.1**) se localiza en la porción centro-oriental del Estado de Sonora; aproximadamente a 150 km en línea recta hacia el NE desde Hermosillo. La superficie que cubre es de 717 km² y queda definida entre las coordenadas máximas 109°38' a 109°17'30'' de longitud oeste y 29°47'30'' a 29° 27' de latitud norte.

La mayor parte del área está comprendida en la carta Divisaderos, H12D25, extendiéndose en pequeñas porciones a la Tonibabi (H12d15), al norte; a la carta Basuchi H12D26, al este y a la Lampazos H12D35, al sur. Ocupa parte de los siguientes municipios: el de Divisaderos (clave 024) con una población de 807 habitantes; el municipio de Granados (028) que tiene 1,259 habitantes; el de Moctezuma (038) con 4,095 habitantes y el municipio de Tepache (062) con una población de 11,611. Estos datos se obtienen de los censos de INEGI (1995).

Respecto a las vías de comunicación que permiten llegar al área, se tiene que de los ejes federales que recorren la entidad con número 2, 15 y 16; de éstos se desprende una serie de ramales y carreteras estatales entre las que se encuentra la de Hermosillo-Agua Prieta, vía Ures, Moctezuma, Cumpas, Nacozari de García y Fronteras. Para acceder al área, llegando a Moctezuma a un kilómetro al E de este poblado, con dirección a Huásabas, se encuentra el entronque hacia Tepache, población que se ubica, en línea recta, a 40 km aproximadamente al SE del entronque.

El valle del Río Moctezuma corresponde, según la clasificación de Raisz (1964), a una cuenca situada dentro de la provincia Sierra Madre Occidental, específicamente en la parte noreste de la subprovincia de Cordilleras Altas Sonorense; en Álvarez Jr. (1962) es equivalente a Sierras y Valles Paralelos.

De acuerdo con la fisiografía de INEGI (2000) el territorio del Estado de Sonora comprende cuatro provincias fisiográficas, el área de estudio se encuentra dentro de la provincia Sierra Madre Occidental, en la parte centro-oriental de la subprovincia Sierras y Valles del Norte (09). La provincia se extiende en el país, desde su frontera norte, hasta las colindancias con el Eje Neovolcánico mostrando una orientación NW-SE. La subprovincia Sierras y Valles del Norte, que a su vez, se subdivide en dos tipos de sistemas de topoformas, la de sierra alta (100-0/01) y la de valle intermontano (600-0/03) está formada principalmente por sierras entre las cuales se localizan amplios valles paralelos con orientación N-S y NW-SE limitados por fallas normales atribuidas a la orogenia de Sierras y Valles (*Basin and Range*) que inició en el Mioceno temprano.

Dentro de los límites de la subprovincia Sierras y Valles del Norte la altitud de los sistemas montañosos decrece hacia el sur, de tal manera, que en su sector norte, en la Sierra Los Ajos, al este de Cananea, se localiza la mayor altitud con 2,620 msnm; y al sur de Mazocahui la mayoría de las cimas quedan por debajo de los 1,000 msnm. Específicamente en el área de estudio la diferencia entre el punto de mayor y el de menor altitud corresponde a 1,260 m, con un valor máximo de 1,720 m al NE, en el Cerro La Cieneguita y al SE, en el Cerro La Ranchería; y con un valor mínimo de 460 m en el extremo SW del área, en la confluencia del Río Tepache con el Moctezuma.

Los ríos más importantes en el área son el Moctezuma y el Tepache, cuyos trayectos siguen por la vertiente oriental de la subprovincia Sierras y Valles del Norte y corresponden a la cuenca (B) Río Yaqui de la región hidrológica 9 Sonora Sur, la de mayor superficie en Sonora. El primero, afluente del Yaqui, atraviesa la zona longitudinalmente con dirección N-S y desagüe hacia el sur. El segundo, nace de dos corrientes: una proveniente del Rancho La Tamalera, al norte de Divisaderos y la otra del

Llano El Capitán, al SE de Divisaderos. Los dos afluentes convergen en el pueblo de Tepache en el cauce del mismo nombre que en su recorrido corta transversalmente oblicuo al valle, con dirección NE-SW y fluye hacia el SW desembocando en el río Moctezuma. Ambos cauces son intermitentes.

En cuanto a las características del clima (García, 1988) en la zona de estudio se presenta, en el dominio bloque inferior, un clima BSohw(x') en la mayor parte del área, que corresponde a la estación meteorológica más cercana con clave 26-031, la estación Moctezuma; en el sector S-SW del mismo dominio se presenta el clima BSo(h')hw(x') que corresponde a la estación meteorológica San Pedro de la Cueva con clave 26-057. Los BSo se refieren a tipos de climas secos. El más representativo por su mayor cubrimiento de superficie es el clima BSohw(x'), que corresponde al subtipo de climas secos semiáridos, con lluvias de verano, un porcentaje de lluvia invernal mayor de 10.2 y de invierno fresco. En la parte S-SW del bloque inferior, se presenta un área de menor extensión con el subtipo de climas secos muy cálidos y cálidos, con lluvias de verano, porcentaje de lluvia invernal mayor de 10.2 y es cálido. Este último subtipo se presenta en la porción más baja altitudinalmente, dentro del mismo dominio.

En la parte de elevaciones ubicadas al este se presenta el tipo de clima semiseco BS1; principalmente clima BS1hw(x') y en un pequeño sector, en las cimas de estas elevaciones, se observan climas BS1kw(x'). Estos corresponden, en el primer caso, al subtipo de climas semiseco semicálido, con lluvia de verano, porcentaje de lluvia invernal mayor de 10.2, e invierno fresco. En lo referente a las cimas más altas, se presenta el subtipo semisecos templados, con lluvias de verano, porcentaje de lluvia invernal mayor de 10.2 y verano cálido. No se mencionan estaciones meteorológicas representativas de estas áreas por la distancia a las mismas.

La temperatura mínima se presenta en el mes de enero y la máxima en el mes de julio, 12.0°C y 29.7°C en la estación Moctezuma, 14.2°C y 32.0°C en la estación San Pedro de la Cueva. Las precipitaciones máximas y mínimas se presentan en el mes de julio y abril, respectivamente, 154.7 mm y 4.1 mm en la estación Moctezuma, 156.9 mm y 1.7 mm en

la estación San Pedro de la Cueva.

La topografía define perfectamente los límites de los tipos climáticos, BSo: secos con lluvias de verano y escasas a lo largo del año, ubicadas en el dominio bloque inferior; y los BS1: semisecos, con lluvias de verano y escasas a lo largo del año, en las elevaciones o dominio bloque superior.

Paz-Moreno (1987) reporta para el área una temperatura media anual de entre 18° y 22°C, con extremas máximas de 35°C en verano, principalmente en el valle, y mínimas por debajo de 0°C con escasas nevadas, en las partes más elevadas. La precipitación media anual es de 450 a 500 mm, con una temporada de lluvias que abarca los meses de julio a octubre, presentándose lluvias irregulares, las llamadas en Sonora “equipatas” de noviembre a enero. Por otro lado, en Sonora la distribución de la vegetación (INEGI, 2000) está estrechamente vinculada a las condiciones climáticas. En la vertiente oeste de la Sierra Madre Occidental los climas son menos secos y las temperaturas menos extremas que en la zona del Desierto Sonorense, esto permite la congregación de un mayor número de especies como las que constituyen el matorral subtropical y la selva baja caducifolia comunidades que ocupan un lugar intermedio entre la zona de vegetación propiamente desértica y la templada.

En el noreste del Estado, en la provincia Sierra Madre Occidental, se presenta pastizal natural que es una comunidad dominada por gramíneas y en ocasiones acompañada por herbáceas y arbustos de diferentes familias; ésta se encuentra en la zona de transición entre los matorrales xerófilos y la zona de bosques, en altitud que va de los 1,000 a los 1,600 m, distribuida en condiciones climáticas semisecas. Se desarrolla sobre suelos tipo regosol, litosol, algunos feozem y xerosol.

El matorral subtropical, en Sonora, ocupa la zona de transición entre los matorrales xerófilos, los pastizales y los bosques de encino. Se localiza en las estribaciones occidentales de la Sierra Madre Occidental, en altitudes comprendidas entre 200 y 1,900

m, sobre sierras, lomeríos y cañones. Se desarrolla sobre suelos de tipo regosol, litosol, cambisol y algunos feozem.

El matorral sarcocrasicule está dominado por elementos de tallos carnosos y jugosos, además de especies cactáceas, localizado en pequeñas áreas del Estado, una de ellas es la subprovincia de Sierras y Valles del Norte, por debajo de los 230 m de altitud. Sobreyace a suelos del tipo de los regosol, litosol, feozem y luvisol.

Entre los tipos vegetativos presentes en el área, mencionados por Paz-Moreno (1987), se destaca el matorral alto espinoso con espinas laterales distribuido en los valles, lomeríos y laderas de las sierras. Consiste en una asociación de árboles pequeños y arbustos altos, en su mayoría provistos de espinas. Las especies más comunes son mezquite, ocotillo, hierba del vaso, tarachiqui, garambullo, tullidora, brea, chicura, chicurilla, hierba del toro, gatos, palo dulce, papaches, piojos.

Las actividades económicas principales regionales del área de estudio que se reportan (INEGI, 2000), son las posibilidades de uso pecuario de pastoreo, mayormente caprino. En la parte montañosa, por lo escarpado del terreno, el ganado bovino no puede prosperar sin embargo se adapta a estas condiciones el ganado caprino, asimismo la movilidad del ganado bovino está afectada por la pedregosidad y afloramientos rocosos. Hay posibilidades de pastoreo de ganado caprino, en esta región con vegetación de selva baja caducifolia donde existen claros con pastizales inducidos producto del desmonte para fines agrícolas o para explotación de madera. En algunas regiones del valle en zonas bajas hay posibilidades de establecimiento de praderas cultivadas para realizar pastoreo con pastizales; y se puede efectuar pastoreo con agostaderos diferentes al pastizal en zonas de piedemontes y lomeríos que sustentan selva baja caducifolia, matorral subtropical y matorral desértico micrófilo.

Las posibilidades de uso forestal (INEGI, 2000) que existen en la zona corresponden principalmente a uso doméstico. Respecto al uso agrícola, la zona se presenta mayormente sin posibilidades aunque hay sectores del valle en donde se tiene

posibilidades de agricultura mecanizada continua con la aplicación indispensable de riego en cualquier época del año para garantizar el desarrollo de los cultivos. En terrenos que presentan pendientes hay fuertes inconvenientes para la labranza mecanizada y la instalación de obras para riego, así como por presentar obstrucción superficial debido al acarreo y depositación de materiales líticos que provienen de las sierras cercanas. Un cultivo perenne que se da en esta región bajo riego es la alfalfa.

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

II.1- Introducción

Con el fin de construir la cartografía morfogenética del valle del Río Moctezuma, Sonora, a escala de semidetalle (1:50,000), establecer una metodología y leyenda adecuadas y flexibles para continuar con el cubrimiento cartográfico de tipo morfogenético del Estado de Sonora; y definir los elementos básicos del lenguaje cartográfico para este tipo de cartografía, se aplicó en este trabajo el procedimiento de delimitación de las unidades morfogenéticas basado en el sistema para el levantamiento y mapeo geomorfológico del ITC (Verstappen y Van Zuidam, 1991). Esta metodología la retoman Tapia-Varela y López-Blanco (2002), considerando tres etapas: recopilación y análisis de la información, interpretación, delimitación y procesamiento de la información; y por último, el análisis y caracterización de los resultados obtenidos.

La elaboración del mapeo morfogenético parte de la interpretación de imágenes. En este trabajo se utilizaron fotografías aéreas a escala 1:50,000, para la delimitación de áreas homogéneas, en donde se divide al terreno en unidades geomorfológicas por sus características más representativas: origen, tipo de relieve (laderas de montaña, piedemonte, lomeríos y planicies), temporalidad (edad de las rocas, de las estructuras y de las formas) y geometría del relieve por clases.

II.2- Recopilación de la información y reconocimiento regional de campo

En esta etapa (**Figura II.1**) se realizó el trabajo de gabinete correspondiente al inicio del estudio, en donde se recopiló y seleccionó información bibliográfica que comprende aspectos físico-geográficos (fisiografía, clima, hidrología, vegetación), socioeconómicos generales, geológicos y geomorfológicos de tesis, publicaciones y libros de texto sobre la temática del estudio (geomorfología, mapeo geomorfológico para la elaboración de cartas geomorfológicas de tipo analítico).

Para comprender el marco físico-geográfico, la geología y la geomorfología, fue fundamental la búsqueda de información cartográfica y fotográfica a diferentes escalas: se revisó la información temática de Sonora a escala pequeña de la Síntesis Geográfica del Estado de INEGI (2000); las cartas (Madera, H12D-9) a escala 1:250,000, de INEGI: espaciomapa (1995), geológica (1982), topografía (1980) y otras temáticas (1982); la geología 1:100,000 de Paz-Moreno (1985, 1987, 1988, 1992 y 2003); la geología 1:50,000 de Bartolini y Herrera (1983 y 1986); la topografía de cuatro cartas (H12D25, H12d15; H12D26, H12D35) a escala 1:50,000, CETENAL (1984) y la carta fisiográfica Tijuana a escala 1:1,000,000, de INEGI; así como las fotografías 1:50,000; del vuelo 60-A, líneas 5 a 9 (1975), de CETENAL.

Para el procesamiento de la información cartográfica, en formato digital, se obtuvieron las cartas topográficas de manera digital de INEGI, con el fin de tener un fácil manejo de los datos. En el caso de la carta geológica se digitizó en el SIG ILWIS (Versión 3.0, ITC, 2001) para su procesamiento. Manejar la información en formato digital, por otro lado, fue útil para la sobreposición y localización de las características geológicas y físico-geográficas, así como para crear el modelo digital del terreno (MDT), y para obtener sus parámetros morfométricos.

Las cuarenta fotografías aéreas pancromáticas que se utilizaron, del vuelo CETENAL (1975), zona 60-A, a escala 1:50,000 tienen una distancia focal en milímetros de 152.13, corresponden a nueve fotos de cada una de las líneas 5, 6, 7, 8 y cuatro de la línea 9. Previa numeración y orientación de cada fotografía que cubren el área de estudio conformando el mosaico y elección del par estereoscópico que será fotointerpretado, éstas se utilizaron para la delimitación preliminar de las unidades geomorfológicas de tipo morfogenético.

En esta parte del trabajo se revisó la metodología propuesta por Tapia-Varela y López-Blanco (2002), que como se menciona al principio, aplican un método para elaborar cartografía morfogenética a escala 1:100,000 de la porción central de la Cuenca de

México, según el sistema de levantamiento y mapeo geomorfológico del ITC de Holanda, particularmente en la clasificación de los tres tipos de mapas geomorfológicos y basándose en el de tipo analítico. Las unidades morfogenéticas se delimitaron por homogeneidad espacial relativa y se caracterizaron según cuatro aspectos fundamentales: origen, tipo de relieve, edad y geometría del relieve por clases. Se utilizó la fotointerpretación esencialmente para la delimitación de las unidades y los trazos se transfirieron a medio cartográfico digital.

Por otro lado, se revisó la información sobre la tectónica regional para lograr la comprensión y síntesis de la sobreposición de eventos tectónicos que se observan en la zona. Se trata de procesos compresivos que son muy intensos en esta región de Sonora, en el Cretácico tardío (Bartolini y Herrera, 1983) y eventos distensivos en el Terciario medio y Cuaternario. Según Paz-Moreno (2003) la geología del Estado de Sonora fue moldeada a partir del Terciario por dos grandes eventos geodinámicos: la tectónica distensiva de tipo *Basin and Range*, en el Mioceno temprano, y la apertura del Golfo de California, durante los últimos 10 Ma; igualmente se consideró que la apertura de la cuenca del Río Moctezuma, se puede enmarcar sobre la base de la cronología de eventos volcánicos cuaternarios.

Respecto a la expresión cartográfica, se recopiló la información de Pellicer en Peña-Monné (1992), en donde se menciona que sólo algunas formas de representación cartográfica se han ido asumiendo por la mayoría de los investigadores, como es el uso de ciertos colores según el origen de las formas y también la coincidencia, en muchos casos, de los detalles de la simbología. En este mismo sentido se toman como base los colores propuestos por el sistema ITC de Holanda (Verstappen y Van Zuidam, 1991) y por PeñaMonné (1992) en leyendas para mapas geomorfológicos a diferentes escalas, para las formas según su origen; además se consideró la definición de elementos básicos del lenguaje cartográfico para este tipo de cartografía que permita, al leer el mapa y su leyenda, obtener una información accesible de la evolución de la cuenca de depósito en el área de estudio.

Tabla II.1- Documentos cartográficos, satelitales y fotográficos utilizados para la elaboración del mapa morfogenético.

Nombre del mapa	Tema	Fuente	Escala
Tijuana	Fisiografía	INEGI (1981)	1:1,000,000
Estado de Sonora	Topografía	INEGI	
	Fisiografía	Síntesis Geográfica del Estado	
	Geología	de Sonora (2000)	
	Climas		
	Hidrología		
	Actividades		
	Económicas		
La Madera	Topografía	INEGI (1980, 1982 y 1995)	1:250,000
	Geología		
	Climas		
	Hidrología		
	Espaciomapa		
Malpaís de Moctezuma	Geología, (Volcanología)	Paz-Moreno (1985, 1987, 1988, 1992 y 2003)	1:100,000
Lampazos	Geología Estructural y Estratigrafía	Bartolini y Herrera (1983 y 1986)	1:50,000
Divisaderos, Basuchi, Tonibabi, Lampazos	Topografía	INEGI (1984)	1:50,000
Zona 60-A (líneas 5 a 9)	Fotografías aéreas	CETENAL (1975)	1:50 000

Así, se utilizaron los tonos rojos, para el volcanismo antiguo (Terciario temprano) a naranjas para las formas de origen volcánico joven (Cuaternario). En las primeras unidades se consideraron dos rojos diferentes para diferenciar las rocas piroclásticas

ácidas de los flujos andesíticos (Terciario temprano); para los tipos de volcanismo cuaternario también se utilizaron dos naranjas según sean emisiones fisurales o centrales. Para los ambientes sedimentarios se consideraron los azules y cafés: dos diferentes tonos de azules definieron las unidades de origen estructural, las calizas cretácicas y la molasa endurecida de la Formación Báucarit (Mioceno temprano-medio), en cambio los sedimentos cenozoicos indiferenciados donde dominan los procesos denudativos, se colorearon en tonos de café. Estos últimos incluyen las areniscas conglomeráticas de los depósitos PostBáucarit (Mioceno medio-tardío) y las limolitas rojas pliocénicas. Los colores morados se utilizaron para las unidades intrusivas e hipabisales. Los verdes para las unidades de origen fluvial, los piedemontes y las planicies; asimismo un tono de verde define el cauce fluvial en símbolos complementarios. PeñaMonné (1992) considera tonos de verde a amarillo claro para unidades de origen fluvial.

Por otro lado se diferenciaron tipos de relieve como ladera montañosa (LM) de lomerío (Lo), de una misma roca, considerando un tono más fuerte para la primera y uno más débil para el segundo. Igualmente se usaron las tonalidades de un mismo color para diferenciar tipos de piedemontes (denudativo, acumulativo o mixto) así como de planicies (aluvial, fluvial o mixta).

En el mismo texto de Peña-Monné (1992), Lozano-Tena y Sánchez-Fabre en su trabajo Documentos Básicos para la Cartografía Geomorfológica, consideran que los contenidos recogidos por el mapa geomorfológico están en función de la textura del relieve y de los objetivos concretos perseguidos en cada estudio. Textura y objetivos determinan, a su vez, la escala final de la cartografía, la metodología de trabajo a seguir y los documentos a consultar. Considera la utilización de los siguientes documentos básicos: topografía, geología e imágenes (que en el área de estudio corresponden a fotografías aéreas), así como la consulta de otros mapas especiales que pueden definir las características regionales en cuanto a clima, fisiografía, etc.

Respecto al problema de la sobrecarga de información que se va a expresar en el mapa Córdova-Fernández de Arteaga (1988) en su tesis sugiere generalizar la información

omitiendo lo innecesario. Para esto se utiliza el método del área mínima cartografiable asignándole a las unidades delimitadas un tamaño mínimo, aquí se menciona que el área mínima cartografiable para cualquier escala es de 0.25 cm².

Se consideró igualmente la recomendación hecha por Valenzuela y Baumgardner (1990), al trabajar los mapas en formato *raster* a partir de un SIG, que las celdas sean de tamaño entre los 0.5 x 0.5 mm a los 3 x 3 mm; sobre la base de que existen dos errores inherentes al tamaño de las celdas en una estructura *raster*: error de mapeo (de posición) y de inventario (areal). Si se usa un tamaño muy pequeño de celda se presenta el derroche de una importante capacidad de almacenamiento de cómputo, y una segunda desventaja que es el incremento del tiempo necesario para ejecutar operaciones cartográficas simples o complejas. Se sugiere entonces, seleccionar un tamaño de celda apropiado para ser usado en una base de datos: una celda lo suficientemente pequeña como para representar con precisión la información análoga presente en el mapa, pero lo suficientemente grande para permitir el almacenamiento eficiente en la computadora y no requerir excesivo tiempo de cómputo para las operaciones cartográficas. Para representar todas las entidades del área presentes en el mapa, la celda debe ser por lo menos la mitad del tamaño de la mínima unidad del mapa, la que en la mayoría de los mapas de recursos naturales es de 2.5 mm de lado.

Conjuntamente con la búsqueda bibliográfica y cartográfica, en esta parte del estudio se realizó la primera de las dos etapas principales de trabajo de campo, donde se llevó a cabo el reconocimiento previo de la zona, anterior a la delimitación del área de estudio y que sirvió como base para plantear los objetivos del trabajo y discutir los aspectos metodológicos, así como para definir las estrategias a aplicar en la integración de la información topográfica, geológica y geomorfológica en el sistema de información geográfica. En la etapa exploratoria de campo se realizó un reconocimiento regional en el que se visitó la zona de Moctezuma, Divisaderos y Tepache, en Sonora, en un recorrido de aproximadamente 500 km para reconocer la geología y las formas superficiales. Se ubicaron los accesos y reconocieron caminos nuevos no registrados en la cartografía de INEGI. Se observaron características de la morfología volcánica

cuaternaria en diferentes sitios del valle (espesor y número de las coladas, densidad en perfil de las mismas, ubicación y dirección de crestas de presión, presencia de *pillow-lavas* y estructuras columnares). Se observaron trazos de estructuras de fractura o falla, se realizaron mediciones con brújula de rumbo y echado de las rocas, se obtienen diferentes ángulos de echado para la Formación Báucarit. Se hicieron observaciones generales del relieve para enmarcarlo en el contexto geológico-geomorfológico regional. Se recogieron muestras de mano de las unidades litológicas principales, y se obtuvo la localización geográfica de los sitios mediante coordenadas en la proyección cartográfica UTM, con GPS.

II.3.- Interpretación y procesamiento de la información

En primer lugar se delimitó el área de estudio en función de su importancia dentro de la cuenca del Río Moctezuma, con base en la información regional topográfica, geológica y del espaciograma; y posteriormente, considerando la información más local de la geología 1:100,000; la topografía 1:50,000 y la delimitación preliminar de las unidades geomorfológicas de tipo morfogenético en las fotografías aéreas 1:50,000.

Para delimitar el área de estudio se consideró: la ocurrencia de las unidades geológicas más representativas, el control estructural que domina y las formas del relieve resultante. Se observa que todos los elementos geológicos, estructurales y geomorfológicos de la cuenca del Río Moctezuma se presentan en esta área elegida para el estudio. Se localizó el área de estudio en función de las coordenadas extremas (latitud y longitud) para obtener un cuadrado, dentro del cual se encuentra el área estudiada, misma que está definida por límites naturales, se consideraron unidades geomorfológicas y rasgos del relieve, quedando comprendida de manera general entre la línea de parteaguas por el este, el límite de planicies aluviales y fluviales por el norte y el sur y el límite de planicie fluvial, controlada por una gran estructura de falla, al oeste.

Posteriormente se introduce la información cartográfica en el SIG (ITC, 2001) en donde se obtuvo cartas, tablas y base de datos. El procesamiento de las curvas de nivel a escala

1:50,000 permitió obtener parámetros para la caracterización numérica de las unidades delimitadas por la fotointerpretación geomorfológica. De este proceso se obtuvo el modelo digital de terreno (MDT) como representación digital del terreno con información altitudinal en formato *raster*. Su precisión depende del detalle de las curvas de nivel y de la escala del mapa topográfico original (ITC, 2001). El MDT fue necesario para la obtención automatizada de características o parámetros importantes para la fragmentación del terreno. Se utilizó para el reconocimiento de alturas relativas y absolutas, para obtener los datos de pendientes, y para elaborar el mapa de relieve sombreado.

La carta geológica se obtuvo de manera digital, realizando primero el escaneo del mapa a una resolución a 600 dpi y su georreferencia para ubicarlo en el espacio. Esta carta, basada en la de Paz-Moreno (1985, 1987, 1988, 1992 y 2003), estaba dirigida a estudiar la actividad volcánica, fisural y central, en su distribución espacial y temporal. Por lo que fue necesario modificarla a partir de la fotointerpretación a escala 1:50,000, principalmente en lo referente a información geológica que no correspondía a los objetivos específicos del estudio volcanológico mencionado y que en cambio sí fue necesaria para realizar la cartografía geomorfológica de tipo morfogenético. En ese sentido se diferenciaron en el bloque superior las unidades volcánicas terciarias tempranas en andesitas y piroclastos ácidos; los intrusivos laramídicos en dioritas, gabros y en diques de composición riolítica y diorítica postlaramídicos por estar dispuestos estos últimos, en alineaciones correspondientes a fracturas de los intrusivos. En las calizas del Cretácico temprano se reconoció un área con características de aureola metamórfica. Finalmente, a través de la fotointerpretación se comprobó que los diques no intrusionan a las rocas volcánicas terciarias tempranas, este fue uno de los criterios para rectificar la edad terciaria propuesta por INEGI para el intrusivo.

Para introducir las fotografías aéreas en el SIG se escanearon a 600 dpi de resolución, con el programa Adobe, se efectuó recorte para optimizar la calidad de resolución, es decir para que se escanee sólo la información fotográfica. Se realizó la georreferencia por medio de corrección fotogramétrica, que parte del centro de la foto en donde se tiene la menor deformación, hacia los extremos. La georreferencia se realizó por medio del

conocimiento previo de puntos específicos como puede ser la confluencia de dos cauces, se le asignaron veinte puntos de control a cada foto hasta lograr un error medio cuadrático (sigma) menor de 3 pixeles (± 7 m). Los puntos se reconocen y adoptan coordenadas geográficas, creando una matriz de datos acoplados a la georreferencia introducida.

A continuación se realizó la interpretación de las fotografías aéreas por medio de la estereoscopia, debido a que permite observar la definición, posición y dimensiones de los objetos, lo que produce la observación tridimensional de, en este caso, la superficie terrestre (Luján, 1991).

Posteriormente se escanearon un total de 17 fotografías y sus mascarillas ya fotointerpretadas, con el fin de digitizar en pantalla el mapa de segmentos. Así, una vez que las fotos están interpretadas con estereoscopia y georreferidas se crea un mapa de segmentos (los puntos son información almacenada en unas coordenadas x, y; que registra su ubicación en el espacio, los segmentos consisten de líneas rectas delimitadas por dos puntos, o series de coordenadas x, y). Los datos posteriormente serán procesados en el SIG y para así obtener distintos parámetros (ITC, 2001). El mapa de segmentos se poligonizó y se etiquetaron las unidades para crear el mapa morfogenético.

La segunda etapa de trabajo de campo, de identificación y verificación, se concentra en el área del dominio bloque inferior donde se programaron visitas de control a puntos clave, definidos a partir de la fotointerpretación para ajustar el trazado de las unidades morfogenéticas. En ésta se revisó la estratigrafía de determinados sitios, se obtuvieron muestras, se tomaron fotografías y se midió la posición geográfica con GPS. Se realizó el detalle de la estratigrafía de algunos puntos para poder caracterizar o diferenciar los materiales sedimentarios jóvenes PostBáucarit, se describieron y fotografiaron paquetes sedimentarios en diferentes sectores de la cuenca de depósito observados en escarpes coronados por basaltos cuaternarios. Se definieron rasgos como granulometría, ambiente de depósito, su distribución y extensión dentro de la cuenca de depósito, las diferentes competencias de los estratos, la presencia de intercalaciones de zeolita, las relaciones estratigráficas entre los sedimentos que componen el paquete y su afectación por la

actividad volcánica cuaternaria (se observan sedimentos rojos recocidos). Asimismo se revisó la geometría de los aparatos volcánicos en función de su edad, y las características de compactación (zeolitas como cemento), fracturación y morfología típica de la Formación Báucarit.



Figura II.2. (derecha) Poblado Beradéhuachi, sedimentos rojos a la base, con una potencia de 6 m, con estratos de mayor resistencia y otros deleznales y piramidales. Se observa sectores con predominio de arenas y otros de arcillas, así como ocasionalmente yeso o carbonatos. Encima conglomerados locales (gravas) y basaltos coronando. **Figura II.3.** (izquierda) Rancho La Ardilla, capa de zeolitas intercalada en los lodos rojos.

Se elaboró el mapa de grandes estructuras principales, tanto tectónicas como litológicas (**Figura II.4**) a partir del análisis visual del MDT, como una primera aproximación (jerarquía) de la clasificación morfogenética, en donde se delimitaron unidades con evidente homogeneidad del relieve. Se aclara que en el dominio bloque superior, los límites fueron principalmente de disyunciones (fallas y fracturas); en cambio en el bloque inferior la delimitación se realizó siguiendo criterios fundamentalmente litológicos. Estas unidades fueron tomadas como referencia para obtener los parámetros de altura relativa y definir los tipos de relieve de las unidades morfogenéticas.

II.4.- Delimitación de las unidades morfogenéticas

En principio se revisó la zona regionalmente, en cuanto a la historia geológica y evolución tectónica de la cuenca, considerando la cartografía topográfica, geológica, fisiográfica y espaciograma, así como la bibliografía geológica de la región.

A continuación, a partir de la organización del mosaico de fotografías aéreas, en el par estereoscópico seleccionado, se delimitaron los tipos del relieve: laderas montañosas (LM), lomeríos (Lo), piedemontes (Pm) y planicies (Pla); también se delimitaron superficies cumbreles (Sc) en dos de los tipos de relieve a cimas planas a redondeadas que corresponden a áreas aisladas de la erosión.

La delimitación de los tipos de relieve morfogenéticos se realizó por fotointerpretación a escala 1:50,000 tomando como base al mapa topográfico (INEGI, 1:50,000) y la geología (Paz-Moreno, 1:100,000; INEGI, 1:250,000 y modificaciones a éstas realizadas en el área por fotointerpretación; 1:50,000 y revisión de campo). Los criterios usados fueron cualitativos como su origen general, su distribución espacial, la presencia de fallas y fracturas; y morfométricos, como la ruptura de la pendiente, altura relativa, su altura máxima y su posición topográfica.

Para la fragmentación de estos sistemas fue necesario el reconocimiento de su origen específico, temporalidad, litología e intervalos en su altura relativa. En este sentido para diferenciar el tipo de relieve ladera de montaña del tipo lomerío, se reconocieron intervalos de altura relativa mayor o menor de 200 m con respecto al nivel de base, respectivamente. Se fragmentaron ambos por el mismo concepto en laderas altas, intermedias y bajas. Las laderas de montaña alcanzaron una altura relativa máxima de 894 m y se consideraron altas (LMa) las de valores mayores de 600 m, medias (LMm) de entre 400 y menores de 600 m, y bajas (LMb) de entre 200 y menores de 400 m. Las laderas de lomeríos, en el mismo sentido, se subdividen según tuvieran una altura relativa de entre 150 y menores de 200 m (Loa), entre 100 y menores de 150 m (Lom), y entre 50 y menores de 100 m (Lob) (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002).

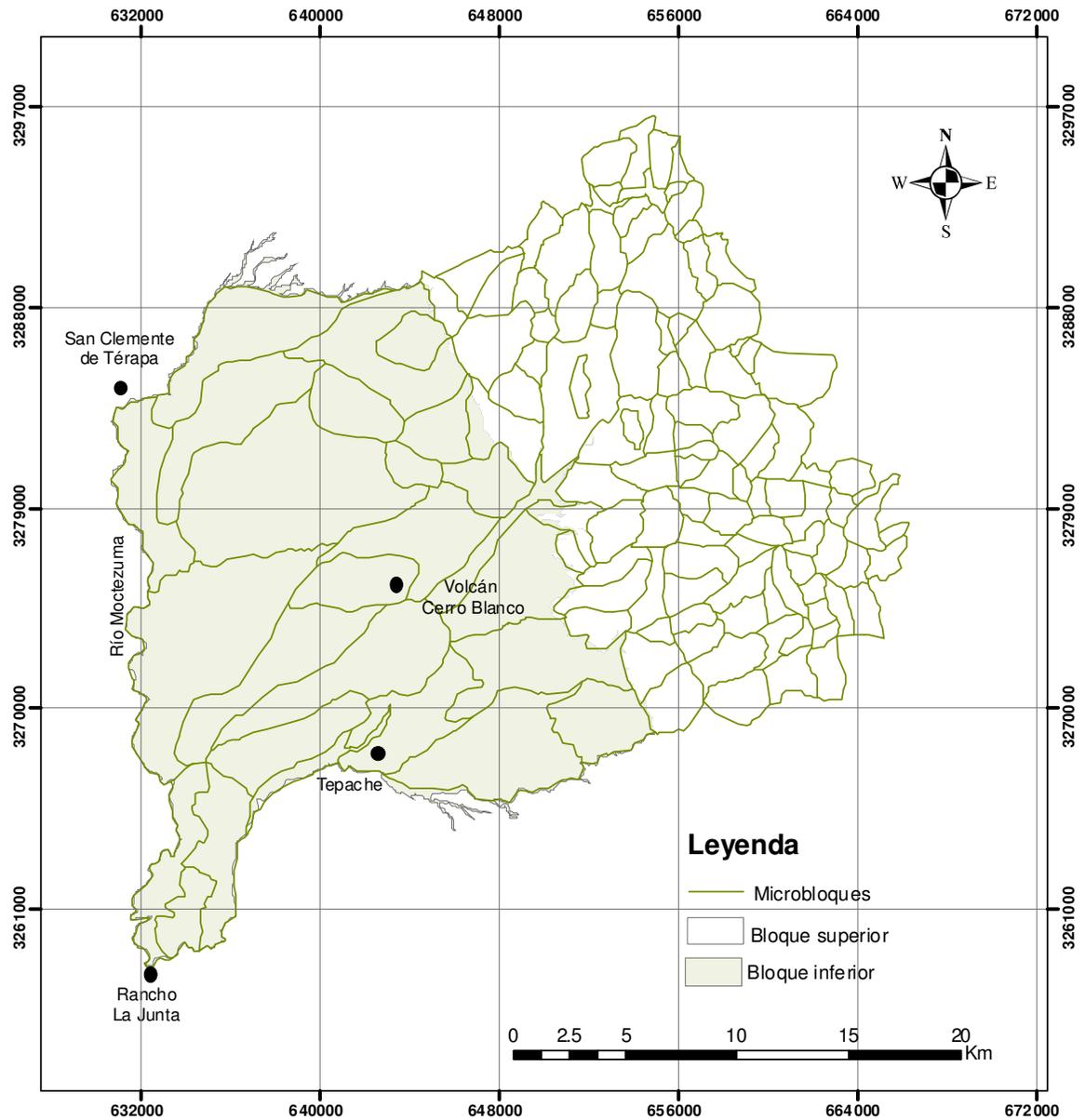


Figura II.4: Mapa de microbloques, corresponden a unidades homogéneas del relieve de jerarquía inferior, definidas por estructuras en el bloque superior y por litogía en el bloque inferior. Retomadas para la determinación de alturas relativas que definen los distintos tipos de relieve.

Los piedemontes que se encuentran en el área están definidos por su origen en exógenos acumulativos (Pmacal), denudativos (Pmdal), y en complejos (Pmc) por tener origen mixto. Su fragmentación se guió por la posición topográfica, en inferior y superior;

mientras que las planicies de origen exógeno acumulativo se subdividieron por su origen específico, en fluviales (Plflac), aluviales (Plalac) y en el caso de las planicies de origen mixto, endógeno-exógeno, en mixtas (Plavol).

En el reconocimiento y delimitación de las unidades de laderas montañosas, además de la altura relativa superior a 200 m, se consideraron los cambios de pendiente, la presencia de fallas o fracturas, el trazo de cauces y, en ocasiones el contacto litológico. Se definieron superficies cumbrales en esta unidad, en las áreas donde afloran las rocas intrusivas del Cretácico tardío por mostrar cimas planas como característica.

Las unidades lomerío se reconocieron, en principio, por su diferencia altitudinal menor de 200 m y al igual que en las anteriores, se diferenciaron por ruptura de pendiente, presencia de fallas o fracturas, el trazo de cauces y/o el contacto litológico, así como por su forma geométrica y por los procesos erosivos que las afectan.

Por su parte los piedemontes (Pm), se reconocieron como aquellas superficies de inclinación suave a moderada, que comienzan en la parte inferior de las laderas de montaña o de los lomeríos y se caracterizaron por su origen general (acumulativo). El origen específico permitió su clasificación en denudativos (Pmdal) o acumulativos (Pmacal) según los procesos dinámicos que los afectan (o que les dieron origen). Se consideró un tercer origen de piedemonte denominado complejo o mixto, en donde la acumulación de sedimentos ha sido de origen aluvial en la que también se tiene influencia de la actividad volcánica (Pmc). Se dividen igualmente en piedemonte local (Pmlocal) y general en función de su extensión y localización. El piedemonte mixto es únicamente local.

Una vez delimitados se comenzaron a fragmentar, la pendiente fue el principal factor para dividirlos en intervalos, por lo que el quiebre de la misma define dos subunidades: superior e inferior, de acuerdo con la posición altitudinal. Otro elemento utilizado fue la configuración o características del drenaje. Se observaron superficies cumbrales de piedemonte, preferentemente en el piedemonte denudativo.

La delimitación de las planicies (Pla) se realizó por su pendiente característica de suave a casi plana, lo que se reconoce con claridad en las fotografías aéreas y en el modelo digital (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002). Se delimitaron planicies de origen exógeno acumulativo y denudativo, para nombrar aluviones de diferente edad se utilizaron los términos aluvial y fluvial. Los materiales depositados en el Cuaternario medio (Q_2), constituyen las planicies aluviales acumulativas (Plalac) y la planicie de inundación del cauce actual, considerada del Cuaternario tardío (Holoceno o Q_3) se llamaron planicies de acumulación fluvial (Plflac). Las de origen denudativo fluvial corresponden al cauce actual expresado en el mapa morfogenético como símbolo complementario.

II.5- Análisis y caracterización de las unidades morfogenéticas

La caracterización de las unidades morfogenéticas se realizó, junto con la identificación del origen general y específico, con el reconocimiento de la pendiente, de las alturas relativas y absolutas. Creados estos mapas se realizó el cruce de los mismos en formato *raster*, con el de las unidades morfogenéticas. De esta forma, se obtuvo su clase geométrica, además para mostrar algunos rasgos específicos del área, se optó por la generación del mapa de relieve sombreado.

La información topográfica 1:50,000 de las cartas Divisaderos, Lampazos, Tonibabi y Basuchi, obtenida de INEGI, se importa y se une como mapa de segmentos, que en este caso corresponden a curvas de nivel, a través la función de agregación de mapas (*GlueMap*) del SIG (ITC, 2001) para unir mapas de segmentos. Con la información de las curvas de nivel a escala 1:50,000; como base, se realizó en el SIG la construcción del modelo digital de terreno (MDT) a través de la interpolación de las mismas, con una resolución de 20 m de tamaño por píxel (Valenzuela y Baumgardner, 1990).

Posteriormente se recortó el MDT lo suficiente para que sólo aparezca el área de estudio, en la interpolación de los contornos se le asignó en 630,000 en x , 3,255,000 en y ; y 670,000 en x , 3,298,000 en y , resultando en el MDT recortado, que es el que se seguirá

usando. Al MDT se le aplicó cruzamiento de mapas con el fin de obtener las clases geométricas de las unidades.

Se realizó el mapa altimétrico de la cuenca del Río Moctezuma con el fin de obtener un reconocimiento preliminar de los intervalos de altitud del área. Como resultado se tiene un mapa con separaciones variables debido a la concentración de altitudes en los dos dominios del área de estudio, en donde se representen bien tanto la morfología del bloque superior como la actividad volcánica y depósitos sedimentarios en el bloque inferior (**Figura II.5**).

Al MDT se le aplicó un filtro de convolución lineal (*Shadow*) para obtener el mapa de relieve sombreado y se realiza un procesamiento de ajustes para que este mapa aparezca en tonos de gris.

Asimismo se realiza un tratamiento de filtros de convolución lineal Dfdx y Dfdy al MDT, con lo que se obtuvo el mapa de pendiente del terreno. La estimación de la pendiente en formato de celdas, requiere conocer la distancia altitudinal entre dos pixeles, a partir de aplicar los filtros correspondientes al MDT (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002). La expresión para calcular el mapa de pendientes es:

$$100 \times \text{HYP} (\text{DFDX}, \text{DFDY}) / \text{PIXSIZE} (\text{MDTr})$$

Generado el mapa de pendientes se realizó una clasificación de los valores registrados (**Tabla V.2**) en el mapa que van de los 0° a los 87°, de acuerdo con los intervalos recomendados por Van Zuidam (1986), para clasificar las pendientes de acuerdo con los valores críticos y los procesos dominantes en cada intervalo. El resultado fue un mapa con siete clases (**Figura II.6**). También se consideró otro cruce de mapas con los valores de pendiente dominantes individuales (**Tabla V.2**).

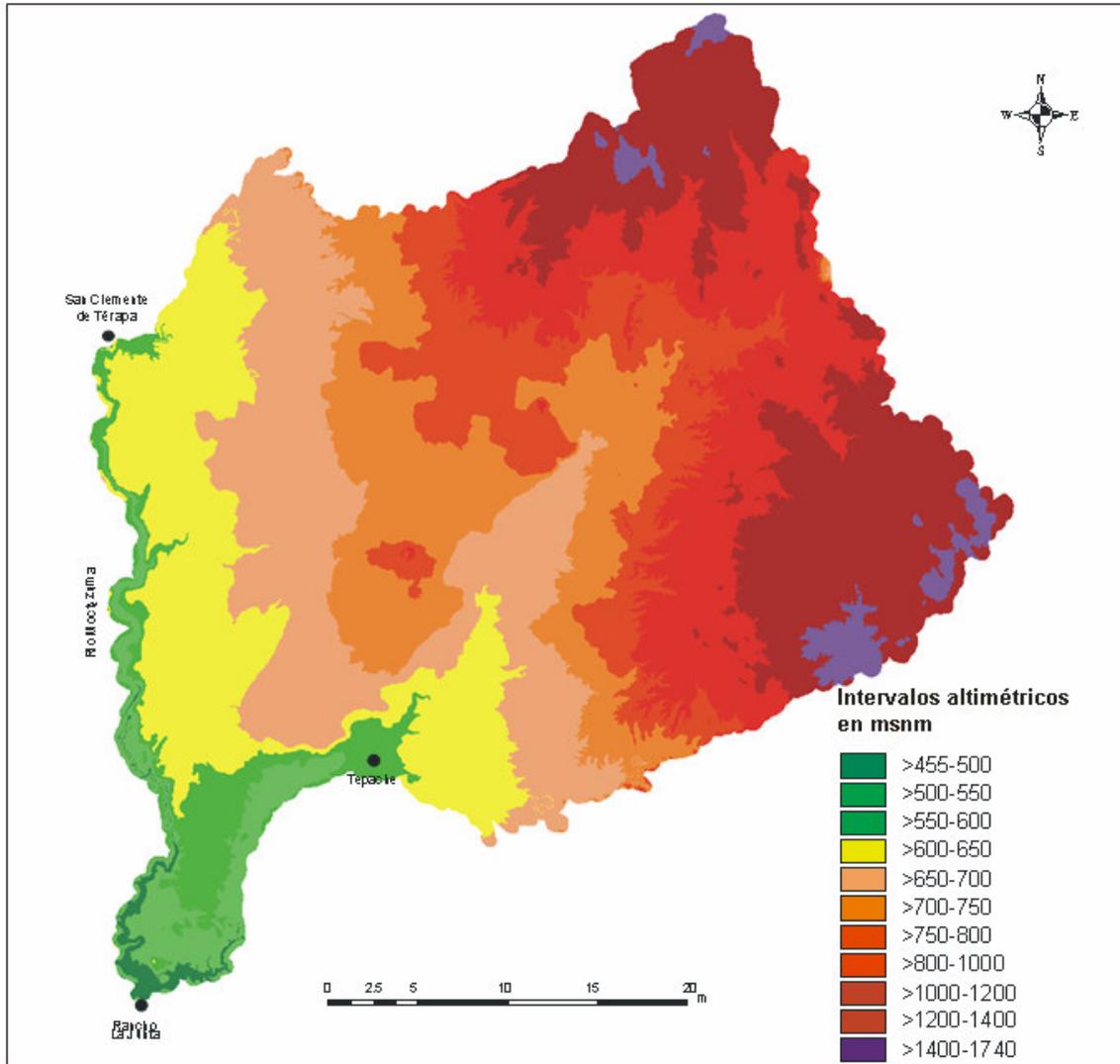


Figura II. 5: Mapa altimétrico con 11 intervalos de altitudes que varían según sean mayores o menores de 800msnm, cota que aproximadamente divide al bloque inferior al oeste y superior al este. Proporciona un reconocimiento preliminar del relieve en el área de estudio.

Igualmente, a partir del MDT se construyó el mapa de microbloques para obtener los parámetros de altura relativa necesarios para caracterizar a las unidades morfogenéticas. Se definieron 130 microbloques delimitados en función de la homogeneidad en las características del relieve, el diseño del drenaje, la pendiente y los elementos estructurales disyuntivos. Así en cada uno de los bloques se realizaron las mediciones de altura relativa para definir el tipo y la clase de unidad morfogenética, los datos se disponen en una tabla (**Tabla V.1**).

Posteriormente, para organizar la descripción de la información morfogenética se analizó el área de estudio con el fin de fragmentar, dentro de cada uno de los dos dominios mayores (bloque superior e inferior), otros elementos geomorfológico-estructurales que corresponden a sistemas morfogenéticos. De esta manera se obtuvieron diez sistemas morfogenéticos de los cuales seis dividen al bloque superior y cuatro al bloque inferior. A partir de los sistemas morfogenéticos se describieron e interpretaron las unidades morfogenéticas incluidas en cada uno.

Se considera en el escrito la utilización del término “cuenca tectónica” porque hace referencia al mecanismo de formación de la misma, e igualmente se habla de “cuenca de depósito”, debido a que en ésta se conjugan los eventos magmáticos (volcanismo) simultáneamente con la sedimentación terrígena, siendo ésta es una particularidad de las cuencas en el Terciario. Además para datar las unidades del Cuaternario se tuvo en cuenta la continuidad de los eventos en este período y el dinamismo de los mismos, por lo que se dividió en Q_1 , Q_2 , etc. según su edad y Q_{s1} , Q_{v1} , según su origen (sedimentario o volcánico).

Otro punto que se consideró fue explicar la evolución de la cuenca de depósito dentro del marco tectónico, para lo cual se optó por esbozar la información, en forma gráfica, considerando los elementos geológicos-tectónicos dominantes en los diferentes períodos de evolución, así como su reflejo en la morfología del área de estudio.

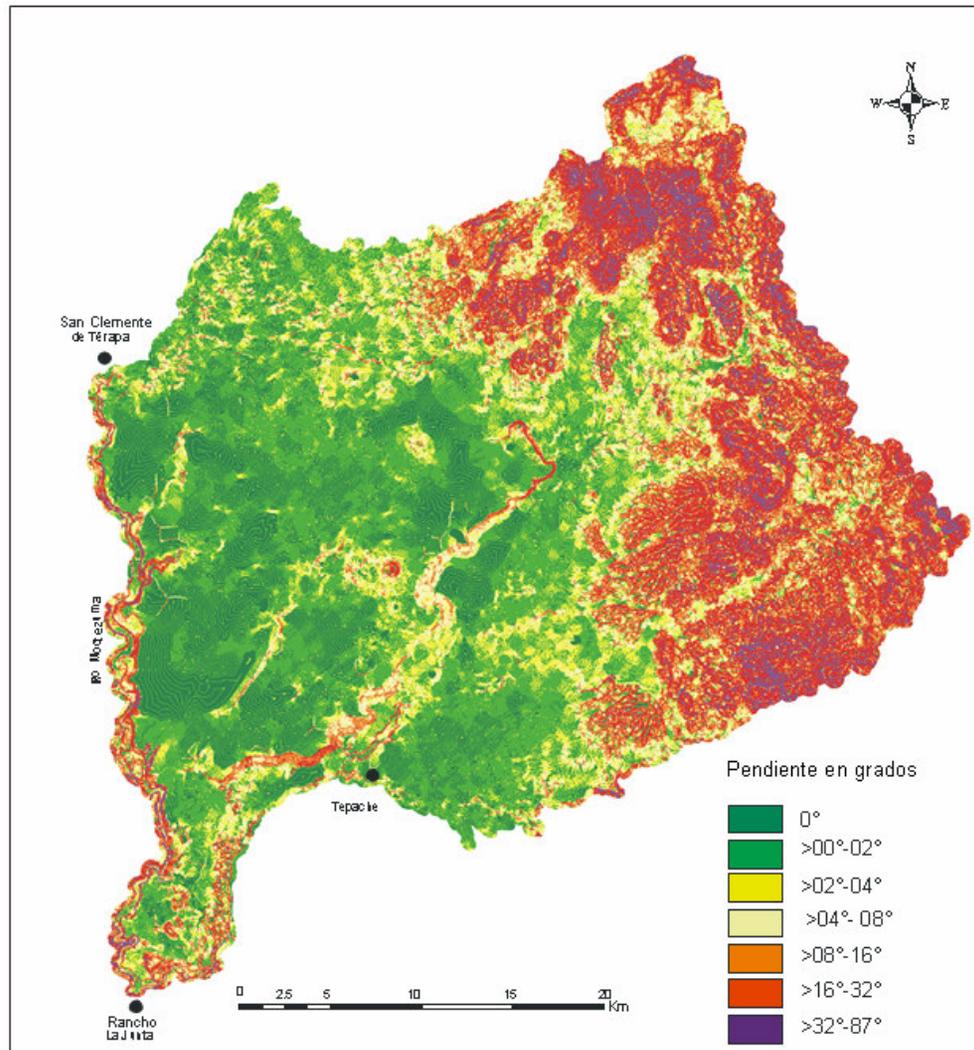


Figura II. 6: Mapa de pendientes en grados con siete clases que muestran las marcadas diferencias en los dos dominios, las zonas volcánicas planas bordeadas por escarpes y la ubicación de los volcanes.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA

III.1- Introducción

En el área de estudio de esta tesis se presenta la ocurrencia de una diversidad de litologías e historia geológica del Cretácico temprano al Reciente (**Figura III.1**), se contempla en la zona, una gama variada de ambientes geológicos y, además, cada uno de estos ambientes se expresa en la morfología actual del relieve.

En esta porción de la cuenca del Río Moctezuma concurren rocas sedimentarias plegadas, en estructuras monoclinales y fracturadas; y las más recientes, subhorizontales y deleznales; materiales ígneos intrusivos, volcánicos e hipabisales (diques) de composición diversa; por otro lado, también se infiere la presencia de materiales metamórficos, que corresponderían a una aureola de contacto alrededor de los intrusivos, considerando estudios regionales (Bartolini y Herrera, 1983, 1986; González-León, 1988) a través de la fotointerpretación. En cuanto a los procesos tectónicos que afectan al área de estudio, se observa la presencia de eventos compresivos de magnitud considerable (Bartolini y Herrera, 1983) que dan paso a los de naturaleza distensiva, generadores de los paisajes actuales (Paz-Moreno, 2003).

Las rocas sedimentarias más antiguas corresponden al período Cretácico marino (Bartolini y Herrera, 1983) formadas en la cuenca Chihuahuense (González-León, 1988; Monreal y Longoria, 2000), actualmente ubicada en la porción este del Estado de Sonora, (**Figura I.4**), procedentes de un mar que se prolonga de este a oeste, desde el Golfo de México; mientras que, en el borde oeste del Estado se desarrollaba la margen de subducción Pacífica (placa Farallón). Con el avance de la subducción se presenta una actividad ígnea que intrusión los sedimentos cretácicos, correspondientes al magmatismo Laramídico expresado en el Batolito Laramide de Sonora (Damon *et al.*

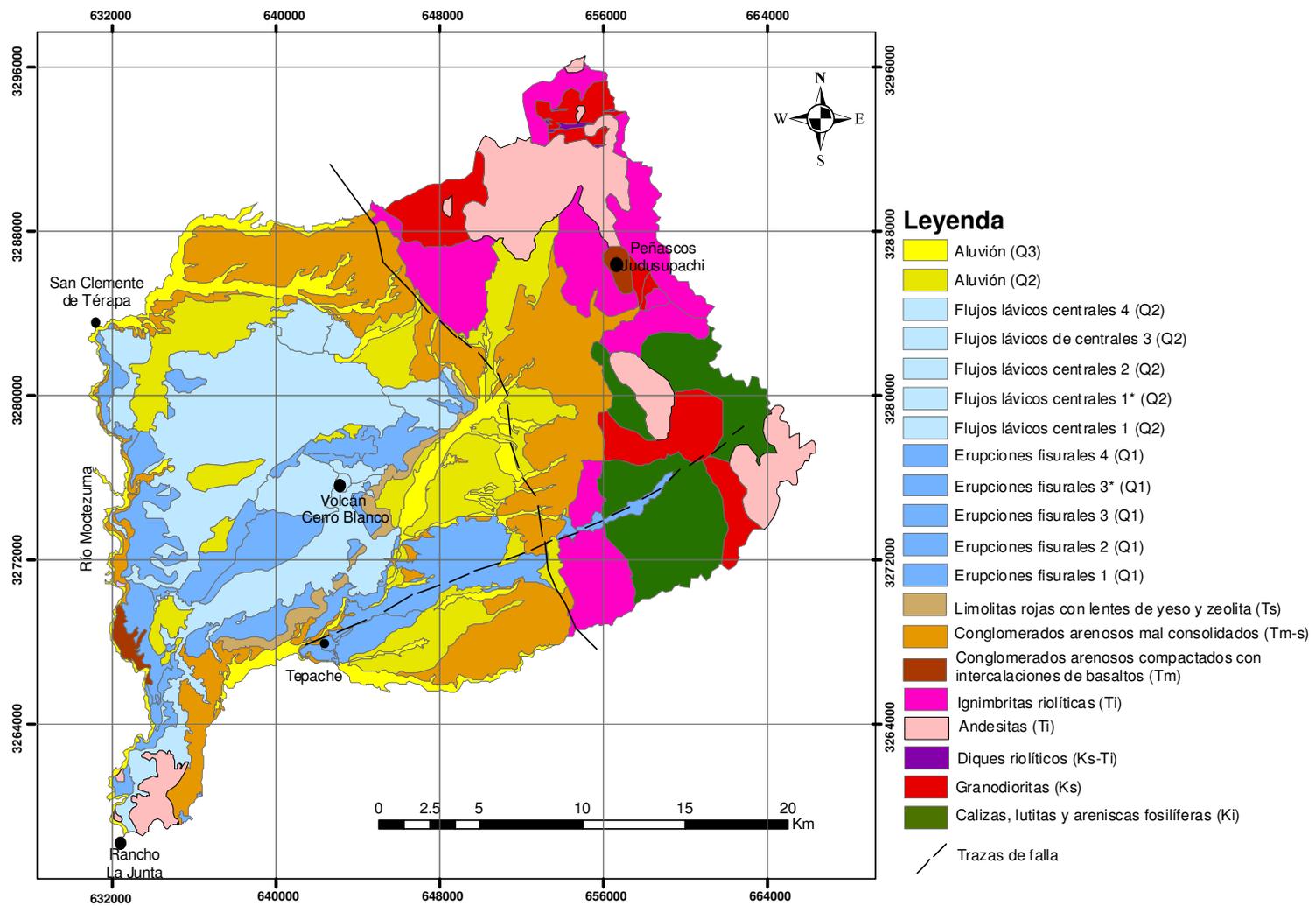


Figura III.1. Mapa geológico modificado de Paz-Moreno (2003) y de INEGI (1982)

1983). Este, a su vez, está acompañado por la emisión contemporánea de rocas volcánicas, ambas actividades ígneas, intrusiva y extrusiva de composición intermedia conforman el Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keiser, 1977).

Posteriormente, se abre paso el volcanismo del Terciario medio, un importante evento magmático calco-alcálido representado en el gran volumen de rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental, que en el área de estudio llegan a cubrir todo el paisaje anterior. Esta secuencia ígnea es llamada Complejo Volcánico Superior (McDowell y Keiser, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979). Hasta aquí se presenta en la región, coincidiendo con la subducción, el período que corresponde a la Antecuenca; y a partir de aquí, con la distensión se presenta la formación de la Cuenca del Río Moctezuma.

Desde el Terciario medio se inicia la distensión (Paz-Moreno 1992), hay caída de bloques, erosión de los bloques levantados y relleno de las porciones hundidas. Se deposita así la Formación Báucarit (Dumble, 1900; King; 1939), que debido a la presencia de basaltos extruídos a la base de la misma, permite determinar con la edad de éstos el período de inicio de la distensión. Por lo tanto, la apertura de la cuenca tectónica es, al menos, del Mioceno temprano.

Se bascula la cuenca de depósito hacia el oeste (Paz-Moreno, 1987) y la sedimentación continúa bajo la influencia de los procesos distensivos con los depósitos PostBáucarit del Mioceno medio al tardío. Del Mioceno tardío al Plioceno se produce la colmatación de la cuenca endorreica, en donde se depositan sedimentos rojos finos con lentes de evaporitas, y posteriormente, debido a la reactivación dinámica de la misma, comienza un drenaje incipiente de tipo exorreico, en donde se observan localmente gravas cortando a los materiales finos. Es en este período que se forma el río Moctezuma en el límite oeste del bloque inferior o cuenca de depósito, con una serie de afluentes que corren según la pendiente, controlada por la estructura, hacia el oeste y SW.

La tectónica distensiva continúa suficientemente agresiva, como para que a partir de la falla ubicada al este del bloque inferior, se emplace el volcanismo basáltico cuaternario

de Moctezuma (Paz-Moreno, 1987), sellando la cuenca de depósito, ya que la acumulación de sedimentos más reciente encima del campo basáltico es incipiente (**Figura III.2**).

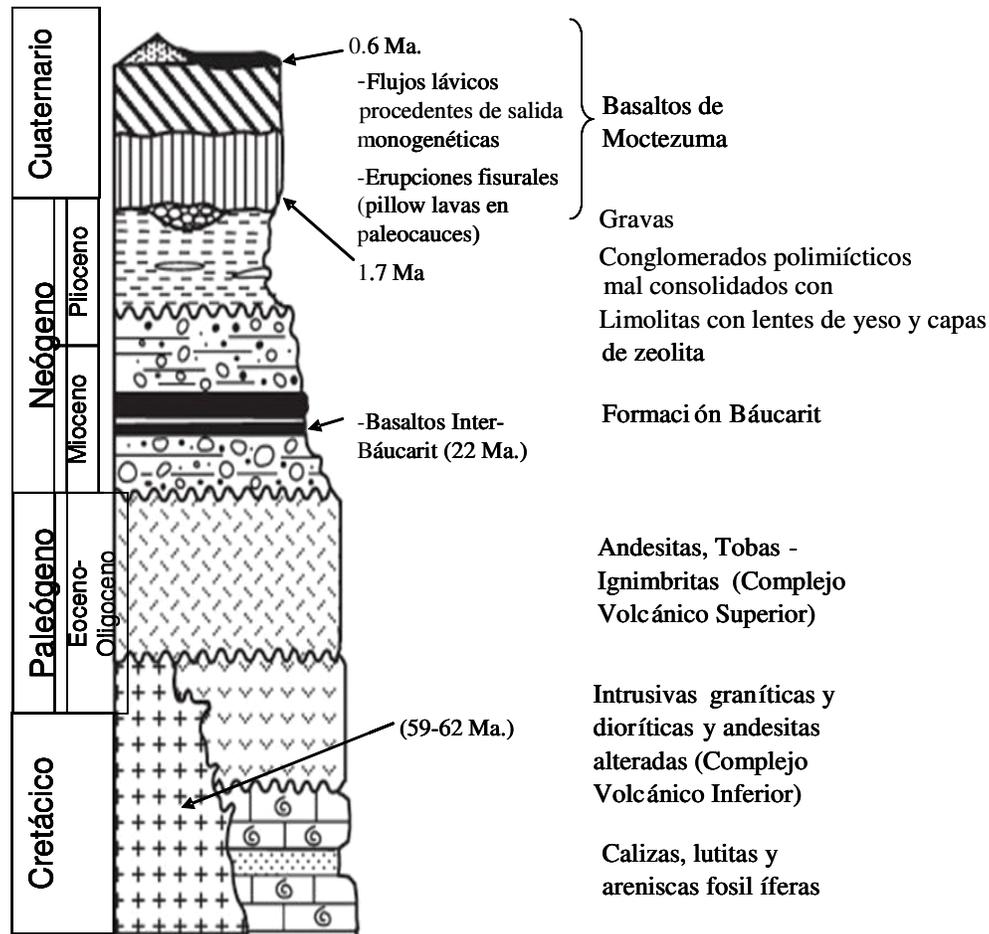


Figura III. 2: Columna estratigráfica general del área de estudio, modificada de Paz-Moreno, (2003).

III.2- Rocas sedimentarias marinas del Cretácico temprano

III.2.1- Composición y edad

Representan las rocas más antiguas encontradas en el área de estudio (**Figura III. 2**), sus afloramientos se localizan en el dominio bloque superior en su porción SW y se manifiestan por una topografía escarpada, como por ejemplo los cerros La Ranchería

(1730 m) y Los Palcos (1540 m), en la Sierra Las Guijas. Las calizas que la constituyen, así como la secuencia carbonatada-detrítica que aflora en la Hoja Tonibabi, H12D15, al norte del área de estudio (Roldán-Quintana, 1994; Quintanar-Ruiz, 1995), por su ubicación y características litológicas representan una probable continuación de secuencias sedimentarias con características litológicas similares que afloran en la región de Lampazos (Bartolini y Herrera, 1983; González-León, 1988), por lo que regionalmente sirve como referencia para determinar las características de las rocas más antiguas presentes en el área de estudio.

En términos generales, las rocas sedimentarias de Lampazos consisten en una secuencia de calizas fosilíferas, lutitas calcáreas y en menor proporción areniscas, que fueron depositadas en un ambiente marino de plataforma poco profunda (Bartolini y Herrera, 1983), y se caracterizan por su riqueza fosilífera, tanto en abundancia como en variedad.

Estas rocas fueron datadas del Cretácico temprano (Aptiano-Albiano) con criterios estratigráficos y paleontológicos (Bartolini y Herrera, 1983; González-León, 1988). Igualmente la secuencia carbonatada-detrítica de la hoja Tonibabi se asigna al Cretácico temprano, con base en relaciones de campo y por su similitud litológica y cercanía con la secuencia sedimentaria que aflora en la región de Lampazos, ya que aflora a 55 km al suroeste de la misma (Roldán-Quintana, 1994; Quintanar-Ruiz, 1995).

Las calizas cretácicas (González-León, 1988), son las rocas más antiguas que afloran en el área en forma de ventana erosional en una franja alineada NW-SE (**Figura III.1**). Estos sedimentos alcanzan una potencia de 2,500 m, con características litológicas y paleontológicas que indican un ambiente de depósito marino de plataforma somera restringida y se presentan en paquetes con diferentes rasgos que las hacen más o menos competentes a la deformación. Así se tienen las unidades de calizas de estratificación delgada con intercalación de calizas arcillosas de estratificación delgada a muy delgada. Otras unidades contienen pedernal negro y lutitas negras carbonosas escasas. También se presentan lutitas masivas con estratos delgados de arenisca de grano muy fino y lutitas con intercalaciones de estratos delgados de limolita. Todo este paquete corresponde a las

rocas menos competentes.

Otras unidades que forman las principales expresiones topográficas del área, por tratarse de las rocas que presentan mayor competencia, muestran horizontes de caliza masiva, lodolita calcárea, caliza en estratos de grosor medio a delgado con intercalaciones escasas de estratos laminares de lodolitas. También calizas en estratos gruesos a masivos y lodolitas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino (González-León, 1988).

III.2.2- Estructura

Se reconocieron dos eventos de deformación en la secuencia sedimentaria del Cretácico temprano (Bartolini y Herrera, 1983), uno de tipo compresivo que afectó únicamente a las rocas sedimentarias y que produjo pliegues de eje vertical y recumbentes con ejes orientados NW-SE, fallamiento de rumbo y cabalgaduras con empuje hacia el NW; y un segundo evento de deformación distensiva representado por fallamiento normal con rumbo NNW-SSE, que afectó a la secuencia sedimentaria y a las unidades posteriores. El primero es atribuido a la Orogenia Laramide, iniciada al final del Cretácico tardío y el segundo está relacionado a la fase de deformación de Sierras y Valles Paralelos, que se inicia en el Terciario medio (*Basin and Range*).

Posteriormente al evento compresivo que afectó a la secuencia sedimentaria, ésta se vio afectada por una actividad intrusiva que corresponde a la fase Laramide datada según diferentes autores en Cretácico tardío-Paleoceno (Bartolini y Herrera, 1983), o Cretácico tardío-Eoceno (González-León, 1988). Fue acompañada de magmatismo calcoalcalino que migró del oeste al este (Anderson y Silver, 1974) y produjo plegamientos y cabalgamientos locales con dirección de las estructuras NW-SE, con asimetría y transporte tectónico respectivamente hacia el NE y el SW. El plegamiento de las rocas sedimentarias cretácicas es más intenso y complejo que en otras áreas del Cretácico temprano en Sonora (Bartolini y Herrera, 1983).

En el contacto de los intrusivos con las calizas cretácicas, en función de estudios

regionales y por observaciones directas e indirectas realizadas en el área de estudio referentes a las características de la morfología y del diseño del drenaje, se infiere para las zonas donde se observan relaciones cortantes (que intrusionan en forma discordante), que los cuerpos intrusivos provocan una aureola metamórfica. Según la bibliografía revisada de la Sierra de Oposura o La Madera, al norte del área de estudio, en la unidad carbonatada-detrítica que allí aflora se menciona que no se han identificado los fósiles presentes, debido a la recristalización que muestran estas rocas, causada por el emplazamiento del Batolito de Oposura o de la Sierra La Madera (Roldán-Quintana, 1994). Así se diferenciaron en la Sierras Las Guijas que aflora en el área de estudio, calizas y calizas recristalizadas con algún grado de metamorfismo de contacto.

Relacionando la intensidad y tipo de estructura de deformación con la competencia mecánica de los sedimentos (González-León, 1988) se presentan pliegues en las unidades menos competentes, formando estructuras sinclinales con un patrón de pliegues internos y fallas inversas. En cambio, en otras unidades resistentes a la deformación se forman sinclinales y anticlinales abiertos y simétricos, determinados por la alta competencia de esta unidad. Además, existen unidades de litología incompetente a la deformación confinadas entre una estructura de falla y otra unidad muy competente, que presentan deformación fuerte por plegamiento asimétrico recostado, así como pliegues muy cerrados. También se presentan unidades que no muestran pliegues importantes, su estructura es homoclinal (González-León, 1988).

Las estructuras de falla que se presentan son inversas. Debido a la intensidad de la actividad compresiva, se definen en el área de Lampazos cabalgaduras con rumbo NW-SE que muestran superposición fuerte de unidades litológicas por lo que se considera un traslape horizontal de kilómetros, debido al fallamiento de bajo ángulo (Bartolini y Herrera, 1983; González-León, 1988).

III.2.3- Ambiente de depósito

Las formaciones carbonatadas cretácicas del área de Lampazos, al sur del área de estudio, tienen de la base a la cima, características que indican su ambiente de depósito (González-León, 1988). Se presentan calizas en estratos delgados a medianos con intercalaciones escasas de lutitas y areniscas de grano fino, con características litológicas y paleontológicas que indican un ambiente de depósito marino de plataforma somera restringida. Por otra parte se presentan formaciones a las que se les asigna un ambiente de depósito de plataforma abierta, unas están constituidas por pedernal negro bien estratificado con amonitas y radiolarios, por lutitas negras con nódulos y capas de pedernal con amonitas. Se presenta también un miembro de otra formación con contenido de calizas masivas con rudistas, corales y foraminíferos, por lo que se le atribuye el mismo ambiente y otro miembro contiene lutitas, areniscas de grano muy fino y calizas arcillosas con amonitas y equinodermos considerados igualmente de ambiente de plataforma abierta.

Igualmente Quintanar-Ruiz (1995), en la Hoja Tonibabi al norte del área de estudio, propone como probable un ambiente de depósito marino somero nerítico de plataforma, de baja energía, con base en su contenido fosilífero, para esta unidad formada durante la transgresión del Golfo de México hacia el continente en el Cretácico temprano.

III.3- Rocas ígneas del Cretácico tardío-Terciario medio

Se presentan dos grandes unidades de rocas magmáticas en este período denominadas Complejo Volcánico Inferior y Complejo Volcánico Superior (McDowell y Keiser, 1977), que corresponden a secuencias ígneas plutónico-volcánicas cuyas características se explican a continuación (**Figura III.2**).

III.3.1- Rocas ígneas del Cretácico tardío-Terciario temprano

Son rocas intrusivas que se mencionan en la bibliografía como Batolito Laramide de Sonora, y también se presentan rocas volcánicas, deformadas y/o alteradas por procesos hidrotermales, asociadas a las primeras; en su conjunto son conocidas como Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keiser, 1977) o Formación Tarahumara, si se considera el magmatismo con estas características más localmente en la porción este-centro de Sonora (McDowell *et al.*, 2001).

En la zona de estudio se encuentran rocas intrusivas que aunque no presentan grandes dimensiones, no son afloramientos aislados. Se distribuyen en una serie de afloramientos separados de cuerpos intrusivos orientados NNW-SSE, a lo largo del flanco este del área de estudio, corresponden a plutones someros que afloran formando algunos cerros y pequeñas prominencias (González-León, 1988).

Se consideran como referencia regional, los estudios realizados en la Sierra de Oposura o La Madera, en la hoja Tonibabi H12D15 (Roldán-Quintana, 1994; Quintanar-Ruiz, 1995), en los que se estudia un cuerpo de composición granítica, de dimensiones batolíticas, el Batolito de Oposura que se manifiesta formando el núcleo de la Sierra mencionada y en la Sierra Los Ceniceros, al norte del área de estudio. Igualmente se consideran los trabajos realizados en los granitos de la Sierra de Aconchi, al oeste del valle del Río Moctezuma (Roldán-Quintana, 1979), como parte de los afloramientos regionales, de rocas intrusivas laramídicas. Se puede considerar que estas rocas ígneas de la región forman parte de las intrusiones calcoalcalinas del “Batolito Laramide de Sonora” (90-40 Ma) estudiado por Damon *et al.* (1983), aflorando en superficie sólo las apófisis de un cuerpo mayor del que no se conoce su límite inferior.

Como se hizo referencia al principio, estas rocas intrusivas son contemporáneas con las gruesas acumulaciones de rocas volcánicas generalmente de composición similar y forman parte, junto con éstas, de lo que McDowell y Keiser (1977) llaman Complejo Volcánico Inferior (CVI); que corresponde a la secuencia de rocas ígneas más antiguas,

estudiadas en la Sierra Madre Occidental, característica por su abundancia, tanto en batolitos como en rocas volcánicas y por su dominante composición intermedia.

III.3.2- Distribución, composición y edad

Las rocas intrusivas presentes en el área de estudio son cuerpos de naturaleza dioritoide (Paz-Moreno 1987), diorita porfírica (Bartolini y Herrera, 1983), de composición diorítica y riolítica (González-León, 1988); o, según los reportes de la Sierra de Oposura o de La Madera (Quintanar-Ruiz, 1995), presentan una litología mayormente de granito porfírico y en menor proporción, algunas rocas con menos contenido de cuarzo como granodiorita y gabro.

Los cuerpos intrusivos aflorantes en el dominio del bloque superior que están ubicados al NW del mismo (el de mayor dimensión en el área de estudio) y en el límite NE, están cubiertos en sectores aislados por cerros residuales de rocas volcánicas terciarias. Otro afloramiento de rocas intrusivas se encuentra en el centro-este representado por los cerros Piedras de Amolar y El Orisón, en donde se observa al este del último, en contacto por falla, un cuerpo de menores dimensiones de composición gábrica (Paz-Moreno, comunicación personal), que aflora en el sitio ubicado al norte del Rancho Sobai Satechic. Por último, el intrusivo más meridional del área que aflora al norte de la Sierra las Guijas, petrográficamente corresponde a una diorita de cuarzo (Paz-Moreno, 1987). Como se mencionó, los intrusivos que afloran en el dominio bloque superior se presentan relacionados con las rocas volcánicas más jóvenes (Terciario temprano), ocupando una posición a la base de las mismas en contacto discordante, y/o expuestos por erosión con importantes dimensiones. Los que afloran al SW del mismo dominio además evidencian su relación con las rocas más antiguas, que intrusionan, así las rocas sedimentarias del Cretácico temprano, presentan sectores con aparente aureola metamórfica.

En la región también se pueden observar sitios con afloramientos de las rocas volcánicas que junto con las rocas intrusivas componen el Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keiser, 1977); en la carretera Moctezuma-Huásabas, a la altura del entronque al antiguo

camino a Divisaderos, al NW del área de estudio, se reportan unas andesitas muy deformadas y afectadas por cuerpos intrusivos (Cochemé, 1985) que petrográficamente corresponden a un sienogranito (Paz-Moreno, 1987). Se hace la aclaración de que este sitio corresponde al siguiente bloque levantado, ubicado al oeste y no se encuentra dentro de los límites del estudio, pero se hace referencia a él para situarse regionalmente. Con estas características parece probable que las rocas volcánicas alteradas correspondan al Complejo Inferior compuesto por una secuencia ígnea de rocas antiguas que incluyen andesitas, así como rocas volcanoclásticas intrusionadas y alteradas hidrotermalmente por plutones laramídicos. La asociación espacial tan cercana de las rocas del Complejo Volcánico Inferior con los batolitos a lo largo del flanco oeste de la Sierra Madre Occidental supone, aunque no prueba, un origen común (McDowell y Clabaugh, 1979).

En cuanto a la edad de la secuencia de rocas ígneas del Complejo Volcánico Inferior (McDowell y Keiser, 1977) en general, y de los cuerpos intrusivos en particular, se tiene que la primera es considerada de 45 Ma a 100 Ma de edad (determinación hecha por Henry, 1975); quedando en el rango del Cretácico tardío al Terciario temprano. Respecto a las rocas plutónicas Bartolini y Herrera (1983) en Lampazos y Quintanar-Ruiz (1995) en la Sierra de Oposura o de La Madera, áreas localizadas al SE y NE del área de estudio respectivamente, presentan unas fechas obtenidas por el método K/Ar, de 59.6 ± 1.3 Ma y 62.7 ± 1.4 Ma (Damon *et al.* 1983) y 69.0 Ma (Anderson y Silver, 1977). Con base en estas edades, se considera que estas rocas forman parte del Batolito Laramide de Sonora, descrito por Damon *et al.* (1983). Del análisis de las fechas citadas y la relación intrusiva de estos cuerpos con las rocas sedimentarias marinas del Cretácico temprano, se supone un rango de edad para los intrusivos de Cretácico tardío-Paleoceno (Paz-Moreno, 1992). Aun cuando no hay acuerdo, ya que también se menciona al magmatismo calcoalcalino que acompaña a la fase Laramide, como del Cretácico tardío-Eoceno (González-León 1988). Por otro lado no se conoce que los intrusivos afecten a las rocas volcánicas del Terciario medio (CVS), aunque, en cambio, sí es común que estas últimas los cubran en discordancia (Paz-Moreno, 1987).

III.3.3- Estructura

Las rocas antiguas del Complejo Volcánico Inferior tienden a estar deformadas por fallamiento, inclinadas, plegadas y típicamente muy alteradas, además algunas de las rocas volcánicas muestran un bajo grado de metamorfismo (McDowell y Clabaugh, 1979).

La forma y distribución de los afloramientos del Batolito Laramide de Sonora en el área de estudio, están controladas por la erosión y por los eventos tectónicos posteriores, principalmente la tectónica distensiva de *Basin and Range* (Damon *et al.*, 1983). El intrusivo ubicado al NW del bloque superior presenta disyunciones muy marcadas NE-SW por donde corren, con dirección al SW, los arroyos de nombre Las Tinajas, Jusudupachi y La Ardilla. Las disyunciones que presentan los intrusivos ubicados al NE del área de estudio, tienen dirección N-S coincidiendo con el arroyo Murrieta y sus afluentes; y también presentan afloramientos de diques con dirección E-W. Los intrusivos del sector central del bloque superior muestran importante fracturación observable en la cartografía geológica 1:250,000 de INEGI (1982) y por fotointerpretación como en el caso del Cerro Piedras de Amolar y en las inmediaciones del Rancho Sobai Satechic. El gabro que en este último sitio aflora también presenta disyunciones mayores en dirección N-S, que permiten el contacto estructural con las granodioritas ubicadas al oeste y las calizas recristalizadas al este. Por otro lado, el hecho de estar fallado se refleja en la morfología de ambos sitios, a diferencia del resto de los cuerpos intrusivos estos muestran cimas agudas y escarpadas. Al SW del área de estudio se presentan intrusivos en contacto con calizas cretácicas de posible relación cortante estructural (no se observa recristalización) por donde corre el arroyo El Promontorio (NNW-SSE).

Posteriormente a los cuerpos intrusivos se emplazaron a través de fallas o fracturas, las rocas hipabisales, ya que se presentan diques cortando a los primeros sin afectar a las rocas volcánicas terciarias (**Figura III. 3**). Dentro de las rocas intrusivas de la Sierra La Madera (Quintanar-Ruiz, 1995), al norte del área de estudio se incluyen diques pegmatíticos, aplíticos, y andesíticos, siendo los mencionados en primer lugar, más

antiguos y abundantes. González-León (1988) en el área de Lampazos, al sur del área de estudio, reporta un cuerpo hipabisal de composición riolítica, de edad inmediatamente posterior a Laramide y anterior al volcanismo terciario ya que este lo cubre de manera discordante. Según Paz-Moreno (1987) el intrusivo que se encuentra al NE del cerro El Salitral está cortado por diques de aproximadamente 50 m de ancho, con dirección E-W, concordando con la orientación de los diques riolíticos y dioríticos de Lampazos reportados en Bartolini y Herrera (1983), que están relacionados con la mineralización del Distrito de Lampazos (Solano-Rico, 1970). Por otro lado, por fotointerpretación en el mismo cuerpo intrusivo ubicado al NE del área de estudio, se observaron diques que fueron dimensionados en hasta 140 m de ancho, que siguen la dirección E-W como los antes mencionados.

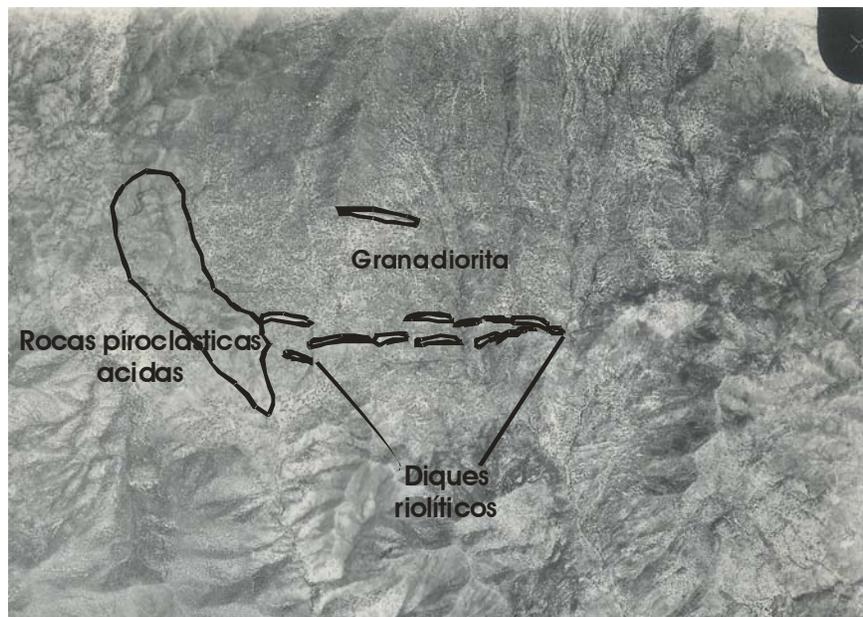


Figura III. 3: Fotografía que muestra el contacto de los diques riolíticos intrusionados en la granodiorita laramídica con las rocas piroclásticas ácidas (ignimbritas riolíticas) del Terciario temprano a las que no afectan.

III.3.4- Rocas extrusivas del Terciario medio (Oligoceno)

Un intervalo importante de erosión se presenta entre los dos períodos de actividad ígnea de la Sierra Madre Occidental. Según McDowell y Clabaugh (1979), el cese abrupto de la actividad magmática en la Sierra Madre Occidental hace 45 Ma fue seguida de un potente

período de erosión, por lo que las rocas volcánicas más jóvenes, Complejo Volcánico Superior (CVS), descansan sobre una marcada discordancia de batolitos truncados y rocas volcánicas inclinadas y alteradas (CVI). El fin del hiatus magmático fue espectacular con el gran estallido de ignimbritas y otras rocas volcánicas relacionadas a lo largo de toda la Sierra, esta actividad inicia hace 34 a 32 Ma y fue uno de los eventos magmáticos más intensos eventos magmáticos del planeta. La mayoría de este enorme volumen fue emplazado en el corto lapso de 7 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979).

De esta manera la geología del NW de México está caracterizada por un extenso episodio volcánico del Eoceno tardío-Oligoceno, mismo episodio que construyó la Sierra Madre Occidental, una de las provincias ignimbríticas más extensas del mundo. El importante volumen de ignimbritas riolíticas de la Sierra Madre Occidental, comúnmente referidas como Complejo Volcánico Superior (McDowell y Keiser, 1977) fueron erupcionadas en un breve intervalo entre los 34 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991). La petrología y la geoquímica de las lavas muestra que son típicamente de lavas calcoalcalinas. La secuencia oligocena pasa progresivamente a una secuencia bimodal compuesta por tobas de caída libre o pobremente soldadas y domos volcánicos perlíticos de composición dacítica a riolítica, y grandes apilamientos de basalto de aspecto “trapp” (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

III.3.5- Composición y edad

Se define la secuencia más joven de rocas ígneas de la Sierra Madre Occidental como dominada por riodacitas a ignimbritas riolíticas erupcionadas de amplias calderas complejas, generalmente acompañadas por flujos riolíticos, domos y pequeños flujos de lava máfica (McDowell y Clabaugh, 1979). Las riodacitas a ignimbritas riolíticas, de moderada a densamente soldadas, son las rocas dominantes; y presentan generalmente cantidades subordinadas de rocas máficas cerca de la parte superior de la secuencia. La edad y las relaciones de campo de las lavas máficas muestran claramente su afinidad con las rocas félsicas. A diferencia de las rocas del complejo inferior, más antiguo, en la secuencia magmática joven las rocas de composición intermedia son raras, y aunque se menciona

que el volcanismo está confinado al intervalo de 34 a 27 Ma, se supone la persistencia de alguna actividad hasta hace 23 Ma. Esta secuencia ígnea más joven (CVS), al igual que la antigua (CVI) fue también emplazada durante un período de convergencia (McDowell y Clabaugh, 1979) aunque extruída en el marco de una extensión de corteza que apenas se empieza a manifestar.

III.3.6- Distribución (ocurrencia y estructura)

Las rocas volcánicas del Terciario medio se distribuyen en diferentes sectores a lo largo de todo el dominio del oriente, cubriendo las rocas sedimentarias del Cretácico temprano y las de origen ígneo del Cretácico tardío-Terciario temprano. No se presentan, en cambio, rocas volcánicas del Terciario medio en el dominio bloque inferior con excepción de los afloramientos que se ubican en el extremo SW del área de estudio, al norte del Rancho La Junta, en contacto por falla con los ambientes sedimentarios miocénicos medio-tardío y con los volcánicos cuaternarios dominantes en el valle.

Sus afloramientos son de dos tipos, flujos lávicos andesíticos y depósitos piroclásticos ácidos, extruídos alternadamente. En el sector norte del área de estudio se observan los materiales piroclásticos por debajo de los derrames fluidos, pero esa relación estratigráfica no se mantiene en todos los afloramientos, ya que en el sector sur es a la inversa, lo que implica la repetición de varios eventos de esta naturaleza en el tiempo. Por otro lado, en el caso de los depósitos piroclásticos ácidos, es evidente la presencia de unos elementos en capas buzantes y otros masivos o sin estratificación.

Hay diferentes elevaciones que corresponden a unidades con esta litología, al NE del área en el extremo sur de la Sierra Los Ceniceros, los depósitos piroclásticos ácidos rodean una importante superficie plana de rocas intrusivas fosilizando la antigua topografía; así también se tienen los mencionados cerros residuales El Salitral y Agua Salada al NW del bloque superior; y las Sierras La Polvareda y Los Cochis en el límite NE, encima de la amplia área intrusiva expuesta por erosión. Estas rocas volcánicas del Terciario medio se encuentran cubriendo discordantemente a las intrusivas inferiores. El cerro de mayor

altura ubicado entre los dos afloramientos intrusivos más importantes del área, al norte de la misma, es el Cerro La Cieneguita con 1,740 m de altitud; le sigue el Cerro Benjamín ubicado al SE del área de estudio con 1,600 m y en el sector central el Cerro Montecristo con 1,420 m de altitud. Por otro lado, se encuentran elevaciones menores de materiales volcánicos del Terciario medio en la margen oeste del bloque superior, donde se interrumpen y ponen en contacto por falla (estructura que divide los dos dominios) con los materiales más jóvenes aflorantes en el dominio bloque inferior; y además en la porción SW del área de estudio, al norte del Rancho La Junta, donde como se mencionaba anteriormente la presencia de estas rocas en contacto estructural con rocas más jóvenes del bloque inferior.

III.4- Rocas detrítico-volcánicas del Terciario medio-Cuaternario

III.4.1- Formación Báucarit

En Sonora las cuencas intracontinentales creadas durante la primera fase fueron rellenadas por una molasa endurecida, la Formación Báucarit, descrita por primera vez por Dumble (1900) y definida por King (1939). Dumble (1900) propuso por primera vez el nombre de División Báucarit para describir una secuencia de sedimentos clásticos, cuya localidad tipo se ubica en la porción sur del Estado de Sonora, específicamente en el poblado Báucarit, localizado en la margen oeste del río Cedros, municipio de Quiriego, al NW de Alamos, Sonora. Posteriormente King (1939) redefine el nombre, además de cambiar su rango, quedando como Formación Báucarit, tal como se reconoce y refiere actualmente. La Formación Báucarit se considera como un depósito típico de ambiente continental constituido por areniscas, conglomerados y arcillas producto de la erosión, rellenando grandes valles, en cuya base ocurren en alternancia con derrames basálticos. Están formados por fallamiento contemporáneo donde, hacia los flancos de las montañas, se presenta en forma de abanicos aluviales. Esta formación está ampliamente extendida en la provincia de Sierras y Valles Paralelos o Sierras Alargadas de Raisz (1964). La Formación Báucarit es una molasa continental que está cementada por zeolitas (cenizas desvitrificadas), cuyo origen está ligado a un gradiente geotérmico elevado en esa época

(Cochemé *et al.*, 1988; Münch y Cochemé, 1992), producido por el adelgazamiento litosférico. Este mecanismo “diagenético” de zeolitización (heulandita-clinoptilolita) tiene una implicación tectónica regional.

La Formación Báucarit cubre discordantemente los eventos riolíticos, o volcanismo del Terciario medio (CVS), y está a su vez cubierta, en discordancia, por unidades clásticas más jóvenes (que se denominaron PostBáucarit). La posición estructural de esta Formación es muy irregular con rumbos muy diversos, producto del echado original posiblemente acentuado por fallamiento en bloques después de su depósito; Quintanar-Ruiz (1995) menciona echados que varían de 15 a 25°, Paz-Moreno (1987) reporta un basculamiento promedio de 25° hacia el oeste y también hacia el este atribuible al régimen distensivo del Mioceno medio y tardío (Colletta *et al.*, 1984).

La tectónica distensiva de *Basin and Range* iniciada en el Mioceno temprano, que produce fallas normales con rumbo NW-SE a N-S, está acompañada por un volcanismo basáltico toleítico continental (Demant y Cochemé, 1983). Se considera que este evento tectónico da origen al semigraben de Moctezuma (Paz-Moreno 1992) y que la edad de su formación estaría indicada por el emplazamiento de los flujos de basaltos de composición similar a la de las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental, datadas para Sonora entre 30 y 20 Ma (Paz-Moreno *et al.*, 2003). A partir de esta consideración se tiene que los basaltos ubicados en la base de la Formación Baucarit (King, 1939) permiten la datación de la cuenca inicial, considerada endorreica para esa época (Paz-Moreno 1987).

Si bien no se encontraron fósiles en esta formación, Damon en comunicación verbal a Roldán-Quintana (1979), fechó por el método K-Ar una andesita basáltica, colectada de la parte inferior de esta unidad y obtuvo una edad miocénica temprana (21.7 ± 0.4 Ma) y Paz-Moreno *et al.*, (2003) presentan un fechamiento ($22.3 \text{ Ma} \pm 0.13 \text{ Ma}$) para los basaltos que ocupan igualmente la posición basal en la Formación, sobre la ladera este del valle del Río Moctezuma, que fue datado por el método $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$. Esta edad del Mioceno

temprano es consistente con la edad generalmente aceptada para la Formación Báucarit en la región (Cochemé *et al.*, 1988).

III.4.2- Cenozoico continental indiferenciado

Estas rocas cubren en discordancia angular a todas las unidades que afloran en esta área (**Figura III.2**), excepto a los basaltos cuaternarios y a los materiales recientes de origen aluvial y fluvial cuaternarios que cubren discordantemente a estos materiales clásticos.

Depósitos Post-Báucarit

La sedimentación de los materiales que se denominaron PostBáucarit corresponden a conglomerados arenosos similares a la Formación Baucarit, pero que a diferencia de ésta que está fuertemente compactada, estos depósitos sólo se encuentran parcialmente litificados y descansando en discordancia sobre la mencionada formación (Paz-Moreno 1987). Estos depósitos corresponden a un conjunto de materiales clásticos, conglomerados a gravas arenosos, que se originaron por erosión de las montañas que las limitan y rellenan las depresiones. Se caracterizan por tener una gran variedad litológica, tamaño y grado de esfericidad de los constituyentes, que varían de acuerdo con la fuente de suministro y la cercanía de ésta. Quintanar-Ruiz (1995) reporta estos materiales en el valle del Río Moctezuma.

Estos sedimentos están constituidos por conglomerados pobremente consolidados, con fragmentos de poco redondeados a angulosos, de composición heterogénea, controlados por el entorno geológico que generalmente son andesitas, tobas riolíticas, riolitas, basaltos, areniscas, calizas y rocas intrusivas.

Sedimentos rojos

También se presentan unos sedimentos más finos que corresponden a paquetes arenolodosos (limolitas rojas) con lentes de yeso y capas de zeolitas en la parte más baja de la cuenca de depósito, donde se acumularon colmatándola. Se supone por sus características, que se depositaron en un ambiente lacustre, es decir, que corresponde a un

período de quietud de la dinámica fluvial, influenciado igualmente por un intervalo tectónico más estable en esa porción del bloque inferior.

Gravas

Cortando a estos sedimentos finos se tienen gravas (ocupando paleocauces) depositadas en un período que parece ser de reactivación tectónica que rompe la cuenca endorréica y supone la formación del Río Moctezuma sobre el borde occidental de la misma con drenaje de norte a sur. Por lo que se estima que el Río Moctezuma es, al menos, del Plioceno.

Se observaron estos materiales en el área de estudio: a la altura del poblado Beradéhuachi, a aproximadamente 10 km al norte del límite de la misma, se encontró un paquete sedimentario con sedimentos rojos (lodos) en la base, posteriormente conglomerados locales (gravas) y basaltos en la cima (cuaternarios). Los sedimentos rojos muestran en un punto (**Figura II.2**) una potencia de 6 metros, con estratos de mayor resistencia y otros deleznales y piramidales. En determinados sectores se observa predominio de arenas y en otros de arcillas, así como ocasionalmente yeso o carbonatos. Dentro del área al NW, en el Rancho La Ardilla (**Figura II.3**), se observan sedimentos rojizos con una capa intercalada de zeolitas de 60 centímetros. Al SE del Llano Aribabi, ubicado al norte del Cerro Los Fierros, se presenta un pequeño horizonte de zeolitas de 20-25 centímetros que descansan sobre materiales compactos correlacionables con la formación Baucarit (probablemente erosionada y conformando los depósitos PostBáucarit) y encima de las zeolitas descansan los sedimentos rojos.

Se asigna a estos clastos una edad del Terciario medio y tardío, debido a la posición que guardan con respecto a la Formación Báucarit, a la que sobreyacen discordantemente, y de acuerdo con los datos arrojados por el estudio palinológico (Paz-Moreno, 1987) de estos materiales sedimentarios, efectuado con el propósito de obtener información más precisa de su edad. Se divide el material en tres niveles (**Figura III.4**) sobre las muestras de la Formación Báucarit y depósitos PostBáucarit no se tienen resultados positivos debido a lo grueso de su textura y por su estado de oxidación.

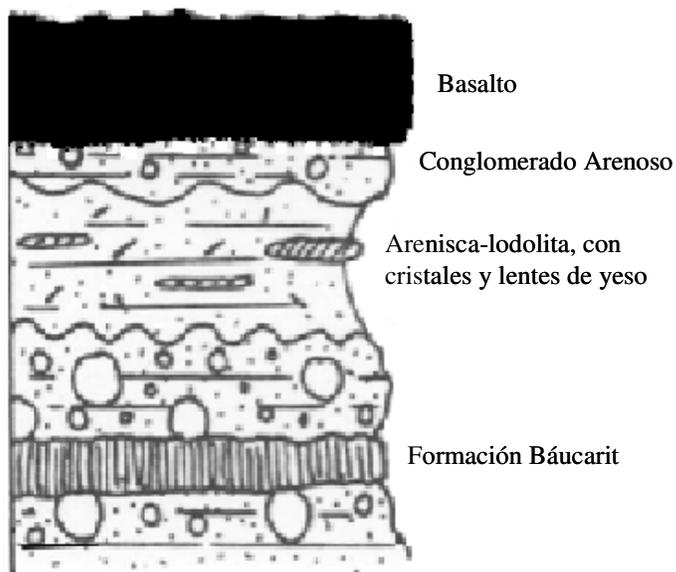


Figura III.4: Columna estratigráfica de rocas detríticas continentales neógenas (Paz- Moreno, 1987)

En las areniscas-lodolitas con cristales y lentes de yeso, las muestras recolectadas son las más ricas en palinomorfos, con polen, esporas y algas lo que revela que estos materiales fueron depositados en un ambiente lacustre, en un clima templado con vegetación riparia abundante y aún con vegetación subacuática. En cuanto a la cronoestratigrafía, probablemente este nivel sea equivalente a la parte superior del Mioceno tardío a Plioceno (Paz-Moreno, 1987).

En las muestras de gravas el material es muy escaso y mal preservado, aunque existen algunos granos de polen comunes en el nivel inferior que ocurren aquí debido al retrabajo erosivo de ese nivel. Por posición estratigráfica se concluye que este nivel estratigráfico corresponde al Plioceno temprano (Paz-Moreno, 1987).

El conjunto de sedimentos detríticos PostBáucarit se considera que fue formado en un ambiente continental como abanicos aluviales y depósitos de talud, formados por procesos erosivos de las partes altas, que generalmente delimitan a las depresiones donde se depositaron (Quintanar-Ruiz, 1985).

Respecto a los materiales más finos de limolitas rojas, los estudios palinológicos realizados en Paz-Moreno (1987) demostraron que dichas capas fueron depositadas en un ambiente lacustre. Se considera que estos paleolagos se formaron en depresiones que probablemente estaban en la parte más alejada de la fuente de origen de los materiales (parte central y oeste de la cuenca de depósito) en donde hubo acumulación de agua y sedimentos más finos en lo que ya se ha mencionado era para entonces una cuenca endorréica.

Los materiales más gruesos (gravas) que cortan a los lodos rojos corresponden a un período de rejuvenecimiento en una cuenca que se convierte en exorréica, donde se instala la red de drenaje del Río Moctezuma. Como se mencionó antes, este río corre de norte a sur por la margen oeste del bloque inferior desde entonces, por lo que se le ha asignando una edad del Plioceno.

III.5- Rocas ígneas cuaternarias

Basaltos del Malpaís de Moctezuma

Se presentan dos episodios volcánicos en el dominio bloque inferior que forman el campo basáltico de Moctezuma (Paz-Moreno, 1987), llamado “Malpaís” (Schott, 1857). Este campo volcánico presenta en primer lugar el desarrollo de eventos fisurales de basaltos toleíticos tempranos seguidos, por la erupción de lavas basálticas alcalinas a través de pequeños conos monogenéticos (Paz-Moreno, 2003).

III.5.1- Emisiones fisurales

La emisión de lavas basálticas toleíticas del primer evento, netamente fisural y efusivo, se encuentra dominado por la falla oriental que limita el semigraben de Moctezuma; son emitidas a partir de tres centros de salida ubicados sobre su borde este; los puntos de emisión se encuentran, el primero, en la base del Cerro Mogote de Corrales, de donde se emiten los flujos de lava considerados de mayor extensión aflorantes en el centro del campo, denominados “Mesa Central” (Paz-Moreno, 1987); la segunda emisión

corresponde al punto ubicado en el Cerro Tonibabi, ésta se encuentra mayormente fuera del área de estudio, al norte, pero el frente de la colada se extiende hacia el sur, hasta las inmediaciones de San Clemente de Térapa quedando representada en este sitio dentro del área de estudio. La tercera colada se emite del Llano El Capitán y nuevamente de la base del Cerro Mogote de Corrales (**Figura III.5**), y la última es la que corresponde al Llano Las Palomas. La dirección del flujo de la lava, se presenta controlada por la estructura, el basculamiento de la estructura siguiendo la pendiente del terreno. Las lavas fluyen hacia el S-SW hasta el río Moctezuma formando mesas planas (Paz-Moreno, 2003).

Por lo general son lavas tipo *pahoehoe*, mostrando sectores donde se presenta la formación de almohadillas o *pillow-lavas* (**Figura III.6**) en la base de las mismas. Las *pillow-lavas* que ocurren en la base de la mesa volcánica, se encuentran en diferentes sitios tales como, a 4.5 km al sur del poblado Moctezuma a lo largo del camino hacia Tepache; a 3.5 km al oeste del rancho Casa Grande, al este del acantilado del río Moctezuma donde el paquete de *pillow-lavas* es mayor de 15 m de espesor. Las *pillow* y los conductos vesiculares (Williams y McBirney, 1979; Goff, 1996) evidencian que las lavas toleíticas fluyeron por zonas húmedas del Río Moctezuma (Paz-Moreno, 2003) y sus afluentes (gravas pliocénicas). Otras estructuras como las columnares son comunes y particularmente visibles, dominando los valles de los ríos Tepache y Moctezuma. La presencia de tubos de lavas, crestas de presión y superficies suaves o lisas de flujos tipo *pahoehoe* indican que las lavas fueron eruptadas durante un episodio fisural fluido y voluminoso.

III.5.2- Emisiones centrales

El segundo episodio volcánico que se presenta en el dominio bloque inferior de la zona de estudio, está caracterizado por la formación de aparatos volcánicos, conos de escoria, que corresponden a puntos de emisión a partir de los cuales se extruyen flujos de lava basáltica alcalina.

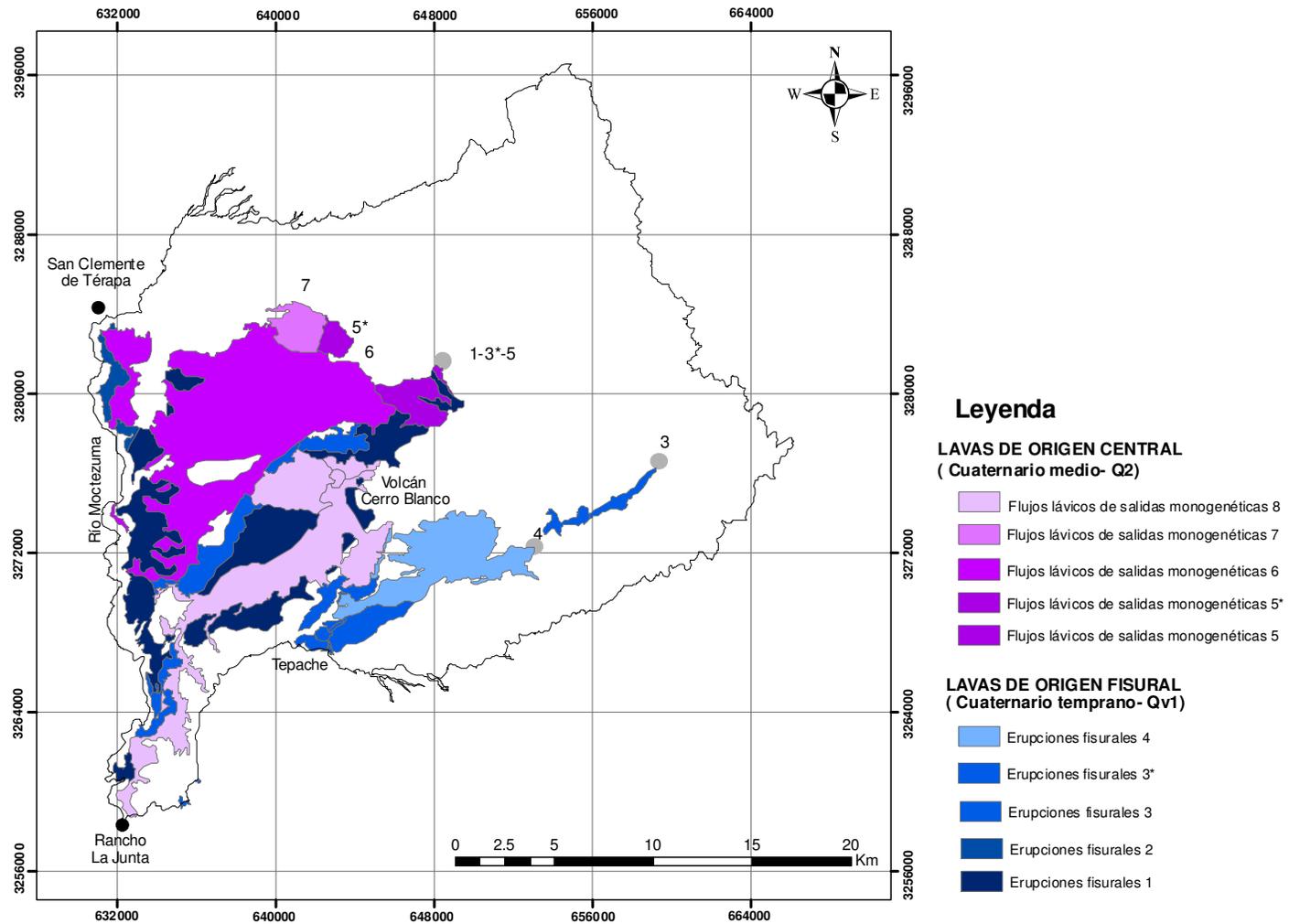


Figura III.5. Mapa de coladas cuaternarias indicando los centros de emisión y cronología, modificado de Paz-Moreno (2003).

* simultaneidad de evento volcánico

Este evento volcánico se produjo con mayor expresión en la Mesa Central del campo de Moctezuma. Consta de cinco aparatos volcánicos coalescentes que enmascaran las coladas de flujos de lava basáltica toleítica de la base, emitidos en el episodio de tipo fisural anterior a éste (Paz-Moreno, 1987).



Figura III.6. *Pillow-lavas* del derrame Tonibabi al NW del área de estudio que muestra la periferia vítrea, templada y bien definida en contraste con el núcleo mejor cristalizado.

Se dividen en dos grupos, en función de su grado de erosión y edad relativa (Paz-Moreno, 1987); el grupo más viejo formado por los volcanes que a continuación se enlistan por orden de edad, de mayor a menor, corresponden a los Cerros Mogote de Corrales y El Barril, que se suponen simultáneos en cuanto a edad; posteriormente le siguen Los Fierros y luego Villalobos. Estos se caracterizan por estar rodeados de pequeñas cantidades de escoria y lavas de tipo *pahoehoe* con desarrollo de crestas de presión. El grupo más reciente está formado por el cono de tefra del Cerro Blanco y sus coladas asociadas. El cono tiene forma de herradura abierta hacia el oeste presentando bombas, escoria, lapilli y ceniza alrededor del punto de salida. Las coladas para este último volcán son de tipo *a-a* y en menor medida aparece lava en bloques. Se distribuyen bombas volcánicas desde 6 cm hasta 1.5 m de tamaño en los flancos de 90 m de altura del cono de tipo estromboliano; esta estructura ha sido suavizada por la erosión. Los flujos de lavas de tipo *a-a* que salen del cono abierto, forman parte del malpaís Mesa Central. Hacia el

sur los flujos de lava basáltica del Cerro de Blanco se derraman como cascada desde la Mesa Central al valle del río Tepache. Esta morfología es consistente con una edad Cuaternaria reciente para ese episodio volcánico.

Los cinco puntos monogenéticos de emisión alcalina (Paz-Moreno, 2003) están concentrados en la parte central del semigraben. Los cuatro más antiguos se ubican siguiendo una alineación NW-SE, un poco hacia el este del sector central del dominio bloque inferior; el Cerro Blanco (**Figura III.7**), el más joven de los volcanes en el campo volcánico de Moctezuma, está ubicado más hacia el sur y oeste, aunque siempre dentro de la porción central del semigraben.



Figura III.7. Vista del volcán Cerro Blanco sobre la Mesa Central del Malpaís de Moctezuma, sedimentos PostBáucarit al frente, bloque superior atrás.

De las tres edades radiométricas que se determinaron en Paz-Moreno (2003) una de ellas ($22.3 \text{ Ma} \pm 0.13 \text{ Ma}$) corresponde al estadio eruptivo antecedente al emplazamiento del campo volcánico de Moctezuma. Otra muestra se tomó de una toleíta, procedente del punto de salida de Mogote de Corrales, la primer colada cuaternaria, y se obtuvo una edad de $1.7 \text{ Ma} \pm 0.4 \text{ Ma}$, que permite así datar las erupciones del campo volcánico toleítico de Moctezuma. Además, ya anteriormente Paz-Moreno (1987) con el apoyo de estudios palinológicos en los sedimentos del Neógeno, encima de los cuales descansan los basaltos fisurales, había propuesto la edad Plioceno-Cuaternario para las lavas

toleíticas. Posteriormente fue precisado con edad radiométrica Ar^{40}/Ar^{39} en 1.7 Ma (Paz-Moreno, 2003).

Como tercera muestra está la edad radiométrica tomada de las lavas alcalinas de los puntos de salida o centros de emisión monogenéticos que evidencian que son más jóvenes que los del volcanismo toleítico. Esto fue confirmado por el método K/Ar en una edad de $0.53 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ obtenida de una muestra de basalto del Cerro Blanco, representando el evento volcánico más reciente del campo volcánico de Moctezuma (Paz-Moreno *et al.*, 1986; Montigny *et al.*, 1987).

En resumen el semi-graben de Moctezuma fue formado durante la fase extensional del Mioceno temprano ($22.3 \text{ Ma} \pm 0.13 \text{ Ma}$) (Paz-Moreno, 2003). La actividad volcánica en la cuenca de Moctezuma comienza durante el Cuaternario temprano con la erupción de las lavas toleíticas por los puntos de salida localizados a lo largo de la falla que bordea el semigraben por el este. Este primer episodio volcánico (1.7 Ma) produce la morfología plana dominante del campo volcánico de los valles Moctezuma y Tepache, migrando posteriormente la actividad hacia el área central del semigraben, para construir los conos de escoria y flujos de lava alcalina asociada, marcando el fin de la actividad volcánica en el semigraben de Moctezuma ($0.53 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$). El campo basáltico de Moctezuma es una de las manifestaciones volcánicas más recientes del NW de México (Paz-Moreno, 1987).

III.6- Depósitos recientes

III.6.1- Pleistoceno

Debido a que son mínimos los estudios respecto a los sedimentos más jóvenes, en este trabajo se hace referencia a las publicaciones de tipo paleontológico por ser las únicas efectuadas sobre el tema en la región, llevadas a cabo por Mead *et al.* (2006) y Carranza y Roldán (2007). Ambos realizan trabajos sobre el Cenozoico tardío en la cuenca de Moctezuma estableciendo sus características con base en el contenido de fauna fósil del

Pleistoceno en los sedimentos.

El primero de los autores se refiere a un estudio en las cercanías de San Clemente de Térapa (al NW del área de estudio) en un depósito de río represado por lava a lo largo del Río Moctezuma en donde se obtuvieron fósiles pleistocenos y se propone que cuando las lavas Tonibabi (emisiones fisurales provenientes del norte) forman la cuenca, comienzan a depositarse los sedimentos y los fósiles. Recientemente, Mead *et al.* (2006) sugieren una edad de los depósitos de 570,000 y 310,000 años atrás, obtenida por Ar^{40}/Ar^{39} de los basaltos Tonibabi. Esta datación de la lava que creó la represa, indica que hay una deposición desde entonces.

El encierro que produjo la represa resultó en un área pantanosa de poca duración. La fauna encontrada es rica y diversa, con afinidades tropicales hoy en día y actualmente inexistentes en este ambiente o extintos. Como se había mencionado, el paquete de sedimentos de Térapa es de un grosor de 11 m de materiales de grano medio a fino, fosilíferos, depositados cuando se formó la cuenca por el flujo de las lavas Tonibabi.

En el segundo trabajo se dan a conocer resultados preliminares observados en la cuenca de Moctezuma, particularmente en San Clemente de Térapa, donde se pretende establecer su correlación estratigráfica con las faunas del Pleistoceno tardío en México y América del Norte.

Se menciona que en las inmediaciones de San Clemente de Térapa los basaltos están cubiertos por 20 m de sedimentos consistentes en limonitas, areniscas y conglomerados en la cima, y es en la parte basal de estos estratos donde se recolectaron los vertebrados fósiles estudiados. En este trabajo se relacionan los fósiles de mamíferos de San Clemente de Térapa con faunas de América del norte y del valle de México de edades entre 300,000 y 130,000 años (Pleistoceno tardío).

III.6.2- Cuaternario tardío-Holoceno

Corresponden a los depósitos aluviales más recientes ubicados en los valles, en las unidades de planicie aluvial y fluvial (el último corresponde al cauce y llanura actual) de los afluentes y cauce principal del Río Moctezuma y del Río Tepache. Además se presentan en los piedemontes más jóvenes que corresponden a los acumulativos (generales y locales) y a los piedemontes locales (acumulativos y denudativos) compuestos por aluvión y coluvión. Están constituidos por materiales que van de gravas a arenas gruesas y finas. Las características de los materiales que los componen dependen del tipo de depósito y de la fuente de suministro, mostrando diferencias en cuanto a selección y redondeamiento de los granos. Cabe aclarar que los aportes son mayormente locales con excepción de los procedentes del transporte en el tramo norte del Río Moctezuma.

CAPITULO IV

EVOLUCIÓN GEOLÓGICO-TECTÓNICA

IV.1.- Introducción

En el NW de México la historia geológica de la margen oeste americana está íntimamente ligada a la evolución geodinámica del par Continente Norteamericano-Placa del Este del Pacífico. Sin embargo, también se presenta en esta región la influencia de un mar que transgredió desde el Atlántico (**Figura IV.1**). Durante el Cretácico temprano se depositaron en una plataforma marina las rocas sedimentarias procedentes del oriente, que serían afectadas por los movimientos de subducción de la margen oeste del continente.

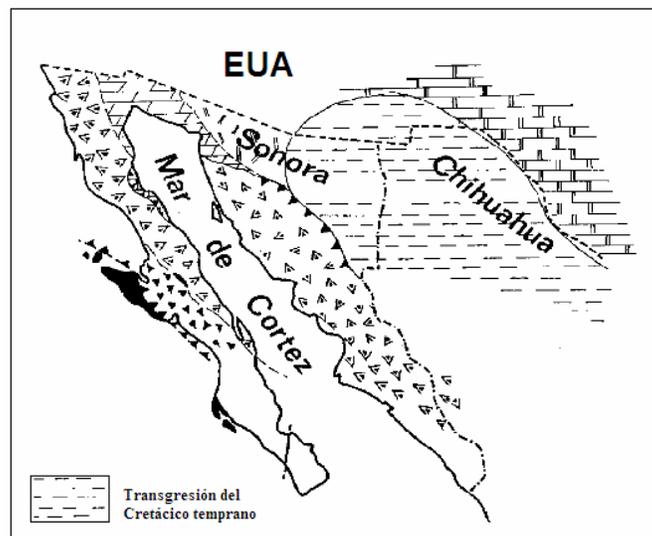


Figura IV.1: Transgresión desde el Golfo de México ancestral (Rangin, 1986).

Desde el Mesozoico, la placa Pacífica en subducción sobre el continente ha edificado la “Cordillera Oeste Americana” por acreción sobre la margen continental, generando la intrusión de los granitoides mesozoicos y la emisión de las ignimbritas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental, esta provincia silícica terciaria, que corresponde a la más grande del mundo, está constituida por un núcleo granítico cretácico cubierto por

ignimbritas oligocénicas (Montgomery-López-Blanco, 2003). Hasta aquí se tienen los acontecimientos que corresponden a la época previa a la formación de la cuenca del Río Moctezuma, que se llamará Período Antecuenca.

En un breve resumen de lo acontecido desde el Mioceno hasta el Cuaternario se puede decir, que a la vez que la Placa del Este del Pacífico deriva hacia el oeste, convergiendo con la placa de América del Norte, la Cordillera del Este del Pacífico, entra en contacto con la margen continental hace 30 Ma desapareciendo progresivamente; la subducción se interrumpe y el acoplamiento directo entre las dos placas provoca una distensión cortical (episodio de *Basin and Range*) que afecta al SW de EUA y el NW de México. La zona libre de subducción es entonces seno de un importante volcanismo que refleja una modificación progresiva de la fuente mántica del magma. Es al final de esta época que se desarrolla el volcanismo cuaternario de Moctezuma. A partir de los eventos tectónicos del Mioceno temprano se tiene la formación de la cuenca del Río Moctezuma, época que se denominará Período Cuenca.

IV.2.- Período Antecuenca (del Mesozoico al Oligoceno)

IV.2.1- Transgresión del Golfo de México

Las formaciones de edad Cretácico temprano representan los afloramientos más antiguos ubicados en el área de estudio; afloran hacia el suroriente en la porción elevada del área de estudio, dentro del dominio bloque levantado. Estas formaciones corresponden a calizas con areniscas y lutitas muy fosilíferas, datadas del Aptiano-Albiano (**Figura IV.2**), estudiadas en la zona de Lampazos (Bartolini y Herrera, 1983; González-León, 1988; Monreal y Longoria, 2000). Depositadas en la plataforma marina de un mar de procedencia atlántica (**Figura IV.1**), ya que se considera como la extensión más occidental del Golfo de México ancestral (Monreal y Longoria, 2000), o del Geosinclinal Mexicano (González-León, 1988), dentro del cual se distingue la Cuenca Bisbee (Bilodeau y Lindberg, 1983) y la Cuenca Chihuahua (Córdoba *et al.*, 1970). Aunque en principio estas formaciones carbonatadas se consideraron, por su edad, correlacionables

con el Grupo Bisbee; posteriormente (González-León, 1988) encuentra que la secuencia sedimentaria del Cretácico, por su carácter litológico carbonatado, tiene similitud y es cronológicamente correlacionable con la secuencia que aflora en Chihuahua y el norte de Coahuila, por lo que se correlaciona con el Grupo Chihuahua.

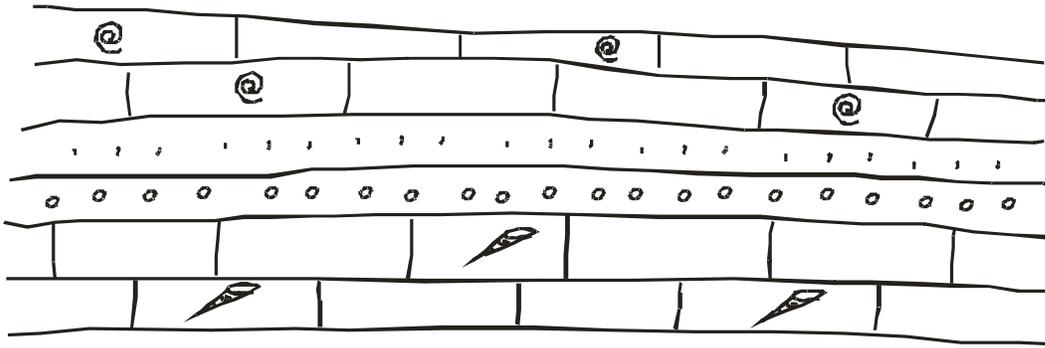


Figura IV.2: Cretácico temprano. Deposition de paquetes de calizas fosilíferas con intercalaciones de lutitas y areniscas en una plataforma marina procedente de la transgresión del Golfo de México.

Leyenda general

Esta leyenda corresponde a los esquemas del modelo de la cuenca del Río Moctezuma presentadas en este capítulo, de la figura IV.2 a la figura IV.9.

-  Volcanismo del Cuaternario
-  Gravas locales del Plioceno
-  Limonitas rojas
-  Conglomerados arenosos del Mioceno medio-tardío (Post-Báucarit)
-  Molasa endurecida con intercalaciones de basaltos del Mioceno temprano-medio (Formación Báucarit)
-  Derrames andesíticos del Terciario temprano (CVS)
-  Depósitos piroclásticos ácidos del Terciario temprano (CVS)
-  Andesitas alteradas del Cretácico tardío-Eoceno (CVI)
-  Diques ácidos del Cretácico tardío-Eoceno
-  Granodioritas y ocasionalmente gabros del Cretácico tardío-Eoceno (CVI)
-  Areniscas del Cretácico temprano
-  Lutitas del cretácico temprano
-  Calizas fosilíferas del Cretácico temprano

El estilo estructural de la deformación presente en la secuencia de Lampazos es muy similar al estilo de deformación de las rocas contemporáneas del NE de México, especialmente en la estructura del Cinturón Tectónico de Chihuahua (Monreal y Longoria, 2000). La secuencia Aptiano-Albiano de Lampazos es paleogeográfica y tectónicamente relacionable con el Cinturón Tectónico de Chihuahua y éste es considerado como la extensión más hacia el oeste del Golfo de México ancestral. Por lo que se considera que es el resultado de una transgresión global del Golfo de México ancestral hacia el Mar de México y el W-NW de México, lo que actualmente corresponde al centro y al este del Estado de Sonora. Las formaciones sedimentarias presentes en Lampazos, consideradas una referencia para caracterizar las calizas presentes en el área de Moctezuma, representan la migración al oeste de la incursión marina del Golfo de México ancestral, y las fluctuaciones en el nivel de ese mar controlaron el desarrollo e inundación final de la plataforma de carbonatos en el norte de México (Monreal y Longoria, 2000).

IV.2.2- Fase Laramídica

Las rocas carbontadas del Aptiano-Albiano son posteriormente deformadas fuertemente por la fase tectónica Laramide (**Figuras IV.3 y IV.4**) del Cretácico tardío-Paleoceno (Bartolini y Herrera, 1983), Cretácico tardío-Eoceno (González-León, 1988). En esta época en que la historia geológica de Sonora está dominada por la evolución de la margen activa del Pacífico, donde la placa Farallón se hunde bajo la placa Norteamericana, el Batolito Laramide de Sonora (Damon *et al.*, 1983) se emplaza en las calizas cretácicas (Paz-Moreno, 1992).

Las rocas ígneas intrusivas, dioritas (Paz-Moreno, 1987) y dioritas porfíricas (Bartolini y Herrera, 1983; González-León, 1988), datadas por Damon *et al.* (1983) en 59.6 Ma a 62 Ma y por Anderson *et al.* (1977) en 69 Ma, se distribuyen en el borde oriental del área de estudio en lo que corresponde al bloque superior. Estos cuerpos, que intrusionan a los sedimentos Cretácicos tempranos, corresponden al Batolito Laramídico de Sonora,

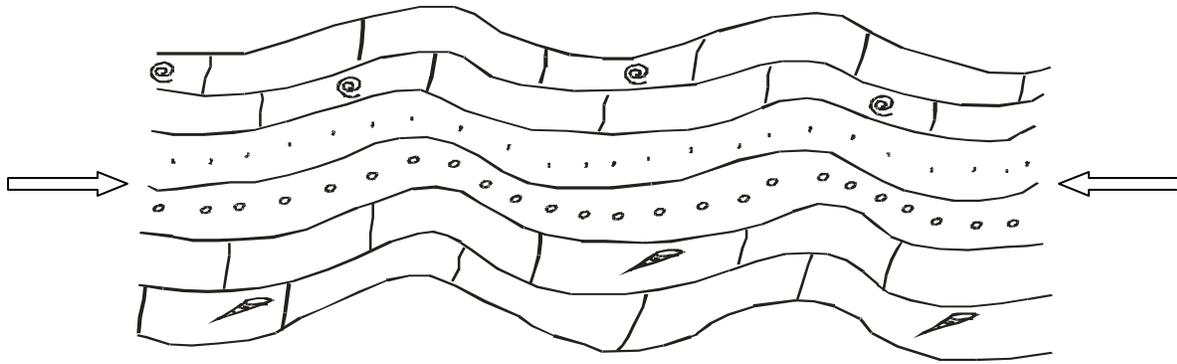


Figura IV.3: Cretácico tardío. Inicio de la deformación Laramide por efecto de subducción en la margen oeste del continente norteamericano. Convergencia de las placas Farallón y América del Norte. Ver referencias en figura IV.2.

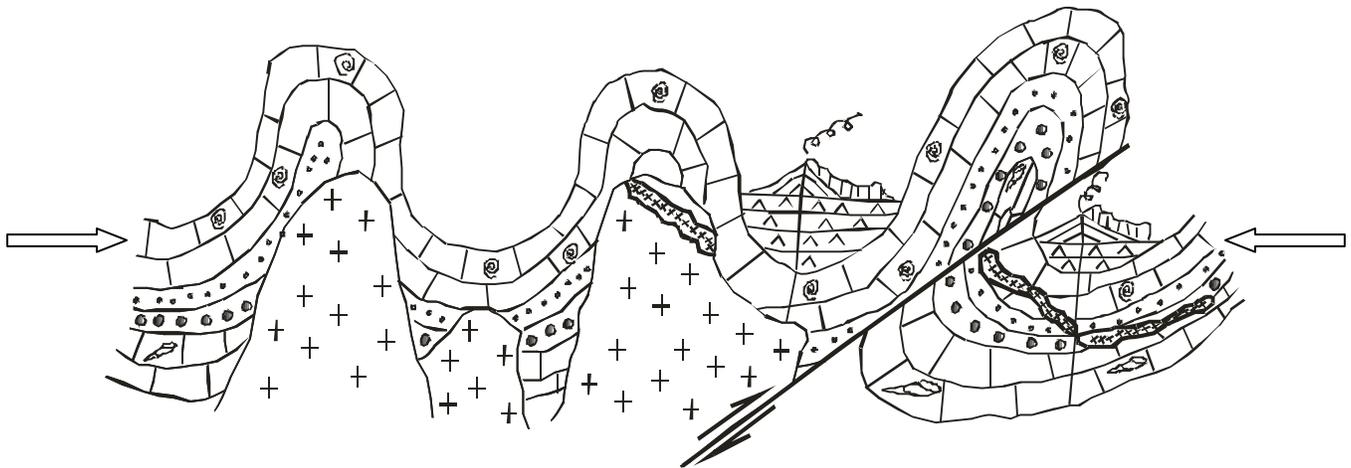


Figura. IV.4: Paleoceno-Eoceno. Como resultado de la orogénesis Laramide, muy intensa en esta región, se tienen plegamientos, fallas inversas y sobrecorrimientos, así como actividad ígnea intrusiva y volcánica asociada, sinorogénica y postorogénica (CVI). Se presentan diques cortando a los intrusivos. Ver referencias en figura IV.2 .

datado por Damon *et al.* (1983) en un intervalo de 90 a 40 Ma. Además, son considerados como parte del Complejo Volcánico Inferior (CVI), o también conocidos localmente en Sonora como Formación Tarahumara (McDowell *et al.*, 2001), compuesto por los cuerpos intrusivos mencionados y por acumulaciones de andesitas contemporáneas asociadas y afectadas por ellos (McDowell y Keiser, 1977).

Localmente los intrusivos son recubiertos en discordancia por un volcanismo andesítico calcoalcalino y por las ignimbritas que constituyen los afloramientos más occidentales

del volcanismo de edad oligocénica de la Sierra Madre Occidental, el Complejo Volcánico Superior (McDowell y Keiser, 1977). Los intrusivos y las lavas andesíticas asociadas (CVI) se preservan, en el Estado de Sonora, gracias al recubrimiento de las formaciones volcánicas oligo-miocénicas (CVS) de la Sierra Madre Occidental (Paz-Moreno, 1992). La discordancia estructural indica un potente período de erosión (**Figura IV.5**).

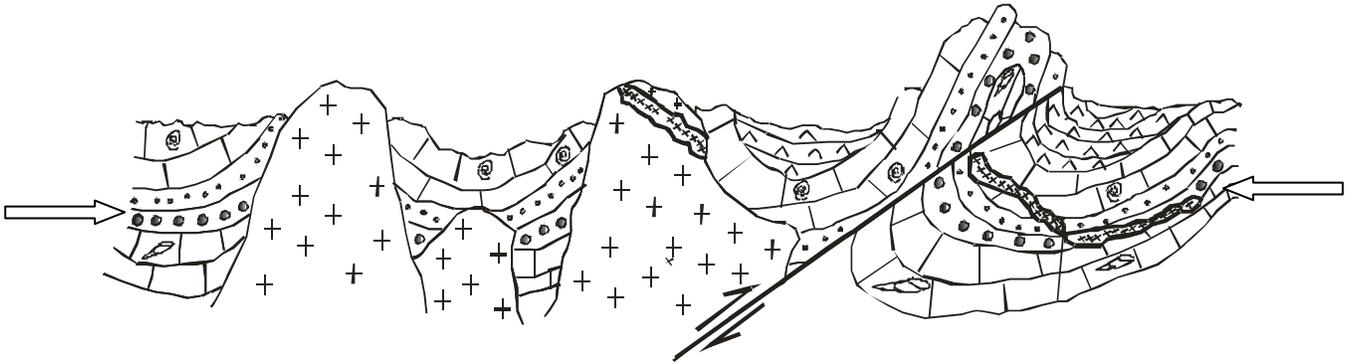


Figura. IV.5: Eoceno tardío. Se presenta un periodo de intensa erosión desde 45 a 35 Ma. que produce una discordancia angular truncando plegamientos, cuerpos intrusivos batolíticos y rocas volcánicas inclinadas y alteradas. Ver referencias en figura IV.2.

IV.2.3- De subducción a distensión

El magmatismo orogénico se presenta en el período de subducción, donde la placa Farallón converge hacia la placa de América del Norte. Durante el establecimiento del Batolito de Sonora, la subducción está en una fase de convergencia rápida (>10cm/a Coney, 1972), el continente de Norteamérica se desplaza hacia el oeste a partir de la apertura o ensanchamiento del piso oceánico del Atlántico Norte.

En esta época, donde el contexto geodinámico está profundamente modificado entre los 50 y 42 Ma (Paz-Moreno, 1992), el cambio progresivo del magmatismo del NW de México y del SW de EUA se produce con la reorientación de las placas del Pacífico y el continente norteamericano. Es a continuación de esa reorganización que se emplaza el volcanismo ignimbrítico (**Figura IV.6**) dentro todavía del período de convergencia de placas, aunque ya comienza a manifestarse simultáneamente el antecedente de la etapa de

distensión. En este punto deberá considerarse una situación de complejidad tectónica en donde podría suponerse que la placa Farallón no mostraría el mismo comportamiento en diferentes porciones de su extensión, un sector subduce con importante inclinación y otro se fragmenta en microplacas y se mueve con una convergencia de menor ángulo. Además, debido al ángulo de choque de las dos placas, se presenta la convergencia de sectores de distintos grosores y edades de la placa litosférica, por lo que también mostrarán diferente comportamiento. Entre estas posibilidades pudo producirse un “hueco” o abrirse una “ventana” en el *slab* que provoque la distensión. Estas consideraciones no son concluyentes y evidencian la necesidad de mayores estudios al respecto, a la vez que se sugiere que el período de transición de la subducción a la distensión puede durar un lapso importante en el que se va produciendo en forma simultánea actividad de convergencia y distensión (Joan Stock, 2007, comunicación personal).

La deformación que se observa a lo largo de la margen oeste del continente americano desde hace 40 Ma es el origen de la individualización de la provincia de *Basin and Range*

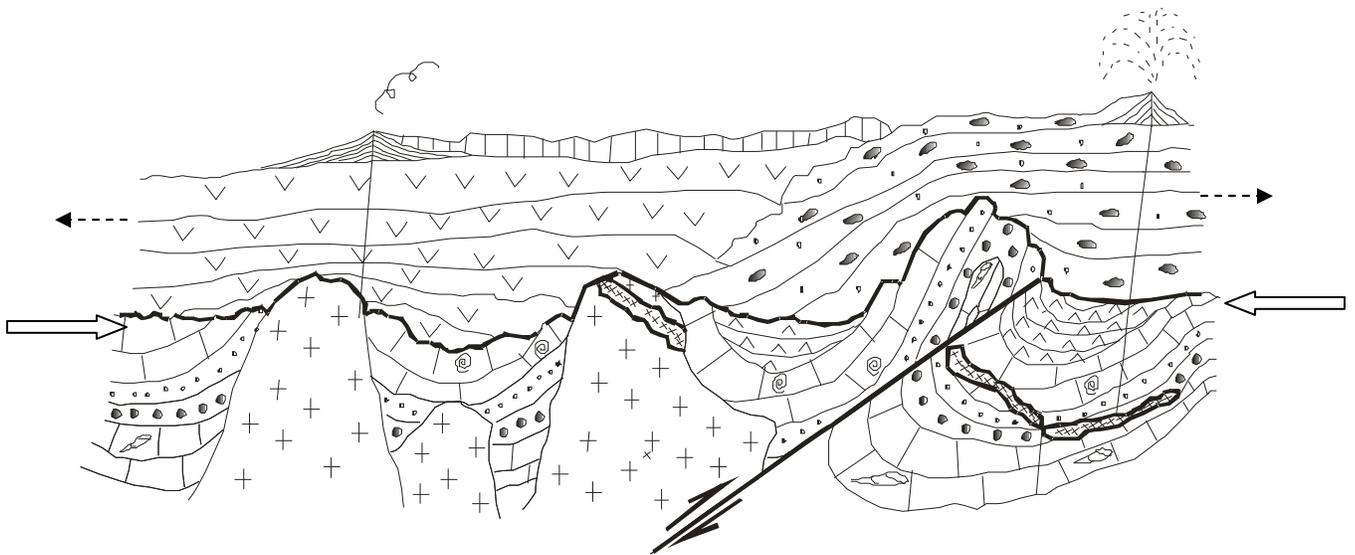


Figura. IV.6: Oligoceno temprano. Emisión de lava calcoalcalina que forma la Sierra Madre Occidental durante un intervalo de tiempo que va desde 34 a 27 Ma, aunque se supone la persistencia hasta 23 Ma. Este importante emplazamiento se presenta en un periodo de convergencia, pero considerado en el marco de una extensión cortical incipiente. Ver referencias en figura IV.2.

El ciclo magmático calcoalcalino se termina por el establecimiento, entre 40 y 35 Ma,

de un cinturón de ignimbritas como las que se observan actualmente en la Sierra Madre Occidental (250,000 km²) (Paz-Moreno, 1992). Dentro de la misma complejidad tectónica se menciona que tal volumen de ignimbritas asociadas a calderas (reconocidas por Swanson desde 1977) no se pueden emplazar más que en un contexto de extensión cortical (Paz-Moreno, 1992). Por lo que hay autores que se refieren a que el primer episodio de distensión se remonta al emplazamiento de las ignimbritas, las riolitas y los basaltos de la serie bimodal (Henry y Aranda-Gómez, 1992) que en el norte de Sonora comienza hacia los 35 Ma y termina hacia los 17 Ma. Se trata de la fase principal de la deformación debida al adelgazamiento cortical, con una tasa local de extensión, muy elevada.

Así se tiene el emplazamiento de grandes volúmenes de ignimbritas en el período de 35 y 31 Ma en el norte de la Sierra Madre Occidental (Cochemé, 1985 y Demant *et al.*, 1989); mientras que hacia los 29 Ma (Atwater, 1970) la dorsal del Pacífico oriental, que se está aproximando al continente americano, entra en contacto con él. Este acoplamiento da origen a la falla de San Andrés, al este de la península de Baja California (Spencer y Normark, 1979). A continuación se desarrolla un episodio basáltico que va a constituir una serie bimodal con las ignimbritas riolíticas, lo esencial de ese volcanismo básico se emplaza, en Sonora, entre los 30 y 17 Ma (Cochemé 1985 y Demant *et al.* 1989) y se encuentra en la parte superior de esta secuencia ígnea. Los basaltos y andesitas basálticas tienen características petrográficas y geoquímicas que las acerca a la vez a las toleítas continentales y a las andesitas calcoalcalinas (Piguet, 1987). Con el tiempo, ese volcanismo básico va a perder su huella “orogénica” (Paz-Moreno, 1992).

IV.3- Período Cuenca (Franca distensión)

IV.3.1- Las rocas detríticas neógenas

En el NW de México y el SW de EUA, la extensión continental cenozoica es conocida desde hace mucho tiempo (Carey, 1985; Thompson, 1959), ha producido una alternancia

de cuencas y de relieves orientados NW-SE o N-S, donde las fallas normales y lítricas determinan las estructuras de horst y graben o las cuencas asimétricas, por rotación de bloques. Es en este contexto que el Río Moctezuma se emplaza a lo largo del extremo occidental de una cuenca de depósito basculada hacia el oeste (Paz-Moreno, 1987).

El período de extensión del Cenozoico medio que interrumpió la mesa volcánica de la Sierra Madre Occidental en sus vertientes este y oeste, ocasiona la actual morfología de *Basin and Range* de los Estados de Sonora y Chihuahua. Este período de gran extensión NE-SW (Gans, 1997) fue responsable del desarrollo de cuencas bordeadas por el este por fallas lítricas (semigraben); Paz-Moreno (1992) considera la cuenca de Moctezuma como un semi-graben originado a partir del evento tectónico de *Basin and Range*, que comenzó en el Mioceno temprano.

Los cambios en la acumulación sedimentaria recuerdan los diferentes estados en la evolución de las cuencas de depósito. Los sedimentos más viejos son depósitos aluviales de arenosos a conglomeráticos. Estos depósitos se conocen localmente como Formación Báucarit, están frecuentemente inclinados (o basculados) y fuertemente cementados por procesos de zeolitización de baja temperatura (Cochemé *et al.*, 1988; Munich *et al.*, 1996). Se propone en este trabajo que la apertura de la “protocuenca” fue limitada en principio por fallas al este y al oeste, en la roca inicialmente dura, dentro de la cual se produce la deposición de lo que corresponde actualmente a la Formación Báucarit (**Figura IV.7**). Los afloramientos de esta molasa endurecida, ubicados en la porción centro-norte del bloque superior y al SW del área de estudio, sobre el Río Moctezuma, están separados por una franja de 25 a 30 km en línea diagonal con dirección NE-SW debido a la distensión de la cuenca. Los afloramientos de la Formación Báucarit se presentan fracturados y basculados por lo que se considera que a partir de la protocuenca continúa la distensión con rotación de los bloques desde la falla del este del área de estudio, que divide los dos grandes dominios (conformando una cuenca asimétrica o semigraben). Así también se ha producido el basculamiento de los paquetes fracturados de Báucarit, por resbalamiento, en varias direcciones (**Figura IV.8**).

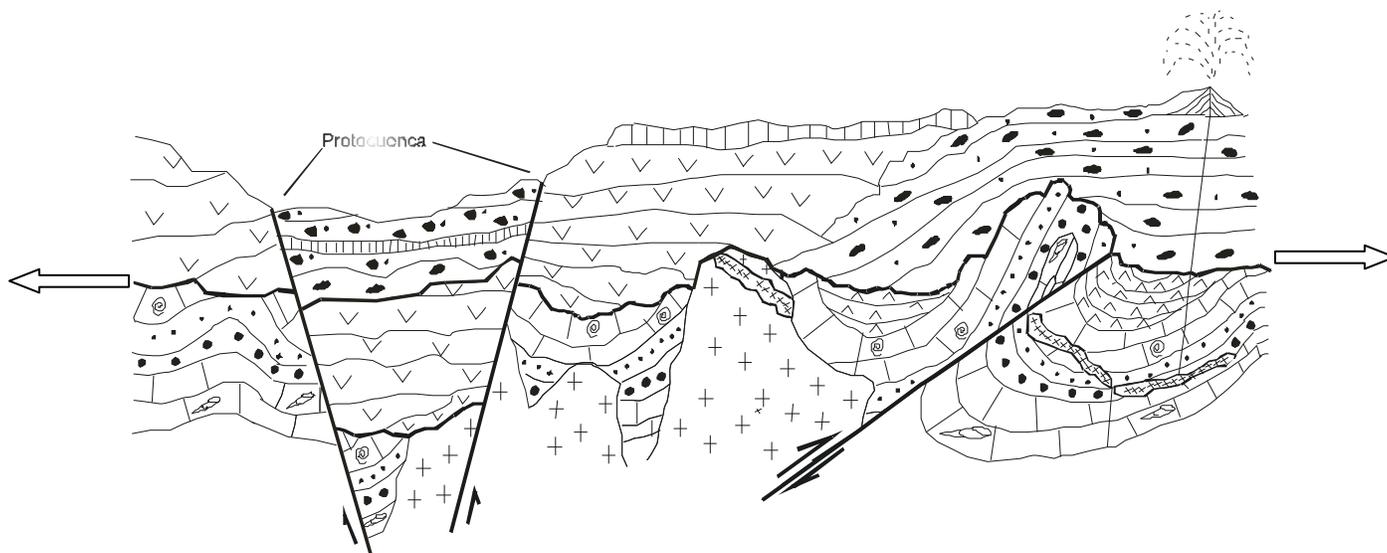


Figura. IV.7: Mioceno temprano. Fallas normales en la roca rígida del basamento forman la “protocuenca”. Deposición de la Formación Báucarit. Ver referencias en figura IV.2.

En cuanto a la edad de este paquete sedimentario, se tiene que las intercalaciones de basaltos relativamente frecuentes de la parte baja de la Formación Báucarit se relacionan cronológicamente con los abundantes basaltos de la parte norte de la Sierra Madre Occidental, de edades entre 30 y 22 Ma (Swanson y McDowell, 1984; Motigny *et al.*, 1987; Paz-Moreno, 1992). Las características químicas de estos últimos corresponden a aquellas de las toleítas continentales (Cameron *et al.*, 1989; Demant *et al.*, 1989) y el emplazamiento de esta secuencia bimodal corresponde a un episodio temprano de extensión cortical (Cochemé y Demant, 1991). Los basaltos de la base de la Formación Báucarit indican edades que están en el rango de 23-18 Ma (Demant *et al.*, 1989; Paz-Moreno 1992; Bartolini *et al.*, 1994, Gans, 1997; MacDowell *et al.*, 1997), mientras que el volcanismo post-Báucarit comienza a los 17 Ma (Damon *et al.*, 1981; Cochemé y Demant, 1991; Gans 1997; McDowell *et al.*, 1997). El episodio de extensión del Neógeno en esta parte de Sonora es del Mioceno temprano, simultáneo con la deposición de la Formación Báucarit.

En toda la provincia de Sierras y Valles en Sonora central ocurren aluviones no consolidados y depósitos de talud (Paz-Moreno, 1992; McDowell *et al.*, 1997). Estos

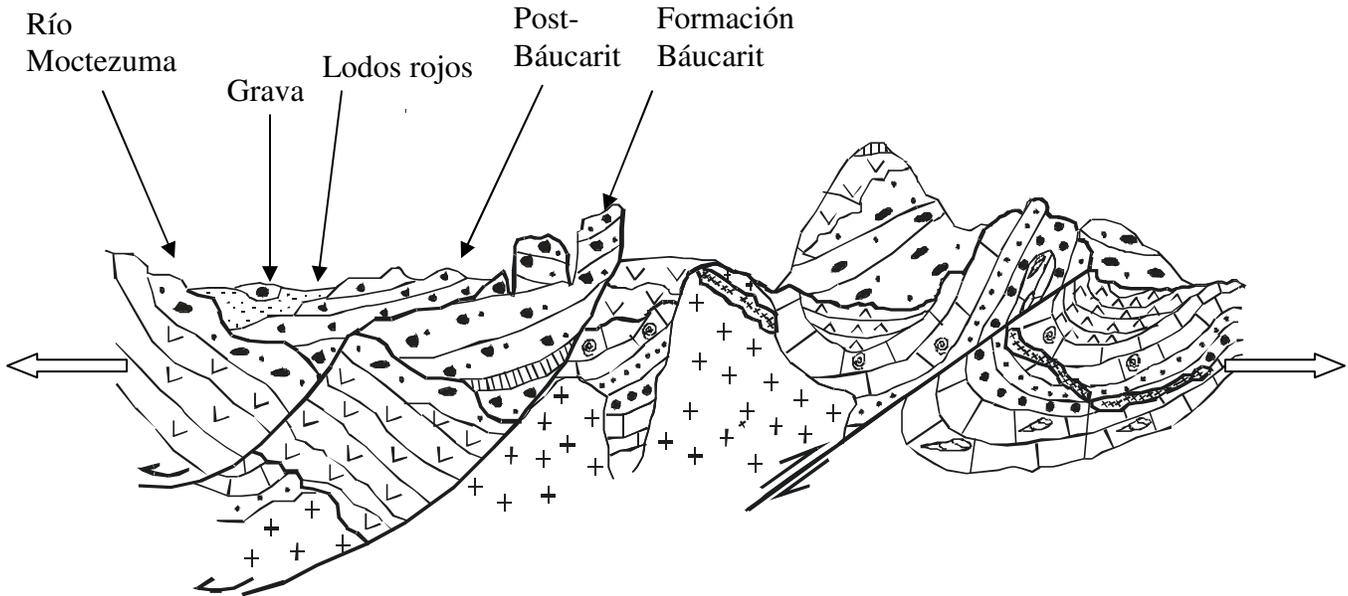


Figura. IV.8: Mioceno tardío-Plioceno. Debido al fallamiento lístrico se produce la rotación de bloques, caída o deslizamiento de paquetes de Formación Báucarit. Deposición Post-Báucarit. Deposición de lodos rojos en ambiente endorreico y deposición local de gravas (paleocauces). Formación del Río Moctezuma. Ver referencias en figura IV.2.

depósitos resultan de la extensión de este a oeste, debido a la deformación transtensional dextral relativa al acoplamiento de la península de Baja California con la placa Pacífica y la apertura progresiva del sistema de rift del Golfo de California desde los 12 Ma (Atwater, 1970; Dickinson y Zynder, 1979; Spencer y Normark, 1979; Angelier *et al.*, 1981; Atwater, 1989; Martín-Barajas *et al.*, 1995; Nagy *et al.*, 1999).

Con la continuación de la apertura de la cuenca se siguen depositando materiales provenientes de la erosión de la Formación Báucarit, por lo que presentan una composición similar a ésta, pero sin su característica típica de compactación (depósitos Post-Báucarit del Mioceno medio a tardío). Hacia la porción centro-oeste, en la zona más baja de la cuenca de depósito, se acumulan materiales de ambiente lacustre de grano fino con intercalaciones de evaporitas, en lo que corresponde a un ambiente endorreico, evidenciando un período de relativa estabilidad tectónica, en donde es posible que se

depositen los lodos rojos del Mioceno tardío al Plioceno. Una posterior reactivación de la misma se traduce en un recorte de estos sedimentos lacustres y deposición de otros más gruesos, evidenciados por las gravas del Plioceno, que se encuentran en el área de estudio en los cauces que comienzan a organizarse y que irán a confluír al oeste de la cuenca, dando lugar a la formación del Río Moctezuma.

IV.3.2- El volcanismo cuaternario

La morfología actual de *Basin and Range* es debida a la segunda fase de esta tectónica, datada de 13 a 10 Ma en el sur de EUA, esta fase produce fallas normales de fuerte pendiente que imitan el recorte actual del paisaje en cuencas y relieves orientados, en forma agreste, de N a S. Las tasas de extensión son muy débiles (de 5 a 10% por Thompson, 1959; Stewart, 1980). Esta fase está asociada a un volcanismo basáltico. Para Estados Unidos este régimen tectónico más joven, que comenzó en el Plioceno temprano y está todavía activo (Colletta *et al.*, 1984), es probablemente el causante de la reactivación de fallas antiguas del *Basin and Range* (Dubois y Smith, 1980). En el área es aplicable a la gran falla y conjunto de otras menores asociadas que dividen la zona de estudio en los dos grandes dominios, bloque superior e inferior, estructura que sirvió de conducto para que se extruyera sobre los depósitos conglomeráticos (materiales Post-Báucarit) y arenolimosos (lodos rojos), el Malpaís basáltico de Moctezuma (Paz-Moreno, 1987). El término “Malpaís” es aplicado exclusivamente a las mesas, lomas o cualquier plataforma elevada constituida por rocas ígneas, principalmente basalto o un *trapp* vesicular o compacto (Schott, 1857). Este término fue citado en uno de los primeros planos geográficos de Sonora por Juan Nentvig.

A partir de la gran falla normal del este del semigraben se tiene puntos de salida de cuatro diferentes emisiones fisurales y en una línea paralela a la anterior en posición más central, se ubican los puntos de salida de las emisiones centrales del Cerro Mogote de Corrales, Barril, Fierros y Villalobos. Las últimas coladas de tipo central, las de Cerro Blanco tiene una ubicación todavía más hacia el centro del dominio bloque inferior. Lo que hace suponer que migran los centros de generación de estos magmas (**Figura IV.9**).

La presencia de depósitos de abanicos aluviales, posteriores a los basaltos cuaternarios demuestra que en la región de Moctezuma todavía están activas fallas con movimiento vertical, debido a lo cual la margen este del semigraben de Moctezuma corresponde a un borde tectónicamente activo de la Sierra Madre Occidental (Paz-Moreno, 2003). La mesa basáltica como relieve inverso, queda aislada de las áreas montañosas ubicadas al este y SE de la cuenca tectónica por franjas de piedemonte que se forman por coalescencia de abanicos aluviales al pie de estos bloques altos, que bordean la cuenca al oriente y suroriente.

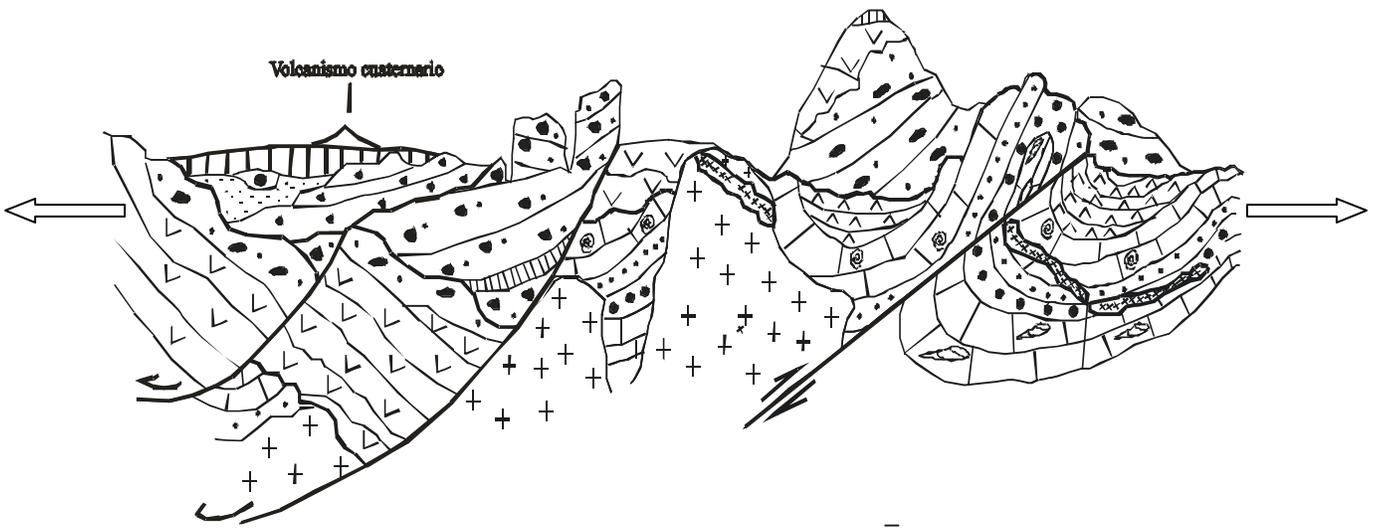


Figura. IV.9: Cuaternario. Emisiones volcánicas, formación de la mesa basáltica del Malpaís volcánico de Moctezuma. Ver referencias en figura IV.2.

CAPÍTULO V

MORFOGÉNESIS

V.1- Introducción

El mapa morfogenético del valle del Río Moctezuma, realizado a partir de la fotointerpretación a escala 1:50,000 de veinte fotos, muestra una cantidad total de 4,622 polígonos, que corresponden a unidades morfogenéticas diferenciadas por morfología, morfometría (**Tabla V.1**), edad relativa, litología, origen general y específico. El resultado fue de 201 unidades diferentes encontradas en los cuatro principales tipos morfológicos que son: Laderas de montaña, Lomeríos, Piedemontes y Planicies, con 71, 107, 17 y 6 unidades de cada tipo, respectivamente. Estas unidades están agrupadas en diez grandes bloques que corresponden a los sistemas morfogenéticos. Los sistemas, a su vez, se agrupan dentro de los dos dominios mayores en los que está dividida el área de estudio, bloque superior e inferior.

Los tipos de relieve con mayor cantidad de unidades corresponden a ladera montañosa y lomerío. Los lomeríos son los mayores en número de unidades y ocupan más superficie en el área de estudio, seguidos muy de cerca en cuanto a área que ocupan, por las laderas de montaña. Las últimas se circunscriben al dominio bloque superior únicamente y están representadas por rocas del Cretácico temprano al Mioceno medio y tardío. Los lomeríos se encuentran en ambos dominios aunque su mayor extensión se presenta en el bloque inferior, en donde están representados principalmente por las elevaciones de materiales volcánicos cuaternarios y en menor medida por rocas sedimentarias del Mioceno medio a tardío. En tercer lugar están los piedemontes cubriendo mayores áreas en el dominio bloque inferior, localizados en los bordes de las unidades de coladas volcánicas; en el bloque superior sólo se presentan como elementos locales, al pie de las diferentes elevaciones. Por último, las planicies que ocupan áreas muy pequeñas se evidencian en las unidades limítrofes, al oeste, norte y sur del área de estudio, siguiendo las principales alineaciones estructurales N-S y NW-SE; la planicie con mayor extensión se observa en

la planicie aluvial del río Tepache que atraviesa el área en la última dirección mencionada.

Tabla V.1: Alturas relativas por microbloques. Tipos de relieve; LM: ladera montañosa, Lo: lomerío, Pm: piedemonte, Pla: planicie; subdivididos por posición topográfica en; a: alta, m: media y b: baja.

Bloque	Altitud Máxima	Altitud Mínima	Diferencia Altitudinal	Tipo y Clase de Relieve
1	1440	1077	363	LMb
2	1740	1112	528	LMm
3	1520	1000	460	LMm
4	1200	1080	120	Lom
5	1300	980	320	LMb
6	1200	1019	181	Loa
7	1200	1009	191	Loa
8	1200	1060	140	Lom
9	1240	1108	132	Lom
10	1200	1080	120	Lom
11	1320	1040	280	LMb
12	1240	950	290	LMb
13	1450	920	530	LMm
14	1520	880	640	LMa
15	1720	826	894	LMa
16	1540	1082	458	LMm
17	1140	850	290	LMb
18	1160	850	310	LMb
19	1240	835	405	LMm
20	1220	796	424	LMm
22	1400	840	560	LMm
23	1100	859	241	LMb
24	1120	670	450	LMm
25	1120	619	501	LMm
26	1060	780	280	LMb
27	1040	839	201	LMb
28	980	828	152	Loa
29	1140	757	383	LMb
30	940	826	114	Lom
31	960	797	163	Loa
32	1160	776	384	LMb
33	980	800	180	Loa
34	900	735	165	Loa
35	860	658	202	LMb
36	753	597	156	Loa
37	680	608	72	Lob
38	790	688	102	Lom
39	816	757	59	Lob
40	815	700	115	Lom

41	940	722	218	LMb
42	820	700	120	Lom
43	840	740	100	Lom
44	804	710	94	Lob
45	860	740	120	Lom
46	900	760	140	Lom
47	960	745	185	Loa
48	1060	776	284	LMb
49	940	745	145	Lom
50	960	648	312	LMb
51	1060	660	400	LMm
52	1160	619	541	LMm
53	1240	883	357	LMb
54	1120	935	185	Loa
55	1080	860	220	LMb
56	1040	800	240	LMb
57	1100	818	282	LMb
58	1180	830	350	LMb
59	920	757	163	Lom
60	960	662	298	LMm
61	700	660	40	Pla
62	820	738	82	Lob
63	800	745	55	Lob
64	740	610	130	Lom
65	628	601	27	Lob
66	688	602	86	Lob
67	840	746	94	Lob
68	747	679	68	Lob
69	760	641	119	Lom
70	760	697	63	Lob
71	820	720	100	Lom
72	940	739	201	LMb
73	1080	796	284	LMb
74	1140	820	320	LMb
75	1108	870	238	LMb
76	1400	1000	400	LMm
77	1220	950	270	LMb
78	1075	975	100	Lom
79	1160	977	183	Loa
80	1140	1020	120	Lom
81	1360	950	410	LMm
82	1180	1040	140	Lom
83	1300	1097	203	LMb
84	1268	1095	173	Loa
85	1180	1027	153	Loa
86	1600	940	660	LMa
87	1540	1080	460	LMm
88	1460	1180	280	LMb
89	1300	1098	202	LMb
90	1340	1174	166	Loa

91	1560	1198	362	LMb
92	1500	1020	480	LMm
93	1400	1180	220	LMb
94	1420	1256	164	Loa
95	1320	1093	227	LMb
96	1520	1199	321	LMb
97	1420	1120	300	LMa
98	1640	1200	440	LMm
99	1240	1060	180	Loa
100	1280	1091	189	Loa
101	1420	1120	300	LMb
102	1600	960	640	LMa
103	1340	875	465	LMm
104	1200	915	285	LMb
105	1220	965	255	LMb
106	1340	948	392	LMb
107	1020	819	201	LMb
108	1060	875	185	Loa
109	1040	792	248	LMb
110	1120	760	360	LMb
111	1000	757	243	LMb
112	1000	735	265	LMb
113	882	765	117	Lom
114	840	650	190	Loa
115	860	680	180	Loa
116	725	590	135	Lom
117	650	580	70	Pm
118	760	626	134	Lom
119	749	615	134	Lom
120	692	538	134	Lom
121	580	520	60	Pla
122	600	485	115	Lom
123	600	482	118	Lom
124	613	492	121	Lom
125	940	775	165	Loa
126	1280	845	435	LMm
127	1580	880	700	LMa
128	1720	1020	700	LMa
129	1460	950	500	LMm
130	1522	860	662	LMa

V.2- Sistemas morfogenéticos

Se reconocieron los principales sistemas del relieve o sistemas morfogenéticos, delimitados como grandes tipos morfológicos definidos por extensión, morfología, altura

y a través del reconocimiento de las grandes estructuras geológicas; resultando diez grandes unidades o sistemas morfo-genéticos, nombrados por rasgos geográficos (localidades y elementos del relieve): 1. Sistemas Peñascos Jusudupachi, 2.-Sistema Sobai Satechic, 3. Sistema Cerro Benjamín, 4. Sistema Cerro El Salitral, 5. Sistema Cerro Montecristo, 6. Sistema Sierra Las Guijas, 7. Sistema San Clemente de Térapa, 8. Sistema Mesa Central, 9. Sistema Llano Las Palomas y 10. Sistema La Junta (**Figura V.1**).

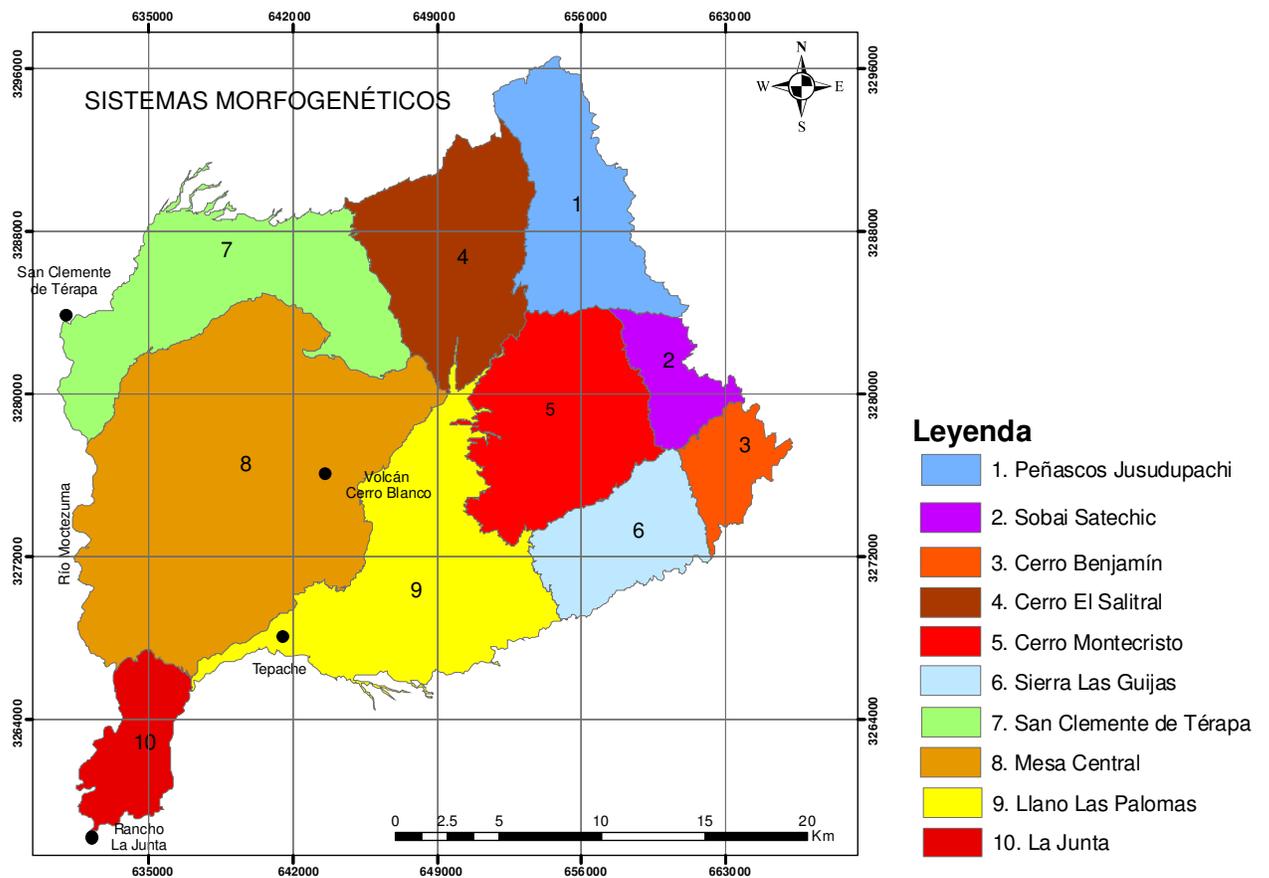


Figura V.1. Sistemas morfo-genéticos que corresponden a grandes tipos morfológicos delimitados por extensión, morfología, altura y elementos estructurales. Los nombres de los sistemas corresponden a rasgos geográficos. En los sistemas del 1 al 6 predominan los relieves de origen endógeno: en el 1, laderas montañosas (LM) volcánicas, intrusivas y estructurales; en el 2, LM y lomeríos (Lo) volcánicos e intrusivos; en el 3, LM y Lo volcánicos, intrusivos y estructurales; en el 4, LM y Lo volcánicos e intrusivos; en el 5, LM y Lo estructurales; en el 6, LM estructural y volcánica. En los sistemas 7 y 9 predominan los relieves de origen exógeno: piedemontes denudativos y acumulativos. En los sistemas 8 y 10, dominan los de origen endógeno: Lo volcánico y Lo volcánico y estructural respectivamente.

Los primeros seis sistemas, están representados en el dominio bloque superior con valores de 800 a 1,740 m de altitud. Las unidades morfogénicas aquí representadas son todas de origen endógeno modelado: estructural (plegado, tectónico y monoclinal), intrusivo y volcánico; están dentro de las unidades más antiguas con edad del Cretácico temprano al Terciario medio. Los cuatro últimos sistemas (7 al 10) se encuentran dentro del dominio bloque inferior al occidente del área de estudio, con altitud de 460 a 800 m. Presentan unidades morfogénicas de origen endógeno modelado estructural (tectónico y monoclinal) y volcánico del Terciario temprano, como un caso excepcional sólo en determinadas porciones marginales del dominio bloque inferior; en cambio muestra predominio de unidades de origen endógeno volcánico, así como exógeno acumulativo y denudativo, relativamente más jóvenes, del Mio-Plioceno a la actualidad. Localmente también se observan en estos sistemas unidades de origen mixto (volcánico-aluvial). Corresponde hacer una mención especial sobre el décimo sistema morfogénico, ya que aun cuando está considerado dentro del dominio bloque inferior, en su extremo sur pone en contacto, a través de falla, las unidades neógenas con las terciarias, aquí se propone en el modelo tectónico que las fallas lístricas secundarias, de trazo más central u occidental en la cuenca tectónica, levantan unidades y permiten afloramientos terciarios antiguos, como las volcánicas terciarias tempranas, que afloran al SW del área de estudio. (**Figura V.2**)

Los sistemas morfogénicos muestran un diseño o patrón morfológico que a escala del área de estudio corresponden al observado en el Estado de Sonora a escala regional. Así se tiene que la morfología actual del Estado se genera como consecuencia de la actividad tectónica de Sierras y Valles (*Basin and Range*), en la que la tasa de extensión de las fosas tectónicas aumenta de este a oeste. En el área de estudio los límites de los sistemas morfogénicos siguen alineaciones NNW-SSE y ENE-WSW y la dimensión transversal (de ENE-WSW) de los sistemas es menor en los orientales y va aumentando progresivamente hacia el occidente. Los sistemas de la porción oriental (1, 2 y 3) tienen dimensiones trasversales (medidos siguiendo una dirección ENE-WSW) de entre 2 y 4 km, los del centro miden aproximadamente 8 km y los del lado oeste llegan a tener una dimensión de más de 19 km.

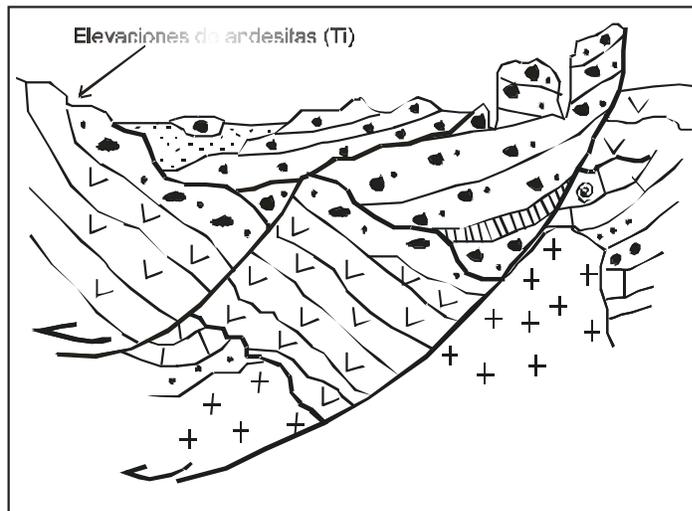


Figura V.2. Gráfico que indica levantamiento tectónico de los afloramientos de andesitas terciarias que ocurren a SW del área de estudio, como las rocas más antiguas presentes en el dominio bloque inferior. Ver referencias en figura IV.2 de página 70.

V.2.1- Sistemas del dominio bloque superior

En este dominio se dividieron seis sistemas de la siguiente manera: sobre la franja oriental se localizan de norte a sur los sistemas 1, 2 y 3; hacia el oeste se tiene otra vez de norte a sur los sistemas 4, 5 y 6. Los contactos litológicos que se expresan en los límites de las unidades morfológicas, como es característico en toda el área del bloque superior, están fuertemente controlados por las estructuras de falla de tipo *Basin and Range*. Se presentan en estos sistemas unidades de ladera montañosa y lomerío con el desarrollo de piedemontes locales, que son mayormente denudativos, indicando el movimiento vertical de los bloques debido a la actividad tectónica así como delgadas planicies aluviales que corren por fallas y fracturas.

Las mayores extensiones de los ambientes marinos de plataforma del Cretácico temprano posteriormente deformados por plegamiento en el Cretácico tardío se tienen representadas al SE del área de estudio, en lo que corresponde a los sistemas Sobai Satechic (2), Cerro Benjamín (3) y Sierra Las Guijas (6); en el sistema Cerro

Montecristo (5) también se presentan rocas del Cretácico marino al este en contacto con el sistema 2 y al sur con el sistema 6. En los cuatro sistemas se observan determinadas áreas con una morfología más baja y con un diseño de drenaje más denso, que coincide con las calizas recristalizadas por metamorfismo de contacto. Están expuestas alrededor de los intrusivos de los cerros El Orisón y Piedras de Amolar.

En los sistemas mencionados (2, 3, 6 y borde este y sur del 5) también se presentan áreas menores de intrusión Laramide y otras, donde las dos litologías mencionadas, sedimentarias del Cretácico temprano y magmáticas del Cretácico tardío-Terciario temprano, están cubiertas por los materiales provenientes de la actividad volcánica terciaria. Respecto al resto del sistema 5 se observan otros elementos que se retomarán más adelante.

Al norte del dominio bloque superior, en los sistemas Peñasco Jusudupachi (1) y Cerro El Salitral (4), existe el dominio de dos tipos de ambientes geológicos: al primero lo constituyen las rocas intrusivas laramídicas exhumadas por erosión (superficies cumbrales y laderas) y el segundo ambiente corresponde a derrames y/o depósitos piroclásticos volcánicos terciarios. Respecto a la relación entre estos dos ambientes geológicos se observa que puede ser: *a.* Las emisiones volcánicas terciarias bordean a las mencionadas superficies intrusivas laramídicas por acumulación alrededor de sus límites topográficamente más bajos; *b.* Las cubren totalmente y sólo aparecen las rocas intrusivas por disección, en la parte inferior de las laderas de las unidades como piedemonte erosivo o; *c.* Los derrames y depósitos piroclásticos volcánicos se manifiestan como elementos residuales encima de las amplias superficies de granodioritas.

Respecto a la distribución de las rocas volcánicas terciarias se tiene, en esta mitad norte de los sistemas 1 y 4, que los derrames de andesitas conforman un gran macizo donde se encuentran las mayores elevaciones como el Cerro La Cieneguita, Las Cuatas y La Aguja Colorada; aquí el piedemonte local así como las planicies, son muy restringidas, siguiendo las estructuras preferentes en dirección N-S, NE-SW y E-W. También se tiene la presencia de diques que cortan a los intrusivos en el norte del sistema 1, de

dimensiones pequeñas y presunta generación postlaramide, posterior a la actividad intrusiva y anterior a la actividad volcánica del Terciario; ya que se presentan en disyunciones E-W de las granodioritas, pero no afectan a las rocas volcánicas posteriores.

En la mitad sur de estos sistemas (1 y 4) se presentan elevaciones que corresponden a depósitos piroclásticos ácidos que en estas áreas se observan muy estratificados y de fuerte inclinación, como la Sierra La Polvareda y Los Cochis; en el caso de La Sierrita además parecen estar por debajo de los derrames andesíticos. Por otro lado en la porción sur de los sistemas 1 y 4 se tienen sitios con laderas montañosas y lomeríos medios, (Peñascos Judusúpachi y Trastumbador) de materiales sedimentarios del Terciario medio (Mioceno temprano a medio) que corresponden a la deposición de la que fuera la protocuena; aquí es donde se presenta la Formación Báucarit, considerada como un depósito continental constituido por areniscas, conglomerados y arcillas, producto de la erosión que rellenó los valles formados por fallamiento distensivo. Así también afloran en el sistema más occidental (4) de los dos nombrados, rocas sedimentarias del Mioceno medio y tardío provenientes de la erosión de las anteriores, que constituyeron depósitos de abanico aluvial relacionados con la estructura de falla oriental que separa los ambientes bloque superior e inferior. Éstos últimos (PostBáucarit) muestran menor compactación y una morfología redondeada, a diferencia de las anteriores (Báucarit) muy compactadas, fracturadas y con importantes escarpes verticales (**Figuras V.3 y V.4**).

En el sector sur de estos dos sistemas (1 y 4), y principalmente en el más occidental (4), existe un mayor desarrollo de piedemonte, ya con características de piedemontes generales por su extensión, modelados por una red de drenaje que corre de NNE-SSW y que alimentará al Río Tepache, con planicies aluviales que muestran menor profundidad en la disección y comienzan a ampliar su dimensión transversal respecto a las del norte. Estas son características observables en la parte central y occidental del bloque superior, así como se presentan al sur del sistema 4, también se extienden al norte del 5.

El sistema Cerro Montecristo (5), ubicado en la porción central del dominio bloque superior del área de estudio, es un sistema complejo, donde al este del mismo se reúnen



Figura V.3. (arriba) Morfología típica de la Formación Báucarit, con importantes escarpes verticales y planicie fluvial del Río Moctezuma.

Figura V.4. (abajo) Morfología suave y redondeada característica de los materiales PostBáucarit.



elevaciones importantes como el cerro compuesto de flujos volcánicos andesíticos terciarios que le da nombre. Esta es la elevación mayor, de un relieve compuesto por un conjunto de rocas volcánicas terciarias, en donde se superponen los depósitos piroclásticos ácidos estratificados con buzamiento local hacia el NE, a los flujos volcánicos, a la inversa que al norte del dominio. Además se presentan, como se mencionó, menores afloramientos de intrusivos, áreas calcáreas cretácicas que corresponden a la parte norte de la Sierra Las Guijas, algunas con recristalización.

Cambiando drásticamente por definición estructural, en la porción occidental del sistema 5 se presentan rocas sedimentarias del Mioceno temprano a medio (sedimentos continentales de protocuenca) que en este sitio no muestran escarpes sino que están muy trabajados por erosión, constituyendo lomeríos bajos, así como ambientes sedimentarios miocénicos medios a tardíos, provenientes de erosión y acumulación a partir de los anteriores, con morfología redondeada y drenaje dendrítico. Por otro lado se desarrollan extensiones de piedemontes generales con cursos de agua de planicies amplias que se dirigen (ENE-WSW) a confluir en el Río Tepache.

Cabe mencionar que en este dominio se tiene en el límite SW del sistema Cerro Montecristo (5) y NW del Sierra Las Guijas (6), una franja que corresponde a una dirección estructural en donde se presentan lomerío de rocas volcánicas cuaternarias y piedemontes mixtos volcánico-aluviales que se extiende desde el punto de salida del Llano El Capitán hasta el valle donde toma dimensiones mayores. Estas unidades son la excepción en el dominio superior.

V.2.2- Sistemas del dominio bloque inferior

El contacto entre los sistemas del dominio anterior y de éste es por falla, corresponde a la gran estructura de fallamiento normal que limita la cuenca de depósito formada a partir de los eventos de *Basin and Range* del Terciario medio. Se tiene en este dominio cuatro sistemas que se numeran de norte a sur en 7, 8, 9 y 10 (**Figura V.1**). Aquí se presentan unidades de elevaciones menores, únicamente como lomeríos; importantes extensiones de

piedemontes generales y planicies con desarrollo de llanuras de inundación y terrazas en las que se observa uso de suelo para agricultura.

El sistema número 7 es llamado San Clemente de Térapa por la ubicación al NW del poblado de este nombre, en las inmediaciones del cual se han estudiado y datado fósiles pleistocénicos (Mead *et al.*, 2006). Este sistema está representado mayormente por piedemontes generales en mayor proporción denudativos, con áreas aisladas de la erosión formando superficies cumbrales y con dirección de la pendiente ENE-WSW. Están ubicados en el sector norte del sistema. Por otro lado, al SW y SE del sistema se presentan piedemontes acumulativos cronológicamente posteriores, con dirección de la pendiente NE-SW. Están surcados por planicies aluviales bien desarrolladas con terrazas aluviales y áreas de cultivos que drenan a través del piedemonte y que en su mayoría abastecen la cuenca del Río Moctezuma. Con la excepción del sector SE del sistema 7, donde se presenta otro piedemonte de tipo denudativo, de laderas cóncavas, que drena hacia SE con cursos de agua que van a formar parte de los afluentes del río Tepache. Este último es el más joven.

Se observan sectores de dimensiones relativamente menores hacia el oriente, de elevaciones sedimentarias del Mioceno medio y tardío con morfología redondeada que corresponde a la deposición de los primeros abanicos aluviales formados a partir de la gran falla distensiva del este de la cuenca del Río Moctezuma (sedimentación PostBáucarit) posteriormente denudados y convertidos en lomeríos.

Por otro lado, hacia el occidente se tienen lomeríos, igualmente de dimensiones reducidas, lo que corresponde a la parte frontal de los flujos volcánicos cuaternarios de diferentes tiempos y puntos de salida; así se tienen diminutos sectores de superficies cumbrales de los primeros basaltos fisurales que pertenecían a la Mesa Central, ahora aisladas por erosión y rodeados por piedemonte; además se presentan las segundas emisiones volcánicas fisurales provenientes del norte (Cerro Tonibabi), el único sector en donde se observan estas manifestaciones en el área de estudio; finalmente se tiene también la prolongación más occidental de los derrames centrales procedentes del Cerro

Los Fierros, que son posteriores a las ya mencionadas. Encima de este sector distal de las coladas del Cerro Los Fierros se forman planicies mixtas volcánico-aluviales por obstrucción del drenaje que se organiza para desaguar al cauce del Río Moctezuma. En el límite oeste de este sistema, como en los demás del dominio bloque inferior, a partir de las superficies cumbrales basálticas, se tiene un escarpe que culmina en la planicie fluvial, con algunas terrazas apenas evidentes, del Río Moctezuma que corre con dirección N-S.

El sistema Mesa Central, número 8, es una gran estructura volcánica plana, ubicada topográficamente más alta en relación con las demás unidades del dominio bloque inferior, por efecto de inversión del relieve, ya que se considera que al momento de la extrusión de las coladas cuaternarias esta área correspondía al fondo del valle. Está delimitada respecto a los sistemas vecinos casi totalmente por escarpes, desarrollados por acción del drenaje que es controlado por el basculamiento hacia el oeste y SW del piso del dominio bloque inferior, y en función de la competencia diferente de los materiales sedimentarios del piedemonte y volcánicos del Malpaís de Moctezuma. Los dos ríos más importantes del área de estudio bordean la mesa volcánica, se ubican en los límites oeste y SE del sistema, el Moctezuma y el Tepache respectivamente.

En este sistema se presenta la mayor extensión de manifestaciones volcánicas, tanto fisurales como centrales cuaternarias de la cuenca del Río Moctezuma. Están representadas aquí la mayoría de ellas, con excepción de las que fluyen al SE del río Tepache, en un sector topográficamente más bajo. Sobre esta superficie se observan los cinco puntos de emisión centrales, que en orden cronológico proceden de *a.* los Cerros El Barril y Mogote de Corrales, *b.* Cerro Los Fierros, *c.* Cerro Villalobos y *d.* Cerro Blanco, el último en muy buenas condiciones en cuanto a su forma, mostrando la geometría característica de cono volcánico; también uno de los puntos de emisión de tipo fisural, el que abasteció a las emisiones de la Mesa Central, ubicado en la base del Cerro Mogote de Corrales.

Además se observan en su superficie elementos morfológicos relacionados con la actividad volcánica allí desarrollada y la actividad erosiva fluvial que la afectó posteriormente, tales como crestas de presión o túmulos (**Figura V.5**); se ven también los tipo de derrames: *pahoehoe* y *a-a* (**Figura V.6**); las rizaduras de corrientes como frentes de avance de las lavas; los mismos cráteres (como en el caso del Cerro Blanco) o los cráteres denudados (**Figura V.7**), es decir, el punto que alimenta al cráter, el pitón y la forma cómica del emplazamiento de éste. Otros elementos observables en superficie son las proyecciones de los materiales piroclásticos (bombas, lapillis y cenizas) o tefra, que pueden estar todavía in situ o removidas, deslavada y esparcida como la que se observa en las coladas del Volcán Los Fierros.

En sección se pueden ver prismas columnares, tubos de lava y *pillows lavas* o lavas en almohadilla, elementos que permiten reconocer el ambiente paleogeográfico del momento de la extrusión, como el evento de estancamiento del flujo lávico que debió producirse para que se formen los prismas o las condiciones de humedad del suelo necesarias para que se formen las *pillows*. Por otro lado, en perfil se tiene la posibilidad de medir el espesor de las coladas.

Ocurre en este sistema un fenómeno de obstrucción o desviación del curso que llevaba el Río Tepache, debido al derrame por el escarpe y su acumulación en la planicie, de parte de la colada SW emitida por el Cerro Blanco. Además se presentan planicies de origen mixto volcánico-aluvial, las de mayores dimensiones en el área del estudio están aquí, así como algunos elementos de piedemonte local, simple y complejo (mixto), formados por acumulación de materiales en las áreas con desniveles y por acumulación fluvial y volcánica sobre las coladas, respectivamente.

En el extremo SW del sistema 8, en contacto con la planicie fluvial del Río Moctezuma, se observa la contraparte de los lomeríos de materiales sedimentarios del Terciario medio (Mioceno temprano a medio) que, aunque de dimensiones reducidas, corresponde a la deposición de la protocuenca mencionada en el bloque 1, 4 y 5. Se encuentran a una



Figura V.5. Crestas de presión (Túmulos), rasgo que sobresale del nivel básico de los derrames, presenta más de 3 m de altura. Sobre carretera Moctezuma-Tepache.

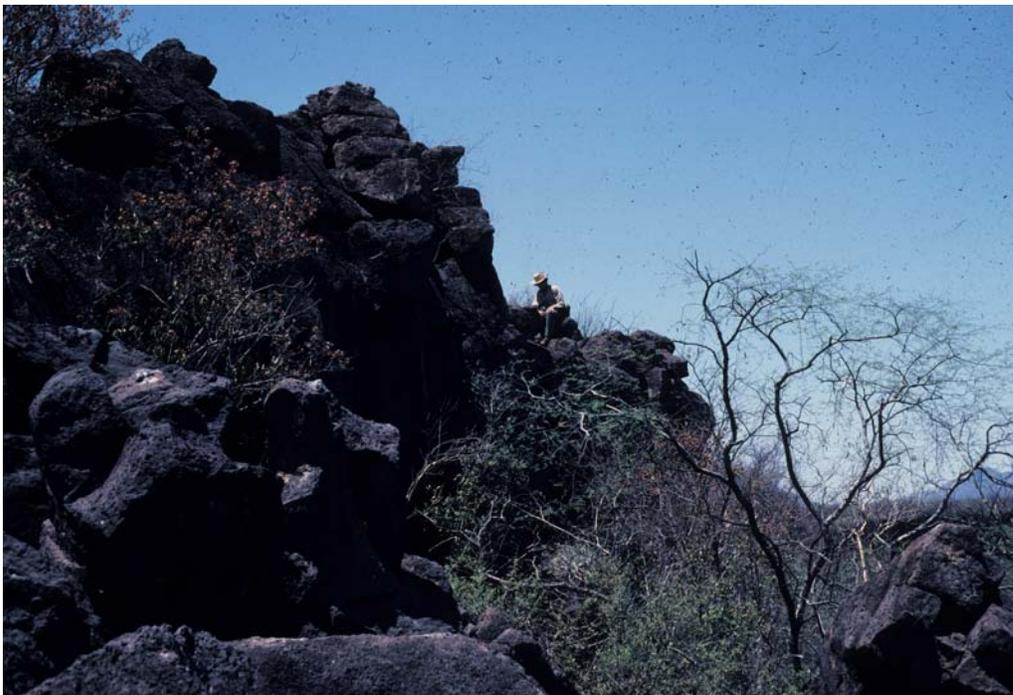


Figura V.6: Coladas de lava de aspecto accidentado del Cerro Blanco que descenden desde la Mesa Central hacia la planicie del Río Tepache.

distancia de 25 km (del sistema 4) y 30 km (del sistema 1). Así los elementos representativos de la protocuenca del Río Moctezuma se encuentran en los extremos de una línea con dirección NE-SW, separados por 25 a 30 km en esa dirección, que correspondería a la formación de la cuenca actual por efecto de la distensión de *Basin and Range*, una tectónica que está aún activa (Dubois y Smith, 1980). Por último, cabe mencionar la presencia de lomeríos descubiertos en los escarpes de limolitas rojas con lentes de yeso y capas de zeolitas del Mioceno tardío-Plioceno (depositados en un ambiente lacustre), coronados por las coladas volcánicas cuaternarias de la Mesa Central donde se tienen los mayores desniveles de este ambiente geológico (20 m).

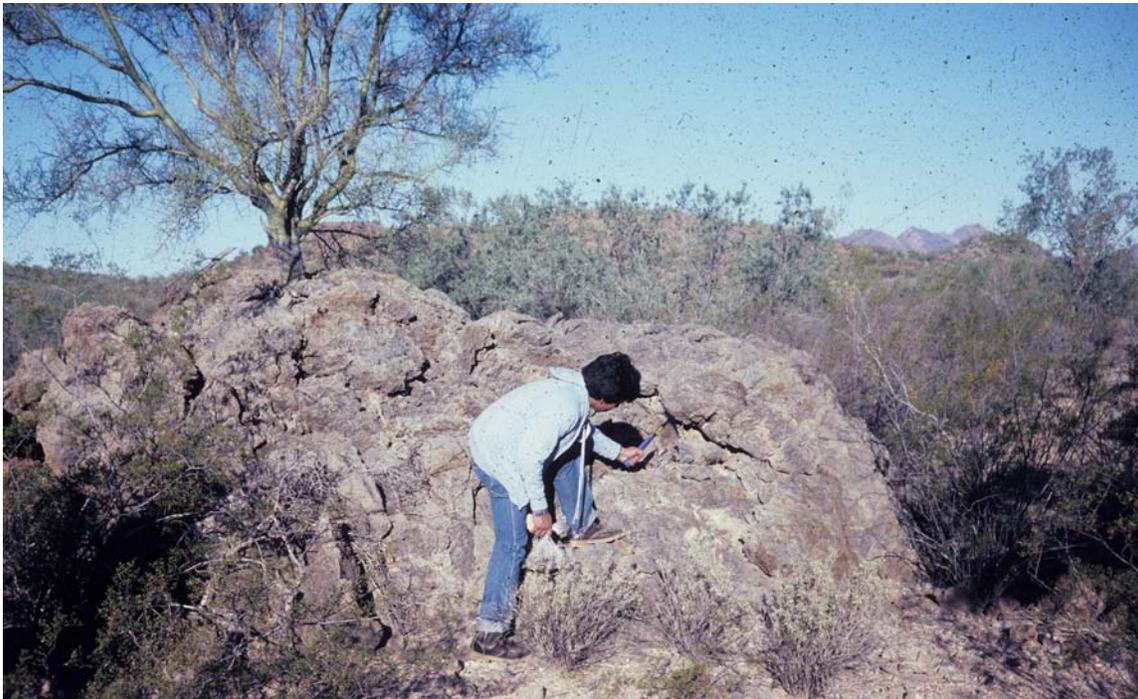


Figura V.7: Montículos que corresponden a los puntos de salida de emisiones centrales, remanentes de volcanes.

El sistema Llano Las palomas (9) está limitado al norte y NW por la planicie fluvial y aluvial del río Tepache, por el este por la gran falla normal que divide los dominios bloque inferior y superior, y por el sur por la planicie fluvial del arroyo El Ojito, límite meridional del área de estudio. En este sistema se encuentran emisiones basálticas cuaternarias únicamente de tipo fisural, dentro de éstas, las más jóvenes que le dan el nombre al sistema de Llano Las Palomas; así también se tienen aquí a las coladas de El Llano El Capitán cronológicamente anteriores a aquellas, ambas están representadas por

lomeríos bordeados y atravesados por unidades mixtas menores de piedemontes local y planicies en donde se presenta acumulación aluvial sobre las coladas de lava debido a la obstaculización que ejercen éstas al drenaje fluvial. Las unidades volcánicas presentes en el sistema 9 están en un nivel topográfico superior respecto a los piedemontes circundantes debido a la inversión del relieve por la dureza de las mismas. Se desarrolla en la superficie irregular de estas coladas, una serie de corredores inferiores erodados (laderas inferiores de lomerío) y superficies cumbrales aisladas de la erosión, que a veces son cóncavas. La más joven de estas coladas también es la de mayor altitud de las dos. En éstas tenemos la presencia de aquellas unidades mixtas de piedemonte y planicie aluvial, que ya han sido mencionadas, debido a la relación que presentan las unidades volcánicas con el frente de la falla oriental del dominio bloque inferior, donde los flujos volcánicos están interfiriendo con la deposición que allí se genera; así como en la zona de contacto entre las dos coladas de este sistema (en una línea con dirección NE-SW) por donde escurre el agua y; al oeste, entre estas dos y la colada vertida por el escarpe hacia la planicie del Tepache, proveniente del Cerro Blanco, en donde se generan unidades mixtas que llegan a la planicie fluvial del Río Tepache.

Al norte y sur de estas unidades volcánicas se extienden piedemontes generales cortados por planicies aluviales. Los piedemontes denudativos más antiguos muestran superficies cumbrales y laderas denudadas, en un nivel topográfico inferior están los de tipo acumulativo, más jóvenes. Las planicies aluviales se muestran amplias con presencia de terrazas aluviales y algunas áreas cultivadas en ellas; drenan hacia la planicie fluvial del Río Tepache con dirección: SE-NW, las ubicadas al norte del sistema, y ENE-WSW, las que corren sobre las coladas, así como las del sur del sistema. La planicie fluvial muestra importante desarrollo, es el sitio de mayor dimensión para las unidades de planicie en el área de estudio. El cauce presenta diversos meandros y la planicie de inundación, presenta terrazas utilizadas con fines agrícolas. Su dimensión mayor se observa hacia el NE y SW del punto donde se vierte parte de la colada SW del Cerro Blanco, en este lugar se estrangula la planicie, el río tuerce su rumbo localmente, debido al obstáculo en el que corre por un valle de paredes escarpadas coronadas por rocas volcánicas provenientes del

derrame de la colada del Cerro Blanco hacia la planicie del Río Tepache y el frente de las coladas de los Llanos Las Palomas y El Capitán.

Al sur del sistema 9 también se observan lomeríos de areniscas conglomeráticas (Mioceno medio a tardío), ubicados al este a partir de la falla que divide a los dos dominios, son elevaciones con morfología de “canasta de huevo” muy disecados (PostBáucarit) que, como ya se dijo, se generan a partir de la erosión de los depósitos de abanico (Formación Báucarit).

El sistema La Junta (10), denominado así por encontrarse en el punto más SW del área de estudio, el rancho de ese nombre, está limitado por las angostas planicies fluviales de cauce del Río Moctezuma al oeste flanqueado por rocas volcánicas terciarias al oeste y volcanismo cuaternario al este (**Figura V.8**) y del Río Tepache al este (bordeado por elevaciones PostBáucarit al oeste y volcanismo cuaternario, de la prolongación hacia el sur de las emisiones del Llano El Capitán, al este). Ambas planicies de cauce van a confluir en las inmediaciones del Rancho La Junta, para continuar hacia el sur como Río Moctezuma. Al norte, el límite del sistema se presenta donde se estrecha el área del dominio bloque inferior.

Este es un sistema característico por contener elementos típicos del bloque inferior como los lomeríos sedimentarios miocénicos medios-tardíos muy disecados (Post-Báucarit) y bordeando estas elevaciones, por las partes más bajas, fluyen desde el norte y NE las prolongaciones de las emisiones basálticas fisurales y centrales cuaternarias. Sin embargo en este sistema también se presentan al sur unos pequeños lomeríos volcánicos más antiguos (andesitas del Terciario temprano), rocas que son frecuentes y características del bloque superior y que en este dominio son la excepción ya que no se presentan mas que en este sitio, se ponen en contacto con las rocas del Terciario medio a tardío y del Cuaternario, a través de un sistema de fallas lítricas, que como se dijo antes, levantan y hacen aflorar aquí rocas volcánicas más antiguas (andesitas) (**Figura V.2**).



Figura V.8. Cauce y planicie fluvial del Río Moctezuma bordeados por coladas cuaternarias a la derecha (se observan coladas sucesivas al fondo) y por las rocas andesíticas del Terciario temprano a la izquierda.

En el sistema 10 en su porción occidental, bordeando a las elevaciones terciarias (que afloran debido al movimiento de rotación de las fallas lístricas), se tiene la prolongación más meridional de las coladas de tipo fisural con presencia de superficies cumbreles de dimensiones menores provenientes de la primera colada; en un nivel topográfico inferior y englobando a los relictos de erosión de las anteriores, se extiende la tercera de estas coladas fisurales. Le sigue hacia el centro una franja que cruza (N-S) todo el sistema, la prolongación final de los derrames SW del Cerro Blanco ubicados entre las alturas mayores de las volcánicas recién mencionadas y los depósitos de areniscas conglomeráticas del Mioceno medio a tardío que se elongan al este. Estos lomeríos de sedimentos PostBáucarit muy disecados fueron probablemente rodeados por las coladas cuaternarias, quedando como cerros testigos, o fueron cubiertos con una delgada capa de basaltos posteriormente desmantelada por erosión. Al sur del sistema estas coladas llegan hasta los relieves de andesitas terciarias tempranas (expuestas por actividad tectónica,

Figura V.2). Finalmente en el contacto entre estos ambientes se forman piedemontes locales simples y complejos o mixtos, además de planicies aluviales de reducidas dimensiones. En el sector NE se observa el desarrollo de un piedemonte denudativo de laderas cóncavas y superficies cumbrales que concuerda con el sector donde el río Tepache tiene amplia planicie y que pendiente arriba se une a los basaltos que coronan, a través de importante pendiente.

V.3- Unidades morfogénicas por tipos de relieve

En los nombres de las unidades morfogénicas (UM) se anotará solo la edad de las rocas por motivos prácticos, sin embargo, se hace la aclaración de que en la tabla resumida de UM se expresa la temporalidad referente a litología, estructura y forma.

V.3.1- Laderas montañosas

Las laderas montañosas son porciones inclinadas de la superficie terrestre que delimitan formas positivas y negativas, se deben a procesos endógenos de plegamiento, magmatismo y volcanismo, además por la disección de una estructura de formación endógena (endógeno modelado) (Lugo-Hubp, 1989). Por otro lado la condición principal para denominarla ladera montañosa es que su altura relativa sea mayor de 200 m (Tapia y López, 2002). Las laderas de montaña representan las partes mas altas del área de estudio, se ubican en el bloque superior, en donde se encuentran las diferentes unidades de laderas divididas por su valor altitudinal relativo en altas, medias y bajas, así como por los cambios en la pendiente y por las estructuras que las afectan. También se encontraron superficies cumbrales de ladera montañosa.

El bloque superior en donde se presentan las más importantes elevaciones del área de estudio, está constituido por los materiales de mayor edad relativa (desde el Cretácico temprano al Mioceno); por otro lado las rocas están deformadas, más antiguas (calizas) por plegamiento laramídico, pero además, todo el paquete rocoso en este dominio está afectado por estructuras de falla con movimiento vertical. Por ambas razones: edad y

estructura, muestran un modelado denudativo y fluvial expresado en una fuerte incisión vertical, así como en laderas de pendiente escarpada. También tienen influencia en el modelado de las unidades otros atributos, como las características físicas y estructurales de las rocas (estratificación, potencia, masividad, dureza o competencia y efectos de recristalización por metamorfismo).

El origen principal de las laderas de montaña es el endógeno volcánico modelado por su distribución en todos los sistemas morfogénicos del bloque superior, están constituidas por materiales volcánicos y volcanoclásticos con diferentes características físicas y que se presentan en paquetes intercalados de uno (volcánico) y otro tipo (volcanoclástico) en el área. Corresponde a la mayor dimensión en cuanto a la superficie que abarca en el dominio bloque superior, debido a que es la última litología que ha cubierto a todas las anteriores previas a la etapa de formación de la cuenca tectónica en el Mioceno. En segundo lugar, en cuanto a distribución se tienen las laderas de origen endógeno intrusivo modelado (que también se presentan en todos los sistemas del bloque superior), aflorantes por erosión mostrando superficies planas y amplias, cortadas por grandes estructuras, así como laderas descubiertas por disección (como piedemonte erosivo), que subyacen a las volcánicas terciarias. Dentro de esta unidad se presentan los diques que se consideran intrusionados inmediatamente posterior a la granodiorita, ya que ocupan facturas que afectaron al intrusivo, con dirección E-W.

Abarcando un área similar a las anteriores, están las de origen endógeno estructural plegado modelado, compuestas de materiales sedimentarios, las rocas más antiguas del área de estudio, mostrando algunos relieves positivos importantes. Éstas se ubican en los sistemas del SW del bloque superior. En último lugar se tiene a los relieves de origen endógeno estructural tectónico y endógeno estructural monoclinial modelados que corresponden a los materiales sedimentarios más recientes para este tipo de unidad del relieve y dominio; el primero de ellos con materiales muy compactados y afectados por fracturas que reflejan escarpes fuertes (Mioceno temprano a medio) y el segundo de similar composición y sin mayor compactación presentando una morfología mucho más redondeada (Mioceno medio a tardío). Estas últimas floran en las áreas centrales y

occidentales del bloque superior, lejos de los límites norte, sur y este, si se las considera referidas a las anteriores. Al hacer la relación de distribución sólo entre estas dos, los materiales más antiguos (Báucarit) tienen una posición más oriental. Ocupan un área aproximada de 158 Km² que corresponde al 22 % del área de estudio (**Figura V.9**).

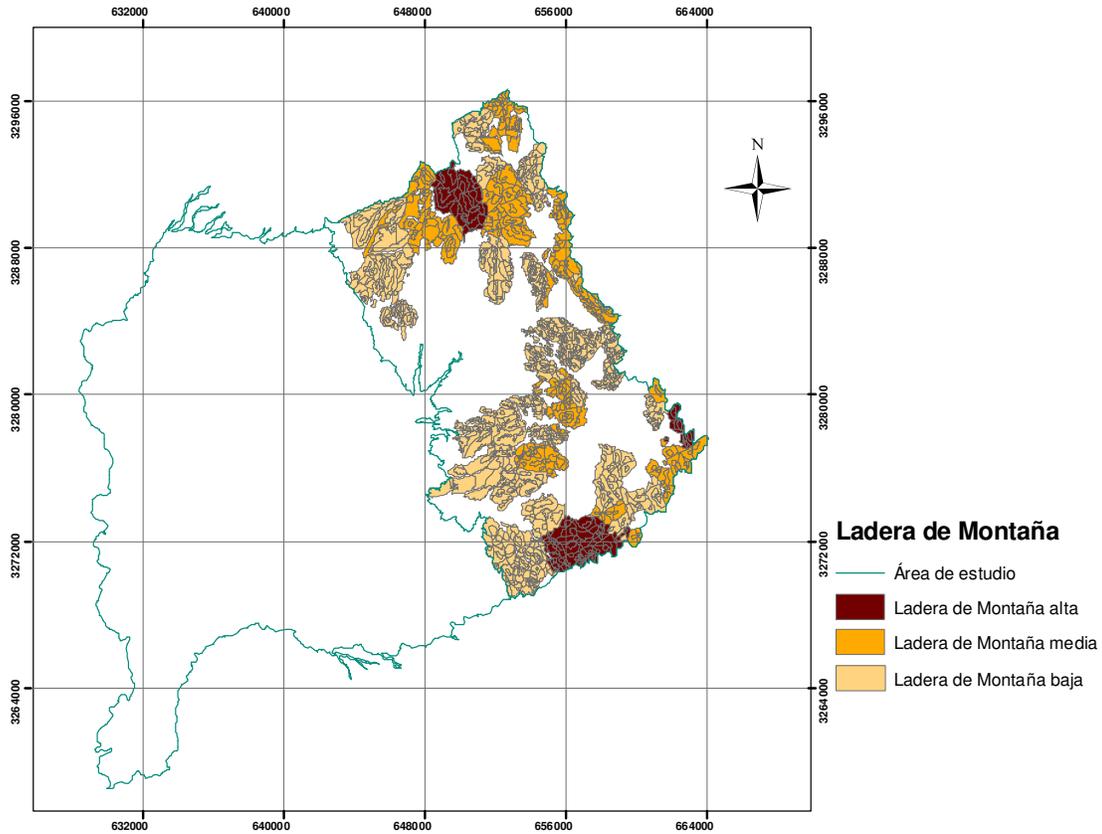


Figura V.9. Esquema de localización de las unidades de laderas de montaña, distribuidas únicamente en el dominio bloque superior. Ocupan al 22% del área de estudio.

V.3.1.1- Laderas de montañas altas

Aquí se agrupan las unidades de ladera montañosa que tienen una altura relativa mayor de 600 m. Se ubican únicamente en el dominio bloque superior y se presentan en las porciones norte y SW del mismo dominio. Se observan planicies aluviales acumulativas delgadas y piedemontes locales acumulativos en los bordes de este grupo de laderas montañosas altas, ambos siguiendo estructuras de falla en direcciones preferenciales NNW-SSE y NE-SW.

-Laderas de montañas altas de origen endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano. Corresponde a la porción de mayor altitud de la Sierra Las Guijas dentro del sistema (6) del mismo nombre, compuesto por calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano que fueron afectadas por plegamiento laramídico y posteriormente por fallas distensivas del Terciario medio. Está ubicado en la parte sur-central del sistema, rodeado por elementos estructurales que lo ponen en contacto con otras unidades de ladera montañosa y lomerío de la misma litología hacia el norte y el este. Hacia el oeste el contacto es mucho más drástico a través de una falla que es parte del sistema distensivo que separa los dos grandes dominios del área y en este caso lo pone en contacto con rocas volcánicas del Terciario temprano que se encuentran ubicadas en el borde occidental del bloque levantado.

-Laderas de montañas altas de origen endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas y de depósitos piroclásticos ácidos del Paleoceno-Eoceno. Se divide en dos unidades diferenciadas por el tipo de volcanismo que las componen. Una está constituida por flujos lávicos de andesitas, al NE del área está la unidad de mayor expresión en el mapa, corresponde a un importante sector del sistema El Salitral (4), delimita la mayor altitud del macizo de sierras andesíticas al norte del bloque superior, en donde se encuentra el cerro más alto del área de estudio, La Cieneguita con 1,740 m de altitud y el Cerro Las Cuatas (1,520 m).

Otro sector de laderas de montaña altas se encuentra en un área pequeña en el límite SE, en el sistema 3, está compuesta por depósitos piroclásticos ácidos. Se encuentran yuxtapuestos a las andesitas ubicadas en las laderas inferiores, están estratificados y volcados hacia el lado oriental (buzamiento al NE), en el Cerro Benjamín de 1,600 m de altitud.

V.3.1.2- Laderas de montañas medias

Se consideran laderas de entre 400 y 600 m de altura relativa. Ubicadas únicamente en el dominio bloque superior, en las porciones norte, este, centro-sur y SW.

-Laderas de montañas medias de origen endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano. Se encuentran en muy pequeñas áreas en el límite SE del área de estudio en el sistema Sobai Satechic (2), en la cima de una elevación que muestra evidente plegamiento al NW del Cerro Benjamín, así como una pequeña unidad en el centro del sistema 3. Con dimensiones un poco más representativas se tienen en los sistemas Cerro Montecristo (5) y Sierra Las Guijas (6) al norte y al este del macizo de laderas altas de calizas fosilíferas cretácicas tempranas.

-Laderas de montañas medias de origen endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas y de depósitos piroclásticos ácidos del Paleoceno-Eoceno. Se divide en dos unidades diferenciadas por el tipo de volcanismo que las componen. En la mitad norte del bloque superior se ubican laderas medias de andesitas a continuación de las unidades de laderas altas del mismo origen, ya mencionadas, dispuestas por el lado este y oeste de los cerros La Cieneguita y Las Cuatas (LMa), en el sistema Peñascos Jusudupachi (1) y Cerro el salitral (4) respectivamente. Las laderas medias también están representadas cartográficamente, en el sistema 1 en el punto limítrofe más septentrional como parte de las estribaciones de la Sierra Los Ceniceros; se tiene aquí una yuxtaposición de flujos lávicos a la cima y depósitos piroclásticos en la base. En este mismo sistema morfogénico siguiendo el límite del área de estudio por el este, se tienen laderas medias de rocas piroclásticas en el lado oriente que son buzantes al NE y otras masivas hacia el lado occidental, que componen las Sierras La Polvareda y Los Cochis.

Por otro lado en el extremo SE, se ubican otras a los lados de las laderas altas del sistema 3, siguiendo el límite del área, dispuestas las andesitas en la base y depósitos piroclásticos ácidos en la cima (en contraste con la posición de estas emisiones volcánicas en el límite NE, donde se muestran en la posición inversa) En el sistema 5, El

Cerro Montecristo y elevaciones menores al norte del mismo están compuestas por derrames andesíticos, en contacto con éstos se encuentra otra elevación de depósitos piroclásticos con estratificación buzante (NE) que se ubica al este.

-Laderas de montañas medias de origen endógeno intrusivo modelado de granodioritas y diques dioríticos y riolíticos del Cretácico tardío al Terciario temprano. Corresponde a las granodioritas del Cretácico tardío-Paleoceno (o Cretácico tardío-Eoceno) que afloran por haber sido sujetas a fuerte erosión, mostrando una morfología de superficies planas a redondeadas, o de laderas de mayor pendiente cuando han sido descubiertas por disección en la parte inferior de las laderas (piedemonte erosivo). Como superficies cumbrales únicamente se encuentran al norte del sistema 4, aquí también tenemos unidades de laderas cubiertas localmente por rocas volcánicas terciarias que corresponden a cerros testigo de erosión como el Cerro El Salitral. Otros puntos en los que se presentan a la base de las laderas intermedias y superiores de rocas volcánicas terciarias, corresponden a la ladera inferior este del Cerro Murrieta (sistema 1), y a la base del Cerro Montecristo, al SE; también se presentan algunas elevaciones menores al SW del último (sistema 5). Por otro lado, se tiene la presencia de diques de composición riolítica considerados postlaramídicos por estar inyectados a través de las fracturas del intrusivo ubicado al norte del sistema 1, los diques tienen alineación E-W.

V.3.1.3- Laderas de montañas bajas

Se consideran laderas de entre 200 y 400 m de altura relativa. Ubicadas únicamente en el dominio bloque superior. Una gran superficie de éstas se encuentra en el lado occidental del dominio y en otros sectores están distribuidas en los alrededores de las laderas medias y altas.

- Laderas de montañas bajas de origen endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano. Éstas las observamos al centro y sur del bloque superior debido a que allí se concentran los afloramientos del Cretácico temprano. Un sector ocupa la mitad norte del sistema Sobai Satechic (2), sólo

acompañado por elevaciones relictos menores de depósitos piroclásticos del Terciario temprano, que están depositados encima; también las tenemos al SW del 5 y NW del 6, como parte del extremo septentrional de la Sierra Las Guijas, en contacto por falla (distensiva) con las rocas piroclásticas ácidas de Terciario temprano y con las sedimentarias pliocénicas ubicadas más al oeste.

- *Laderas de montañas bajas de origen endógeno estructural tectónico modelado de conglomerados con lavas asociadas del Mioceno temprano a medio.* Éstas corresponden al área más representativa de los depósitos de protocuenca ubicados al SSE del sistema 1, en los Peñascos Judusúpachi, donde se depositan clastos constituidos por areniscas, conglomerados y arcillas cementados por zeolitas y con intercalación de volcanismo en la base, sobre los depósitos piroclásticos ácidos del Terciario temprano. Estos últimos debido a que se depositan como “sábanas” siguiendo la paleotopografía muestran actualmente estratificación buzante. Al depositarse posteriormente la Formación Báucarit (King, 1939) quedan ambas litologías en un contacto estructural aparente. Estas rocas sedimentarias del Mioceno se presentan como laderas bajas con estructuras de fracturas verticales por lo que muestran escarpes pronunciados característicos de esta formación.

- *Laderas de montañas bajas de origen endógeno estructural monoclinal modelado de conglomerados del Mioceno medio a tardío.* Las rocas sedimentarias del Mioceno medio a tardío (PostBáucarit) se presentan en el bloque superior sólo en el área central-SW, que corresponde al SW del sistema 5, quedando en contacto con piedemontes más jóvenes por el norte y oeste; y con rocas más antiguas por el sur y este (sedimentarias marinas, intrusivas y volcánicas).

- *Laderas de montañas bajas de origen endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas y de depósitos piroclásticos ácidos del Paleoceno-Eoceno.* Compuesta por dos unidades diferenciadas por el tipo de volcanismo. En el sector norte del bloque superior, (sistema Jusudupachi) donde están las estribaciones menores de la Sierra Los Ceniceros y bordeando a las superficies intrusivas que allí afloran, se observan laderas

bajas de rocas piroclásticas ácidas. También al norte de la Sierra La Polvareda por la línea limítrofe (este) del área se presentan laderas bajas de andesitas.

Al S-SE del sistema 1, en los bordes inferiores de los Peñascos Judusúpachi, se encuentran laderas bajas de depósitos piroclásticos ácidos estratificados y buzantes. Por otro lado, nuevamente la fuerte inclinación hacia el oeste de los materiales volcánicos depende de que la extrusión haya seguido la topografía de una paleocuenca, ésta posteriormente se colmató con materiales de la Formación Báucarit y quedan en contacto estratigráfico aunque tengan diferente inclinación. Al S-SW del mismo sistema y SW del sistema Cerro El Salitral (4) se tienen laderas bajas de rocas piroclásticas ácidas fuertemente buzantes, se observa que están ocupando una posición estratigráfica inferior respecto a las andesitas de los cerros ubicados más al norte, Las Cuatas (LMA) y Murrieta (LMm). Las últimas (LMb-to) están en contacto estructural (por la gran falla normal que divide los dos grandes dominios) con los materiales Post-Báucarit (Mioceno medio-tardío) y los piedemontes del dominio bloque inferior.

En la región central del bloque superior se presentan laderas bajas, principalmente al oriente del sistema Cerro Montecristo (5) y en menor medida al occidente del sistema vecino Sobai Satechic (2). En el primer caso son depósitos piroclásticos buzantes dispuestos por encima y al este de otras elevaciones de andesitas (Cerro Montecristo); así también se observan en pequeñas elevaciones aisladas. En el segundo son cerros relicto que cubren o bordean a las calizas cretácicas. En el SE del sistema Cerro Benjamín (3) se presentan andesitas infrayaciendo a las piroclásticas en un sector pequeño, en el Cerro El Aserradero. También se encuentran al SW y oeste de los sistemas 5 y 6 respectivamente, en contacto estructural (distensivo) con las calizas al este y con los materiales Post-Báucarit (Mioceno medio-tardío) del bloque inferior, análogo a lo que ocurre al norte en el sistema Cerro El Salitral (4).

- *Laderas de montañas bajas de origen endógeno intrusivo modelado de granodioritas y diques dioríticos y riolíticos del Cretácico tardío al Terciario temprano.* En el norte del bloque superior están presentes en el sistema 4, al NW, mostrando importantes

superficies cumbrales, así como escarpes debido a las estructuras distensivas (NNE-SSW) que la cortan. Estas laderas están rodeadas por rocas volcánicas terciarias y en algunos puntos las sobreyacen a modo de cerros testigos (Cerro El Salitral). También se presentan, al norte del sistema 1, laderas bajas de diques riolíticos-dióriticos post-laramídicos (dirección E-W).

En el sector central-este del bloque superior (SE del sistema 1) también se presentan como superficies planas de dimensiones menores, ubicadas en un nivel topográfico inferior. Encima de éstas se levantan las laderas de rocas volcánicas terciarias que bordean a los Peñascos Judusúpachi conformados con los materiales sedimentarios de la protocuenca. Hacia el sur (SE del sistema Cerro Montecristo) se presentan otros afloramientos pequeños en contacto con rocas calizas cretácicas tempranas, volcánicas terciarias tempranas y sedimentarias miocénicas medias a tardías. El afloramiento más meridional de esta unidad intrusiva, de pequeñas dimensiones, corresponde con algunas elevaciones (sistema Cerro Benjamín, 3) y a la parte inferior descubierta por disección (piedemonte erosivo) del sistema Sierra Las Guijas(6), que continúan en las laderas de unidades de calizas cretácicas con posición topográfica superior, a las que intrusionó.

V.3.2- Lomeríos

Los lomeríos se originan por nivelación de montañas (endógeno modelado) o por la disección de una planicie inclinada (exógeno erosivo); sin embargo también puede tratarse de relieve endógeno de baja altura, producto de la tectónica cuaternaria (Córdova, 1988). La condición principal de delimitación es que su altura relativa sea menor de 200 m.

En el área se presentan lomeríos en las partes bajas de las laderas de montañas, dentro del dominio bloque superior, donde se aprecian como un conjunto de colinas o lomas, ya sea aisladas o continuas de rocas sedimentarias cretácicas, intrusivas laramídicas, metamórficas postlaramídicas (calizas recrystalizadas menos prominentes que corresponden al área de contacto con el intrusivo), volcánicas terciarias y sedimentarias

miocénicas de tempranas a tardías. En el dominio bloque inferior se encuentran lomeríos principalmente de rocas sedimentarias miocénicas así como de materiales volcánicos del Cuaternario, sin embargo se tiene como excepción la presencia, en su límite SW, de lomeríos compuestos por rocas volcánicas del Terciario temprano.

El tipo de relieve lomerío es el que ocupa mayor extensión en el área de estudio y a su vez la mayor parte de los lomeríos se encuentran en el dominio bloque inferior, mientras que en el bloque superior las laderas de montaña ocupan una mayor superficie. Al igual que en las laderas de montaña, los lomeríos se dividieron en tres clases partiendo de su altura relativa, en altos, medios y bajos. También se encontraron superficies cumbrales de lomerío.

El origen principal de gran parte de los lomeríos expresado en el bloque inferior, es endógeno volcánico acumulativo (relieve mencionado como producto de la tectónica cuaternaria), en segundo lugar y en mucho menor extensión se encuentran los de origen endógeno estructural monoclinial modelado (por modelado en materiales sedimentarios del Mioceno medio-tardío) y sólo una pequeña representación del tipo endógeno estructural tectónico modelado (por modelado en materiales sedimentarios del Mioceno temprano-medio). En cambio en el dominio bloque superior se presentan los tipos de origen endógeno modelado que siguen, en una proporción similar y en extensiones relativamente pequeñas: estructural plegado, volcánico, intrusivo, así como estructural tectónico (el de menor representación) y estructural monoclinial. Se presenta una delgada franja de lomeríos de origen endógeno acumulativo cuaternario, debido a que se ubica su punto de emisión dentro de el dominio bloque superior; la unidad se extiende a lo largo de una estructura de falla (con dirección NE-SW) desde su punto de salida al este del Llano El Capitán, hasta el bloque inferior donde presenta su mayor extensión.

Existe un mayor número de unidades de lomerío en el área de estudio, se tienen lomeríos de todos los tipos litológicos presentes en el área y se distribuyen tanto en las unidades formadas durante el período Antecuenca como en el correspondiente a Cuenca (**Figura**

V.10). Ocupan un área aproximada de 320 Km² que corresponde al 45 % del área de estudio.

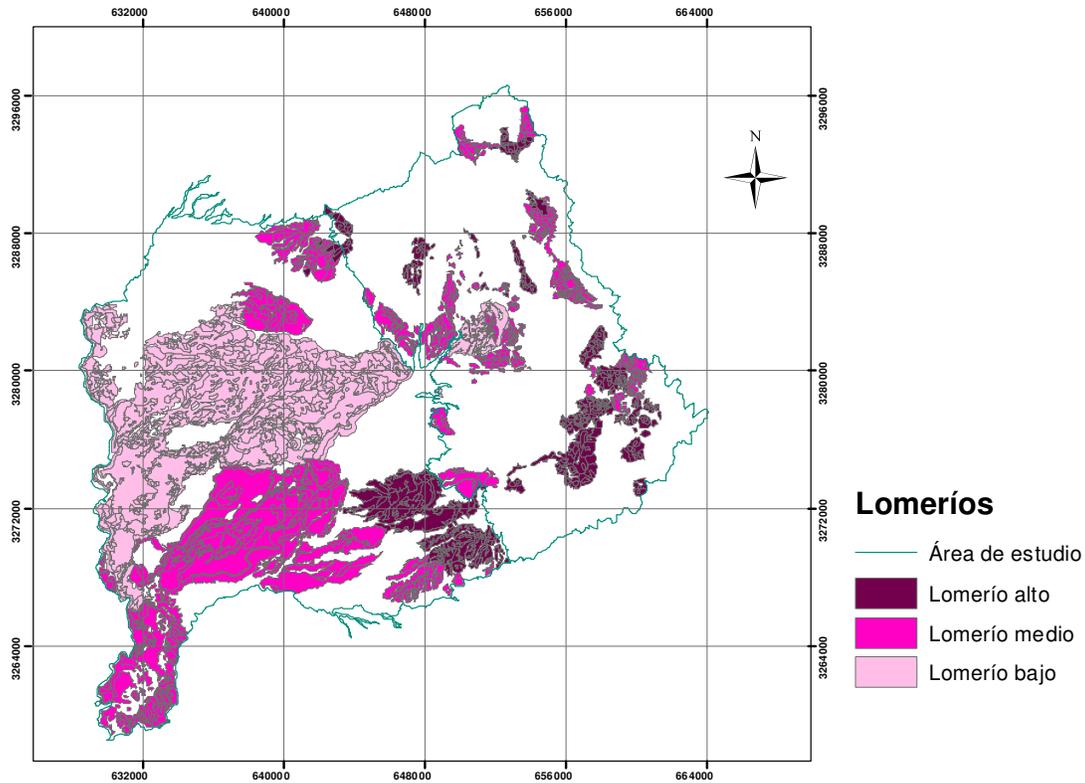


Figura V.10. Esquema de localización de las unidades de lomeríos que corresponden a las de mayor representación, ocupan el 45% del área de estudio.

V.3.2.1- Lomeríos altos

Se consideran laderas de entre 150 y 200 m de altura relativa. Están repartidos en los dos dominios, en mayor medida al S-SW de ambos.

- *Lomeríos altos de origen endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano.* Se presentan al sur del bloque superior y están concentrados al norte del sistema Cerro Benjamín (3) y en la zona de unión de los sistemas Cerro Montecristo (5) y Sierra Las Guijas (6). Toda la aureola metamórfica que está rodeando a las granodioritas muestra una morfología más baja topográficamente y

mucho más densamente drenada que el resto de las calizas cretácicas. Aquí tenemos la presencia de calizas recristalizadas por efecto de la intrusión laramídica. En el sistema 6 hay una importante porción de lomeríos altos de origen endógeno estructural plegado (de calizas sin metamorfismo) rodeado por laderas montañosas del mismo origen.

- *Lomeríos altos de origen endógeno estructural monoclinal modelado de conglomerados del Mioceno medio a tardío.* Estos corresponden a los sedimentos terrígenos no compactados del Mioceno medio-tardío que se presentan en el bloque inferior al oeste de la falla distensiva que divide a los dos dominios. La mayor representación se observa en el extremo SE del bloque inferior al sur del Llano Las Palomas y en unas pequeñas áreas al NE del mismo dominio rodeado por lomeríos de posición topográfica inferior. Se presentan siguiendo una línea paralela a la falla y se supone que corresponden a los primeros abanicos aluviales formados a partir de la estructura distensiva.

- *Lomeríos altos de origen endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas y de depósitos piroclásticos ácidos del Paleoceno-Eoceno.* Como en el tipo de relieve anterior nos referimos a dos unidades diferenciadas por el tipo de volcanismo. En la mitad norte del bloque superior se presenta en muy pequeños sectores y todos son de origen endógeno volcánico modelado; en el sistema Peñascos Jusudupachi (1), de norte a sur, se presentan como cerros testigos sobre las superficies planas de granodiorita (derrames andesíticos y depósitos piroclásticos ácidos), al este del Cerro Murrieta (derrames andesíticos) y al oeste de los Peñascos Judusúpachi como base de la protocuanta (depósitos piroclásticos ácidos) donde se depositaron posteriormente los sedimentos terrígenos del Mioceno temprano-medio. También se tienen en puntos aislados en el piedemonte ubicado al SW del sistema 1 y SE del sistema Cerro El Salitral (4) (depósitos piroclásticos ácidos). En este último sistema también se presentan en sectores del centro y del NW (depósitos piroclásticos ácidos), rodeando a laderas de montañas bajas volcánicas terciarias e intrusivos laramídicos.

En la mitad sur del bloque superior se observan lomeríos altos en unas pequeñas elevaciones (derrames andesíticos) al norte del cerro El Aserradero, en el sistema Cerro

benjamín (3) y al oeste del sistema Sierra Las Guijas (6) (depósitos piroclásticos ácidos) en contacto estructural distensivo con las calizas.

- *Lomeríos altos de origen endógeno intrusivo modelado de granodioritas, gabros y de diques dioríticos y riolíticos del Cretácico tardío-Terciario temprano.* Se presentan al sur del bloque superior en las zonas de contacto entre los sistemas 2-5 y 3-6. En el primer caso corresponden a las granodioritas de los cerros El Orisón y Piedras de Amolar así como a los gabros de Sobai Satechic. Los dos últimos muestran una superficie de cimas afiladas dominada por la intensa fracturación en estas rocas, por lo que no se observa una morfología típica de rocas graníticas; no sucede lo mismo en el primero mencionado (El Orisón) que muestra superficies redondeadas. En la zona de contacto entre los sistemas 3-6 se observan lomeríos que están aflorando en una franja bordeada por calizas cretácicas al oeste y volcánicas terciarias al este.

Al norte del bloque superior, en el sector donde hay algunas superficies planas a redondeadas de cuerpos intrusivos de ladera montañosa y lomerío, se tienen también sectores menores de lomerío alto de granodiorita y, siguiendo fracturas de la granodiorita (E-W), se presentan diques ácidos.

- *Lomeríos altos de origen endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos fisurales del Cuaternario (Qv_1)* En el bloque superior se presenta una franja de lomerío de este origen que corresponde a basaltos fisurales que se emitieron a partir del punto de salida de las coladas cuaternarias del Llano El Capitán. Corre por una estructura de falla distensiva que separa los sistemas 5 del 6 y es el único representante del origen endógeno volcánico acumulativo en toda el bloque superior. Es una superficie delgada y plana que fue extruída sobre un antiguo piedemonte y/o planicie aluvial y en la que se deposita encima, nuevamente, material acumulativo de piedemonte.

V.3.2.2- Lomeríos medio

Se consideran laderas de entre 100 y 150 m de altura relativa. Tienen mayor representación en el dominio bloque inferior, preferentemente en el sur y SW, así como se presenta en áreas menores al NE de este dominio. En el bloque superior tienen una distribución dominante en su parte central-oeste.

- *Lomeríos medios de origen endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano.* Al oeste del gabro de Sobai Satechic se presentan en un área de calizas recristalizadas por efecto de metamorfismo de contacto mostrando superficies muy trabajadas por la erosión (densamente drenadas) y notablemente más bajas que otros sectores de calizas más distantes de los intrusivos o que aunque están en contacto con ellos, presentan otro tipo de relaciones que no son cortantes.

- *Lomeríos medios de origen endógeno estructural tectónico modelado de conglomerados con lavas asociadas del Mioceno temprano a medio.* Se tienen lomeríos medios de conglomerados polimícticos compactados (Formación Báucarit) en el centro del bloque superior: en el Peñasco Trastumbador así como en elevaciones menores y aisladas alrededor de éste, dentro del sistema 4 (SE). En El Trastumbador y elevaciones aledañas se observa un importante fracturamiento, por lo que muestra un relieve escarpado y disposición de los relieves con dirección N-S. Además se observan lomeríos medios en superficies rebajadas por efecto de la erosión, en el sistema 5 (norte).

En el bloque inferior se presenta un área, la única para este dominio, de rocas sedimentarias miocénicas tempranas-medias muy compactadas con estructuras verticales que permiten la formación de importantes escarpes (**Figura V.11**) ubicada al SW del sistema 8, al este de la planicie de cauce del Río Moctezuma. Ésta se correlaciona con los mismos afloramientos ubicados al centro-NE del área de estudio, en el bloque superior.



Figura V.11. Vista del cauce y planicie de inundación fluviales del Río Moctezuma, y los escarpes de la Formación Báucarit.

- *Lomeríos medios de origen endógeno estructural monoclinal modelado de conglomerados del Mioceno medio a tardío.* Se distribuyen unidades de lomeríos medios de conglomerados arenosos mal compactadas del Mioceno medio-tardío (PostBáucarit) con una disposición paralela y cercana a la gran falla que divide a los dos dominios, ya sea que estén ubicados en uno u otro; se supone, igual que con los lomeríos altos del mismo origen que han correspondido a los primeros abanicos aluviales formados a partir de la falla distensiva, posteriormente modelados para conformar lomeríos. Por otro lado es notable su ocurrencia más hacia el oeste, internándose en el sector central del bloque superior, en donde se supone la formación de la protocuenca. Los piedemontes que se forman al pie de éstos últimos son de desarrollo importante. En el sistema La Junta (10), lomeríos medios de estos mismos materiales están presentes, en posición inferior a las coladas volcánicas cuaternarias, en zonas de escarpe (ladera SE del Río Moctezuma) y en elevaciones muy disecadas al SW del Río Tepache.

Por otro lado también se observan en el sistema 8, capas de sedimentos finos pliocénicos con lentes de yeso y capas de zeolitas (lodos rojos) en el escarpe SW de la mesa volcánica frente al poblado de Tepache así como en el escarpe que atraviesa la misma

mesa siguiendo la línea de planicies aluviales y mixtas. También se presentan estos mismos mantos en el escarpe ubicado al NE de los cerros Villalobos y El Barril. Los lodos se depositaron en un ambiente lacustre en la que era, para esa época, la porción más baja de la cuenca de depósito, en el centro-oeste del bloque inferior.

- *Lomeríos medios de origen endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas y de depósitos piroclásticos ácidos del Paleoceno-Eoceno.* Solamente se tiene en éste rocas piroclásticas, no hay presencia de flujos andesíticos. Los presentes en la parte más septentrional del área de estudio (bloque superior) son los lomeríos medios de depósitos piroclásticos ácidos estratificados que bordean al intrusivo ubicado al norte del sistema Jusudupachi (1) por su lado NW. En este sitio se ponen en contacto con los diques post-laramídicos sin que éstos últimos los intrusionan por lo que se considera que estas rocas volcánicas son posteriores a la intrusión de los diques. Siguiendo el sistema 1 con dirección al sur, se observan en el sector centro-este y SE, otras manifestaciones de depósitos piroclásticos ácidos terciarios que se observan masivos. Los primeros ubicados entre el Cerro Murrieta y La Sierra La Polvareda; los segundos, más al sur, bordeando y encima, como cerros relicto, de una superficie de granodiorita que está en la base de la Sierra Los Cochis.

En el SW del sistema 1 y el NE del Cerro Montecristo (5) (punto en donde están en contacto los dos sistemas) se presentan elevaciones de menores dimensiones de materiales piroclásticos terciarios aisladas por un área de piedemonte que se muestra más amplio.

- *Lomeríos medios de origen endógeno intrusivo modelado de granodioritas y de diques dioríticos y riolíticos del Cretácico tardío-Terciario temprano* En la parte más septentrional del bloque superior hay superficies planas a redondeadas así como elevaciones menores de lomeríos medios de cuerpos intrusivos, distribuidas hacia el límite este del área de estudio. Además está cortado por franjas E-W de lomeríos medios de rocas hipabisales ácidas, es en estas unidades donde se observa que los diques no afectan a los materiales piroclásticos ácidos, es decir que son anteriores a éstos (**Figura**

III.3) En las partes marginales, menos elevadas, de los cerros Piedras de Amolar y El Orisón (Loa) se presentan lomeríos medios de granodiorita.

- *Lomeríos medios de origen endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos fisurales (Q_{v1}) y centrales (Q_{v2}).* Están concentrados en la porción centro y SW del bloque inferior. Dentro del sistema 8 se tiene en la parte más alta de la Mesa Central, los basaltos cuaternarios de la primera emisión fisural y de la última central (colada SW emitida sobre la mesa y su derrame hacia la planicie del río Tepache). En el sistema Llano Las palomas (9) al sur, se presentan gran parte de las coladas emitidas a partir del Llano el Capitán. Finalmente en el sistema La Junta (10) los lomeríos medios volcánicos, procedentes de la colada SW del Cerro Blanco, lo atraviesan de norte a sur, entre el volcanismo fisural cuaternario al oeste del sistema y los sedimentos terrígenos miocénicos medios-tardíos muy disecados, de la mitad este. En la parte sur, en contacto con los dos ambientes anteriores, las emisiones centrales topan con los lomeríos de andesitas del Terciario.

V.3.2.3- Lomeríos bajos

Se consideran laderas menores de 100 m de altura relativa. Están repartidos en toda la porción central del dominio bloque inferior (en una franja ENE- WSW) y en un pequeño sector centro-oeste del bloque superior.

- *Lomeríos bajos de origen endógeno estructural tectónico modelado de conglomerados con lavas asociadas del Mioceno temprano a medio.* Se tienen únicamente en el dominio bloque superior de rocas que constituyen la Formación Báucarit, aunque en un área de menor elevación que ha sido sometida a intensa erosión, por lo que no muestra los escarpes altos ni es tan evidente su fracturación típica; están ubicados al centro-norte del sistema 5.

- *Lomeríos bajos de origen endógeno estructural monoclinial modelado de conglomerados del Mioceno medio a tardío.* Presentes en el dominio bloque superior

como producto de la acumulación de los materiales erosionados de las unidades antes mencionadas y ubicadas más hacia el oeste respecto a ellas. Corresponden a materiales sedimentarios (conglomerados y areniscas) miocénicos medios-tardíos producto de la erosión de la molasa endurecida de la Formación Báucarit

En el dominio bloque inferior los lomeríos bajos subyacen a las coladas cuaternarias, observable en el escarpe que baja hasta el valle del río Moctezuma, a lo largo de todo el sistema 8 y parte del 9, así como en el SE de la Mesa Central, en el escarpe generado a partir del trabajo del río Tepache. Corresponden a conglomerados arenosos (Mioceno medio-tardío) ubicados hacia el este y hacia el oeste a las limonitas rojas (Mioceno tardío-Plioceno) producto de la deposición en lagos.

- *Lomeríos bajos de origen endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos fisurales (Qv_1) y centrales (Qv_2).* Las coladas cuaternarias de mayor extensión de esta unidad son las emitidas a por el volcán Los Fierros, se observa: el área dómica donde se encuentra el volcán denudado, una serie de coladas alrededor, algunos depósitos piroclásticos *in-situ*, y alejándonos del punto de emisión, otros piroclastos deslavados y distribuidos por acción fluvial. Por otro lado hacia el oeste del sistema Mesa Central (8), bordeando al Río Moctezuma, se presentan también superficies cumbresales de coladas de tipo fisural que corresponden a las prolongaciones de las primeras coladas de la Mesa Central, en menor medida la prolongación hacia el sur de las emitidas desde el Cerro Tonibabi (segunda) y finalmente, ubicada al SW del sistema 8, una parte menor de la tercera colada (base del Cerro Mogote de Corrales).

Además, aquí también se consideran las laderas de cráter interno y externo de flujos lávicos centrales (Cerro Blanco).

V.3.3- Piedemonte

Los piedemontes constituyen márgenes montañosas o zonas transicionales, estructuras marginales de las laderas montañosas, que se distinguen por tener una pendiente (homogénea y continua), y altura considerablemente menor, están compuestos por

material detrítico principalmente proluvial que se dirigen a las áreas de equilibrio. (Lugo-Hubp, 1989; Anhert, 1998; Goudie, 1994).

Los piedemontes se caracterizaron de igual forma que los tipos de relieves anteriores, tomando en cuenta las razones expresadas previamente. Se diferenciaron en piedemonte general y local, y se observaron superficies cumbrales de piedemonte. Se delimitó y fragmentó en función de las rupturas de pendiente, la acumulación de material, asimismo se consideró el patrón o diseño del drenaje. Corresponde al relieve exógeno acumulativo y denudativo; además, se encuentra un tipo de unidad de origen mixto, exógeno aluvial-endógeno volcánico. Los piedemontes están constituidos por materiales aluviales y de remoción por gravedad modelados por acción fluvial.

Los más extensos en el área de estudio son los piedemontes denudativos, cubren mayor superficie en el bloque inferior, en donde los piedemontes son predominantemente generales. También se presentan en este dominio algunos piedemontes acumulativos y de origen mixto; los últimos tienen la característica de ser locales y se presentan casi en su totalidad en esta parte del área de estudio. También en el bloque de las elevaciones es más representativo el piedemonte denudativo, aunque en este dominio hay un mayor número de piedemontes locales que generales. Igualmente se presenta en el bloque inferior una breve exposición de piedemontes mixtos a lo largo de una falla (con dirección NE-SW) en el contacto entre los sistemas 5 y 6, misma que se mencionó anteriormente, relacionada con el punto de salida de la emisión volcánica del Llano El Capitán (**Figura V.12**).

V.3.3.1- Piedemontes denudativos

Son los piedemontes más representativos en cuanto a superficie, los generales son más importantes en el bloque inferior y los locales al pie de elevaciones, en el dominio bloque superior. También son éstos los piedemontes más antiguos. Ocupan un área aproximada de 87 Km² que corresponde al 12 % del área de estudio.

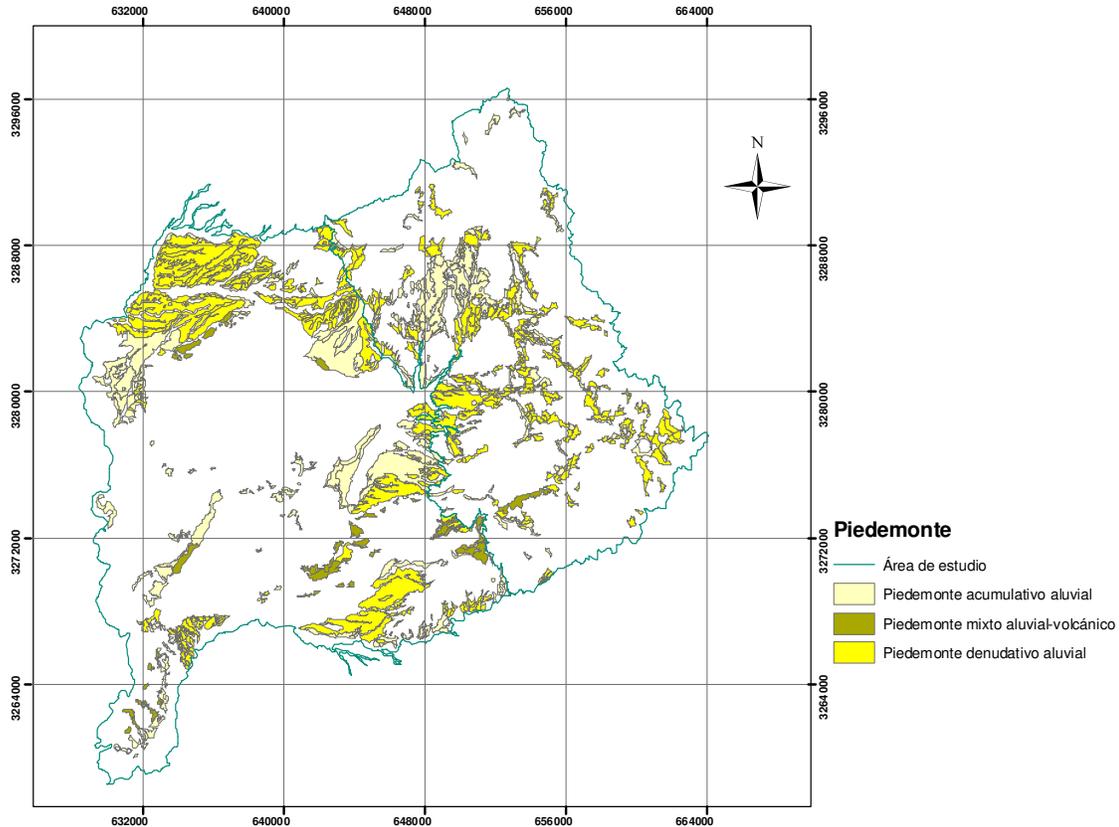


Figura V.12. Esquema de localización de las unidades de piedemonte controladas por la actividad tectónica y volcánica. Ocupan el 22 % el área de estudio.

-Piedemontes generales aluviales de origen exógeno denudativo del Mioceno medio-tardío y del Cuaternario (Qs_1). Tienen mayor desarrollo en el bloque inferior. Este subtipo de piedemonte muestra una distribución determinada por la tectónica, ya que están ubicados en la zona de la gran falla distensiva, al este o al oeste, según esté en el dominio superior o el inferior respectivamente; también está controlado por la actividad volcánica cuaternaria debido a que se ubican bordeando la Mesa Central, y por la pendiente que a la vez está determinada por la tectónica. Además hay que considerar el factor tiempo; según la historia geológica-geomorfológica de la cuenca de depósito, en el sitio donde se formó la protocuenca es justamente donde tiene mayor desarrollo el piedemonte denudativo, dentro del bloque superior en su porción centro-occidental.

Respecto al tiempo como último factor determinante, se menciona que los piedemontes denudativos, de perfil plano-convexos con superficies cumbreales, son contemporáneos y

anteriores a los acumulativos. Sin embargo existe una excepción, al norte de Divisaderos hay un sector de piedemonte denudativo, que se desarrolla en el área de la falla que divide los dominios por donde corre un afluente del Río Tepache, que siendo denudativo es temporalmente posterior a los piedemontes acumulativos. Este último tiene forma cóncava a diferencia de los primeros.

-Piedemontes locales aluviales de origen exógeno denudativo del Cuaternario (Q_{S2}). Se presentan casi en su totalidad en el bloque superior, con excepción de pequeñas unidades en el bloque inferior, en donde se observa una actividad denudativa en sectores con obstáculos topográficos que les impide unirse en su desarrollo a un piedemonte general, por lo que se ubican dentro del tipo local (en afluentes que escurren hacia el Río Tepache al NW de Casa Grande al pie de superficies cumbresales volcánicas cuaternarias y al norte de Tepache en sedimentarios pliocénicos; así también se tienen al este del Llano Las Palomas entre estas coladas y los relieves miocénicos medios-tardíos al este). Los piedemontes locales denudativos del bloque superior se observan distribuidos en todo el sistema 1, 2 y 3, al norte y oeste del sistema 4, al este del sistema 5 y al norte y oeste del sistema 6. Es decir, se presentan en las zonas con mayor elevación del bloque superior, en cambio en la parte central de este dominio, topográficamente más baja con elevaciones aisladas, ya no se encuentran piedemontes locales, sino que se desarrollan como generales. Lo mismo ocurre en el caso de los acumulativos del área central del dominio superior.

V.3.3.2- Piedemontes acumulativos

Estos dependen de los anteriores en muchos casos, ya que se forman a partir de la erosión de aquellos y de su acumulación en un nivel topográfico inferior. Pueden ser generales o locales. Los últimos indican la actividad tectónica más reciente. Ocupan un área aproximada de 63 Km² que corresponde al 9 % del área de estudio.

-Piedemontes generales aluviales de origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Q_{S1}). Tienen mayor desarrollo y distribución en el dominio bloque inferior. Como se menciona

en los anteriores, los piedemontes acumulativos generales son formados a expensas de los denudativos y controlados igualmente por la tectónica y su influencia en la pendiente. Se observa que en el bloque inferior al NW y SE, se presentan direcciones de la pendiente ENE-WSW y NE-SW. En el sector central del área de estudio, en ambos dominios, los piedemontes acumulativos están en función de la pendiente controlada por la estructura que corta el área de estudio de NE a SW, por donde corre el Río Tepache. Así también la actividad volcánica influye en su distribución, ya que se presentan estas unidades alrededor de la Mesa Central de lavas cuaternarias; además, igual que en los piedemontes denudativos generales, su desarrollo dentro del bloque superior se concentra en el sector central (protocuenca).

-Piedemontes locales aluviales de origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Qs_2). Se consideran unidades con una actividad acumulativa aluvial y coluvial que al igual que los anteriores es posterior a los piedemontes denudativos. Están localizados en sectores restringidos en cuanto a dimensión y limitados a franjas que corresponden a importantes rupturas de pendiente, en el bloque superior se presentan preferentemente siguiendo estructuras al pie de elevaciones. En el bloque inferior se presentan salpicados entre la rugosidad de las coladas centrales del Cerro Blanco, alrededor de zonas de planicies acumulativas mixtas (sobre las coladas cuaternarias), en zonas de fuerte desnivel entre coladas (sistema 8, Mesa Central) y en el contacto entre la prolongación hacia el sur de la colada SW del Cerro Blanco con los depósitos miocénicos medios-tardíos y las andesitas terciarias (sistema 10, La Junta).

V.3.3.3- Piedemontes mixtos

Estos son únicamente locales concentrados en los lugares donde la actividad volcánica y la dinámica exógena interactúan. Debido a lo cual todas estas unidades mixtas se presentan en coladas, ya sea en los bordes, sobre las mismas o entre dos coladas. En la mitad sur del área de estudio (sistemas 6 y 9) se disponen la mayor cantidad de piedemontes mixtos en dirección (NE-SW). Ocupan un área aproximada de 8 Km² que corresponde al 1 % del área de estudio.

-Piedemontes mixtos locales de origen exógeno aluvial y endógeno volcánico acumulativo del Cuaternario (Q_{sv1}). La mayor cantidad de piedemontes mixtos se encuentran en la mitad sur del área de estudio (sistemas 6 y 9), se disponen siguiendo una dirección (NE-SW) por el trazo de una estructura de falla y en la dirección de la pendiente. Esta alineación de unidades muestra las siguientes características: al este, en el límite entre los dos dominios, hay acumulación aluvial procedente de las elevaciones orientales sobre las coladas fisurales de Los Llanos Las Palomas y El Capitán. Siguiendo la falla mencionada más al este todavía, en el punto de salida de la colada El Capitán, se deposita simultáneamente la emisión de lava y los materiales del piedemonte. Hacia el oeste, siguiendo la estructura, se presentan piedemontes mixtos en los frentes de las coladas antes mencionadas y la colada del Cerro Blanco que desciende al valle del Río Tepache. Aquí están ambos frentes de coladas encontrados y separados por la planicie fluvial del río y los piedemontes allí formados. Otras unidades menores se observan en los bordes de las coladas de los Llanos La Paloma y El Capitán en contacto con planicies aluviales que las cruzan.

El resto de los piedemontes mixtos se ubican en tres diferentes sitios del bloque inferior, uno corresponde al borde norte de la Mesa Central, al este y oeste de los cerros Villalobos y Barril. Las unidades se presentan al pie del escarpe de la colada en contacto con unidades acumulativas de piedemonte y planicie, donde ocurre acumulación aluvial-columial de poco espesor sobre la colada. Otro sector de piedemontes mixtos se presenta al pie de un importante escarpe que atraviesa la Mesa Central al pie de la primera colada fisural (alta topográficamente y que provee sedimentos por erosión) y la tercera, que se extiende rodeándola (baja topográficamente que recibe los sedimentos por acumulación). Un sitio más se observa en el sistema La Junta (10), al SW del área de estudio, en los pequeños piedemontes ubicados entre la prolongación más al SW de la última colada del Cerro Blanco y las elevaciones que la rodean (PostBáucarit y andesitas terciarias).

V.3.4- Planicies

Superficie de poca inclinación y diferencia altitudinal que corresponde al relieve de tipo exógeno acumulativo y denudativo de depósitos aluviales, eólicos y/o costeros (marinos, lacustres, etc.). Córdova (1988), subdivide las planicies en altiplanicies y planicies bajas, considerando para estas últimas una altitud menor a 400 msnm. Las planicies son superficies con morfologías planas, casi siempre presentan una continuidad y geomorfológicamente pueden presentar procesos erosivos como acumulativos en diferentes periodos (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002).

Se consideró para su identificación el uso de suelo (agrícola y urbano), el cambio de pendiente y la corroboración del patrón que muestran en la base geológica los depósitos aluviales (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002).

En la actualidad la mayoría de las planicies encontradas son de origen exógeno (acumulativas). En el área de estudio se dividen principalmente en planicies consideradas de origen exógeno aluvial (acumulativas) y fluvial, a las actuales, (acumulativas y denudativas), y se encuentran también unidades de origen mixto, endógeno volcánica-exógeno aluvial acumulativa, debido a la interacción de los eventos volcánicos del Cuaternario y la simultánea y consecuente actividad aluvial. Las planicies en el área de estudio se caracterizan por delimitar a las morfoestructuras o sistemas, justamente así se encuentran delimitando al área de estudio por el norte, sur y oeste, con excepción del límite oriental que está trazado por el parteaguas. En el bloque superior están controladas preferentemente por la estructura, en el bloque inferior siguen las direcciones estructurales principales, el límite entre coladas y la pendiente. Tienen un desarrollo considerablemente mayor en el dominio inferior (**Figura V.13**).

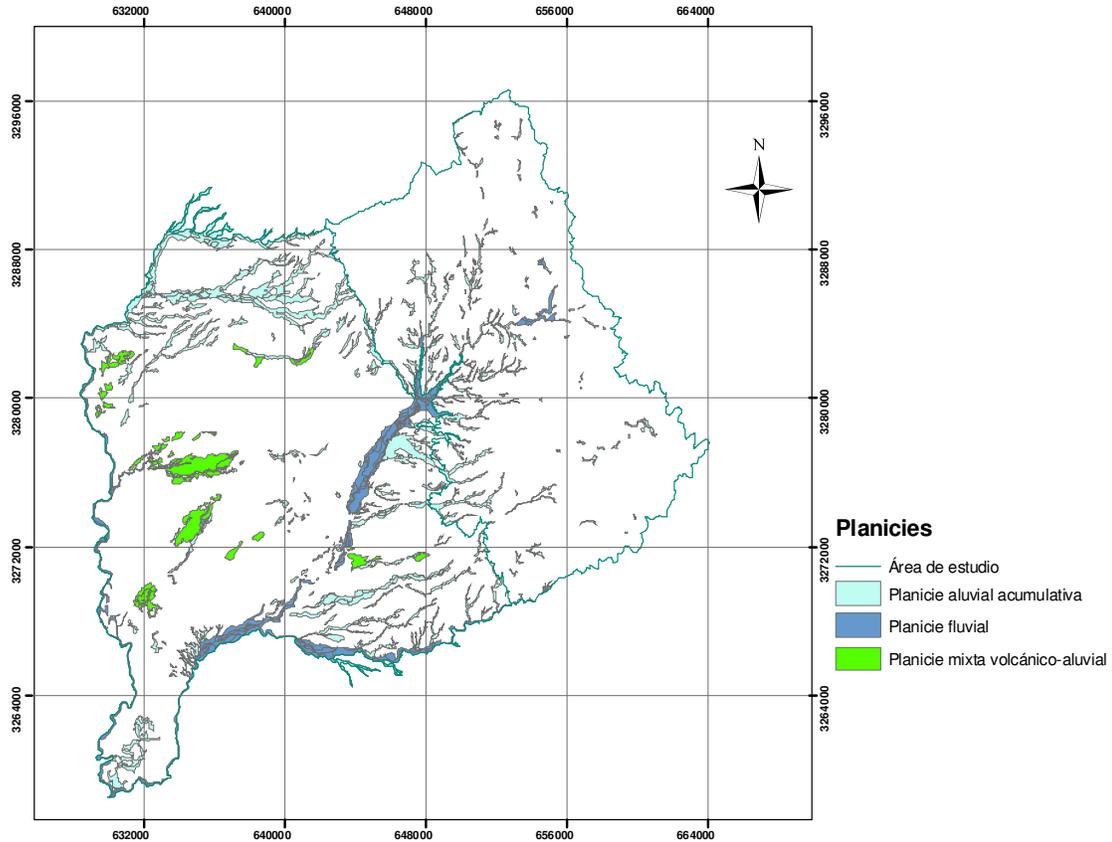


Figura V.13. Esquema de localización de las unidades de planicie controladas por la pendiente y las estructuras. Ocupan el 10 % del área de estudio.

V.3.4.1- Planicies aluviales

Corresponden a unidades de edad cuaternaria, reflejan la densidad del drenaje en el área y la superficie trabajada por erosión fluvial. Ocupan un área aproximada de 49 km² que corresponden al 7 % del área de estudio

- *Planicies aluviales de origen exógeno acumulativo del Cuaternario (Qs₂)*. Son las más representativas en cuanto a distribución y área ocupada. Están distribuidas en su mayoría drenando las áreas de piedemonte, es decir al norte y SE de la Mesa Central en el dominio bloque inferior y en el sector central del dominio bloque superior. En segundo término están las planicies aluviales acumulativas que corren sobre el área de coladas en la mitad occidental del área de estudio y las planicies aisladas que siguen estructuras de

falla en la mitad oriental. Las planicies del bloque inferior y porción central del bloque superior que surcan los piedemontes y las superficies de coladas, corren en sentido de la pendiente general ENE-WSW, NE-SW y local SE-NW (Río Tepache); las que están dispuestas al este en el bloque superior siguen estructuras de falla con direcciones preferenciales NE-SW y NW-SE.

V.3.4.2- Planicies fluviales

Corresponden a las unidades más jóvenes de generación posterior a las planicies aluviales. En estas tenemos las planicies fluviales acumulativas y el cauce actual, ambas consideradas como holocénicas. Son las planicies por donde corren los dos ríos principales del área de estudio, el Río Moctezuma limitándola al oeste y el Río Tepache atravesándola en diagonal de NE a SW y continuando por el límite SE. Se ajustan a estructuras mayores del área de estudio. Ocupan un área aproximada de 20 km² que corresponde al 3 % del área de estudio.

- *Planicies fluviales de origen exógeno acumulativo del Holoceno (Qs_3)*. Se encuentran bordeando a los cauces de los dos ríos principales del área de estudio. Son mínimas, se presentan esporádicamente en curvas por obstáculos rocosos en el curso del Río Moctezuma, que es de vertientes muy escarpadas bordeando a las superficies de coladas volcánicas, cuaternarias al este y terciarias al oeste, En cambio en el Río Tepache se presentan las planicies acumulativas fluviales de mayores dimensiones en el área de estudio y corresponden a la franja que va desde Divisaderos hasta la caída de la colada SW inferior del Cerro Blanco, a la planicie del Tepache. La actividad volcánica controla y tuerce localmente su curso. Allí es donde se estrangula la unidad y sólo continúa como cauce donde los flancos son escarpes de coladas. Vuelve a ensancharse a partir del poblado de Tepache hasta las cercanías de Casa Grande, donde se repite el angostamiento y desaparición de la planicie acumulativa a favor del cauce, siguiendo su recorrido al sur del área de estudio hasta llegar a la altura del Rancho La Junta, donde confluye con el Moctezuma. Otro sitio en donde se desarrollaron las planicies acumulativas es en el

límite sur del área donde confluye el arroyo El Ojito con el Río Tepache. Las áreas de mayor desarrollo de estas planicies están flanqueadas por importantes piedemontes.

V.3.4.3- Planicies mixtas

Denominadas planicies intravolcánicas (Plavol) son unidades mixtas formadas a consecuencia de la actividad conjunta de acumulación fluvial y obstrucción del drenaje (volcánica) durante el cuaternario, que se encuentran únicamente en el dominio bloque inferior. Se supone su formación en un ambiente estático que correspondió a un nivel de base local, en donde se forma una cuenca de depósito de materiales finos bordeados por coladas cuaternarias. Las posibilidades son las siguientes: *a.* La extrusión de las lavas sobre un terreno ondulado de sedimentos pliocénicos en donde las cimas de las elevaciones son cubiertas por una delgada capa de basalto, posteriormente erosionada permitiendo el afloramiento de los sedimentos pliocénicos, *b.* las coladas fluyen por los bajos topográficos quedando las cimas de las elevaciones pliocénicas como cerros testigo en donde la erosión actúa con más eficacia por ser materiales más deleznable, y *c.* cualquiera de las dos anteriores, al quedar los sedimentos en un nivel inferior recibe materiales erosionados de los basaltos que circundan a la unidad. Las planicies mixtas ocupan un área aproximada de 11 km² que corresponde al 1.5 % del área de estudio.

- *Planicies aluviales de origen endógeno volcánico exógeno aluvial acumulativo del Cuaternario (Q_{vs2}).* La mayor cantidad y dimensiones más importantes de esta unidad se presenta en el centro-oeste del bloque inferior, en la Mesa Central, siguiendo la dirección ENE-WSW y NE-SW en función de la pendiente; están bordeadas por flujos lávicos que fungieron como represas, frenando el trabajo fluvial, y en ocasiones con piedemontes que las relacionan con niveles topográficos superiores. Están cortadas por planicies aluviales posteriores a ellas y que buscan una salida al Río Moctezuma a través de planicies fluviales de cauce formadas por erosión regresiva a partir de este río, con tendencia a unirse o, en algunos casos, ya están conectadas. Otras más pequeñas se ubican al NW del campo volcánico en donde se observa igualmente la sedimentación fina sobre la parte distal de las coladas del Cerro Los Fierros, aquí los sedimentos se

acumulan debido a la represa que logran los bloques altos de esta colada. Se observa importante influencia del piedemonte ubicado hacia el E-NE de ellas que dirige su pendiente y drenaje hacia estas unidades mixtas. Otro sector de planicies mixtas se encuentra al NE de la Mesa Central en donde el piedemonte acumulativo que corresponde a un abanico antiguo (Llano Aribabi) topa con las áreas dómicas que rodean a los cerros Los Fierros y El Barril, en el contacto entre ambas se desarrollan planicies acumulativas tanto mixtas como aluviales por donde actualmente corren flujos de agua intermitentes. Existen otras, las más pequeñas al SW del Cerro Blanco, sobre la superficie cumbral de la primera colada fisural y otras entre las coladas de los Llanos El Capitán y Las Palomas. Están cortadas por planicies aluviales más jóvenes.

V.4- Interpretación de resultados

En función del cruce de mapas en el SIG se obtiene la información de pendiente y altitud dominantes por unidad con el fin de caracterizar a las unidades morfogénicas (**Tabla V.2**).

Se observa que los piedemontes presentan diferentes direcciones, los piedemontes de mayores dimensiones ubicados al NW y SE del bloque inferior presentan direcciones ENE-WSW (denudativos más antiguos), y NE-SW (acumulativos más jóvenes), drenando al Río Moctezuma; los piedemontes que están ubicados en el sector centro-oriental del bloque inferior y su continuación en el centro occidental del bloque superior (drenan al Río Tepache) su dirección es ESE-WNW (**Figura V.14**). Se interpreta que la orientación de la cuenca de depósito correspondía inicialmente a la primera dirección mencionada y cambia posteriormente a la segunda. Por otro lado, en el área del Río Tepache existe una modificación por un control estructural local.

Tabla V.2: Pendientes (individuales, clasificadas) y altitudes dominantes.

UM	km2	PEND °	PENDCLAS °	ALT
LM-cz	37	19	>16-32	1180
LM-g	20.18	6	>08-16	1040
LM-dq	0.15	5	>04-08	1160
LMa	35	27	>16-32	1160
LM-to	50.43	19	>16-32	960
LM-cgbafe	1.8	27	>16-32	960
LM-cg	13.6	19	>16-32	840
Lo-cz	15	19	>16-32	1140
Lo-g	10.5	5	>08-16	1120
Lo-dq	0.4	5	>16-32	1120
Lo-a	5.2	2	>16-32	560
Lo-to	13.1	19	>16-32	880
Lo-cg-baf	5.2	3	>08-16	800
Lo-cg	18.2	7	>08-16	580
Lo-bs	124.67	2	>00-02	740
Lo-lv	128.25	2	>00-02	660
Pmacal	47.1	2	>00-02	760
Pmacal-local	15.5	2	>00-02	629
Pmdal	65.3	2	>00-02	660
Pmdal-local	21.5	5	>04-08	820
Pmc	8.3	2	>00-02	630
Plalac	49.3	2	>00-02	739
Plflac	13.5	2	>00-02	539
Plfcauce	7	2	>00-02	520
Plavol	11	2	>00-02	651
TOTAL	717.18			

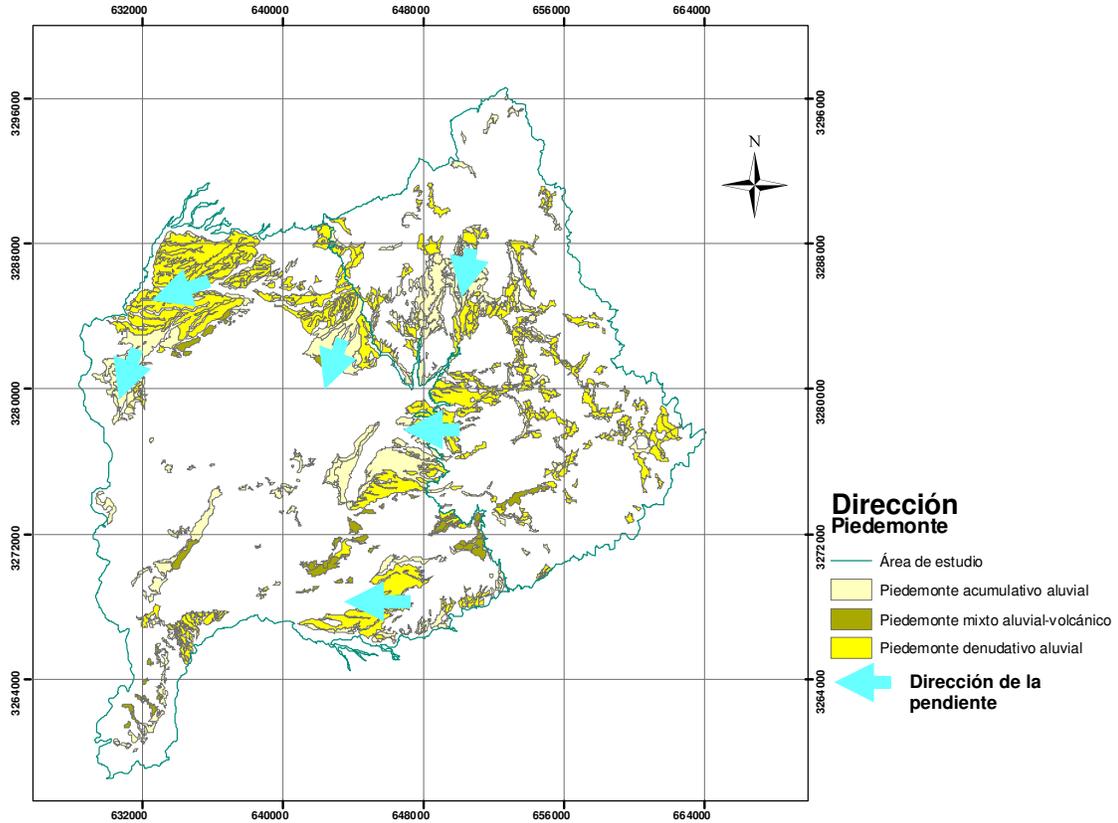


Figura V.14. Dirección de piedemontes

Se presenta asimismo un modelo de evolución de la cuenca de depósito del Río Moctezuma, referida al detalle del Periodo Cuenca explicado en el capítulo de Evolución Geológico-Tectónica.

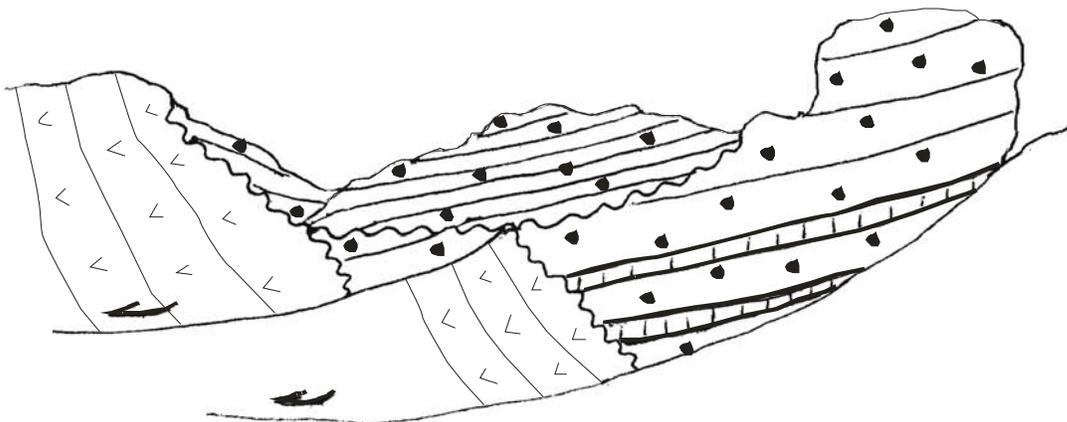


Figura V.15. Mioceno temprano a tardío: Se depositan los conglomerados polimícticos cementados por zeolitas que constituyen la molasa endurecida de la Formación Báucarit intercalada con basaltos a la base y tectonizada (fracturada y basculada). Simultáneamente se produce la distensión del semigraben a partir de fallas Ílísticas ubicadas al este del valle. Posteriormente ocurre la erosión de estos materiales y consecuente deposición de los conglomerados arenosos PostBáucarit con aportes dominantes de la margen oriental.

Leyenda general

Esta leyenda corresponde a los esquemas del modelo de evolución la cuenca del Río Moctezuma presentadas en este capítulo, de la figura V.15 a la figura V.19.

-  Volcanismo del Cuaternario
-  Gravas locales del Plioceno
-  Limolitas rojas
-  Conglomerados arenosos del Mioceno medio-tardío (Post-Báucarit)
-  Molasa endurecida con intercalaciones de basaltos del Mioceno temprano-medio (Formación Báucarit)
-  Derrames andesíticos y depósitos piroclásticos ácidos del Terciario temprano (CVS)

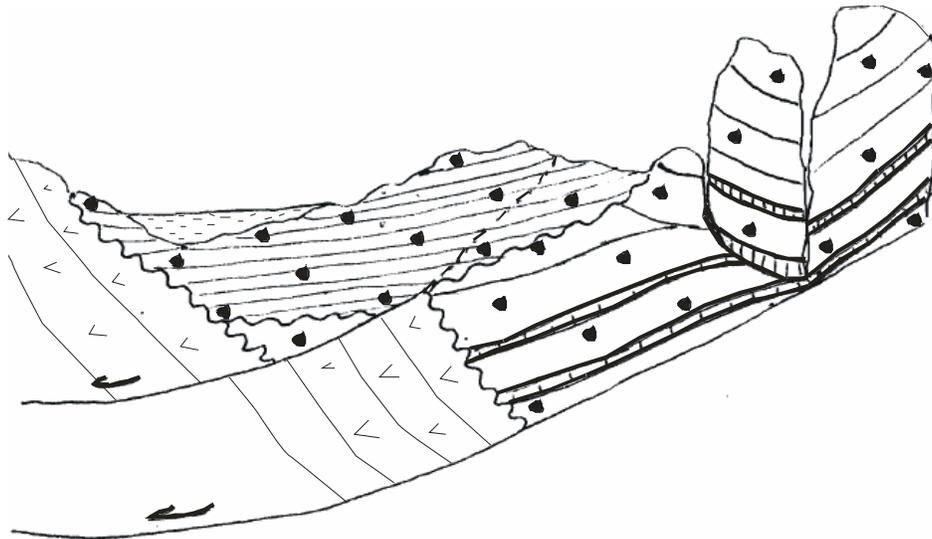


Figura V.16. Mioceno tardío-Plioceno: Continúa la distensión y el depósito simultáneos. Se produce el ensanchamiento de la cuenca tectónica y el fracturamiento y caída de bloques de los conglomerados polimícticos que constituyen la Formación Báucarit quedando los estratos buzantes en diferentes direcciones. Se depositan las limolitas rojas colmatando los sectores más bajos de la cuenca, en un ambiente lagunar (depósitos finos en ambiente de baja energía), debido a que en esta época la cuenca de depósito correspondía a una cuenca endorreica que marca probablemente un período de mayor quietud del tectonismo. Los materiales finos ocupan un área con forma de óvalo alargado en sentido N-S ubicado al oeste del dominio bloque inferior. Referencias en figura V.15.

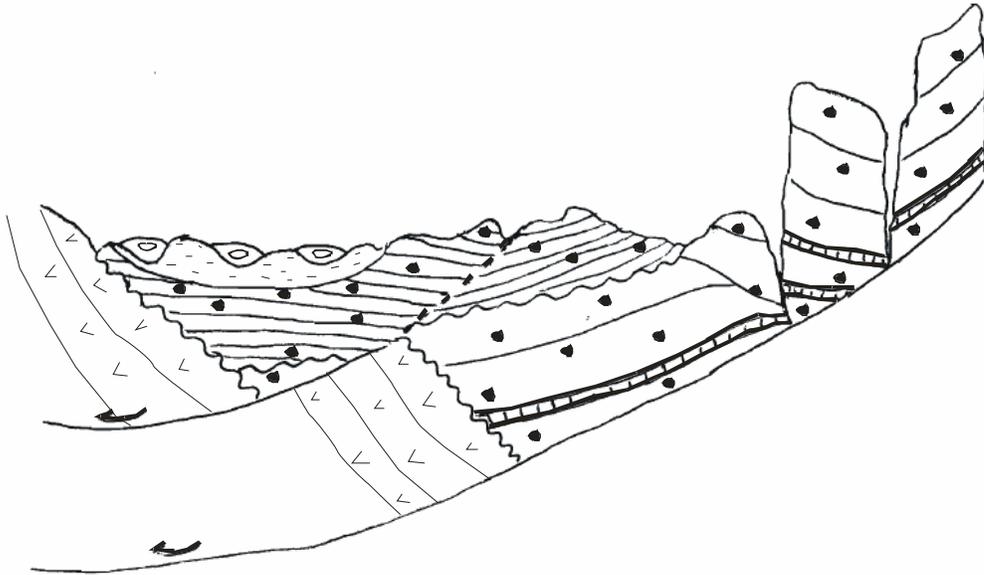


Figura V.17. Plioceno: Continúa la distensión, el ensanchamiento de la cuenca tectónica a partir de las fallas listricas dispuestas al oriente y el depósito simultáneos, ahora en un ambiente rejuvenecido como consecuencia de la continua actividad tectónica que permite el desagüe hacia el sur de la cuenca, convirtiéndola en exorreica. Es entonces cuando se produce la formación del Río Moctezuma y sus afluentes. Como consecuencia se depositan gravas localizadas en cauces que disecan el paisaje con dirección SW y que van a desaguar en el curso principal del Río Moctezuma. Referencias en figura V.15.

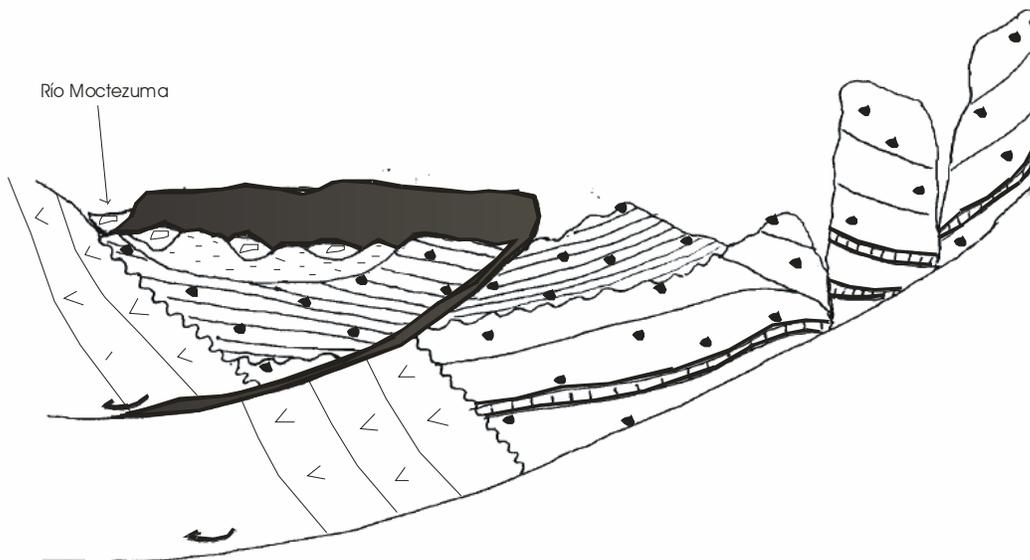


Figura V.18. Cuaternario temprano (Q_{v1}): Continúa la distensión y ensanchamiento de la cuenca, suficientes para abrir los conductos para el emplazamiento de los basaltos fisurales en forma de mesa (1.7Ma), desde el sistema de fallas orientales, con direcciones de flujo hacia el W-SW. Las coladas se emiten sobre los depósitos neógenos (Mioceno-Plioceno) y se presenta la formación local de *pillow-lavas* en los paleocauces (gravas). Continúa la disección del Río Moctezuma formando un valle de laderas escarpadas que está flanqueado por basaltos cuaternarios al este y andesitas del Terciario temprano al oeste. Se comienza a organizar un drenaje incipiente sobre la mesa volcánica en sentido de la pendiente (SW). Se

produce el bloqueo del drenaje por efecto de las diversas coladas formándose las unidades de origen mixto, *planicies volcánicas* (Q_{vs_1}). Se produce, en algunos sectores de la cuenca de depósito, el movimiento del trazado del Río Moctezuma hacia el oeste por efecto de la actividad volcánica, además muestra cambio de direcciones ortogonales controlado también por fallas. Referencias en figura V.15.

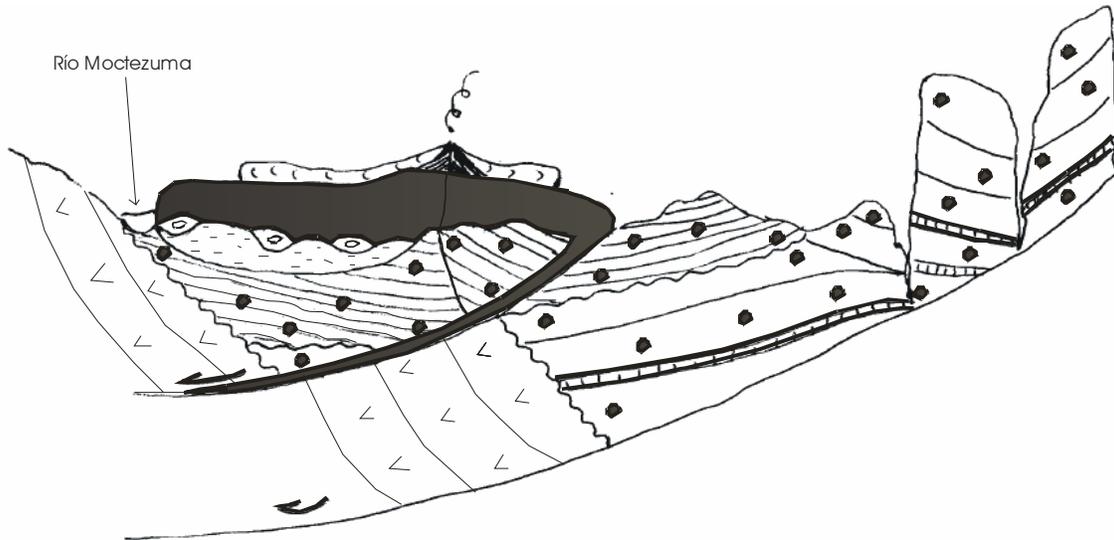


Figura V.19. Cuaternario medio (Q_{v_2}): Sigue la actividad tectónica distensiva, continúa ensanchando la cuenca de depósito. Se presentan las erupciones centrales (hasta 0.5 Ma.) sobre la mesa volcánica con puntos de salida ubicados en una alineación más hacia el centro del valle. Simultáneamente los efectos de la erosión fluvial sobre la mesa volcánica se dejan ver en el arrastre de los materiales piroclásticos provenientes de las erupciones centrales que se acumularán a cierta distancia de los puntos de emisión entre las rugosidades características de las coladas. Los cauces cruzan la mesa volcánica en sentido de la pendiente, hacia el SW, así las *planicies volcánicas* (Q_{vs_1}) son cortadas por planicies aluviales (Q_{s_2}) más jóvenes y a partir de la planicie fluvial (Q_{s_3}) del Río Moctezuma se forman valles angostos y profundos (Q_{s_3}) por erosión regresiva que llegan a conectarse con aquellos. El Río Moctezuma sigue cortando y formando grandes laderas escarpadas. Referencias en figura V.15.

Tabla V.3: Síntesis de unidades morfogénicas

Código	Tipo de Relieve	Origen del Relieve	Temporalidad <i>a. litología b. estructura c. forma</i>	Clases de Relieve <i>(morfometría)</i> <i>a. pend. b. altit. dominantes</i>
LMa-cz	Laderas Montañosas Altas	Endógeno estructural plegado modelado de calizas fossilíferas, lutitas y areniscas	a. Cretácico temprano b. Cretácico tardío-Terciario temprano y Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1,180 m
LMa-a	Laderas Montañosas Altas	Endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1,160 m
LMa-to	Laderas Montañosas Altas	Endógeno volcánico modelado de depósitos piroclásticos ácidos	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 960 m
LMm-cz	Laderas Montañosas Medias	Endógeno estructural plegado modelado de calizas fossilíferas, lutitas y areniscas	a. Cretácico temprano b. Cretácico tardío-Terciario temprano y Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1,180 m
LMm-a	Laderas Montañosas Medias	Endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1,160 m
LMm-to	Laderas Montañosas Medias	Endógeno volcánico modelado de depósitos piroclásticos ácidos	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 960 m
LMm-g y LMm-dq	Laderas Montañosas Medias	Endógeno intrusivo modelado de granodioritas y de diques riolíticos y dioríticos	a. Cretácico tardío a Terciario temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 08-16°-04-08° b. 1,040-1,160 m
LMb-cz	Laderas Montañosas Bajas	Endógeno estructural plegado modelado de calizas fossilíferas, lutitas y areniscas	a. Cretácico temprano b. Cretácico tardío-Terciario temprano y Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1,180 m
LMb-cg- baf	Laderas Montañosas Bajas	Endógeno estructural tectónico modelado de conglomerados con volcanismo asociado	a y b. Mioceno temprano- medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 960 m
LMb-cg	Laderas Montañosas Bajas	Endógeno estructural monoclinal modelado de conglomerados arenosos	a y b. Mioceno medio-tardío c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 840 m
LMb-a	Laderas Montañosas Bajas	Endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano-medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1,160 m
LMb-to	Laderas Montañosas Bajas	Endógeno volcánico modelado de depósitos piroclásticos ácidos	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano-medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 960 m
LMb-g y LMb-dq	Laderas Montañosas Bajas	Endógeno intrusivo modelado de granodioritas y de diques dioríticos y riolíticos	a. Cretácico tardío-Terciario temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 08-16°-04-08° b. 1,040-1,160 m

Loa-cz	Lomeríos Altos	Endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas	a. Cretácico temprano b. Cretácico tardío-Terciario temprano y Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1140 m
Loa-cg	Lomeríos Altos	Endógeno estructural monoclinal modelado de conglomerados (1) y limolitas (2)	a. Mioceno medio-tardío(1) y Mioceno tardío-Plioceno (2) c. Pleistoceno	a. 08-16° b. 580 m
Loa-a	Lomeríos Altos	Endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano-medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 560 m
Loa-to	Lomeríos Altos	Endógeno volcánico modelado de depósitos piroclásticos ácidos	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano-medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 880 m
Loa-cg-baf	Lomeríos Altos	Endógeno estructural tectónico modelado de conglomerados con volcanismo asociado	a y b. Mioceno temprano-medio c. Pleistoceno	a. 08-16° b. 800 m
Loa-bs	Lomeríos Altos	Endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos fisurales	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Q1)	a. 00-02° b. 740 m
Lom-cz	Lomeríos Medios	Endógeno estructural plegado modelado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas	a. Cretácico temprano b. Cretácico tardío-Terciario temprano y Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 1140 m
Lom-a	Lomeríos Medios	Endógeno volcánico modelado de flujos lávicos de andesitas	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano a medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 560 m
Lom-to	Lomeríos Medios	Endógeno volcánico modelado de depósitos piroclásticos ácidos	a. Oligoceno temprano b. Mioceno temprano a medio c. Pleistoceno	a. 16-32° b. 880 m
Lom-g y Lom-dq	Lomeríos Medios	Endógeno intrusivo modelado de dioritas fracturadas y de diques dioríticos y riolíticos	a. Cretácico tardío a Terciario temprano b. Mioceno temprano c. Pleistoceno	a. 08-16°, 16-32° b. 1120 m
Lom-bs	Lomeríos Medios	Endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos fisurales	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Q ₁)	a. 00-02° b. 740 m
Lom-lv	Lomeríos Medios	Endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos centrales	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Q ₂)	a. 00-02° b. 660 m
Lob-cg-baf	Lomeríos Bajos	Endógeno estructural tectónico modelado de conglomerados con volcanismo asociado	a y b. Mioceno temprano-medio c. Pleistoceno	a. 08-16° b. 800 m
Lob-cg	Lomeríos Bajos	Endógeno estructural monoclinal modelado de conglomerados (1) y limonitas (2)	a. Mioceno medio-tardío(1) Mioceno tardío-Plioceno(2) c. Pleistoceno	a. 08-16° b. 580 m

Lob-bs	Lomeríos Bajos	Endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos fisurales	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Qv ₁)	a. 00-02° b. 740 m
Lob-lv	Lomeríos Bajos	Endógeno volcánico acumulativo de flujos lávicos de basaltos centrales	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Qv ₂)	a. 00-02° b. 660 m
Pmdal	Piedemontes denudativos generales	Exógeno denudativo de conglomerados y aluvión	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Qs ₁)	a. 00-02° b. 660 m
Pmdal-local	Piedemontes denudativos locales	Exógeno denudativo de aluvión	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Qs ₂)	a. 04-08° b. 820 m
Pmacal	Piedemontes acumulativos generales	Exógeno acumulativo de aluvión	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Qs ₂)	a. 00-02° b. 760 m
Pmacal-local	Piedemontes acumulativos locales	Exógeno acumulativo de aluvión	a y b. Cuaternario c. Cuaternario (Qs ₂)	a. 00-02° b. 630 m
Pmc	Piedemontes complejos locales	Exógeno aluvial y endógeno volcánico acumulativos de conglomerados (1) y flujos basálticos (2)	a y b. Mioceno-Plioceno (1) y Cuaternario (2) c. Cuaternario (Qsv ₁)	a. 00-02° b. 630 m
Plalac	Planicies aluviales	Exógeno acumulativo de planicies aluviales	a y c. Cuaternario (Qs ₂)	a. 00-02° b. 740 m
Plfl	Planicies fluviales	Exógeno acumulativo de planicies fluviales	a y c. Cuaternario (Qs ₃) (Holoceno)	a. 00-02° b. 540 m
Plavol	Planicies mixtas (Planicies intravolcánicas)	Endógeno volcánico y exógeno aluvial acumulativos de flujos basálticos (1) y conglomerados y limonitas (2)	a y b. Cuaternario (1) y Mioceno-Plioceno(2) c. Cuaternario(Qvs ₁)	a. 00-02° b. 650m

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el área de estudio se reconocieron dos eventos tectónicos en los cuales se enmarca el origen de las unidades geomorfológicas, los denominados Períodos Antecuenca (asociado a la compresión) y Cuenca (distensión). El primero es de influencia definitiva para la formación de la mayoría de las unidades de ladera montañosa (LM) de origen estructural plegado, intrusivo y volcánico, modeladas, constituidas por materiales del Cretácico temprano al Oligoceno. Las laderas montañosas (LM) sólo se encuentran en el bloque superior. El segundo período (Cuenca) tiene unidades de lomerío (Lo), piedemonte (Pm) y planicie ((Pla) de origen endógeno estructural monoclinial, volcánico acumulativo, así como exógeno acumulativo y denudativo (aluvial y fluvial). Estos últimos corresponden a edades del Mioceno temprano al Cuaternario. Igualmente se divide el área de estudio en dos grandes dominios que corresponden al bloque superior ubicado al este y al bloque inferior al oeste, en los que se observa una marcada heterogeneidad respecto al origen de los tipos de relieves dominantes.

Uno de los tipos morfogenéticos cartografiados en el área de estudio ha estado sometido, previo a la tectónica distensiva, a los eventos compresivos laramídicos considerados muy intensos en esta parte del Estado, de tal suerte que las características morfogenéticas de estas unidades compite la influencia de los procesos posteriores y por ello muy evidentes (*Basin and Range*), con los más antiguos pero de gran duración e intensidad (orogenia Laramide). Esta orogenia que afecta al potente paquete sedimentario de calizas fosilíferas, areniscas y lutitas del Cretácico temprano deformándolo e intrusionándolo, corresponde a las unidades de origen endógeno estructural plegado modelado que muestran dos características geomorfológicas principales: *a.* unidades morfogenéticas que se incluyen dentro de las más altas y de mayor pendiente del área y *b.* se presentan otras unidades representadas por calizas recrystalizadas debido a metamorfismo de contacto, que son evidentemente más bajas y trabajadas por una red de drenaje muy densa (dendrítica). En estas unidades se considera que la edad más importante

corresponde al evento compresivo (Cretácico tardío-Eoceno), aunque posteriormente hayan sufrido desplazamiento vertical de bloques (desde el Mioceno).

Gracias a los afloramientos de diques ácidos en las estructuras internas (E-W) del intrusivo granodiorítico ubicado al norte del bloque superior, se reconoce claramente que el contacto intrusivo-rocas volcánicas del Complejo Volcánico Superior (CVS) del Terciario temprano (Ti) es por discordancia erosiva y no por contacto intrusivo. Es decir que el emplazamiento volcánico del CVS se da sobre una superficie erosiva en donde ya afloraban los granitoides laramídicos. A la vez, sólo se observan estos diques en los intrusivos de la parte norte del bloque superior y no en los cuerpos intrusivos de la mitad sur. Esto lleva a otra conclusión: que la mitad norte, que se encuentra más próxima a la masa batolítica de la Sierra La Madera, ha tenido un levantamiento tectónico mayor, permitiendo el rejuvenecimiento en ese sector de los procesos erosivos en donde se ha emplazado un importante volumen de andesitas y depósitos piroclásticos ácidos (Ti), siguiendo la topografía y cubriendo a las anteriores unidades. En cambio, en la mitad sur del bloque superior es más importante la ocurrencia de rocas sedimentarias (calizas fosilíferas) del Cretácico temprano, de hecho es en el único sector en que afloran, que aún no han sido rebajadas, a pesar de ser las más antiguas en el área de estudio.

Se concluye que la protocuenca del valle del Río Moctezuma estaba ubicada al este del actual semi-graben en lo que corresponde hoy a la porción centro-occidental del bloque superior, siendo este sitio de características particulares respecto al resto del bloque superior, ya que allí afloran las rocas más jóvenes del dominio superior con la presencia de unidades de ladera montañosa (LM) y lomerío (Lo) de sedimentos Báucarit (Mioceno temprano-medio) y PostBáucarit (Mioceno medio-tardío), así como importante desarrollo de piedemontes (Cuaternario). Por otro lado la contraparte de elevaciones de sedimentos Báucarit se presenta en el otro extremo del área, cortando en dirección transversal (NE-SW) al semigraben de Moctezuma, en el límite oeste a una distancia de 30 km. Esta longitud corresponde al ensanchamiento de la cuenca tectónica desde el Mioceno temprano.

La evolución de la cuenca de depósito presentó un período de gran actividad tectónica en su origen cuando falla, distiende y a la vez deposita y emite coladas basálticas (Formación Báucarit 22.3 Ma y sedimentos Post-Báucarit). Se organiza un nuevo orden tectónico y erosivo, es un período de sedimentación y tectonismo simultáneos. Posteriormente continúa un período de reposo, en un ambiente de cuenca endorreica con un tirante de agua somero (en condiciones oxidantes), donde se depositan materiales finos que corresponden a los lodos rojos así como evaporitas (yesos y zeolitas) que colmatan la cuenca de depósito (Plioceno). Una posterior reactivación tectónica disecca estos lodos generando los cursos menores que corren por la pendiente (NE-SW) hacia el borde oeste de la cuenca de depósito, donde se organiza como cauce principal y nace el Río Moctezuma (cuenca exorreica). Ya durante el Cuaternario se emplazan los basaltos que muestran en los sitios de contacto de las coladas con los paleocauces, la presencia de *pillow-lavas* que atestiguan un enfriamiento brusco en presencia de agua.

La actividad volcánica del Cuaternario sella la cuenca de depósito, ya que sobre la mesa basáltica no hay acumulación de sedimentos importante, además, la superficie de ésta que en un momento fue el fondo de la cuenca de depósito, ha quedado aislada en un nivel topográfico superior por inversión del relieve. El dinamismo se observa actualmente en el desarrollo franjas de piedemonte ubicadas entre los bloques elevados (este y SE) y el Malpaís basáltico de Moctezuma.

Las unidades morfogenéticas de mayor número y representación superficial son los lomeríos que se distribuyen tanto en las unidades formadas durante el período Antecuenca como en el correspondiente a Cuenca, se presentan en ambos bloques inferior y superior, además de estar representados por todos los tipos litológicos y edades. Se aprecian en rocas sedimentarias cretácicas, intrusivas laramídicas, metamórficas post-laramídicas, volcánicas oligocénicas, sedimentarias miocénicas-pliocénicas y en rocas volcánicas del Cuaternario.

A partir del análisis de la dirección de la pendiente de los piedemontes y de los cauces fluviales, se concluye que la cuenca del Río Moctezuma cambia la dirección de su

pendiente, de una dirección preferente de E-W de los piedemontes, ésta es modificada a otra con preferencia N-S. El Río Moctezuma corre de norte a sur, el Tepache aguas arriba tiene dirección NW-SE y antes de confluir con el Moctezuma su dirección es casi N-S. También se observa esta modificación de la dirección en los piedemontes denudativos más antiguos con respecto a los acumulativos posteriores, los últimos presentan una dirección casi N-S.

Se presentan unidades de piedemonte mixto por interacción de la acumulación fluvial y la emisión de lavas del Cuaternario. La unidad más representativa de piedemonte mixto corresponde a la franja que se extiende desde el punto de emisión del derrame del Llano El Capitán hacia el SW, en una zona donde pasa una estructura con dirección NE-SW que es el límite sur del sistema Montecristo (5) y norte del sistema Sierra Las Guijas (6). Allí se emplaza la colada sobre un piedemonte y planicie anteriores, posteriormente continúa la deposición aluvial-coluval sobre la colada. Otras unidades menores se presentan en los contactos de piedemonte y/o planicie con coladas volcánicas.

Las unidades de planicies mixtas de origen endógeno volcánico exógeno aluvial, se encuentran únicamente en el dominio bloque inferior y fueron formadas durante el Cuaternario, según las siguientes opciones: *a.* las lavas (Cuaternario) emplazadas en un terreno ondulado cubren las cimas de las elevaciones bajas (Mioceno-Plioceno) con una delgada capa de basalto, posteriormente éste es erosionado y queda expuesto el afloramiento de los sedimentos pliocénicos, *b.* las cimas de las elevaciones pliocénicas quedan como cerros testigo, las coladas cuaternarias sólo las rodean, así, los materiales sedimentarios del Mioceno-Plioceno están sujetos a mayor erosión por ser más blandos y *c.* las dos anteriores, al quedar los sedimentos mioceno-pliocénicos en un nivel topográfico inferior pueden recibir materiales erosionados de los basaltos cuaternarios que rodean a la unidad sedimentaria. Estas unidades se denominaron Planicies intravolcánicas (Plavol).

Aportes del estudio:

En este trabajo se presenta una evolución geológica-geomorfológica de la cuenca del Río Moctezuma.

Se delimitan, a partir del análisis geomorfológico, dos importantes dominios morfoestructurales, así como dos períodos evolutivos en la cuenca del Río Moctezuma, cada uno de ellos con características propias.

Se concluye que la ubicación de la protocuenca fue inicialmente al este del actual semigraben, que la actividad volcánica cuaternaria controla su evolución y que actualmente, la dinámica de la cuenca se observa en el desarrollo de piedemontes, en la franja media entre los dos dominios.

Se determina que la cuenca tenía inicialmente una pendiente preferente E-W que se modifica posteriormente a NW-SW.

Se definieron unidades de origen mixto, de piedemonte y planicie, en donde la actividad volcánica endógena y acumulativa exógena, interactúan.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez Jr., 1962, Geología, Paleogeografía y Tectónica de México; UNAM (Apuntes), México, 162 pags.

Anderson T.H., Silver L.T., 1974, Late Cretaceous Plutonism in Sonora, Mexico and its Relations Slip to Circum-Pacific Magmatism; Geological Society of America Abstract With Programs, Vol. 6, 484 pags.

Anderson T.H. y Silver L.T., 1977, U-Pb Isotop Ages of Granitic Plutons Near Cananea, Sonora: Economic Geology, Vol. 72, 827-836 pags..

Angelier J., Colletta B., Chorowics J., Ortlieb L., Rangin C., 1981, Faults Tectonics of the Baja California Peninsula and the Opening of the Sea of Cortez, Mexico: Journal of Structural Geology, Vol. 3, 347-357 pags.

Anhert F., 1988, Introduction to Geomorphology, Londres: Arnold, 352 pags.

Atwater T.A., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. Geological Society of America Bulletin, Vol. 81, 3513-3536 pags.

Atwater T.A., 1989, Plate Tectonics History of Northeast Pacific and Western North America, in Winterer, E L., Hussongs D M., and Decker R W., eds., The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, Vol. N, 21-71 pags.

Bartolini C., Damon P.E., Shafiqullah M., Morales-Montaña M., 1994, Geochronologic Contribution to the Tertiary Sedimentary-Volcanic Sequence (Baucarit Formation) in Sonora, Mexico : Geofísica Internacional, Vol. 33, 67-77 pags.

Bartolini-Navarro C., Herrera-Urbina S., 1983, Geología del Área de Lampazos, Sonora, México, UNISON, Departamento de Geología, Tesis Profesional; 120 pags.

Bartolini-Navarro, C., Herrera-Urbina, S., 1986, Estratigrafía y Estructura de la región de Lampazos, Sonora, México, Boletín Departamento Geología, UNISON, Vol. 3, N° 2, 13-22 pags.

Bilodeau W.L., Lindberg F.A., 1983, Early Cretaceous Tectonics and Sedimentation in Southern Arizona, Southwestern New Mexico and Northern Sonora, Mexico, S.E.P.M., 173-188 pags.

Bocco-Verdinelli G., 1983, La Cartografía Geomorfológica a Escala 1: 250,000; Memorias del Primer Congreso Interno del Instituto de Geografía; UNAM, México, 187-202 pags.

Carey S.W., 1958, The Tectonic Approach to Continental Drift. En Carey SW. (Ed.) "Continental Drift: A Symposium", 177-358 pags.

Carranza-Castañeda O., Roldán-Quintana J., 2007, Mastofauna de la Cuenca de Moctezuma, Cenozoico Tardío de Sonora, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 24, N° 1, 81-88 pags.

CETENAL, 1984, Carta Topográfica Lampazos, H12D35, escala 1:50,000; México.

CETENAL, 1984, Carta Topográfica Divisaderos, H12D25, escala 1:50,000; México

CETENAL, 1984, Carta Topográfica Basuchi, H12D26, escala 1:50,000; México

CETENAL, 1984, Carta Topográfica Tonibabi, H12D15, escala 1:50,000; México

Cocheme J.J., 1981, Mise en Evidence d'un Granite Subvolcanique Associe aux Laves Tertiaires du Sonora (Mexique). C. R. Acad. Sci. Paris, t, 293, 989-992 pags.

Cocheme J.J., Demant A., 1991, Geology of the Yécora Area, Northern Sierra Madre Occidental, México, *in* Pérez-Segura E., and Jacques-Ayala C., eds., Studies of Sonora

Geology : Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 254, 81-94 pags.

Cocheme J.J., Demant A., Aguirre L., Hermitte D., 1988, Precense de Heulandite dnas le Remplissages Sédimentaires Liés au *Basin and Range* (formation Báucarit) du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique) : Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, t, 307, 643-649 pags.

Colletta B., Angelier J., Roldán-Quintana J., Arriaga H., Montaña T., 1984, Tectónica de Fallas cenozoicas en el Noroeste de <México en relación con la Abertura del Golfo de California, Symposium Sobre >geotectónica y Variaciones en el Nivel del mar en el área del Golfo de California. Instituto de <geología, UNAM, Volumen de resúmenes, 11-12 pags.

Coney P.J., 1972, Cordilleran Tectonics and North America Plate Motion, Amer. J. Sci., Vol. 272, 603-628 pags.

Córdoba D.A., Rodriguez-Torres R., Guerrero-Garcia J.C., 1970, Mesozoic Stratigraphy of the Northern Portion of the Chihuahua Trought. The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt. Midland, West Texas Geological Society Symposium, 83-97 pags.

Córdova-Fernández de Arteaga C., 1988, Cartografía Geomorfológica en Escala Pequeña del Occidente de la República Mexicana, México, DF, UNAM, Facultad de Filosofía y Letras, Tesis Profesionales Geografía, 127 pags.

Damon P.E. y Bikerman M., 1964, Potasium-ArgonDatig Post-Laramide Plutonics and Volcanics Rocks within the Basin and Range province of SoutheasternArizona and Adyacent Areas; XXIII Inst. Geological Congress New Delhi.

Damon P.E., Clark K.F., Shafiqullah M., Roldán Q.J., 1981, Geology and Mineral Deposits of Southern Sonora and the Sonoran Sierra Madre Occidental, *in* Ortlieb L., and Roldán-Quintana J., eds., Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona:

Hermosillo, Sonora Geology Society of America, Cordillera Section Field Guide and Papers, 369-426 pags.

Damon P.E., Shafiqullah M., Roldán Q.J., Cocheme J.J., 1983, El Batolito Laramide (90- 40 Ma.) de Sonora; Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, XV Convención Nacional, Memoria, 63-95 pags.

Demant A., Cochemé J.J., Delpretti P., Piguet P., 1989, Geology and Petrology of the Tertiry Volcanics of the Northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico. Bulletin de la Societé Géologique de France, (8), t. 5, 277-748 pags.

Dickinson W.R., Snyder W.S., 1979, Geometry of Subducted Slabs Related to San Andreas Transform: Journal of Geology, Vol. 169, 157-185 pags.

Dubois S.M., Smith A.W., 1980 The 1887earthquake in San Bernardino Valley, Sonora: Historical Accounts an Intensity Patterns in Arizona. Arizona Bur. Geol. & Min., Spec. Tech. Pap. N° 3, 101 pags.

Dumble E.T., 1900, Notes on the Geology of Sonora, Mexico, American Institute, Min. Eng. Trans., Vol. 29, 127-152 pags.

Gans P.B., 1997, Large-Magnitude Oligo-Miocene Extension in Southern Sonora: Implications for the Tectonic Evolution of Northwest Mexico: Tectonics, Vol. 16, 388-408 pags.

García E., 1988, Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, para Adaptarlo a las Condiciones Climáticas de la República Mexicana, México, 217 pags.

Goff F., 1996, Vesicle Cilindres in Vapor-Differentiated Basalt Flows: Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol 71, 167-185 pags.

Goudi A. Editor, 1994, The Enciclopedia Dictionary of Phisical Geography. USA: Blacwell, 611 pags.

Henry C.D., 1975, *Geology and Geochronology of the Granitic Batholithic Complex, Sinaloa, Mexico* (Ph.D. dissert.): Austin, University of Texas at Austin, 158 pags.

Henry C.D., Aranda-Gómez J.J., 1992, *The Southern Basin and Range: Mid to Late Cenozoic Extension in Mexico*. *Geology*, Vol. 20, 701-704 pags.

Inbar M., Lugo-Hubp J., Villers-Ruiz, L., 1994, *The Geomorphological Evolution of the Paricutín Cone and Lava Flows, México, 1943- 1990*, *Geomorphology*, 9, 57-76 pags.

INEGI, 2000, *Síntesis de Información Geográfica del Estado de Sonora, México*.

INEGI, 1982, *Carta Geológica, Madera H12-9, escala 1:250,000; México*.

INEGI, 1982, *Carta de Clima, Madera H12-9, escala 1:250,000; México*.

INEGI, 1995, *Espaciograma, Madera H12-9, escala 1:250,000; México*.

ITC, 2001, *Integrated Land and Water Information System (ILWIS) User's Guide, Version 2.1*, International Institute for Aerospace Survey and Earth Science, Enschede, 530 pags.

González-León C.M., 1988, *Estratigrafía y Geología Estructural de las Rocas Sedimentarias Cretácicas del Área de Lampazos, Sonora; UNAM, Instituto de Geología Revista*, Vol. 7, N° 2, 148-162 pags.

King R.E., 1939, *Geological Reconnaissance in Northern Sierra Madre Occidental of México*, *Geological Society America Bulletin*, Vol. 50, 1625-1722 pags.

Lugo-Hubp J., 1981, *La Disección del Relieve en la Porción Centro-Oriental del Sistema Volcánico Transversal*, UNAM, *Boletín del Instituto de Geografía*, N° IV 11, 7-19 pags.

Lugo-Hubp J., 1989, *Diccionario Geomorfológico*, UNAM, Instituto de Geografía, México, 337 pags.

Lugo-Hubp J., 1990, El Relieve de la República Mexicana, UNAM, Instituto de Geología, Revista, Vol. 9, N° 1, 82 -111 pags.

Martín-Barajas A., Stock J.M., Layer P., Hausback B., Renne P., López-Martínez M., 1995, Arc-Rift Transition Volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, Northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, Vol. 107, 407-424 pags.

McDowell F.W., Clabaugh S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of Western Mexico, Geological Society of America, Special Paper 180; 113-124 pags.

McDowell F.W., Keiser R.P., 1977, Timing of Mid Tertiary Volcanism in the Sierra Madre Occidental Between Durango City and Mazatlán, México; Geological Society of America Bulletin, Vol. 88, 1479-1487 pags.

McDowell F.W., Roldán-Quintana J., Amaya-Martínez R., 1997, Inter-Relationship of Sedimentary and Volcanics Deposits Associated with Tertiary Extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, Vol. 109, 1349-1360 pags.

McDowell F.W., Roldán-Quintana J., Connelly J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-Early Tertiary Magmatism in East-Central Sonora, Mexico, Geological Society of America, Vol. 113, N° 4, 521-531 pags.

Mead J.I., Baez A., Swift S.L., Carpenter M. C., Hollenshead M., Czaplewski N.J., Steadman D.W., Bright J., Arroyo-Cabrales J., June 2006, Tropical Marsh and Savanna of the Late Pleistocene in Northeastern Sonora, México, The Southwestern Naturalist 51(2), 226-239. pags.

Monreal-Saavedra R., Longoria J.F., november 2000, Stratigraphy and Structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora, (Northwest Mexico) and its Relationship to the Gulf Coast Succession, The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin Vol. 84, N° 11, 1811-1831 pags.

Monreal-Saavedra R., Longoria J.F., 2000, Lower Cretaceous Rocks of Sierra Los Chinos, East-Central Sonora, México, *Geofísica Internacional*, Vol. 39, N° 4, 309-322 pags.

Montgomery D. R., López-Blanco J., 2003, Post-Oligocene River Incisión, Southern Sierra madre Occidental, Mexico, *Geomorphology* 1390 (2003), 1-13 pags.

Montigny R., Demant A., Delpretti P., Cochemé J.J., 1987, Chronologie K/Ar des Séquences Volcaniques Tertiaries du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique), *C. R. Acad. Sci.*, París, t. 304, 987-992 pags.

Munch P., Cochemé J.J., 1992, Heulandite-Group Zeolites in Volcaniclastic Deposits of the Southern Basin and Range Province, Mexico. *European Journal of Mineralogy*.

Nagy E.A., Grove M., Stock J.M., 1999, Age and Stratigraphic Relationship of Pre-and Sin-Rift Volcanic Deposits in the Northern Puertecitos Volcanics Province, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 93, 1-30 pags.

Nentvig J., 1971, Descripción Geográfica de Sonora, *Publicaciones del Archivo General de la Nación*, pags. 247.

Paz-Moreno F., 1985, Composición y Origen de los Basaltos (Malpaís) Plio-Cuaternarios de Moctezuma, Sonora, México, *Boletín Dpto. Geología, UNISON*, Vol. 2, N° 1 y 2, 9-15 pags.

Paz-Moreno F., 1987, Geología de los Basaltos de los Campos Basálticos de Moctezuma y Huépari, Sonora Central, Tesis Profesional del Depto. de Geología, UNISON, 57 pags.

Paz-Moreno F., 1988, Le Champ Basaltique Quaternaire de Moctezuma, Sonora (Mexique) *Volcanologie, Pétrographie et Géochimie*, France, Universites d' Aix-

MarseilleI, Aix-Marseille II, Aix-Marseille III, Nice et Persignan, D.E.A. de Géologie, 32 pags.

Paz-Moreno F., 1992, Le Volcanisme Mio-Plio-Quaternarie de l'Etat de Sonora (Nord-Ouest du Mexique) : Evolution Spatiale et Chronologique; Implications Petrogenetiques, France, Université de Droit, d'Economie et des Science d'Aix-MarseilleIII, Thèse de Doctorat en Sciences. 212 pags.

Paz-Moreno F., Demant A., Jaroslav D., Raymond M., 2003, The Quaternary Moctezuma Volcanic Field: A Tholeiitic to Alkali Basaltic Episode in the Central Sonora Basin and Range Province, México. Geological Society of America Special Paper 374, 17 pags.

Peña-Monné J., 1992, Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada, Geoforma Ediciones, España, 227 pags.

Piguet P., 1987, Contribution a l'Etude de la Sierra Madre Occidental (Mexique): La Sequence Volcanique Tertiaire de la Transversale Moctezuma-La Norteña. These Doctorat, Univertité Aix-Marseille III, 300 pags.

Quintanar-Ruíz F.J., 1995, Geología de la Hoja Tonibabi H12D15, Tesis Profesional, Depto. de Geología, UNISON; 69 pags.

Raisz E, 1964, Landforms of México, Geography Branch of the Office of Naval Research, Mass.

Rangin C., 1986, Contribution a l'Etude Géologique du Systéme Cordilléraise Mésozoïque du Nord-Oest du México : Une Coupe de la Basse Californie Centrale á la Sierra Madre Occidental en Sonora, Mémoires de la Société Géologique de France, Paris, Mémoire N° 148, 136 pags.

Roldán-Quintana J., 1979, Geología y Yacimientos Minerales del Distrito de San Felipe, Sonora; UNAM, Instituto de Geología, Revista, Vol. 3, N° 2, 97-115 pags.

Roldán-Quintana J., 1994, Geología del sur de la Sierra de Oposura, Moctezuma, Estado de Sonora, México, Revista del Instituto de Geología, UNAM, Vol. 11, N° 1, 1-10 pags.

Rose F. R., 1978, Eduards Group, Surface and Subsurface, Central Texas: Univ. Texas at Austin, Bureau Econ. Geology, Report Invest. 74, 198 pags.

Schott A., 1857, Geology Emery Exped, t. 1, pt. 2, 66 pags.

Segerstrom K., 1966, Paricutín-1965 Aftermath of Eruption, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 550C:C93- C101.

Solano-Rico B., 1970, Geología y Yacimientos Minerales del distrito de Lampazos, Sonora, Tesis Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería de la UNAM, 101 pags.

Spencer J.E., Normark W.R., 1979, Tosco-Abreojos Fault Zone: A Neogene Transform Plate Boundary within the Pacific Margin of Southern Baja California, Mexico: Geology, Vol. 7, 554-557 pags.

SPP, 1981, Carta Fisiográfica, Hoja Tijuana, escala 1:1,000,000; México.

SPP, 1980, Carta Topográfica, Madera H12-9, escala 1:250,000; México.

Stewart J.H., 1980, Geology of Nevada, a Discussion to Accompany the Geological Map of Nevada, Nevada Bureau of Mines and Geology, Special Publication., N°4, 136 pags.

Stock J., 2007, CALTCH, seismo.web@gps.caltech.edu

Swanson E.R., 1977, Reconnaissance Geology of the Tomochic-Ocampo Area, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico, Ph.D. Thesis, Univ. Texas, Austin, 123 pags.

Tapia-Varela G., López-Blanco J., 2002, Mapeo Geomorfológico Analítico de la Porción Central de la Cuenca de México: Unidades Morfogenéticas a escala 1: 100,000; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 19, N° 1, 50-65 pags.

Thompson G.A., 1959, Gravity Measure Ments Between Hazen and Austin, Nevada-A Study of Basin-Range Structure. Journal Geophysic Research., Vol. 64, 217-229 pags.

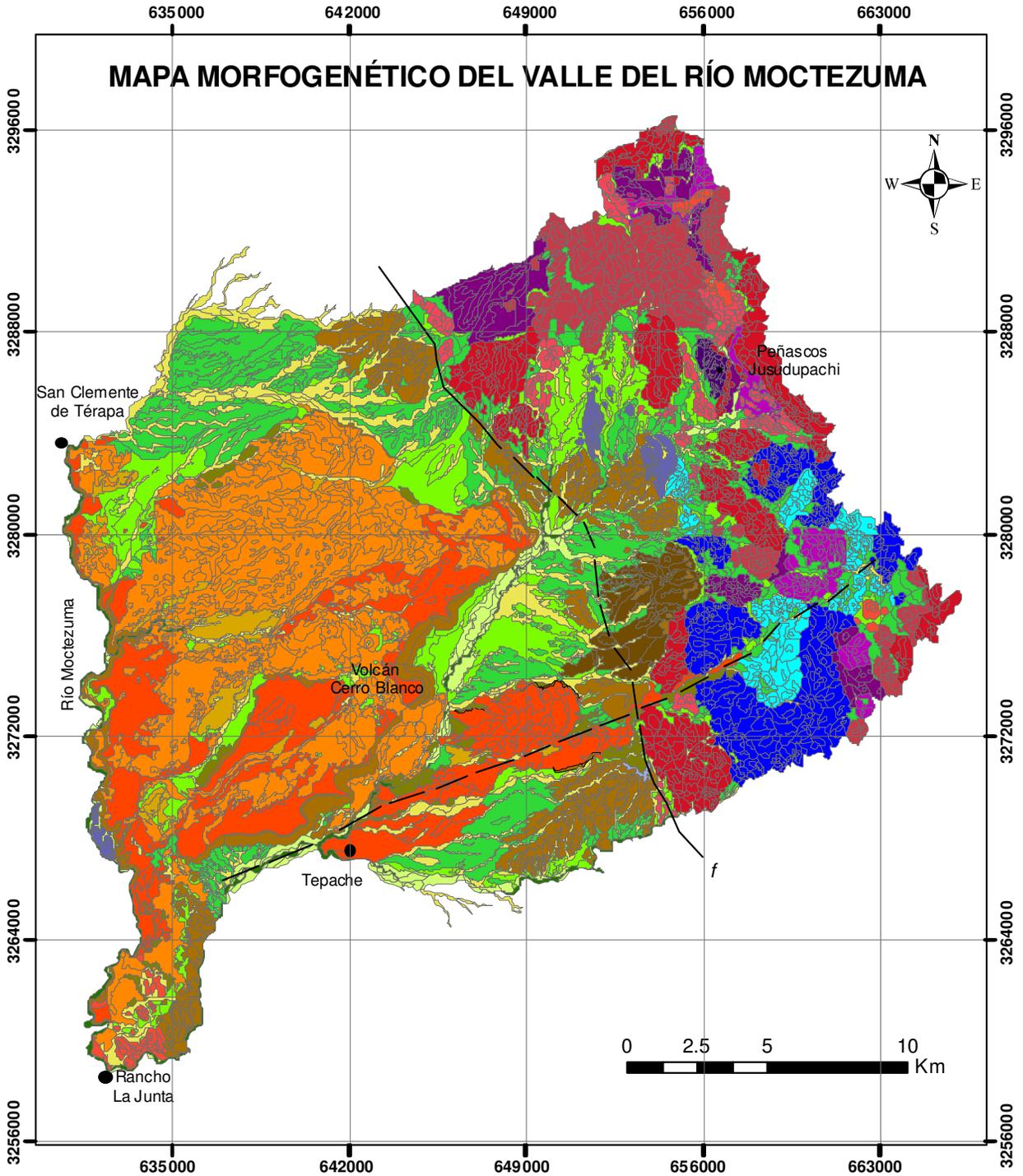
Valenzuela C.R., Baumgardner M.F., 1990, Selection of Apropiate Cell Sizes for Thematic Maps, ITC Journal 1990-3, 219-224 pags.

Verstappen H. y Van Zuidam R., 1991, The ITC System of Geomorphological Survey, ITC Publ., The Netherlands, 89 pags.

Williams H., Mac Birney A R., 1979, Volcanology: San Francisco, USA, Freeman, 397 pags.

Zuidam R. Van, 1985, Aerial Photo-Interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping, The Netherlands, Smiths Publishers, 442 pags.

MAPA MORFOGENÉTICO DEL VALLE DEL RÍO MOCTEZUMA



LEYENDA

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

- Estructural plegado de calizas fosilíferas, lutitas y areniscas del Cretácico temprano
 - Ladera montañosa (LM-cz)
 - Lomerío (Lo-cz)
- Estructural tectónico de conglomerados con basaltos asociados, del Mioceno temprano-medio
 - Ladera montañosa (LM-cg-baf)
 - Lomerío (Lo-g-baf)
- Estructural monocinal de conglomerados y limolitas del Mioceno medio-tardío al Plioceno
 - Ladera montañosa (LM-cg)
 - Lomerío (Lo-cg)
- Volcánico de andesitas del Terciario temprano (Oligoceno)
 - Ladera Montañosa (L.M.a)
 - Lomerío (Lo-a)
- Volcánico de depósitos piroclásticos ácidos
 - Ladera montañosa (LM-to)
 - Lomerío (Lo-to)
- Intrusivo de granodioritas y gabros del Cretácico tardío-Eoceno
 - Ladera montañosa (L.M.g)
 - Lomerío (Lo-g)
- Intrusivo de diques ácidos del Cretácico tardío-Eoceno
 - Laderamontañosa (LM-dq)
 - Lomerío (Lo-dq)

RELIEVE ENDÓGENO ACUMULATIVO

- Volcánico de basaltos fisurales del Cuaternario (Qv1)
 - Lomerío (Lo-bs)
- Volcánico de basaltos centrales del Cuaternario (Qv2)
 - Lomerío (Lo-lv)

RELIEVE EXÓGENO

DENUDATIVO

- Piedemonte general de conglomerados y aluvión del Cuaternario (Qs1) (Pmda)
- Piedemonte local de aluvión del Cuaternario (Qs2) (PmdaHocal)

ACUMULATIVO

- Piedemonte general de aluvión del Cuaternario (Qs2) (Pmacal)
- Piedemonte local de aluvión del Cuaternario (Qs2) (Pmacal-local)
- Planicies aluviales del Cuaternario (Qs2) (Plalac)
- Planicie fluvial del Cuaternario (Qs3) (Plfl)

RELIEVE EXÓGENO Y ENDÓGENO ACUMULATIVOS

- Piedemonte local exógeno aluvial y endógeno volcánico acumulativos de conglomerados y flujos basálticos del Cuaternario (Qsv1) (Pmrc)
- Planicie endógeno volcánico y exógeno aluvial acumulativos del Cuaternario (Qsv1) (Plavol) (Planicie intravolcánica)

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- f* Trazas de fallas maestras que forman la cuenca del río Moctezuma
- Cauce fluvial del Cuaternario (Qs3)

María Emilia Pérez Álvarez
 Tesis de Maestría
 Director Jorge López Blanco
 CoDirector Francisco Paz Moreno
 Posgrado en Geografía
 UNAM