



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

**PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS EN
LA CUENCA BAJA DEL RÍO AMECA,
OCCIDENTE DE MÉXICO.**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
LICENCIADA EN GEOGRAFÍA
P R E S E N T A :
DANIELA ROMERO RICO



Director de Tesis:
DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F.

Agosto 2011.



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.

Dedico este trabajo a mis padres
Marcelino Romero Velazco y Guadalupe Rico Rodríguez

Quienes me han dado su amor y apoyo incondicional

A mis hermosas hermanas *Kinet, Karla, Michelle y
Fernanda*

A mi mamá *Angelita* y a mi papá *Gustavo*

GRACIAS

AGRADECIMIENTOS

Mi sincero agradecimiento al Dr. José Lugo Hubp, quien además de haberme inspirado por la geomorfología, me ha brindado su apoyo incondicional, amistad, cariño y conocimiento durante mi trayectoria. Por revisar mi trabajo y permitir que se concretara satisfactoriamente; sin usted no hubiera sido posible. Admiro su trabajo como investigador y profesor, pero sobre todo la maravillosa persona que es. Gracias Dr. Lugo por estar conmigo siempre, por compartir muchos momentos felices y por haber sido el mejor maestro que he tenido.

A Pedro Montes Cruz por estar conmigo en todo el proceso de la tesis, por sus enseñanzas, comentarios positivos y ayudarme siempre en los momentos difíciles. Gracias por tu amistad, cariño, apoyo, conocimiento, por ser parte del sínodo y enriquecer esta investigación. Pero sobre todo por ser parte importante de mi vida.

Al Dr. Gabriel Legorreta Paulín por sus observaciones y comentarios, quien me ha brindado su amistad y ha sido parte importante de mi formación.

Al Ingeniero Alberto Pérez Rojas por sus sugerencias constructivas para mejorar este trabajo y por su apoyo en todo momento.

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem por apoyarme siempre y por aceptar formar parte de mi trabajo como asesor. Gracias.

A mis lindas amigas Gaby, Laeticia, Nayelli, Rocío, Lupita, Toñita y Carolina. Gracias chicas por ser tan lindas conmigo. Las quiero mucho.

A mis queridos amigos palmeros: Liliana, Denise, Nayvi, Itzel, Orlando, Gerardo, Ricardo, Eduardo, Peña, Luis y Gabriel.

A mis amigos y compañeros de Geografía: Gabriel Isai; gracias por ser mi amigo incondicional y estar siempre conmigo. Hazel por ser siempre lindo y buen amigo. A Fernando Torres, Jonatan Galarza, David Alcívar, Hugo Rojas, César Cervantes, Roberto Huerta, Fabiola Castillo, Paquito y Laura Padrón del Valle, una amiga muy querida. A todos Gracias.

Al Instituto de Geografía por el uso de equipo e instalaciones, brindarme la Beca “*María Teresa Gutiérrez de MacGregor*” y por ser una parte fundamental de mi desarrollo académico.

A la Dra. Irasema Alcántara Ayala y a la Dra. Patricia Gómez Rey por ayudarme en mi proceso de titulación. Gracias.

A mis profesores quienes participaron en mi formación.

Finalmente agradezco a la UNAM por ser mi máxima casa de estudios.

Ésta tesis fue dirigida por el Dr. Jorge López Blanco, quien lamentablemente no puedo terminar con el proceso de titulación.

Le agradezco haberme brindado todo su apoyo, conocimiento y dedicación para hacer posible este trabajo

¡Muchas Gracias!

Nuestras vidas se confunden solo cuando todos llegamos al mismo sitio, todos al mismo tiempo. Por eso mucha de nuestra existencia es de esperar y esperar.....

Ya pasé por cuatro colinas, pero me falta buen camino todavía.....

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	I
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	III
JUSTIFICACIÓN	III
HIPÓTESIS	IV
OBJETIVOS	IV
CAPÍTULO 1. MARCO GEOGRÁFICO	
1.1 Área de estudio	1
1.2 Marco geológico regional	1
1.3 Marco geológico local	4
1.4 Marco tectónico regional	9
1.5 Modelo tectónico evolutivo del graben de Valle de Banderas	10
1.6 Características físico-geográficas generales	13
CAPÍTULO 2. MARCO CONCEPTUAL	
2.1 Antecedentes	20
2.2 Conceptos básicos sobre geomorfología	21
2.2.1 Geomorfología dinámica	22
2.2.2 Geomorfología ambiental	23
2.2.3 Geomorfología pura	24
2.2.4 Geomorfología fluvial	24
2.2.5 Cartografía geomorfológica	25
2.2.6 Escalas en geomorfología fluvial	26
2.3 El sistema fluvial	27
2.4 Morfometría de una cuenca hidrográfica	28
2.5 Sistemas de cauces fluviales	30
2.6 Erosión fluvial	32
2.7 Sedimentación fluvial	32
2.8 Llanuras de inundación	33
2.8.1 Depósitos fluviales	33
2.8.2 Meandros	34
2.8.3 Barras de meandro	34
2.8.4 Leveés	35

2.8.5 Terrazas fluviales	35
2.8.6 Deltas	36
2.8.7 Estuarios	37
2.9 Inundaciones	37
2.9.1 Causas y factores que intensifican las inundaciones	38
2.9.2 Magnitud y frecuencia de las inundaciones	40
2.9.3 Amenaza (peligro), vulnerabilidad y riesgo	41
2.9.4 Evaluación de la amenaza de inundaciones	42
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA	
3.1 Principios metodológicos para el mapeo geomorfológico	45
3.2 Criterios para el mapeo geomorfológico	46
3.3 Recopilación de la información bibliográfica y cartográfica	49
3.4 Delimitación del área de estudio	50
3.5 Elaboración de la cartografía	51
3.6 Fotointerpretación geomorfológica	52
3.7 Delimitación de las unidades morfogénicas	53
3.8 Análisis meteorológico e hidrométrico	55
3.9 Cambio de trayectoria de cauce	56
3.10 Análisis de sinuosidad del cauce	56
3.11 Delimitación de los niveles de amenaza de inundación	57
CAPÍTULO 4. HIDROLOGÍA Y METEOROLOGÍA	
4.1 Introducción	58
4.2 Hidrología	58
4.3 Meteorología	59
4.4 Características de los gastos máximos	60
4.5 Trayectorias ciclónicas	64
4.6 Análisis hidrológico: Resultados del procesamiento estadístico	78
CAPÍTULO 5. GEOMORFOLOGÍA Y DELIMITACIÓN DE NIVELES DE AMENAZA DE INUNDACIÓN	
5.1 Análisis morfométrico	80
5.1.1 Mapa altimétrico	80
5.1.2 Mapa de pendientes	83
5.2 Unidades geomorfológicas	85
5.3 Cambio de trayectoria de cauce	91

5.4 Índice de sinuosidad del río Ameca	96
5.5 Delimitación de niveles de amenaza de inundación	97
CONCLUSIONES	100
BILBIOGRAFÍA	101
ANEXO A	113
ANEXO B	121

INTRODUCCIÓN

Las inundaciones fluviales son las más comunes de todos los peligros ambientales, regularmente se pierden más de 20,000 vidas al año y afectan alrededor de 75,000 personas en todo el mundo. La magnitud de tal afectación radica en la amplia distribución geográfica de las llanuras aluviales en donde se establecen principalmente los asentamientos humanos (Smith y Ward, 1998).

Son los eventos más destructivos que afectan tanto a países industrializados como a los que se encuentran en vías de desarrollo (McGuire *et al.*, 2004). En la década de 1980 se produjeron al menos 60 eventos catastróficos por inundación de magnitud considerable, causando la pérdida cada uno de ellos de más de mil muertes. Esto tuvo lugar en 17 países, fundamentalmente de Asia y Suramérica (UNEP, 1991).

Es importante mencionar que la mayoría de las inundaciones son intensificadas por las actividades humanas, tales como los cambios de vegetación y uso de suelo (Smith y Ward, 1998); estos son principalmente la expansión de terrenos agrícolas, construcción de infraestructura y obras de ingeniería. Son consideradas como uno de los fenómenos de mayor impacto en el ámbito mundial, debido al efecto que ocasionan en grandes extensiones territoriales densamente pobladas (Domínguez *et al.*, 1999). Representan una amenaza por ser un evento potencialmente destructivo, caracterizado por una cierta probabilidad de ocurrencia dentro de un período específico, en una localidad específica. Tienen diferentes causalidades, comportamientos, periodos de retorno y son parte de la dinámica de evolución de un río (Kingma, 1990).

En México, más del 50% de los desastres que ocurren anualmente se desencadenan por fenómenos de origen hidrometeorológico, y son agravados por las condiciones físico-geográficas del país, combinadas con los acelerados procesos sociodemográficos y económicos. Entre los fenómenos peligrosos destacan las inundaciones, toda vez que, representan un problema nacional porque en las localidades establecidas en áreas con peligro a ser inundadas causan cada año pérdidas humanas, destrucción de viviendas y afectaciones a las actividades económicas e infraestructura. Los tipos más frecuentes de inundaciones se clasifican por el lugar en donde ocurren: continentales y litorales, las primeras incluyen las inundaciones de desborde fluvial en llanuras, cuencas, depresiones, llanuras pantanosas con influencia continental, así como las que

se presentan por el desborde de cuerpos artificiales. Las segundas, en llanuras costeras y pantanosas. Las mixtas, son las de desborde fluvial asociado a la precipitación, al oleaje y a mareas extraordinarias (Oropeza *et al.*, 2007).

El estado de Veracruz registra la mayor frecuencia de inundaciones, con un índice de más 3.5 por año (Ortiz *et al.*, 1992), sin embargo, se tienen otros estados con recurrencia del proceso como Tabasco, Tamaulipas, Chiapas, Guerrero, Nayarit e Hidalgo, y aunque Jalisco no se encuentra registrado como uno de los estados con mayor frecuencia de inundaciones, ocurren de manera esporádica (CNA, 2010). Además el día 31 de agosto de 2010 la vía federal que daba servicio como puente entre Puerto Vallarta y Bahía de Banderas se desplomó en la madrugada, debido a la socavación que generó el río (El Universal, 2010), lo que representa una intensa dinámica.

Por lo anterior, el objetivo general de este trabajo es el de identificar las áreas con diferentes niveles de amenaza de inundación en la planicie aluvial del río Ameca, a partir del análisis geomorfológico que implica la elaboración de cartografía de los principales rasgos y formas de origen fluvial además del análisis hidrometeorológico. La realización de este estudio se justifica no sólo porque se llega a un conocimiento de las unidades geomorfológicas del área de estudio, sino también porque las inundaciones fluviales se convierten en peligro cuando los espacios ocupados por las poblaciones abarcan las llanuras de inundación, por consecuencia, son afectadas (Domínguez *et al.*, 1999).

El contenido de este trabajo está dividido en cinco capítulos, el primero es una visión general del área de estudio en el que se mencionan las características físico-geográficas más importantes, así como las socioeconómicas, mismas que son afectadas por las inundaciones, año con año, más aún en eventos de carácter extraordinario. El segundo capítulo dos corresponde a los antecedentes del área de estudio y el marco conceptual. El tercero explica la metodología utilizada para el desarrollo del presente estudio. El cuarto capítulo incluye el análisis hidrometeorológico que se realizó con base en los datos provenientes de las estaciones hidrométricas y climatológicas, además se describe cada uno de los gastos máximos de distintos años, lo que permitió establecer periodos de retorno. En el capítulo quinto se presentan los resultados del análisis geomorfológico morfométrico, la descripción de las diferentes unidades geomorfológicas, el cambio en la trayectoria del cauce, el análisis del índice de sinuosidad y de los diferentes niveles de amenaza

de inundación, mismos que se determinaron a partir de la integración de la información geomorfológica e hidrometeorológica.

Planteamiento del problema

Un problema que afecta a la llanura aluvial del río Ameca lo constituye las inundaciones fluviales producidas por las avenidas (CNA, 2010) que son originadas por las precipitaciones ciclónicas y orográficas, ya que durante las crecidas, el flujo hídrico aumenta en tales proporciones que el lecho del río puede resultar insuficiente para contenerlo, entonces el agua lo desborda e invade la llanura aluvial (*op. cit.*). Aunque las inundaciones no se presentan con una magnitud intensa como las registradas en Veracruz (Ortiz *et al.*, 1992), causan afectaciones y daños a los asentamientos humanos y a las actividades económicas, además el problema de las inundaciones no sólo se debe a factores naturales, sino también intervienen los procesos antrópicos, como los cambios en la cobertura vegetal y uso del suelo, extracción de materiales para construcción, así como obras de ingeniería. A pesar de todo esto, el ámbito urbano tiende a utilizar estos terrenos planos inundables sin el desarrollo de suficientes obras civiles que mitiguen los efectos de las inundaciones.

Justificación

La elección del área y temática de estudio fue a partir de la detección de la problemática de las constantes inundaciones fluviales que ocurren en la planicie aluvial del río Ameca, cuya dinámica y configuración geomorfológica difiere considerablemente de otros ríos con mayor trayectoria y caudal como lo son: Río Pánuco, Coatzacoalcos, Papaloapan, entre otros. En estudios como éste, la geomorfología tiene un papel importante en la generación de información sobre una parte del país, además de considerar que se obtienen documentos básicos de utilidad para estudios futuros sobre el mismo sitio o en áreas similares, de tal manera que, se crean antecedentes de la aplicación de una metodología geomorfológica para la evaluación de fenómenos que ocurren y que provocan ciertas alteraciones en el ambiente biofísico y socioeconómico.

Hipótesis

Las áreas con mayor nivel de amenaza de inundación se localizan en el curso bajo del río Ameca, y en su llanura de inundación.

El cambio en la trayectoria del río genera áreas con cauces abandonados que en época de lluvias son propensas a inundarse, y si a esto se le suma el constante crecimiento urbano y agrícola en el área de estudio, se hará más frecuente e intensa la ocurrencia de esos fenómenos.

Objetivo general

Identificar las áreas con diferentes niveles de amenaza de inundación en la planicie aluvial del río Ameca a partir de la elaboración de cartografía geomorfológica y análisis hidrometeorológico.

Objetivos particulares

-Elaborar dos mapas geomorfológicos de la planicie aluvial del río Ameca de los años 1996 y 2008, con base en la interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite.

-Analizar los datos de avenidas máximas, los gastos máximos a nivel de horas, y las precipitaciones máximas diarias registradas, que han ocasionado desbordes e inundaciones, de acuerdo con la información obtenida de las estaciones climatológicas e hidrométricas para el análisis integral del estudio.

-Analizar los cambios de la trayectoria del cauce en distintas fechas con el propósito de hacer una sobreposición y de esta forma analizar e identificar las áreas con amenaza de inundación.

-Determinar los sectores de cauce con diferentes índices de sinuosidad para determinar el patrón del cauce.

-Elaborar un mapa con diferentes niveles de amenaza de inundación de la planicie aluvial del río Ameca.

CAPÍTULO 1. MARCO GEOGRÁFICO

1.1 Área de estudio

El área de estudio se localiza en el occidente de México entre los estados de Jalisco y Nayarit, con las coordenadas extremas 20°48'30'' N - 105°19'30'' W y 20°43'00'' N - 105°08'30'' W, dentro de la cuenca hidrológica Ameca-Ixtapa. El área abarca la planicie aluvial del río Ameca, desde la localidad El Colomo ubicada aguas abajo de la presa derivadora Las Gaviotas, hasta su desembocadura en Bahía de Banderas, en el Océano Pacífico (Figura 1.1). Cuenta con una superficie aproximada de 290 km².

El río Ameca pertenece a la vertiente del Océano Pacífico, en su tramo final forma la frontera entre los estados de Jalisco y Nayarit. Tiene una longitud de 240 km con un área de cuenca de 12,214 km². Nace en la Sierra de la Primavera a 25 km al oeste de la ciudad de Guadalajara. En la parte más elevada de su cuenca a 2,000 m.s.n.m, el río toma su nombre del municipio de Ameca. Muy cerca de su desembocadura, aproximadamente a 8 km recibe por su margen izquierdo a un tributario muy importante, el río Mascota (SRH, 1970).

1.2 Marco geológico regional

Dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur se localiza el área de interés, esta se caracteriza por ser el sistema montañoso más complejo del país, por la gran variedad de rocas y su tectónica activa que lo constituyen: intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas, de edades del Precámbrico al Neógeno, así como por las diversas estructuras en que se presentan: montañas plegadas, en bloque y volcánicas, cortadas por valles profundos, generalmente controlados por fallas. Se extiende cerca de 1,000 km a lo largo del margen del sur del país, desde Jalisco (Bahía de Banderas) hasta el Istmo de Tehuantepec, y se dispone como una gran morfoestructura paralela a la Trinchera Mesoamericana (Lugo, 1990).

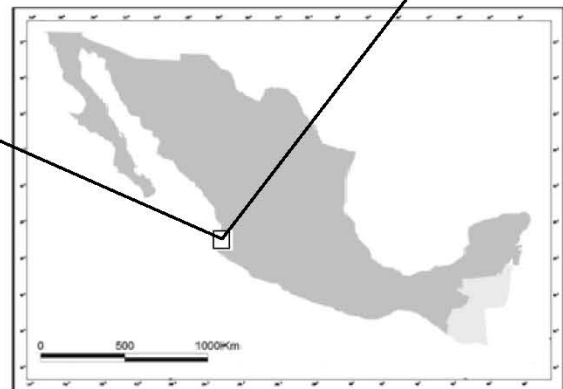
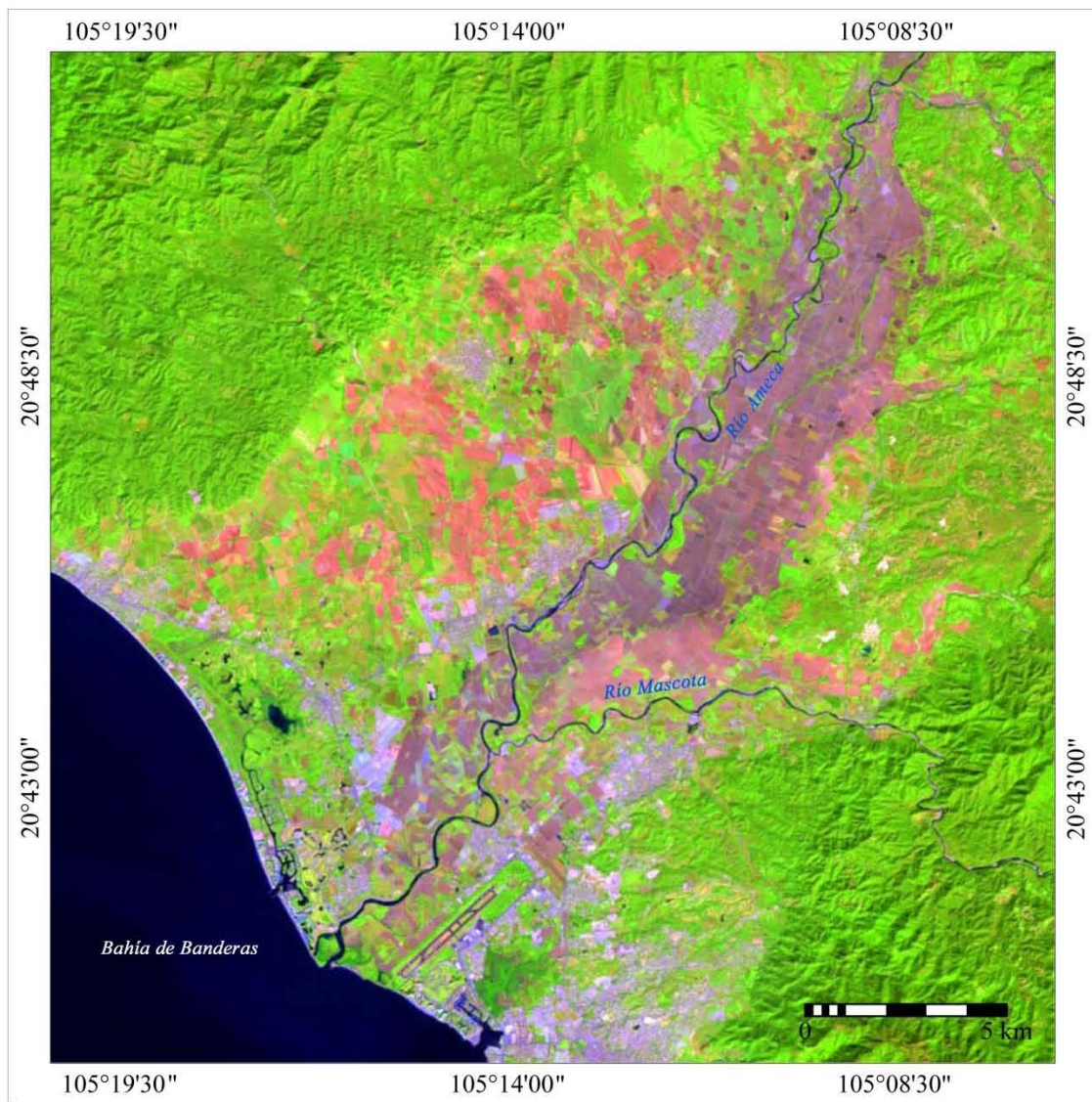


Figura 1.1 Localización de la planicie fluviodeltaica del río Ameca, en el occidente de México.

Se ha considerado que el origen de la SMS se remonta al Neógeno-Cuaternario por el proceso de subducción contiguo (Lugo, 1990). Otros autores como Campa y Coney (1983), proponen un proceso complementario: el crecimiento (acreción) de los continentes por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas. Existen muchos trabajos que refieren distintas edades de las rocas que conforman a la SMS, y distintos modelos para su origen, aunque no haya un consenso sobre el origen de los múltiples bloques que la forman, pero la morfología de costas escarpadas, terrazas de abrasión, superficies de nivelación escalonadas, control tectónico de los valles fluviales principalmente, es testigo de un levantamiento Cuaternario en la margen del Pacífico del sur de México (Lugo, 1990).

Generalmente, las altitudes mayores de la SMS corresponden con estructuras de rocas calizas y volcánicas; las elevaciones granitoides ocupan porciones más bajas. Frente a las costas de Oaxaca, el relieve alcanza mayores alturas en montañas de rocas metamórficas paleozoicas. Frente a esta zona la Trinchera Mesoamericana se hace más profunda. Desde Bahía de Banderas y hasta el valle de Colima, predominan las rocas granitoides cretácicas pertenecientes a un batolito con su divisoria hasta 2,500 m.s.n.m, cortado por varias fracturas de orientación transversal a la línea de costa, algunas ocupadas por arroyos y llanuras de inundación amplias, de 5-6 km (*op. cit*).

Continúa al oriente un grupo de elevaciones correspondiente a una cuenca sedimentaria, de un grosor de más de 6,000 m, de acuerdo con Salazar-Mandujano (1984). Hacia el río Balsas se levanta un conjunto de montañas de rocas mesozoicas plegadas, intrusivos cretácicos y rocas volcánicas terciarias. En dirección sur, se presenta una estructura en bloques de rocas del tipo del granito y del gneis de edades, del Paleozoico y Jurásico, se reconoce asimismo, la presencia de las rocas más antiguas de este sistema montañoso: gneis precámbricos asociados con granitos paleozoicos (Lugo, 1990).

La margen montañosa hacia el Pacífico está limitada por una planicie costera estrecha, interrumpida en grandes extensiones por los escarpes y laderas empinadas de la sierra, frecuentemente con un control tectónico. Generalmente, las porciones niveladas son originadas en las desembocaduras de los ríos, en donde la acumulación y los procesos erosivos fluviales y marinos han producido esta planicie. Las lagunas principales están en las costas de Guerrero. Las regiones más septentrionales de la SMS, corresponden a Guerrero-Morelos y norte de Oaxaca. La

primera consiste en una serie de elevaciones, principalmente de calizas cretácicas y valles intermontanos, cubiertos ambos al norte por los materiales del Cinturón Volcánico Transmexicano. Es común el desarrollo cárstico con alta densidad de formas subterráneas en localidades pequeñas (Lugo, 1990).

La Sierra Madre del Sur es un sistema de bloques montañosos, diversos en composición y edad. El relieve está condicionado por varios factores: la tectónica (activa desde el Neógeno e intensa en la actualidad), la litología, la estructura geológica y las condiciones climáticas (Lugo, 1990).

1.3 Marco geológico local

Las principales unidades de roca que afloran en la porción occidental de la Carta Geológica minera F13-11 Puerto Vallarta (SGM, 1999) (Figura 1.2), donde se localiza específicamente el área de estudio, están compuestas por rocas volcánicas, sedimentarias y volcano-sedimentarias localizadas en un intervalo geocronológico comprendido entre el Mesozoico y el Cenozoico. Los fechamientos radiométricos y sus posiciones estratigráficas sustentan la columna estratigráfica propuesta, la cual se ubica geológicamente en el denominado Bloque Jalisco (Luhr *et al.*, 1985; Allan *et al.*, 1991).

En el Mesozoico la base de la columna está representada por rocas volcanosedimentarias, constituidas por riolitas-riodacitas, interestratificadas con calizas arcillosas, lutitas negras y limolitas; con metamorfismo de facies de esquistos verdes (Ferrari *et al.*, 1997). La gran mayoría de los afloramientos en el área están formados por granitos, granodioritas y tonalitas pertenecientes al Batolito de Puerto Vallarta. Con una extensión de, por lo menos 9,000 km², es el segundo cuerpo granítico más grande de México después del batolito de Chiapas. Sus afloramientos frescos son relativamente escasos, ya que el intemperismo físico y químico produce generalmente una alteración rápida de los feldespatos y micas de los granitos, la cual se muestra en una caolinitización más o menos fuerte de los feldespatos y efectos de corrosión en las micas (SGM, 1999). Por estas razones, el suelo encima y alrededor de los granitos se presenta en colores típicos de pardo ocre hasta pardo rojizo, un comportamiento muy útil para el mapeo geológico en esta región (*op. cit.*).

El emplazamiento y cristalización de los granitos tuvo lugar en el Cretácico Superior. Las edades radiométricas (K-Ar) varían de 100 a 73 Ma (Gastil *et al.*, 1978; Allan., 1986; Kohler *et al.*, 1988). En Cabo Corrientes y Punta Mita también afloran estos materiales. Existen también otras rocas graníticas de 67 Ma (Rosas, *et al.*, 1998) en la porción noreste y en el norte de 51-56 Ma (*op. cit.*).

También afloran riolitas, tobas riolíticas e ignimbritas con intercalaciones de andesitas basálticas. Como relleno de depresiones tectónicas se presentan depósitos de tipo lacustre, conglomerados polimícticos, brechas derivadas de rocas volcánicas, plutónicas y lutitas.

La deformación dúctil se presenta en las rocas volcano-sedimentarias, con desarrollo de equistocidad, estructuras sigmoidales elongadas, y plegamiento isoclinal. Por otra parte, el Batolito de Puerto Vallarta muestra foliación magmática al sur de este puerto y foliación tectónica al oriente de Valle de Banderas.

La deformación frágil está representada por un sistema de fallamiento transtensivo sinistral de dirección NW70°-80°SE, desplazado por un fracturamiento conjugado orientado NW45°-60°SW; también se presenta un fracturamiento secundario casi norte-sur. Estas estructuras fueron originadas por un movimiento predominantemente extensivo, que produce la separación del Bloque de Jalisco del resto del territorio mexicano actual, desde el Plioceno temprano (Luhr *et al.*, 1985), con reactivaciones periódicamente (Rosas *et al.*, 1996). Esta distensión dio origen a depresiones como las de Ameca, Amatlán de Cañas y Puerto Vallarta-Mascota-Atenguillo, los cuales controlan el emplazamiento de centros volcánicos, manifestándose como una serie de conos cineríticos y de coladas basálticas de composición calcialcalinas y alcalinas, cuyo intervalo de edad es de 5 a 3.6 Ma (SGM, 1999). En cuanto a estructuras de gran dimensión como es el granito, en el Batolito Puerto Vallarta, presenta superficie en buen estado y poco fracturamiento, así como tobas riolíticas de color rosa.

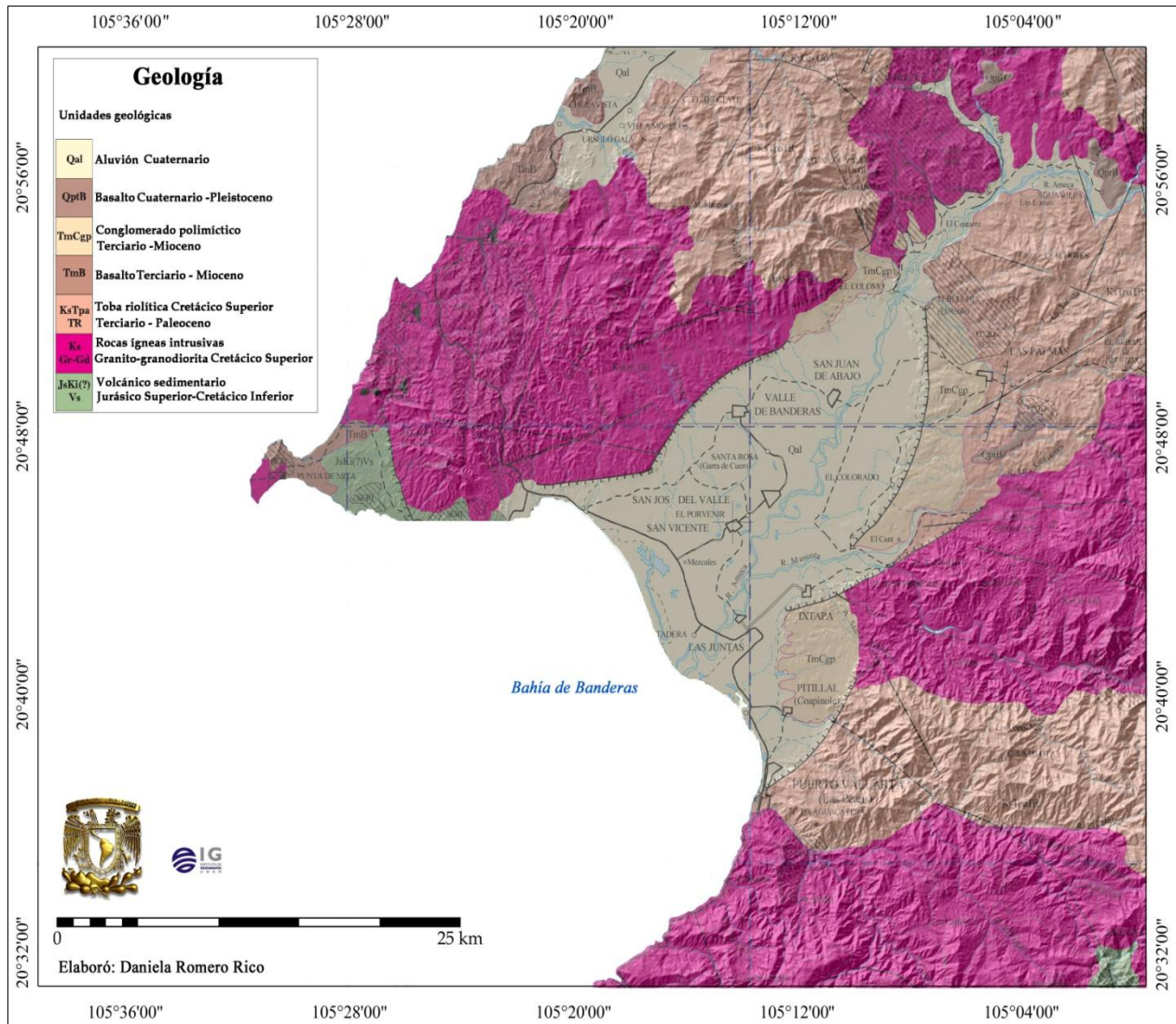


Figura 1.2 Geología de la porción occidental de la Carta Geológico-Minera Puerto Vallarta F13-11 a escala 1:250,000 (SGM, 1999).

A continuación se presenta la descripción de las unidades agrupadas por litología y ordenadas de la más antigua a la más joven (Figura 1.3):

Rocas volcanosedimentarias

Volcanoclástico Js-Ki (Vs). Se integra por lutita y arenisca derivados de rocas volcánicas, muestra intercalaciones de toba y derrames dacíticos y en ocasiones caliza recristalizada; se encuentra con metamorfismo incipiente. La unidad, en general, presenta pseudoestratos de 10 a 70 cm de espesor, con ligera inclinación al sureste, fallas normales y fracturas, algunas rellenas de

calcita o cuarzo. Posiblemente corresponda a uno de los cinturones volcanosedimentarios que se desarrollaron en la porción occidente de México (Morán, 1984; Ferrusquía *et al*, 1978).

Rocas ígneas intrusivas

Granito, Ks (Gr). Unidad constituida por rocas intrusivas de composición granítica, granodiorita y en menor proporción tonalítica. Su mineralogía se forma por cuarzo, ortoclasa, biotita, piritita, apatita, clorita y sericita, en una textura holocristalina, equigranular y alotriomórfica. Su estructura es compacta masiva, con superficies de alteración y fracturamiento intenso en dos direcciones aproximadamente perpendiculares, la acción del intemperismo y la erosión producen, a partir de estas rocas, arena gruesa (arenización). La unidad intrusiona a rocas volcanosedimentarias del Jurásico Superior y Cretácico Superior, y pertenece al Batolito de Puerto Vallarta (INEGI, 1988).

Rocas ígneas extrusivas

Toba riolítica Ks-Tpa (TR): Compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, microclina, magnetita, apatita, piritita, circón, ortita, turmalina. Roca con una baja proporción de minerales del tamaño de la arcilla, de textura gruesa formada por cenizas volcánicas y no permeable al agua. Es una roca de lenta meteorización, por lo que también posee una baja liberación de elementos al medio. Puede originar suelos ácidos de texturas medias (*op. cit.*).

Basalto Tm (B). Roca ígnea extrusiva de composición básica, constituida por basalto, basalto andesítico y esporádica andesita basáltica. Petrográficamente está constituida por plagioclasa sódica y cálcica, augita, olivino, clorita, sericita, calcita y magnetita, en una matriz de plagioclasa y piroxeno, su textura es cristalina y pilotaxítica, presenta estructura vesicular, masiva y compacta, con fracturas y fallas normales (*op. cit.*).

Rocas sedimentarias

Conglomerado polimíctico Tm (Cgp). Roca sedimentaria formada por conglomerado polimíctico, de fragmentos subangulosos y subredondeados de roca volcánica intermedia, granito y toba ácida, en una matriz arenosa y compacta, los fragmentos varían de tamaño de 2 a 15 cm de

diámetro. Su morfología se forma por lomerío de pendiente suave y se distribuye en la región del Valle de Banderas (*op. cit.*).

Basalto Q-pt (B). Constituidas por plagioclasas sódicas y cálcicas, con minerales accesorios tales como el olivino e iddingsita (pseudomorfo de olivino), microcristalina inequigranular, ocurre en forma de derrames intensamente fracturados que lateralmente tienden a la composición andesítica (*op. cit.*).

Aluvión Q (al). Depósito continental que se forma por sedimentos del tamaño de los guijarros, arena y arcilla, originados principalmente a partir de rocas volcánicas y graníticas. Morfológicamente se presenta como planicies, abanicos aluviales y relleno de valles fluviales, como sucede en el área de Ameca. La unidad funciona, en algunas localidades, como acuífero libre somero y se encuentran también bancos de materiales, que se aprovechan en la industria ladrillera (*op. cit.*).

Era	Período	Edad		Unidad estratigráfica	Ma
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno			1.68
		Pleistoceno			
	Terciario	Neógeno	Mioceno		67.0
		Paleógeno	Paleoceno		
MESOZOICO	Cretácico	Superior			140.0
		Inferior			
	Jurásico				210.0

Figura 1.3 Tabla cronoestratigráfica que cubre las unidades presentes en el área de estudio (Con base en el SGM, 1999).

1.4 Marco tectónico regional

La evolución tectónica del suroeste de México ha sido estudiada por diversos autores en un marco general. Para un conocimiento de la situación tectónica local se presenta una descripción del marco tectónico regional.

La costa del Pacífico Mexicano se caracteriza por la convergencia de cuatro placas litosféricas: Norteamericana, Pacífico, Rivera y Cocos (Figura 1.4). El área de estudio se encuentra influenciada por la dinámica de la placa Rivera, ésta se genera en uno de los segmentos de la dorsal del Pacífico Oriental y subduce (4.5 cm/año en promedio), en su porción sureste, en la Trinchera Mesoamericana, bajo la estructura conocida como el Bloque de Jalisco y que incluye territorios de los estados de Jalisco, Colima, Nayarit y parte de Michoacán. En su borde suroeste de la placa Rivera está separada de la placa del Pacífico por la zona de fractura de Rivera. En la parte oriental de esta zona de fractura se encuentra el límite de placas entre Rivera y Cocos. Este límite entre ambas placas oceánicas está aun sin definir, no se conoce con seguridad ni la región de contacto, ni el movimiento relativo entre ambas placas (Kostoglodov y Bandy, 1995).

La placa de Cocos se genera en otro de los segmentos de la dorsal del Pacífico oriental y subduce en la Trinchera Mesoamericana desde las costas de Manzanillo, bajo el bloque de Michoacán y hasta Centroamérica (DeMets y Wilson, 1997). Relacionado con la subducción de estas dos placas (Rivera y Cocos), en el Mioceno Tardío inició la formación del Cinturón Volcánico Transmexicano, con una orientación aproximada este-oeste (Ferrari *et al.*, 1994).

El bloque de Jalisco, estructura bajo la que subduce la placa de Rivera, está delimitado por la Trinchera Mesoamericana hacia el occidente, la zona del graben de Colima en la parte meridional y la zona del graben Tepic-Zacoalco en la parte oriental, mientras que el borde septentrional no ha sido delimitado con precisión (Rosas, 1996).

El Bloque Jalisco, constituye una morfoestructura regional distensiva y transpresiva de punto triple de Jalisco (PTJ), lo anterior se expresa en los rasgos estructurales y morfológicos de su relieve, y este a su vez, se divide en bloques transversales. El PTJ es una estructura neotectónica compleja y activa, la cual controla y regula el desarrollo de fosas tectónicas de fondo plano limitadas por fallas normales (Michaud *et al.*, 2000).

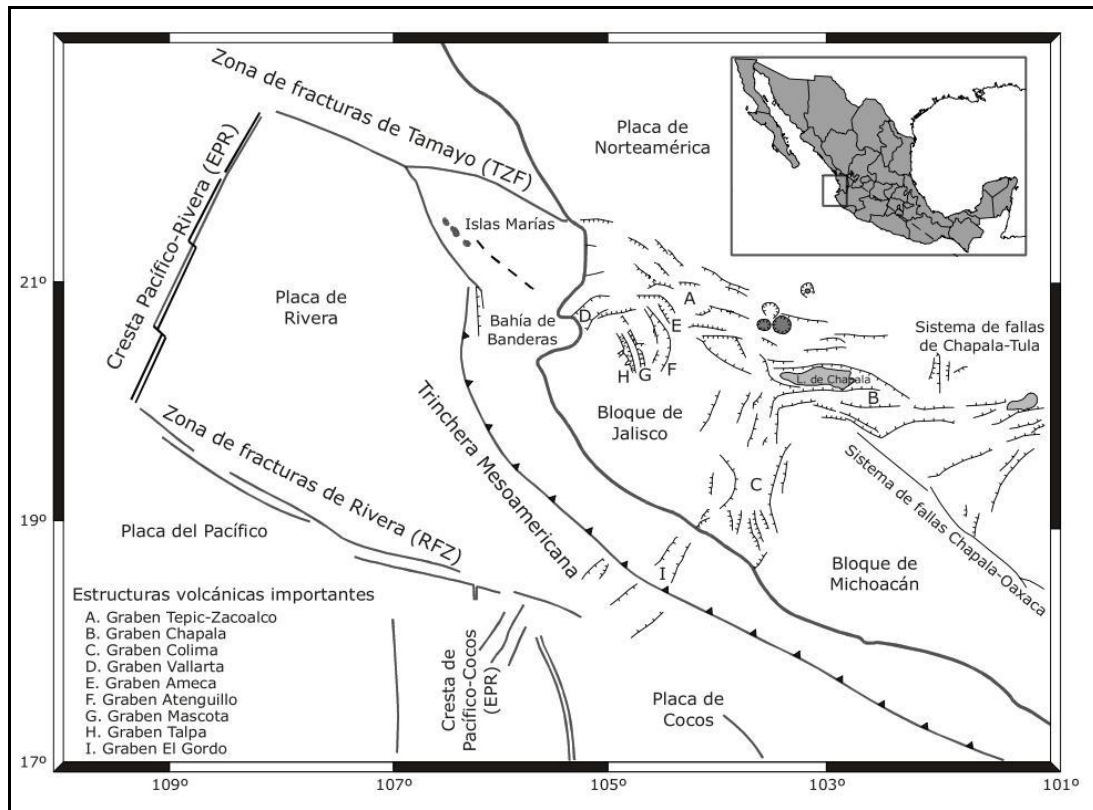


Figura 1.4 Localización del área de estudio en el contexto tectónico regional (Rutz y Núñez, 2004).

El graben de Colima continúa aparentemente, en la zona marina, en las estructuras del graben de Manzanillo y El Gordo. En este graben ocurre el alineamiento volcánico del complejo: Volcán de Fuego-Nevado de Colima-Cántaro. El graben de Tepic-Zacoalco, cuya dirección es NW y en la cual se encuentran la caldera de la Primavera y los volcanes Tequila, Cerobuco y Sanganguey, coincide, a su vez, con el extremo occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (Zárate *et al.*, 2005).

1.5 Modelo tectónico evolutivo del graben de Valle de Banderas

Arzate *et al.* (2006), hicieron un levantamiento gravimétrico y un levantamiento magnetotélúrico en la región del Valle de Banderas con el propósito de determinar sus características estructurales, además, analizaron los datos aeromagnéticos existentes y se correlacionaron con los datos geofísicos medidos. A partir de esto, presentan un modelo (Figura 1.5) que confirma que, en general, el valle corresponde con una estructura de graben, con bloques

caídos, cuyas profundidades varían desde aproximadamente 2,000 m cerca de la costa hasta unos 100 m, en el extremo NE del valle. Las fallas que lo limitan, se pueden conectar con fallas localizadas en el mar, indicando una conexión estructural entre la Bahía y el Valle de Banderas. El análisis sugiere que la estructura del graben es una zona de extensión que separa bloques de granito; también sugiere que la zona de extensión continúa hacia el NE, más allá de los límites del valle. Esto tiende a confirmar que tanto la Bahía de Banderas como el Valle de Banderas pertenecen a la misma estructura tectónica a pesar de que la orientación de sus ejes difiere 30°, y apoya la idea de que estas estructuras constituyen parte del límite NW del bloque de Jalisco.

Álvarez *et al.* (2010), hicieron un modelo magnético del mar de Bahía de Banderas que confirma la estructura de semigraben, inicialmente la habían propuesto como un graben, fue posteriormente demostrado que su estructura corresponde en realidad a la de semigraben desarrollado en respuesta de un proceso extensional en dirección N-S. El Valle de Banderas constituye la continuación de la bahía, y además lo proponen como una estructura de graben; resultado de un proceso extensional. Sin embargo, parece ser una estructura recientemente formada, probablemente alrededor de 5 Ma.

La apertura de Bahía de Banderas se ha asociado con la separación de Baja California del continente en el Mioceno Medio (Lyle y Ness, 1991). Ferrari y Rosas (2000), asignan el origen del graben de Valle de Banderas a finales del Mioceno y principios del Plioceno, y asociado a la misma tectónica extensional de la zona del graben Tepic-Zacoalco. (Bönhel *et al.*, 1992), demostró que la edad y composición de los batolitos de Puerto Vallarta y Los Cabos son bastante similares, lo que sugiere que estaban juntos antes de que la separación de la península se llevara a cabo.

El graben de Valle de Banderas fue llamado “gaben de Puerto Vallarta” por Ferrari y Rosas (2000). El modelo que se presenta ayuda a entender el desarrollo del graben de Valle de Banderas, sobre todo el modelo representa una recopilación de descripciones e ideas que ya se encuentran en otras investigaciones, con la finalidad de crear consenso en cuanto a la nomenclatura del graben y evitar en la medida de lo posible confusiones en el tratamiento futuro de la información geodinámica del área.

Las figuras (a) y (b), así como (d) a (f), se han propuesto y discutido por diversos autores cuyas referencias se dan en este apartado, la figura (c) lo proponen como especulativo.

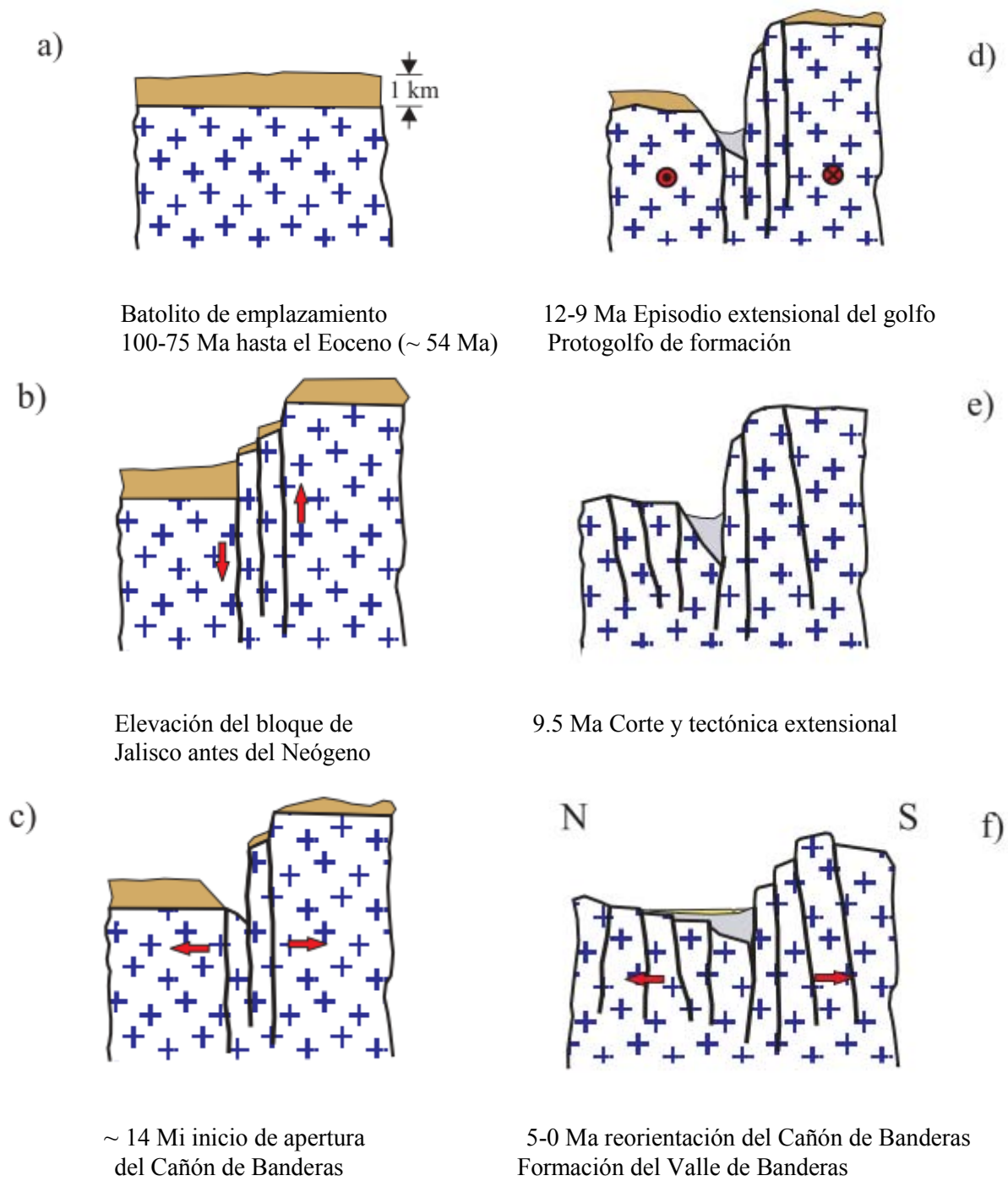


Figura 1.5 Modelo que explica en seis etapas la evolución tectónica del área de estudio (Arzate *et al.*, 2006).

1.6 Características físico-geográficas generales

Con respecto al clima, de acuerdo con la clasificación climatológica basada en Köppen (1936), modificada por García (1988), el área de estudio presenta un solo tipo de clima (Aw), el cual se define como cálido subhúmedo con un régimen de lluvias en verano, cuando el mes de máxima precipitación cae dentro del periodo de mayo-octubre, sequía en invierno y con un porcentaje de lluvia invernal mayor a 10.2 mm. Se presenta con dos diferentes coeficientes de precipitación-temperatura (P/T). El Aw1 es intermedio en cuanto al grado de humedad con un cociente P/T entre 43.2 y 55.3. El Aw2 es el más húmedo de los subhúmedos con un cociente P/T mayor de 55.3. El área también está influenciada por fenómenos meteorológicos como los huracanes y tormentas eléctricas (INEGI, 2005).

El área muestra la acción de los procesos modeladores del relieve, estos son los endógenos y exógenos; ambos procesos están íntimamente ligados entre sí. Las formas generales del relieve que limitan al área de estudio son: al noroeste La Sierra Vallejo, con altitud de 1,420 m.s.n.m. y cerro La Canoa (740 m.s.n.m.). Al este del área la mayor parte de la superficie está ocupada por áreas accidentadas, que forman parte de la Sierra Madre Occidental.

Según la clasificación de las Regiones Hidrológicas elaborada por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos y adaptada por la Secretaría de Programación y Presupuesto (1981), la región más importante por su extensión es la N° 14 Ameca, que involucra a las cuencas Presa La Vega-Colula, Río Ameca-Atenguillo y Río Ameca-Ixtapa. Esta región hidrológica pertenece a la vertiente del Pacífico y su red hidrográfica está integrada con patrones de drenaje tipo radial, dendrítico, paralelo y subparalelo, y la principal corriente que la drena es el río Ameca de régimen perenne.

En la costa de Bahía de Banderas se localizan 32 cuerpos de agua (ríos, arroyos, esteros y lagunas), los más grandes son: Laguna El Quelele, estero El Salado, estero El Chino. La mayor parte del área de estudio se localiza en la región hidrológica N° 14 Río Ameca, sin embargo esta región corta a la región hidrológica N°13 y las porciones extremas al sur del área caen dentro de esta región. El río Ameca sirve de límite entre Jalisco y Nayarit, el Mascota descarga sus aguas en el interior cerca del poblado Las Juntas (SRH, 1970).

De acuerdo con la clasificación de suelos de la FAO/UNESCO (1975), en orden por la extensión que cubren, se presentan cinco tipos de suelos en el área de estudio:

El fluvisol está formado por materiales transportados por corrientes fluviales, es un suelo muy poco desarrollado, medianamente profundo y presenta generalmente una estructura débil o suelta. Se encuentra en todos los climas y regiones de México, cercano siempre al lecho de los ríos; presentan capas alternadas de arena con cantos rodados o gravas redondeadas, como efecto de la corriente y crecidas. Su uso y rendimiento depende de la subunidad de fluvisol que se trate (INEGI, 2004). En los márgenes del río Ameca y su afluente Mascota se presenta solo y como suelo principal asociado a otros.

El feozem es un suelo que se puede presentar en cualquier tipo de relieve y clima, excepto en regiones tropicales lluviosas o áreas desérticas. Es el cuarto tipo de suelo más abundante en el país (INEGI, 2004). Tiene una capa superficial oscura, suave, rica en materia orgánica y en nutrientes. Es de profundidad muy variable, cuando es profundo se encuentra generalmente en terrenos planos y se utiliza para la agricultura de riego o temporal, con rendimientos altos. Los feozem más profundos, situados en laderas, presentan como principal limitante la roca o alguna cementación muy fuerte en el suelo, tienen un rendimiento bajo y se erosionan con más facilidad, sin embargo pueden utilizarse para el pastoreo o la ganadería con resultados aceptables. El uso óptimo de estos suelos depende en muchas ocasiones de otras características del terreno, y sobre todo de la disponibilidad de agua para riego. En el área de estudio se encuentra asociado a otro tipo de suelo, con textura media, pero como suelo principal se encuentra al oeste del área.

Los suelos cambisoles, son jóvenes, poco desarrollados y se pueden encontrar en cualquier tipo de vegetación o clima, excepto en los de zonas áridas. Presentan en el subsuelo una capa con terrones que muestra vestigios del tipo de roca subyacente, y además puede tener pequeñas acumulaciones de arcilla, carbonato de calcio, fierro o manganeso. También pertenecen a esta unidad algunos suelos muy delgados asociados directamente encima de un tepetate. Son muy abundantes, se destinan a muchos usos y sus rendimientos son variables pues dependen del clima en donde se encuentre el suelo, son de moderada a alta susceptibilidad a la erosión (INEGI, 2004). Se localizan con una proporción considerable al noreste, y en una menor proporción al suroeste del área de estudio.

El gleysol se encuentra en áreas en donde se acumula y estanca el agua la mayor parte del año dentro de los 50 cm de profundidad. Se caracteriza por presentar, en la parte donde se saturan con agua, colores grises, azulosos o verdosos, que muchas veces al secarse y exponerse al aire se manchan de rojo (INEGI, 2004). La vegetación natural que presenta, generalmente es de pastizal, y en algunas zonas costeras, de cañaveral o manglar. Es muy variable en su textura, pero en México predominan más los arcillosos, esto trae como consecuencia que presente serios problemas de inundación durante épocas de intensa precipitación. Se usa en el sureste de México para la ganadería de bovinos con resultados moderados a altos, en algunos casos se pueden destinar a la agricultura con buenos resultados en cultivos como el arroz y la caña que requieren o toleran la inundación. Regularmente estos suelos presentan acumulación de salitre (*op. cit.*). Esta unidad de suelo se encuentra al sureste del área de estudio.

Los suelos solonchak se presentan en donde se acumula el salitre, tales como lagunas costeras y lechos de lagos, o en las partes más bajas de los valles y llanos de las regiones secas del país. Tienen un alto contenido de sales en todo o en alguna parte del suelo. La vegetación típica para este tipo de suelos es el pastizal u otras plantas que toleran el exceso de sal (halófilas). Su empleo agrícola se halla limitado a cultivos resistentes a sales o donde ha disminuido la concentración de salitre por medio del lavado del suelo (*op. cit.*). Su uso pecuario depende del pastizal pero con rendimientos bajos. Se presenta con una subunidad gléyco en áreas donde se localizan los esteros El Salado y El Chino.

Las características de la vegetación y uso de suelo actual en la planicie aluvial están influenciados por el tipo de clima, suelo y por la posición topográfica. Son ocho diferentes unidades, de las cuales la agricultura de riego y agricultura de temporal abarcan un 85% de toda el área, mientras que las demás se distribuyen en el 15% restante.

La agricultura de riego, de acuerdo con la frecuencia de riegos que se utiliza, se divide en permanente y temporal. Permanente es el área que siempre tiene agua para los cultivos, y riego eventual tiene agua ocasional en ayuda del cultivo, ya sea al inicio del ciclo agrícola o como apoyo durante alguna fase de sequía; además de señalar las áreas en donde el riego para los cultivos ha dejado de funcionar o incluso cuando ya no existe la actividad agrícola se le llama área de riego suspendido. Se localiza en las márgenes cercanas al río, después de la vegetación de galería. En el caso de la agricultura de temporal, se distingue de acuerdo con la temporalidad del

uso agrícola del lugar. Se encuentran áreas representadas por los piedemontes y cercanas a los lomeríos. La vegetación de galería se halla en los márgenes de los ríos o arroyos en condiciones de humedad favorables (INEGI, 2005), en el área de estudio es contigua a los ríos Ameca y Mascota.

El manglar es una comunidad densa, dominada principalmente por un grupo de especies arbóreas, cuya altura es de 3 a 5 m, pudiendo alcanzar hasta los 30 m (INEGI, 2005), una característica que presentan los mangles son sus raíces en forma de zancos, cuya adaptación le permite estar en contacto directo con el agua salobre, sin ser necesariamente plantas halófitas. Se encuentra en el estero El Salado y el Chino, cercanos su desembocadura; tiene un uso forestal, ya que la madera se utiliza para la elaboración de carbón, aperos de labranza y embalses. Una característica que presenta la madera del mangle es la resistencia a la putrefacción.

El tular es una comunidad de plantas acuáticas, arraigadas en el fondo, constituida por monocotiledóneas de 80 cm hasta 2.5 m de alto, de hojas largas y angostas, o bien, carente de ellas. Este tipo de vegetación está constituida básicamente por plantas de tule y tulillo y se encuentra distribuido en la laguna El Quelele al suroeste del área de estudio (*op. cit.*).

La selva mediana subcaducifolia se desarrolla en regiones cálidas subhúmedas y preferentemente en el tipo de clima Aw; en áreas de su máximo desarrollo presenta árboles cuya altura máxima oscila entre 25 y 30 m. Tanto la densidad de los árboles como la de la cobertura es mucho menor que la de las selvas altas; sin embargo, a mitad de la temporada de lluvias, en la época de mayor desarrollo de follaje la cobertura puede ser lo suficientemente densa para disminuir fuertemente la incidencia de la luz solar en el suelo. Existen diferentes especies como jabillo, amate, hormiguillo, orejón, acacia (*op. cit.*). Se encuentra entrando al estero El Chino.

El pastizal inducido es aquel que surge cuando es eliminada la vegetación original. Este pastizal puede aparecer como consecuencia de desmonte de cualquier tipo de vegetación; también puede establecerse en áreas agrícolas abandonadas. En la laguna El Quelele y el estero El Salado también se encuentra la vegetación halófila, constituida por comunidades vegetales arbustivas o herbáceas que se caracterizan por desarrollarse sobre suelos con alto contenido de sales. Es una comunidad vegetal con dominio de especies herbáceas y arbustivas de escasa cobertura. Las

especies más abundantes corresponden estrictamente a las halófitas como chamizo, romerito, vidrillo, hierba reuma, alfombrilla, lavanda, entre varias más (*op .cit.*).

El área de estudio abarca dos municipios, de los cuales Puerto Vallarta corresponde al estado de Jalisco y Bahía de Banderas al estado de Nayarit. Este último ocupa aproximadamente el 65% del área total. De acuerdo con el conteo de Población y Vivienda (2005), Puerto Vallarta tiene un total de 220,368 habitantes, el 95.7% de la población se concentra en las áreas urbanas. Las principales localidades son Boca de Tomatlán, El Cantón, El Colorado, El Jorullo, El Pitillal, El Ranchito, Ixtapa, La Desembocada, Las Mojoneras, Las Palmas, Palmitas de Cacao, Playa Grande, Puerto Vallarta, Santa Cruz de Quelitán y Tebelchía. Hay otros lugares de menor importancia que junto con los mencionados, hacen un total de 91 localidades en el municipio.

El 92% de la población municipal es católica y el 8% restante se divide entre creyentes evangelistas, judíos y otras. Cuenta con una infraestructura social (educación, salud, abasto, deporte, vivienda, servicios públicos) y de comunicaciones (medios y vías de comunicación). Las principales actividades económicas son la agricultura, donde los cultivos locales más importantes son: maíz, sorgo, frijol, calabacita, chile verde, jitomate, cacahuete, ajonjolí, sandía y tabaco, y frutales como aguacate, mango y plátano. En el sector ganadero se cría bovino de carne, leche y para el trabajo, ovino, porcino, caprino, equino, aves de carne, postura y colmenas (INFDM, 2005).

La industria está representada por la fabricación de prendas para vestir que tienen demanda internacional, los huaraches, sandalias de playa y muebles de madera. El turismo es uno de los principales factores para el desarrollo económico de este municipio, ya que ofrece a sus habitantes y visitantes un buen número de playas que son visitadas cotidianamente. Además, cuenta también con zonas arqueológicas y ecológicas, lo cual lo hace ampliamente atractivo para esta actividad económica. Asimismo, construcciones históricas y ampliamente significativas, obras de arte, costumbres, tradiciones, sin dejar de lado los eventos nacionales e internacionales que se celebran y que representan para sus habitantes y turistas un foco de atracción muy interesante (INFDM, 2005).

Hay agencias de viajes que prestan toda clase de servicios turísticos, clubes de servicio social y comunal, asociaciones de profesionistas, centros financieros y centros de servicios personales,

técnicos y de mantenimiento. También se lleva a cabo la actividad pesquera, se capturan principalmente: cazón, guachinango, atún, lisa, robalo, sierra, dorado y otras especies, así como camarón, ostión, langosta y pulpo (*op. cit.*).

El municipio de Bahía de Banderas, creado en 1989, dispone solamente de los datos de población de 1990 y 1995, según los cuales se contaba con 39,830 y 47,077 habitantes, respectivamente, lo que manifiesta un crecimiento promedio anual del 3%. Su número de habitantes representa el 5.2% de la población estatal. El 93% de la población profesa la religión católica, siguiendo en importancia la evangélica y la judaica; el 3.2% se manifiesta sin creencias. Su infraestructura social está compuesta por educación, salud, abasto, vivienda, servicios públicos y vías de comunicación (INFDM, 2009).

Las actividades económicas que desarrollan son la agricultura, los cultivos principales son el maíz, frijol, sorgo, tabaco, arroz, sandía y mango, pero también se cultivan en menor cantidad el nopal, calabaza, papaya, litchi, guanábana y otros cultivos de tipo exótico. Para esta actividad se utilizan sistemas agrícolas tecnificados, dado que el 77.5% de la superficie es de riego, y solo el 22.5% de temporal. El 92% de la superficie cultivada se fertiliza. La actividad ganadera es principalmente de bovino, porcino, caprino, ovino, equino, aves y colmenares (INFDM, 2009).

El volumen de aprovechamiento forestal maderable es de 5,000 m³, principalmente de huanacastle y amapa; existen otras maderas de menor producción, como el cedro y la caoba, además produce 400 toneladas de palapa. Referente a la pesca, las principales especies son: cazón, sierra, jurel, huachinango, barrilete, ostión, mojarra y camarón; alcanzan una producción aproximada de 794 toneladas. Las principales industrias están concentradas en las actividades de manufactura y construcción, siendo esta última de mayor importancia para la región, por su auge turístico. Adicionalmente se encuentran instaladas ocho empacadoras de mango, dos de papaya y dos de hortalizas exóticas. Existen otro tipo de empresas dedicadas a la fabricación de hielo, alimentos y bebidas, muebles, cerrajería, mosaico y empresas constructoras de electrificación. Bahía de Banderas es el polo de desarrollo turístico del estado. En este lugar se concentra el 25.5% de la infraestructura turística instalada. Cuenta con 58 hoteles, 75% de los cuales son de categoría de cinco estrellas o gran turismo que ofertan en conjunto 3,300 habitaciones, el mayor número en la entidad. Concentra la mayor cantidad de visitantes al año, 93% de los cuales son extranjeros. La mayoría de la infraestructura comercial está compuesta por establecimientos al

menudeo que expenden bebidas, productos alimenticios de primera necesidad, mercados públicos, tianguis, rastros, tiendas de autoservicio, bodegas, almacenes, tiendas de ropa, insumos agrícolas, ganaderos, entre otros (*op. cit.*).

La población económicamente activa del municipio representa el 47% de la población entre los doce años o más, de ésta 93% está ocupada y el 1.8% se encuentra en situación contraria. Los principales sectores de ocupación son el comercio y los servicios, de estos últimos, la actividad turística juega un papel preponderante, siguiendo en importancia las actividades agropecuarias, de pesca, manufactureras y algunas otras no especificadas. La cabecera municipal es Valle de Banderas, cuenta con 5,053 habitantes; destacan además, Bucerías con 5,711, Jarretaderas con 3,426, San José del Valle con 5,188, San Juan de Abajo con 8,159 y San Vicente con 3,543. En estas localidades radica el 66% de la población total del municipio, existiendo otras localidades menores donde vive el resto de la población (*op. cit.*).

CAPÍTULO 2. MARCO CONCEPTUAL

2.1 Antecedentes

Son pocos los estudios desarrollados en el área, sobre todo en la parte geomorfológica, sin embargo, con los que existen es posible abordar el contexto fisicogeográfico, geológico y geofísico del lugar para entender de qué manera se expresa la dinámica geomorfológica fluvial en el curso bajo del río Ameca. Entre los antecedentes están los de Arzate *et al.* (2006), quienes hicieron un levantamiento gravimétrico que incluye 483 estaciones distribuidas en cinco líneas, así como un levantamiento magnetotelúrico que incluye 17 sondeos, con el propósito de determinar las características geológico estructurales del valle. Mencionan que el área corresponde a un graben con bloques caídos, que pertenece a la misma estructura que Bahía de Banderas, y se apoya la idea de que estas constituyen una parte del límite NW del Bloque de Jalisco. Además, analizaron los datos aeromagnéticos existentes del área y se correlacionaron con los datos geofísicos medidos. Los modelos gravimétricos sugieren la ocurrencia de subcuencas dentro del graben, entendidas como hundimientos locales rellenos de sedimentos, que coinciden morfológicamente con estructuras similares reportadas anteriormente en la bahía, indicando que éstas pueden ser un rasgo erosivo típico del graben (*op. cit.*).

Otro trabajo antecedente es de Álvarez (2007), donde menciona la elaboración de un modelo digital de elevación en la Bahía de Banderas y su continuación hacia el fondo oceánico hasta la Trinchera Mesoamericana, con 6,872 sondeos batimétricos, se identificaron dos nuevas cuencas y también varias fallas, dentro de la bahía. El flanco sur del Cañón de Banderas es considerablemente más empinado que el flanco norte. Esta asimetría, junto con la actividad sísmica presente, lleva a proponer que el Cañón de Banderas tiene una estructura de semigraben del tipo de crecimiento de falla, con arrastre inverso, que se origina en una cuenca de extensión en la dirección N-S.

Álvarez *et al.* (2010), elaboraron un modelo magnético del mar de Bahía de Banderas que confirma la estructura de semigraben. Se presentan los 5,523 valores magnéticos en la bahía, a fin de complementar la información aeromagnética, lo que permitió modelar la estructura de la bahía desde el punto de vista magnético. Inicialmente se había propuesto como un graben, fue posteriormente demostrado que su estructura corresponde en realidad a la de semigraben

desarrollado en respuesta a un proceso extensional en la dirección N-S. El Valle de Banderas constituye la continuación de la bahía, y además ha sido propuesto como una estructura de graben y es probable que sea resultado de un proceso extensional. Sin embargo, parece ser una estructura recientemente formada, probablemente alrededor de 5 Ma.

2.2 Conceptos básicos sobre geomorfología

La geomorfología nace como una parte de la ciencia cuando deja de describir y comienza a explicar (Tricart, 1965). Algunos autores la consideran como una de las ciencias físicas más difíciles (Linton, 1964). Otros restringen la geomorfología al estudio de los rasgos del relieve subaéreo y algunos, por el contrario, lo extienden también a la morfología de los fondos marinos. Incluso, se considera englobada dentro de la geomorfología, la investigación de las formas del relieve de otros planetas (Greeley, 1985, Summerfield, 1999). Schumm (1991), define a la geomorfología como la ciencia que estudia los fenómenos sobre y cerca de la superficie terrestre y toma en cuenta las interacciones entre varios tipos de materiales y procesos, implicando los sólidos, líquidos y gaseosos.

La geomorfología comprende el estudio de las formas del relieve, el cual es creado por dos grandes grupos de procesos que involucran, por una parte, la dinámica interna del planeta y por la otra, todos aquellos procesos modeladores que se generan en la atmósfera principalmente y actúan sobre la superficie terrestre. Es necesario conocer las características de los fenómenos que se desencadenan a partir de la interacción de los procesos endógenos y exógenos en la creación y modificación de la superficie de la Tierra (Lugo, 1991). El resultado, como es sabido, son las diversas formas del relieve que se pueden observar en el presente, de tal manera que sea posible identificar prácticamente dos orígenes generales del relieve, por los procesos endógenos y por los procesos exógenos (*op. cit.*). Así, se expresan las dos principales fuerzas generadoras y modificadoras del relieve, que son comprendidas dentro de la geomorfología como una ciencia de la Tierra. Aunque debe señalarse que el tiempo es otro factor muy importante, involucrado en la génesis, en la modificación y, en muchos casos, la destrucción de las geoformas que constituyen al relieve (Ahnert, 1998).

Por lo tanto las geoformas son resultado de:

- Los movimientos de la corteza terrestre: ascensos, descensos, plegamientos y otros movimientos de la corteza.
- La actividad ígnea, tanto volcánica como la intrusiva, que se encarga de construir las estructuras y las geoformas asociadas a estos procesos.
- La destrucción de las rocas y el suelo que forman y cubren al relieve.
- La depositación de los materiales (*op. cit.*).

En geomorfología, así como en muchas ciencias, existen subespecialidades que se encargan del estudio de temas específicos. En este estudio la problemática abordada es la amenaza de inundación. Por esto se revisaran desde la perspectiva geomorfológica algunos de los enfoques aplicados más importantes, y posteriormente, aquellos relacionados con el peligro de inundación.

2.2.1 Geomorfología dinámica

La geomorfología, como otras ramas de la ciencia, necesita pasar de la simple descripción a la cuantificación, y para ello tiene que utilizar métodos de otras áreas científicas, fundamentalmente la Física. Los geomorfólogos se preocupan más por el proceso que por la forma (Barry, 1997). Algunos autores consideran que es el tema más importante de la geomorfología moderna (Hart, 1986).

La geomorfología dinámica se refiere al estudio de los procesos que ocurren sobre la superficie de la Tierra y que repercuten en cambios sustanciales en un periodo corto, los fenómenos que originan cambios en la superficie terrestre, responden a las leyes físicas. Es ésta, la Física, quizás la ciencia más ligada a la geomorfología dinámica, la evaluación y cuantificación de los procesos erosivos y acumulativos son el referente inmediato en estos estudios que se iniciaron de manera muy simple, pero con un objetivo claro, el de conocer el comportamiento en términos numéricos y con análisis estadísticos de los ríos y su papel en la formación de valles y bancos de material, así como sus repercusiones en el azolvamiento de los embalses (Verstappen, 1983).

Hay otros procesos que se pueden estudiar bajo esta perspectiva geomorfológica dinámica, como son los efectos de la erosión marina en las costas, el desplazamiento de los glaciares, los procesos gravitacionales, por citar algunos casos (Lugo, 1991). Un aspecto importante dentro del

campo de acción de esta rama de la geomorfología es la expresión espacial y morfológica, por supuesto, que tienen los fenómenos estudiados bajo este enfoque y su representación cartográfica. En estos estudios, la simbología empleada, así como la información contenida dentro de los mapas geomorfodinámicos están enfocadas a resaltar aquellos rasgos que manifiestan los principales procesos registrados, así como las formas resultantes de la remoción y de la sedimentación. Para ampliar la información obtenida por el estudio de tales fenómenos, se requiere de la aplicación de un enfoque integral, ya que se necesitan datos de carácter ambiental, de aquellos factores que intervienen de manera directa en la dinámica geomorfológica exógena (Montes, 2009).

2.2.2 Geomorfología ambiental

Es muy posible que los comienzos de la geomorfología ambiental se iniciaran en el siglo XVIII por ingenieros franceses con espíritu naturalista, que abordaron la construcción de obras públicas (Tricart, 1962). Esta disciplina se encarga del estudio del relieve y de su integración con los elementos del paisaje, tiene una gran influencia de otras ciencias. Un importante avance se ha tenido en el campo multidisciplinario entre la geomorfología y los estudios relacionados con el medio biofísico (Verstappen, 1983). Entre las ciencias con las que tiene una gran cantidad de vínculos están la ecología, biología, oceanografía, oceanología, geología, geofísica, edafología, pedología, agronomía e hidrología, principalmente. Los puentes académicos entre estas ciencias se fortalecen cada vez más con la aplicación del conocimiento integral de las mismas, básicamente para la solución de problemas que afectan a las actividades humanas y particularmente al entorno biofísico. A este tipo de relación estrecha entre las ramas del conocimiento, se unen otras que ofrecen las herramientas y las técnicas automatizadas para alcanzar resultados, optimizando tiempo, y en algunos casos, recursos económicos. Estas disciplinas científicas están avanzando a la par de las nuevas técnicas y tecnologías de vanguardia (*op. cit.*). En años recientes, sobre todo en países como México, se han empleado cada vez con más frecuencia, evaluaciones del medio biofísico con base en levantamientos geomorfológicos, esto se nota en el ordenamiento territorial, también llamado ordenamiento ecológico (Castillo, 2006).

Jones (1980), define la geomorfología ambiental como la aplicación de los conocimientos geomorfológicos al estudio y propuesta de soluciones para resolver problemas de recursos,

gestión y planificación ambiental. Otra definición más simple es la propuesta por Huggett (2003), donde menciona que la geomorfología aplicada estudia las interacciones de los humanos con el relieve terrestre.

Las aplicaciones de la geomorfología pueden dividirse en dos grandes clases (Chorley *et al.*, 1984): 1) El hombre como agente geomorfológico, en términos de sus efectos, inadvertidos sobre los procesos y las formas del relieve. 2) La geomorfología como ayuda para valorar la ubicación, construcción ingenieril y planificación. Es evidente que los objetivos de la geomorfología aplicada son numerosos y de gran amplitud.

2.2.3 Geomorfología pura

Por mucho tiempo la geomorfología fue considerada como un conjunto de estudios académicos acerca de los tipos y orígenes de las geoformas. Aunque ha sido mediante las múltiples aplicaciones que ha tenido en distintos campos, como en el ambiental, que se ha vuelto una herramienta de planeación y diagnóstico. Debido a esto la geomorfología ha recibido la atención de otros especialistas (Verstappen, 1983). Las aplicaciones derivadas de investigaciones geomorfológicas que han contribuido al conocimiento del medio biofísico, urbano y rural centraron su interés en la diversidad tipológica, genética y dinámica del relieve, expresando gran cantidad de los resultados en mapas construidos con metodología propia. Con el uso de la fotografía aérea desde la posguerra se han perfeccionado las técnicas cartográficas que estuvieron encaminadas al inventario de recursos naturales, también a partir del uso de las imágenes de satélite. La cada vez más creciente demanda de estudios enfocados al manejo adecuado del territorio y de los recursos naturales ha sido el motor que ha impulsado la consulta y manejo de imágenes obtenidas a partir de distintas plataformas (Meijerink, 1988; Lira, 2002; Lillesand *et al.*, 2004). Ya que el ser humano se ha contemplado como un factor dinámico de interés, cuyas actividades interactúan con los campos de acción de otras disciplinas científicas (Verstappen, 1983; Morgan, 1994).

2.2.4 Geomorfología fluvial

Los ríos y los procesos fluviales son uno de los sistemas geomorfológicos más importantes que operan en la superficie de la Tierra, que han creado gran parte del paisaje, forman planicies de inundación en las que muchas de las ciudades se construyen, y en muchos lugares han dejado

un valioso legado de arenas, gravas y depósitos de placer. La acción fluvial genera laderas abruptas que al aumentar su inestabilidad dan origen a deslizamientos. El agua de fusión de los glaciares discurre por canales trenzados transportando los materiales glaciares río abajo. Los ríos exorreicos desembocan sus aguas a los océanos, pero los que fluyen por zonas endorreicas depositan su carga en cuencas interiores. Finalmente, las corrientes subterráneas movilizan partículas por debajo de la superficie terrestre (Morisawa, 1985).

Se conocen muchas definiciones de geomorfología fluvial y se estima que una de las más completas es la propuesta por Richards (1987), en la que considera como objetivo fundamental la explicación de las relaciones entre los procesos físicos del flujo en el cauce, la mecánica del transporte de sedimentos forzado por el flujo y las formas de los cauces aluviales creadas por el transporte de sedimentos.

La geomorfología fluvial analiza la capacidad que presenta toda corriente fluvial para transformar el relieve terrestre en tiempo y espacio (de Pedraza, 1996). En el diccionario de *Geografía Física*, es definida como el estudio de la morfología y procesos de los ríos (Thomas y Goudie, 2000). Sin embargo, no incluye mucho más que el estudio de las formas y los procesos fluviales (Kondolf y Piegay, 2003) la definen en su sentido más amplio como las formas, procesos e interacciones de los cauces, llanura de inundación, red fluvial, en diferentes escalas espaciales y temporales dentro de una perspectiva de sistemas.

2.2.5 Cartografía geomorfológica

A través del tiempo la geomorfología ha concentrado una gran cantidad de conocimientos y parte de ellos han sido aplicados para resolver las problemáticas relacionadas con las actividades humanas (Verstappen, 1983). En lo que se refiere a cartografía se ha avanzado en la realización de estudios de peligros y riesgos por efecto de fenómenos hidrometeorológicos, sísmicos y volcánicos; y en donde se ha tenido un gran desarrollo ha sido en la planeación y ordenamiento territorial, entre otros. En este sentido, muchos de los problemas desencadenados de la influencia de los fenómenos naturales que repercuten de manera negativa sobre la población, son analizados, y en la medida de lo posible, se plantean algunas soluciones o alternativas que aminoren los futuros daños (Ahnert, 1998).

Los mapas geomorfológicos son la representación gráfica exacta de las formas del relieve de un área, en la que se indica un amplio rango de influencias pretéritas y actuales (St-Onge, 1968). La mayoría de las ciencias de la Tierra han tenido un especial interés en la elaboración de mapas (edafología, geología, botánica). Los mapas geomorfológicos constituyen un documento básico, que debe ser reelaborado en determinados aspectos en función de las necesidades concretas de aplicación (Peña, 1997). El interés práctico de la cartografía geomorfológica viene expuesto en Tricart (1962, 1965), Tricart y Demeck (1972), Piotrowsky *et al.* (1972). Las aplicaciones de los mapas geomorfológicos son numerosas: agricultura y sector forestal, ingeniería civil (obras lineales, construcción de presas) (Tricart y Demek, 1972) y prospección minera (Piotrowsky *et al.*, 1972).

Como las características geomorfológicas suelen ser diferentes en los distintos países y territorios, se han elaborado diversas leyendas geomorfológicas que se ajustan a sus necesidades. Además, otro importante criterio previo es el de la elección de la escala adecuada a los fines perseguidos (Gutiérrez, 2008). Las formas del relieve se pueden clasificar según su dimensión o bien por los procesos que las originan (Cailleux y Tricart, 1956). La geomorfología se expresa en un amplio rango de escalas temporales y espaciales (Cox, 2007).

Los estudios experimentales que se realizan en campo tienen duración de algunos años y sus resultados deben utilizarse con una gran precaución en relación con el funcionamiento de los sistemas geomorfológicos que operan en magnitudes de tiempo mucho más importantes (Schumm, 1985). La escala espacial lleva implícita las características de la estructura y la actuación de los procesos que actúan en la dinámica geomorfológica. A determinadas escalas de espacio llegan a ser dominantes algunas variables. También hay que tener presente que los procesos no son homogéneos en diferentes escalas (Chorley *et al.*, 1984).

2.2.6 Escalas en geomorfología fluvial

La escala es una consideración importante en la geomorfología fluvial, las interacciones de proceso-forma ocurren sobre una amplia gama de escalas espacio-tiempo. En un extremo de esta gama está la evolución del paisaje a largo plazo. En el otro están los procesos de pequeña escala, tales como la puesta en marcha de un grano de arena en el lecho de un cauce. Las escalas de espacio incluyen la forma, de unos pocos milímetros a cientos de kilómetros. Las escalas de

tiempo relevantes se extienden desde unos segundos a cientos de miles de años, o más (Charlton, 2008).

2.3 El sistema fluvial

La mayor parte de los ríos de la superficie terrestre desembocan en el océano, con excepción de aquellos de zonas muy áridas y los que están congelados permanentemente. Su variedad refleja la amplia gama de los diferentes ambientes en los que se encuentran. El clima, la geología, la vegetación, el relieve y el ser humano son solo algunos de los factores que influyen en los sistemas fluviales. Existe una importante diferencia entre cauces de lecho de roca y los cauces aluviales. Los cauces de lecho de roca como su nombre lo indica, son la sección del cauce que se corta directamente en la roca subyacente, mientras que los cauces aluviales tienen una planicie de inundación que está limitada por las montañas y colinas circundantes (Charlton, 2008).

Durante las tres últimas décadas, el concepto de sistema (Chorley, 1962) se ha utilizado con profusión en ciencias ambientales con el fin de conectar los procesos físicos, químicos y biológicos (Piégay y Schumm, 2003). Ha tenido una gran influencia en geomorfología fluvial (Chorley y Kennedy, 1971), y se ha ensamblado con otras disciplinas próximas, como ecología, hidrología, geografía humana y gestión fluvial (Schumm, 1977).

El sistema se puede definir como una combinación significativa de elementos que forman un conjunto complejo, con conexiones, interrelaciones y transferencia de energía y materia entre ellos. En el caso de un sistema fluvial, no sólo implica a los cauces fluviales, sino también al conjunto de redes de drenaje y áreas de sedimentación de abanicos aluviales y deltas, también de escurrimiento y sedimentos de laderas (Piégay y Schumm, 2003).

El sistema fluvial cambia con el tiempo, debido a la actividad de los procesos erosivos y de sedimentación, y también responde a los cambios climáticos, modificaciones del nivel de base, tectónica cuaternaria y actividad humana (Park, 1981). Por consiguiente, las labores de predicción en un sistema fluvial son difíciles de llevar a cabo debido a su variabilidad.

La Figura 2.1 representa un esquema del sistema fluvial (Schumm, 1977), en el que se distinguen tres áreas. El área 1 constituye el de producción de escorrentía y sedimentos. El área 2 es el sector de la transferencia y en el área 3 se produce la sedimentación (abanicos aluviales,

deltas, llanuras de inundación). La división parece artificial, ya que los ríos transportan, erosionan y depositan en las tres áreas.

No obstante, cada una de ellas se caracteriza por el predominio de un proceso. La unidad básica del sistema fluvial es la cuenca hidrográfica, es un sistema abierto, lo que significa que la energía y los materiales se intercambian con el entorno. En sistemas cerrados sólo hay intercambio de energía con el ambiente circundante (Gutiérrez, 2008).

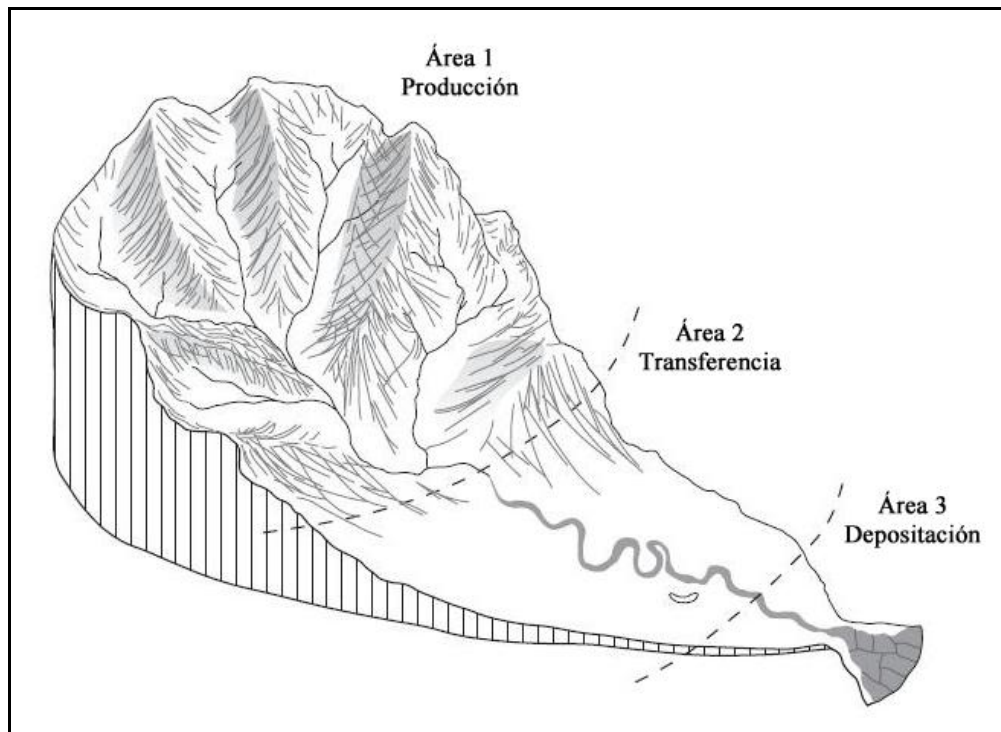


Figura 2.1 El sistema fluvial dividido en tres secciones, de acuerdo con Schumm (1977).

2.4 Morfometría de una cuenca hidrográfica

Una cuenca hidrográfica comprende toda el área que le proporciona la escorrentía superficial (Gregory y Walling, 1973). La cuenca de drenaje es una entidad bien definida topográficamente e hidrológicamente y se considera como una unidad geomorfológica fundamental (Chorley, 1969). Es el resultado de las interacciones del flujo de la materia y energía frente a la resistencia de la superficie topográfica (Zavoianu, 1985). Por consiguiente, se hace necesario estudiar la

configuración de la cuenca hidrográfica para conocer su morfología y las relaciones proceso-forma (Figura 2.2).



Figura 2.2 Configuración de una cuenca hidrográfica en un mapa topográfico, el rasgo en línea continua es el parteaguas.

El establecimiento de jerarquía de redes fluviales de una cuenca fue iniciado por Horton (1945). El *orden* es una propiedad básica de las redes fluviales, ya que se relaciona con el caudal relativo del segmento de un cauce. Existen varios sistemas de ordenación y el más utilizado es el de Strahler (1952), en el que un segmento de un curso fluvial, que no tiene afluente que fluye desde su origen, se considera de primer orden. El segmento de segundo orden se origina al unirse dos de primer orden, uno de tercer orden resulta de la confluencia entre dos segmentos de segundo orden y así sucesivamente. El orden no se incrementa cuando a un segmento de un orden determinado confluye otro de orden menor.

La *densidad* de la red de drenaje es una característica importante de la cuenca hidrográfica, ya que refleja controles geomorfológicos, litológicos, climáticos, florísticos y antrópicos. La densidad de la red de drenaje consiste en la relación de la longitud total de todos los cursos de todos los órdenes y el área de la cuenca: $D = \Sigma l/A$ (Horton, 1932). Refleja el balance de fuerzas erosivas y la resistencia de la superficie del terreno. Las densidades de drenaje pueden oscilar desde valores de 5 km/km², correspondientes a las laderas suavizadas, de baja precipitación y substratos permeables, hasta cifras superiores a 500 km/km², de áreas montañosas, de rocas impermeables, laderas abruptas, y precipitaciones importantes, como las áreas acarcavadas.

Un avance muy grande en el conocimiento de los procesos fluviales fue considerar a las corrientes en conjunto en un sistema. El *sistema de drenaje* es la configuración de las redes fluviales, producto de la influencia que tiene sobre ella el suelo, la roca, el grado de fractura, estratificación y topografía (*op. cit.*).

La *forma de la cuenca hidrográfica* es de gran importancia. Las cuencas alargadas transmiten a mayores distancias el flujo fluvial, resultante de precipitaciones de tormenta. Las cuencas más equilibradas son las que sus divisorias se aproximan a un círculo. El sistema de cauces también ha sido clasificado inicialmente en grupos cualitativos y, con posterioridad, tomando como base la sinuosidad, que es el resultado de la relación entre la longitud del curso y la longitud del valle (*op. cit.*).

La morfología de los cauces fluviales naturales depende de la interacción entre el flujo y los materiales erosionables. Estas interacciones varían sustancialmente para diferentes escalas temporales y espaciales. Debido a este carácter del flujo del río, el cauce se ajusta a la actuación de diferentes fuerzas para mantener una estructura coherente. El flujo del agua en un cauce está sometido a dos fuerzas principales, la gravedad y la pendiente del cauce, mientras que la fricción se opone al movimiento del agua (Knighton, 1998).

2.5 Sistemas de cauces fluviales

A partir de la observación del sistema de cauces se pueden diferenciar rectos, meandriiformes, trezados y anastomosados (Figura 2.3). Los cauces rectos y meandriiformes se diferencian por su sinuosidad (S) (Schumm, 1963), que es la relación entre la longitud del cauce y la longitud del valle. El río trezado está constituido por barras e islas, y el grado de trezamiento (Brice, 1964), se expresa por el porcentaje de la longitud dividido por la longitud de una o más barras. Es un índice variable, ya que la longitud de las barras depende de la época medida. El grado de anastomosamiento es el porcentaje de la longitud medida que está ocupada por grandes islas (*op. cit.*).

Los ríos rectos en muchas ocasiones resultan del control que estructuras geológicas como fallas, pliegues, fracturas ejercen sobre el origen de los cauces. Los sistemas de ríos meándricos tienden a ser confinados en un cauce principal que presenta una sinuosidad mayor a 1.5. En estos sistemas el gradiente de la pendiente es mucho menor, y los sedimentos involucrados en la carga

de las corrientes son más finos. Otra característica es que los ríos meándricos desarrollan en su desembocadura sistemas deltaicos de depósito (Miall, 1977).






Esquema	Tipo	Morfología	Sinuosidad	Tipo de Carga
	Rectilíneo	Cauce único con <i>pools</i> y <i>riffles</i> , <i>talweg</i> meándrico	<1.05	Mixta y carga de fondo
	Sinuoso	Cauce único con <i>pools</i> y <i>riffles</i> , <i>talweg</i> meándrico	>1.05 <1.5	Mixta
	Meandriforme	Cauce único, (puede tener en el interior del cauce <i>point bar</i>)	>1.5	Suspendida y carga mixta
	Trenzado	Dos o más cauces con barras y pequeñas islas	>1.3	Carga de fondo
	Anastomosado	Dos o más cauces con largas y estables islas	>2.0	Carga suspendida

Figura 2.3 Clasificación de los patrones de cauces, por Miall (1977), tomado de Morisawa (1985).

El patrón o configuración trenzado confinado es aquel en el que el agua lo recubre durante las crecidas y se desarrolla un sistema de barras sumergidas. Al disminuir el flujo hídrico las barras emergen originando un cauce tipo trenzado. El patrón trenzado libre se produce en una llanura aluvial no confinada. Durante las inundaciones se erosiona un gran volumen de sedimentos y en

la etapa de descenso de la inundación predomina la acumulación. En los cursos trenzados que están caracterizados por islas, el sedimento se deposita aguas arriba de la isla. Éstas crean una zona de transporte aguas abajo del final de la isla debido al aumento de la energía de la corriente. Las condiciones asociadas al desarrollo de ríos trenzados incluyen pendientes acusadas, caudal variable, y un suministro importante de sedimentos gruesos (Miall, 1977).

En los ríos anastomosados, la anchura típica de los cauces es mucho más pequeña que la de las barras, mientras que en los ríos trenzados estas longitudes son comparables. Las ramas individuales de los ríos anastomosados pueden ser rectos, trenzados o meandriiformes (Schumm, 1977).

2.6 Erosión fluvial

La erosión fluvial se lleva a cabo por los procesos de corrosión, abrasión y cavitación. La corrosión implica cualquier proceso químico que resulta de la meteorización del lecho y de las paredes del curso fluvial. La abrasión consiste en el desgaste mecánico por impacto entre las partículas transportadas y la erosión mecánica del cauce, que puede originar marmitas.

Los cursos fluviales pueden erosionar sus lechos y sus paredes. La erosión vertical en el fondo de un cauce aluvial tiene lugar cuando se movilizan las partículas de tamaño arena y grava y se produce cuando la carga desgasta el lecho. La erosión lateral se manifiesta, cuando las paredes del cauce se desgastan, normalmente por la socavación que sufre, lo que conduce a la generación de deslizamientos o caídas de las paredes. La continua erosión lateral lleva consigo el ensanchamiento del cauce, mientras que la erosión vertical la progresión de la incisión. (Gutiérrez, 2008).

2.7 Sedimentación fluvial

El material que un río arranca y transporta se deposita aguas abajo, tanto a lo largo de los valles, como en piedemontes y llanuras costeras. El análisis de los depósitos puede indicar velocidades y condiciones de los procesos que operan en el momento de su sedimentación (Morisawa, 1985). Los sedimentos fluviales se depositan fundamentalmente en: a) discontinuidades topográficas creadas por fallas, abombamientos corticales, sobreexcavación glaciaria, abrasión marina, entre otros. Bajo estas condiciones se originan, entre otras formas, los abanicos aluviales. b) rellenos de valle que reflejan un conjunto de procesos complejos que dan

lugar a llanuras de inundación y terrazas. c) depósitos marginales, que son el resultado de la sedimentación en aguas estancadas en las que disminuye la velocidad de transporte, como los deltas y depósitos de playa (Chorley *et al.*, 1984).

Aunque una gran parte del material erosionado llega finalmente a la desembocadura, otra fracción se deposita en el cauce y planicie de inundación, cuando la hay, temporalmente en su recorrido. Durante el transporte cada partícula tiene una velocidad de caída, que representa el umbral de sedimentación para la partícula. Si la velocidad de la corriente es menor que la velocidad de caída, la partícula se depositará (Gutiérrez, 2008).

Los depósitos aluviales tienen importancia económica, como fuentes de agua subterránea y como suministros de materiales para la construcción. Algunos aluviones contienen minerales pesados, diamantes y oro que se explotan activamente en ríos y terrazas de numerosos lugares del mundo. Los antiguos depósitos de playa y delta son con frecuencia fuentes de petróleo y gas natural (Chorley *et al.*, 1984).

2.8 Llanuras de inundación

Una llanura de inundación es la superficie aluvial adyacente a un curso fluvial y que frecuentemente suele inundarse. Está constituida por depósitos que los ríos movilizan por excavación de los cauces o por migración lateral. La llanura de inundación puede estar subdividida en dos: la inferior, se cubre de agua cada año, y la superior, a un nivel mayor y más alejada, es la que se inunda durante las crecidas extraordinarias, una vez en 10, 20 o más años. Es muy variable en anchura, de decenas de metros en un valle montañoso, a más de 10 km en un río de planicie (Gutiérrez, 2008).

2.8.1 Depósitos fluviales

Los sedimentos depositados por los ríos han sido clasificados de diferentes maneras. Una gran parte de los geomorfólogos diferencian entre depósitos de acreción vertical y depósitos de acreción lateral (Leopold y Wolman, 1957). La acreción lateral se produce por la deriva lateral de los cauces y la acreción vertical tiene lugar por la sedimentación vertical y crecimiento hacia arriba por deposición de partículas en suspensión. Esta clasificación es muy simple y a veces no es muy fácil distinguir ambos tipos de depósito. Se pueden distinguir dos tipos básicos de

depósitos fluviales: a) depósitos de cauce y b) de desbordamiento. Los primeros comprenden los depósitos de fondo de cauce y los de barra de meandro, se generan principalmente por acreción lateral y se sitúan bajo los segundos, que se originan por acreción vertical y están representados por los depósitos de diques naturales (*leveés*), de llanura de inundación y de lóbulos de derrame. Otro tipo de depósito son los de relleno de cauce abandonado, que tienen características intermedias entre los dos anteriores. En los depósitos de fondo de cauce los sedimentos gruesos se localizan en la base de los cauces, que a su vez están rellenos por arenas y arcillas. Se acumulan como cuerpos lenticulares en las partes más profundas del cauce, no forman capas de gran espesor y son siempre discontinuos. Los sedimentos en la planicie de inundación son más finos que en el cauce, el aluvión, muestra estratificación horizontal, oblicua y cruzada (*op. cit.*).

2.8.2 Meandros

Los meandros comunes son formas activas del relieve fluvial, con migración lateral. Hay también meandros fijos en las planicies aluviales, se explica su origen por un descenso del nivel de base o por un levantamiento de la planicie en relación con el mar, de lo que resulta una disección vertical de la planicie aluvial. El meandro libre se forma por el incremento de las sinuosidades del cauce a causa de la erosión lateral, al tiempo que migran aguas abajo, lo que no todos lo hacen con la misma velocidad, así, un meandro puede alcanzar a otro. Un meandro evoluciona creciendo lateralmente hasta que se desprende la porción extrema, es el estrangulamiento y surge un cauce abandonado o lago de media luna. Los cauces mantienen la misma anchura, incluso al incrementar la sinuosidad. A lo largo del cauce, se alternan superficies deprimidas (surcos) y elevadas (umbrales) (Miall, 1996).

2.8.3 Barras de meandro

Las barras de meandro constituyen los rasgos geomorfológicos más característicos de los meandros y son la forma principal de sedimentación en los cauces meandriformes. La forma y el tamaño de las barras varían con las dimensiones del río (Reineck y Singh, 1975). Las barras suelen ser varios metros más altas que las depresiones y están rellenas por sedimentos finos estratificados. Por lo general, las barras de meandro son discontinuas de forma lenticular y se originan por la migración lateral de un río meandriforme durante la inundación; los cordones de meandro se generan por sucesivas inundaciones (Miall, 1996). En cursos pequeños son formas

deposicionales que buzan hacia el mar sobre los lados convexos de los meandros y están constituidas por sedimentos gruesos. En los grandes ríos están formados por cordones de meandros que alternan con depresiones alargadas y son cauces en los que se produce sedimentación durante la inundación (Ollero, 1996).

2.8.4 Leveés

Los diques naturales o *leveés* son bandas de sedimentos en forma de cuña que bordean los canales fluviales. La máxima elevación de un dique está en, o cerca, del cauce. Los diques buzan suavemente desde el borde del cauce hacia el borde externo de la llanura de inundación. Alcanzan un mayor desarrollo sobre los lados cóncavos del cauce y en los lados convexos se superponen a las barras de meandro. Los depósitos de dique natural poseen una facie similar a los depósitos superiores de relleno de cauce, con laminación plana en la base, originada durante la inundación, a la que se superponen estratos con una componente cruzada de dimensiones menores formada por *ripples* (rizaduras) (Farrell, 2001). Los sucesivos conjuntos de estratos generados por inundación en un punto pueden variar de facies y dan lugar a secuencias verticales de algunos metros de potencia (Bridge, 2003).

2.8.5 Terrazas fluviales

Las terrazas fluviales son partes de llanura de inundación que están por encima del nivel máximo de las aguas de un río, como resultado de la incisión del mismo (Leopold *et al.*, 1964). No siempre están presentes, son uno o más escalones que van alejándose de la planicie de inundación. Se forman cuando la corriente, al erosionar en sentido vertical y lateral, se aleja de la planicie de inundación y va desarrollando otra, a uno o a los dos lados. Pero esto se da por un incremento brusco de la incisión vertical. Se explica por causas climáticas que hace que aumente el caudal, o por movimientos de levantamiento, de origen tectónico que favorecen la erosión vertical. Las terrazas se enumeran de la más baja y cercana al cauce, la más joven (primera), a la más alejada y alta, la más antigua. Se reconocen los siguientes elementos de las terrazas fluviales: fisura de separación, rellano, ceja y escarpe. Cada terraza es un residuo de la planicie de inundación, con ligera inclinación hacia el cauce. En cuanto a sus dimensiones son muy variables, lo que está en función del caudal, carga del río, factores litológico-estructurales, actividad tectónica y clima. Una serie de terrazas refleja una alternancia de condiciones de

predominio de la acumulación que pasa a otra de erosión. Una clasificación general de las terrazas fluviales es en tres unidades: erosivas, acumulativas o aluviales y mixtas. Entre los factores más importantes de estudio está en primer lugar el que a partir de las terrazas se reconstruye la evolución del relieve; se han formado en el periodo Cuaternario, y en general, se correlacionan con las glaciaciones. Muchas grandes ciudades están construidas en la margen de grandes ríos, en las terrazas correspondientes, a salvo de las inundaciones y en terreno sólido (Gutiérrez, 2008).

2.8.6 Deltas

Los deltas son estructuras convexas en forma de abanico que destacan en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forman cuando el aporte de sedimentos supera la redistribución por procesos marinos, tales como olas, corrientes y mareas (Arche, 1989).

Se han construido durante la transgresión marina del Cuaternario Tardío, y el volumen de sedimentos depositados en las cercanías de la desembocadura durante el Holoceno es muy grande. Estas formas ocupan el 1% de las líneas de costa del mundo (Bird, 2000). Su denominación se debe a que estas estructuras acumulativas tienen la forma de la letra griega. La mayoría de ellos tienen componentes subacuáticos y subaéreos, por debajo y por encima de la marea baja (Coleman, 1981). La parte subaérea consta de una llanura superior y otra inferior. La primera se ha formado por aporte de sedimentos aluviales por encima de la marea alta y, en la inferior, el cauce fluvial se convierte en mareal, con una red de distributarios que pueden alcanzar la costa en el frente deltaico. Los cauces fluviales de los deltas están sometidos al flujo y reflujos de marea. Los deltas se construyen en las desembocaduras de los ríos y aportan cantidades considerables de sedimentos y para ello necesitan grandes cuencas de drenaje, en las que el clima, la geología, y la topografía juegan un importante papel, pero también los se nutren de sedimentos movilizados y depositados por corrientes litorales. Asimismo varían enormemente de tamaño y forma, y dependen del suministro de sedimentos, de la configuración de la costa, de la batimetría de las áreas próximas a la costa, y parcialmente de los efectos de las olas y corrientes que afectan a los sedimentos acumulados, así como la existencia de plataformas continentales con bajo gradiente donde se acumulan y propagan los sedimentos (Bird, 2000). De ahí, que los grandes deltas se localicen fundamentalmente sobre márgenes continentales pasivos (Wright, 1985).

Los deltas del dominio fluvial se caracterizan por grandes cuencas fluviales, descargas de los ríos en mares protegidos con olas de poca energía y pequeño rango mareal. Los del dominio del oleaje están afectados por olas del mar de fondo en océano abierto, en los que se producen barras arqueadas. De igual manera en el dominio de las mareas, los deltas se caracterizan por su amplio intervalo mareal y desarrollan un complejo sistema de manglares, llanuras y bajíos arenosos (Galloway, 1975).

2.8.7 Estuarios

Un estuario es la entrada hacia un sistema fluvial de valles sumergidos que reciben sedimentos de fuentes fluviales y marinas y que tienen facies influenciadas por procesos mareales, del oleaje y fluviales (Dalrymple *et al.*, 1992). Los valles de las costas se vieron inundados por la Transgresión Flandriense y el mar se estabilizó hace unos 6,000 años. Desde entonces los estuarios se han ido rellorando e incluso por progradación han originado abanicos-delta (Hoffmann y Schulz, 1987).

Los estuarios son ecosistemas únicos que proporcionan alimentos para muchos organismos. Para los humanos constituyen zonas de navegación, asentamientos, protección contra la erosión y extracción de minerales, entre otros (Jackson, 2004).

La morfología de los estuarios resulta de una lucha continua entre los aportes fluviales y marinos, puede estar relacionada con procesos hidrodinámicos, tales como el flujo fluvial, corrientes de marea, oleaje, procesos como la floculación y procesos biológicos como el crecimiento de marismas y manglares. El agua marina es más densa que el agua procedente de los ríos, penetrando en los estuarios como una cuña infrayacente que se mueve hacia arriba, mientras que las aguas fluviales se desplazan hacia el mar (Bird, 2000).

2.9 Inundaciones

Existen diferentes tipos de inundaciones: fluviales, pluviales, litorales, antrópicas. En este trabajo sólo se abordarán las inundaciones fluviales para concentrar la atención en los rasgos característicos de las mismas. Se han propuesto numerosas definiciones de inundaciones. Chow (1956) indica que una inundación es un flujo relativamente alto que sobrepasa el cauce natural por el que discurre la escorrentía. La descarga puede superar los 1,000 m³/s. Una descarga

también puede describirse por su periodo de retorno, en el que una inundación de 100 m³/s se produce una vez cada 100 años (Wohl, 2004). Las grandes inundaciones introducen enormes descargas en el sistema cauce- valle (Baker y Costa, 1987). En algunos casos las inundaciones producen sorprendentemente una escasa respuesta geomórfica (Costa, 1974) y, en otros, se observan cambios drásticos (Baker, 1977). Otra definición menciona que las inundaciones fluviales son eventos naturales y recurrentes que se producen en las planicies aluviales como resultado de lluvias intensas o continuas, que al sobrepasar la capacidad de retención del cauce, desbordan e inundan las llanuras o en general, aquellos terrenos bajos o aledaños a los cursos de agua (IDEAM, 2007).

Las investigaciones anteriores a la década de 1980 han tratado los aspectos morfológicos y sedimentológicos (Wolman y Gerson, 1978), y se han obtenido pocos datos cuantitativos sobre inundaciones cataclísmicas que tienen una respuesta en el modelado (Baker y Costa, 1987).

Las inundaciones fluviales se producen básicamente en valles con llanuras de inundación como resultado del desbordamiento de los márgenes del cauce o de diques artificiales. En condiciones húmedas, el nivel freático superficial y la respuesta a la crecida es rápida y suelen denominarse inundaciones de nivel freático. En condiciones secas la capacidad de infiltración suele ser mínima, la respuesta a las precipitaciones es rápida y se les conoce como inundaciones súbitas (*flash floods*) (Gutiérrez, 2008).

Por lo general, las inundaciones afectan a casi toda la longitud del río, pero existen excepciones. Por ejemplo, la inundación puede impactar la zona aguas abajo de un cauce o una inundación de aguas arriba puede disipar sus efectos aguas abajo. Sin embargo, excepto para los eventos extremos que modifican el cauce, los impactos son efímeros, siendo de poca magnitud las pérdidas de reajustes del cauce durante la inundación (Schumm, 2005). Durante las inundaciones, predomina la erosión cuando son de gran magnitud la velocidad y la energía de la corriente (Wohl, 2000).

2.9.1 Causas y factores que intensifican a las inundaciones

La mayoría de las inundaciones fluviales se deben directa o indirectamente a los eventos meteorológicos, como la precipitación intensa durante un tiempo prolongado. Entre los factores meteorológicos, las tormentas convectivas, localizadas e intensas, son más efectivas en la

generación de inundaciones en pequeñas cuencas hidrográficas (Figura 2.4). Estas precipitaciones se presentan en un mapa de isoyetas. Las precipitaciones ciclónicas producen precipitación de baja intensidad pero extienden la inundación sobre grandes cuencas hidrográficas. Las tormentas ciclónicas de origen tropical producen algunas de las inundaciones mayores del mundo (Burton *et al*, 1978).

Cuando la duración e intensidad de la precipitación exceden a la capacidad de infiltración del terreno, la escorrentía aumenta rápidamente. Si la precipitación se distribuye por igual en la cuenca, no suele superarse la capacidad de infiltración, pero si se concentra en una pequeña área de la cuenca, se supera rápidamente la capacidad de infiltración y la escorrentía es muy elevada. Si además la tormenta se desplaza por el eje de la cuenca, producirá una gran inundación. Si la tormenta se mueve desde la cabecera a la desembocadura de la cuenca, la escorrentía puede alcanzar la desembocadura. El resultado es un gran pico de inundación. Cuando días antes de una gran tormenta han tenido lugar lluvias constantes, la capacidad de infiltración es baja y la respuesta es una gran avenida (Costa y Baker, 1981).

La fusión de la nieve y del hielo en primavera y verano constituye otro de los orígenes. En zonas de invierno frío se puede producir un represamiento en los ríos por bloques de hielo (Thomas y Goudie, 2000). Los grandes deslizamientos bloquean el curso fluvial, la ruptura de presas también produce inundaciones (Blair, 1987). De todas estas causas, el clima expresado en términos de temperatura y precipitación, junto con la cubierta vegetal, ejerce el control fundamental de la mayoría de las inundaciones. Durante el Holoceno, según Knox (1993), un cambio pequeño climático puede ser responsable de ajustes fluviales significativos. Las cronologías fluviales y las reconstrucciones paleohidrológicas también indican que los ríos responden rápido a los cambios en las condiciones climáticas. Las características de las inundaciones varían, en gran parte, en función de las áreas climáticas donde se desarrollan.

Las inundaciones fluviales pueden intensificarse por factores asociados a la cuenca hidrográfica, con los cauces y su red (Patton, 1988). El área es importante en cuanto es receptora de una mayor precipitación, aunque en ocasiones la lluvia no cubre toda la cuenca. La combinación de la forma de la cuenca y del sistema de drenaje influye en los máximos o picos de la inundación. Algunas de las más complejas relaciones, como las relativas a factores inestables

de la cuenca, tienen influencia significativa, sobre tres variables hidrológicas importantes: almacenamiento del agua, infiltración y transmisividad. Una vez que la precipitación llega al suelo, la conversión en el flujo fluvial depende de las características físicas de la cuenca de drenaje y de los cauces fluviales. Rodda (1969), separa los diversos controles de respuesta a la inundación en dos categorías principales: transitorias y permanentes. Las primeras representan factores climáticos y las permanentes están asociadas con las características de la cuenca hidrográfica. Las laderas abruptas aumentan la velocidad del flujo superficial, con lo cual disminuye la infiltración, por otro lado, la orientación de la ladera puede dar lugar a diferentes densidades de vegetación y de potencia del coluvión (Linsley *et al.*, 1975). Una parte mínima de la lluvia cae directamente al cauce, otra es interceptada, sobre todo en los primeros momentos de la precipitación, por la vegetación y otros obstáculos, posteriormente se infiltra y se mueve lateralmente llegando al cauce.

2.9.2 Magnitud y frecuencia de las inundaciones

Una característica muy importante es la altura del agua al desbordar el cauce, ya que esto permite determinar la extensión de la inundación, y el tiempo que permanece el flujo fuera del cauce. La descarga del canal es el producto de la sección por la velocidad media y se expresa en m^3/s . Se mide varias veces al año en las estaciones hidrométricas y cada vez que se obtiene una medida del caudal se toma la altura de la superficie del agua para obtener la curva de altura/caudal. La variación de la descarga con el tiempo en un punto representa un hidrograma (Díez-Herrero, 2002). La forma y dimensiones del hidrograma están influenciadas por la distribución espacial y temporal de las lluvias y por las características físicas de la cuenca. El pico de inundación es el tiempo en el que la cantidad de agua ha alcanzado su máximo y el factor tiempo de retraso es el intervalo entre la máxima precipitación y el tiempo del pico de inundación. Es importante conocer la magnitud y frecuencia de las inundaciones, debido a la importancia que esto tiene para el diseño de estructuras hidráulicas, ya que estas se basan en la magnitud de la inundación y en el período de retorno (Costa y Baker, 1981). Las inundaciones catastróficas se producen por tormentas pequeñas de gran intensidad, poco frecuentes, y las más pequeñas se originan por tormentas convectivas súbitas locales, de mayor frecuencia que las anteriores. Las inundaciones suelen ser descritas en términos de su frecuencia estadística. Una inundación de 100 años o una llanura de inundación de 100 años se refieren a un evento o un área

expuesta a 1% de probabilidad que ocurra una inundación de un determinado volumen en cualquier año dado. La frecuencia de inundaciones depende del clima, del material de las riberas del río y la pendiente del cauce (OEA, 1993).

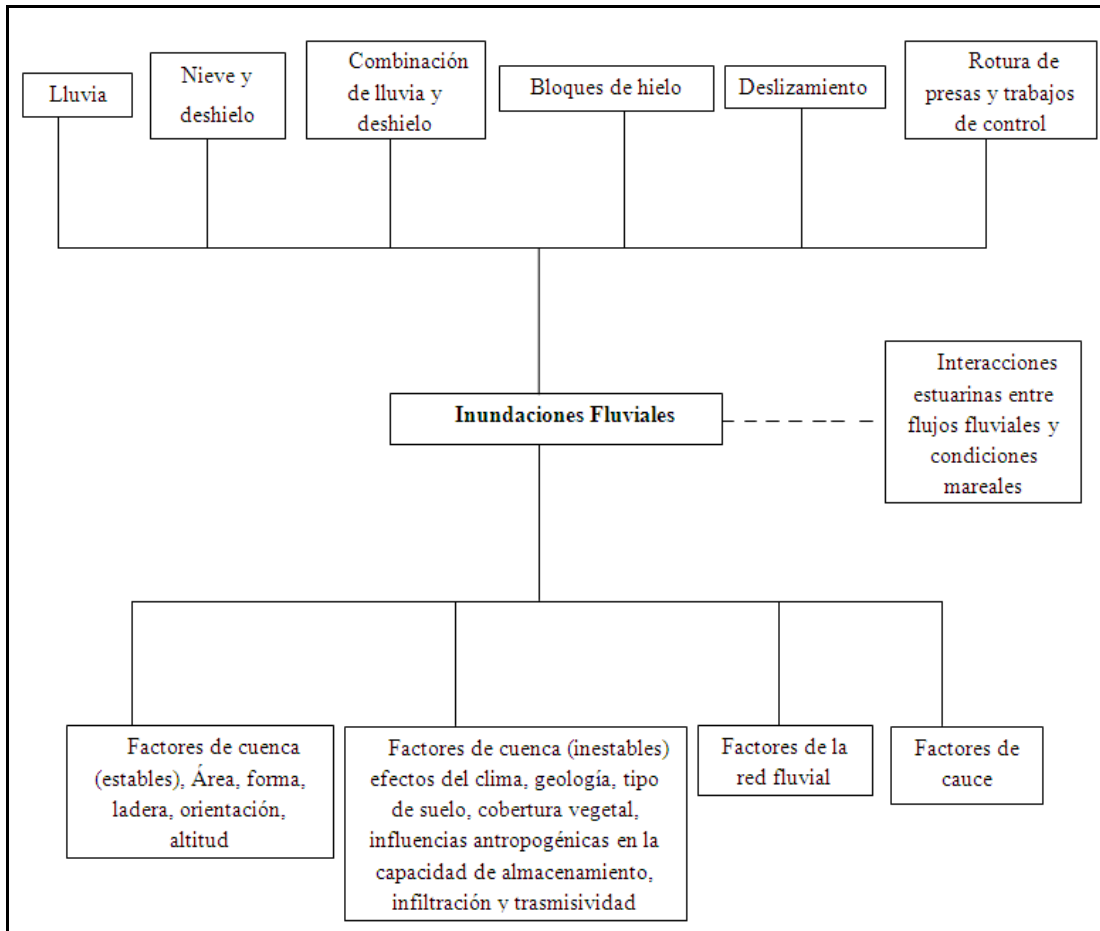


Figura 2.4 Causas de las inundaciones y factores que las intensifican (Smith y Ward, 1998).

2.9.3 Amenaza (peligro), vulnerabilidad y riesgo

El presente trabajo se enfoca a la amenaza de inundación, sin embargo se consideró importante definir brevemente los conceptos de vulnerabilidad y riesgo, debido a que se ha prestado a confusión cada uno de los términos por su uso indiscriminado tanto en medios de comunicación como en el ámbito académico por no especialistas. El *peligro o amenaza* se define como la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente dañino de cierta intensidad, durante un cierto periodo y en un sitio dado. Para el estudio de los peligros es importante definir

los fenómenos perturbadores, mediante parámetros cuantitativos con un significado físico preciso que pueda medirse numéricamente y ser asociado mediante relaciones físicas con los efectos del fenómeno sobre los bienes expuestos (CENAPRED, 2000).

La *vulnerabilidad* es la susceptibilidad o propensión de los sistemas expuestos a ser afectados o dañados por el efecto de un fenómeno perturbador, es decir, el grado de pérdidas esperadas. En términos generales pueden distinguirse dos tipos: vulnerabilidad física y vulnerabilidad social. La primera es más factible de cuantificarse en términos físicos, por ejemplo, la resistencia que ofrece una construcción ante las fuerzas de los vientos producidos por un huracán, a diferencia de la segunda, que puede valorarse cualitativamente y es relativa, ya que está relacionada con aspectos económicos, educativos, culturales, así como el grado de preparación de las personas (*op cit.*).

El *riesgo* implica la presencia de un agente perturbador (fenómeno natural o generado por el hombre) que tenga la probabilidad de ocasionar daños a un sistema afectable (asentamientos humanos, infraestructura, entre otros.) en un grado tal, que podría constituir un desastre. Así, un desplazamiento del terreno provocado por un sismo, no constituye un riesgo por sí mismo si se produce en una zona deshabitada; no afectaría ningún asentamiento humano y por tanto, no produciría un desastre. En términos cualitativos, se entiende por riesgo la probabilidad de ocurrencia de daños, pérdidas o efectos indeseables sobre sistemas constituidos por personas, comunidades o sus bienes, como consecuencia del impacto de eventos o fenómenos perturbadores. La probabilidad de ocurrencia de tales eventos en un cierto sitio o región constituye una *amenaza*, entendida como una condición latente de posible generación de eventos perturbadores (*op cit.*).

2.9.4 Evaluación de la amenaza de inundaciones

Las *amenazas o peligros geomorfológicos* se entienden como la potencialidad de ocurrencia de un proceso endógeno o exógeno, con cierto grado de severidad, determinado por las condiciones del territorio donde se presenta. Se pueden estudiar por medio de una zonificación o evaluación; la primera hace referencia a la representación cartográfica del área afectada. La segunda a la combinación del análisis probabilístico y del comportamiento físico de la fuente generadora y el modelaje, con algún grado de aproximación a los sistemas físicos involucrados

Las inundaciones fluviales son un peligro y se producen generalmente en las llanuras de inundación de los ríos. Obtener datos hidrológicos directamente de los ríos o cursos de agua es un esfuerzo valioso, pero consume tiempo. Si tales datos dinámicos han sido obtenidos durante muchos años de aforos regulares, es posible usar modelos para calcular la frecuencia estadística de los eventos de inundación, determinando así su periodo de retorno. Sin embargo, tales evaluaciones son difíciles sin aforos de por lo menos veinte años. En muchos países, los datos de aforos son insuficientes o inexistentes o simplemente la calidad de los datos es ínfima. Como resultado, las evaluaciones del peligro de inundaciones, basadas en mediciones directas, pueden no ser posibles, porque no hay una base para determinar los niveles específicos de inundación y los intervalos de recurrencia para determinados eventos. Se pueden realizar evaluaciones del peligro con base en datos de percepción remota, informes de daños y observaciones de campo cuando los datos cuantitativos son escasos. Tales evaluaciones presentan información en graficas que define las áreas inundables que probablemente serán afectadas por una inundación de un intervalo específico (Riggs, 1985).

Se debe tomar en cuenta la topografía y en especial la pendiente del terreno, la geomorfología, el tipo de sedimentos, especialmente material de base de depósitos fluviales no consolidados, hidrología y la extensión de las inundaciones recurrentes. Estas características comúnmente son consideradas en las actividades de evaluación de recursos naturales (OEA, 1993).

Una pregunta que debe hacerse es: “¿Cuan peligrosa es el área de estudio en relación con las inundaciones recurrentes?”.

Para evaluar el peligro de inundaciones se debe saber:

- En donde se encuentra localizada la planicie de inundación y las áreas inundables
- Con qué frecuencia estará cubierta de agua la llanura de inundación
- Cuanto tiempo está cubierta de agua la llanura de inundación
- En qué época del año es posible esperar que ocurran inundaciones

Los ríos más grandes, particularmente aquellos de lecho de poca pendiente, desarrollan amplias llanuras de inundación. A medida que estas llanuras se desarrollan, la migración de un lado a otro

del canal del río produce meandros abandonados, desprendimientos, diques naturales. Si durante una inundación, el río acarrea sedimentos gruesos, estos tienden a ser depositados a lo largo de la ribera como un dique o leveé natural. Esto puede llegar a la formación de un cauce colgado en donde el fondo aumenta continuamente de elevación hasta un punto tal que podría ser más alto que la topografía circundante. Esta condición puede producir la elevación del nivel del agua superficial contenida en el cauce, y se ubica en una posición más alta ubicándose en posición más alta que la superficie del terreno adyacente a estos diques, lo cual representa un potencial de inundación mucho mayor que aquella situación típica en la que el cauce se encuentra en la parte más baja de un corte transversal tipo U de la llanura de inundación. Sólo suele considerarse las inundaciones anuales para el análisis de probabilidades, y el intervalo de recurrencia que es el recíproco de probabilidad, es sustituido por probabilidad. Normalmente, la inundación anual es considerada como el evento más importante cada año. La inundación de 10 años, por ejemplo, es la descarga que excederá un determinado volumen que tiene una probabilidad del 10% de ocurrir cada año. Sin embargo, las llanuras de inundación de algunos ríos son frecuentemente inundadas con intervalos de 10 a más años. El tiempo durante el cual una llanura permanece inundada depende del caudal del río, la pendiente del cauce y las características climáticas. Si se trata de ríos pequeños, las precipitaciones inducidas por la precipitación generalmente sólo duran unas horas o pocos días, pero en el caso de ríos grandes la descarga de la inundación puede exceder la capacidad del cauce durante un mes o más. La duración de una inundación causada por tormentas tropicales o deshielo, puede cubrir una llanura varias veces durante un mismo mes. El agua en una llanura de inundación generalmente vuelve al cauce por drenaje, a medida que la corriente disminuye. En las amplias llanuras de grandes ríos, bordeadas por diques naturales, el agua puede drenar muy lentamente causando que la inundación local, o embalse, dure varios meses. Eventualmente el agua se desplazará río abajo o desaparecerá por medio de infiltración en el suelo o evotranspiración. Donde los cauces están colgados debido a una repetida deposición de sedimentos, las aguas de inundación puede que nunca regresen por drenaje al cauce, dado que el fondo está a mayor elevación que la llanura de inundación circundante (OEA, 1993).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

En este capítulo se explican los métodos que fueron utilizados para la elaboración de esta investigación, además, las diferentes etapas se representan de manera general en un diagrama de flujo metodológico (Figura 3.1).

Uno de los aspectos a los que se le ha dado una gran importancia es al enfoque metodológico aplicado, ya que en geomorfología existen varios enfoques para estudiar y cartografiar el relieve (Meijerink, 1988; Verstappen y van Zuidam, 1991).

3.1 Principios metodológicos para el mapeo geomorfológico

El sistema ITC (Instituto Internacional para Levantamientos Aeroespaciales y Ciencias de la Tierra; Verstappen y van Zuidam, 1991, adaptado por Tapia-Varela y López-Blanco, 2002), proporciona información precisa y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los procesos naturales conexos. Los mapas elaborados no son solamente documentos científicos en sí mismos, sino también valiosas herramientas en estudios de recursos naturales y particularmente para la evaluación de riesgos naturales, debido a las relaciones entre las características geomorfológicas del terreno y otros factores ambientales. La información reunida es representada, generalmente en forma de mapa, pero también puede ser almacenada en un banco de datos empleando un sistema de información geográfica, también desarrollado en el ITC, al que se denomina con el acrónimo ILWIS (Integrated Land and Water Information System, 2000).

Se distinguen tres clases de levantamientos geomorfológicos que dan origen a tres clases de diferentes mapas, con base en el enfoque del ITC:

➤ Mapas geomorfológicos analíticos. Son el resultado de estudios geomorfológicos monodisciplinarios profundos, y proporcionan información sobre formas del relieve y procesos, destacando la morfogénesis y la morfocronología, pero también incluyendo datos sobre litología y morfoestructuras (Verstappen y van Zuidam, 1991).

➤ Mapas geomorfológicos sintéticos. Son el producto de estudios vinculados a las relaciones ambientales entre la expresión del terreno y otros factores del paisaje, tales como el clima, relieve, litología, suelos, hidrología y vegetación. Dicho análisis geomorfológico del terreno se realizó en el contexto de una síntesis del paisaje y para el uso de levantamientos multidisciplinarios del terreno (*op. cit.*).

➤ Mapas geomorfológicos pragmáticos. Son el resultado de investigaciones geomorfológicas que están guiadas desde el principio por un propósito específico, frecuentemente en el contexto de un proyecto de planificación del desarrollo. Tanto el contenido del mapa como la leyenda se diseñan usando los datos analíticos y sintéticos. Actualmente existen varios mapas de este tipo (*op. cit.*).

En cualquier levantamiento geomorfológico, la selección y uso de la escala espacial es fundamental; ésta determina el tipo y grado de alcance de un estudio, entre mas grande sea la escala, mayor nivel de detalle del area de estudio y viceversa. En el mapeo geomorfológico la escala tiene un papel determinante porque a partir de ésta, se pueden establecer los estudios de tipo nacional, regional, a nivel urbano y de sitio, en cada uno de ellos pueden realizarse ciertas actividades específicas (Cooke y Doornkamp, 1990).

3.2 Criterios para el mapeo geomorfológico

Los mapas geomorfológicos analíticos de acuerdo con las pautas dadas por el ITC (Verstappen y van Zuidam, 1991), pueden contener la siguiente información:

-Morfogénesis: Es la clasificación de las formas del relieve con base en su origen, forma y edad. La información morfogenética es representada en forma de unidades geomorfológicas.

-Morfoestructura /litología: Es la representación de la expresión de las estructuras geológicas en el relieve, junto con el tipo de material que las conforman, según el tipo de estudio puede incluirse la información de los suelos y su estado de consolidación.

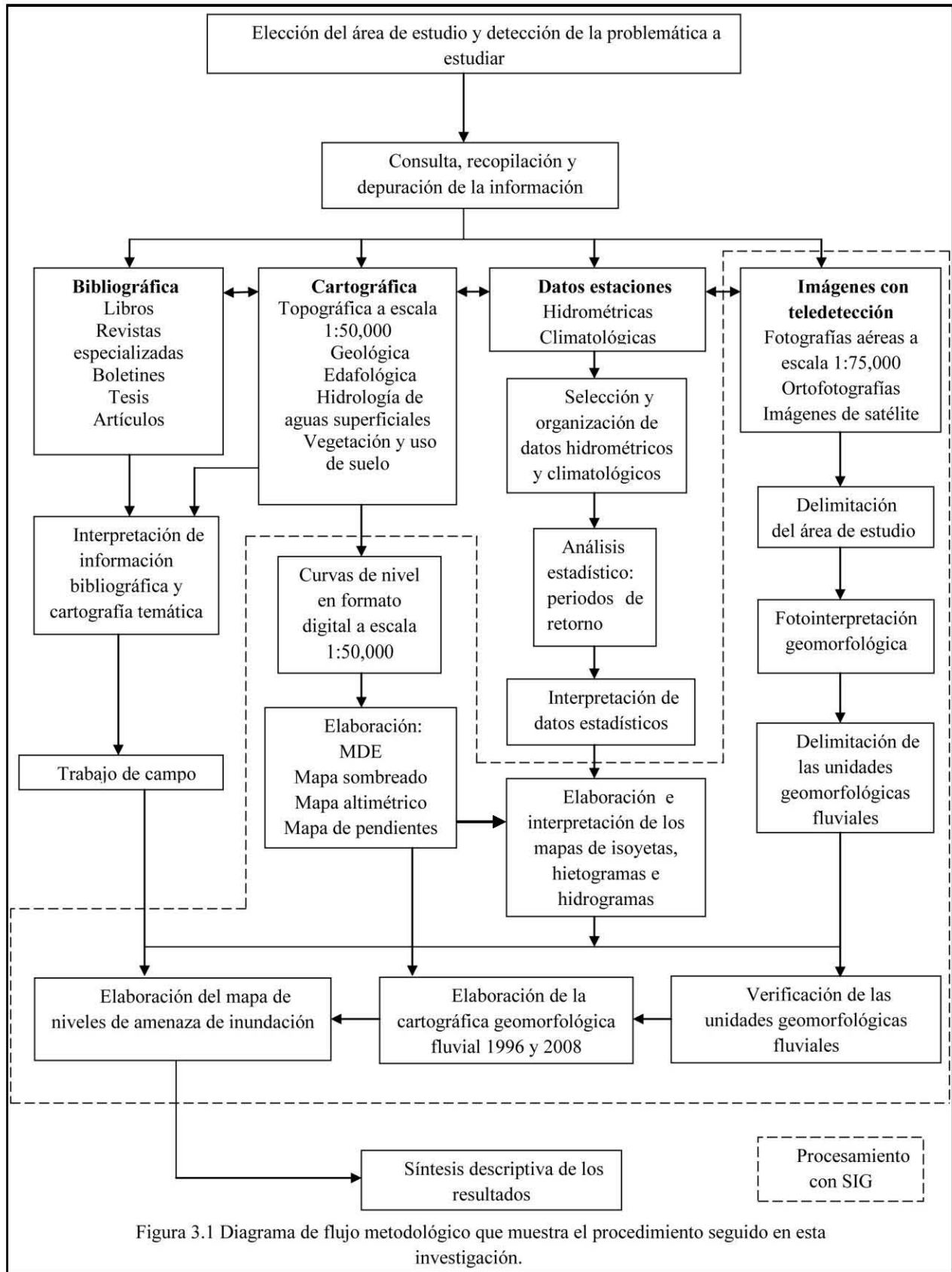


Figura 3.1 Diagrama de flujo metodológico que muestra el procedimiento seguido en esta investigación.

-Morfometría es la información cuantitativa del relieve, los datos de altura relativa de las formas, su altitud dominante y la pendiente del terreno son los parámetros principales que pueden ser incluidos en el mapa.

-Morfo cronología es el establecimiento de las edades de las distintas formas, se debe hacer hincapié en aquellas que corresponden a condiciones morfoclimáticas distintas, lo óptimo sería utilizar dataciones absolutas, sin embargo, puede hacerse el uso de dataciones relativas si la información es escasa.

Tapia-Varela y López-Blanco (2002) proponen que para el levantamiento específico de las unidades morfogénicas, la información que debe contener el mapa debe ser la siguiente:

-Origen del relieve: Corresponde al atributo morfogénico del mismo. Se distinguen dos tipos, el relieve endógeno y el exógeno. El primero se debe a las fuerzas internas de la Tierra (plutonismo y tectónica) que dan lugar a la formación de relieves. El exógeno es el resultado del modelado del relieve (erosión y acumulación).

-Tipo de relieve: Se incluyen las principales formas del relieve como son las laderas de montaña, lomeríos, planicies, piedemonte. Esta clasificación es general y permite clasificar al relieve en sistemas, también se conoce el tipo específico donde se dividen ciertas formas.

-Edad: Corresponde al tiempo transcurrido desde la creación de una forma hasta su configuración actual.

-Litología: Se incluyen los tipos principales de rocas y su arreglo estratigráfico

-Clases del relieve: Corresponden en los atributos morfométricos de pendiente, altura absoluta, altura relativa, geometría de las laderas y la orientación.

El mapa geomorfológico pragmático o de propósitos específicos puede derivarse, frecuentemente, del análisis o los datos sintéticos recabados. Los mapas relacionados con evaluaciones de riesgos naturales y desarrollados para programas de mitigación de desastres, se están haciendo cada vez más importantes por las amenazas, pérdidas de vida y los riesgos a la propiedad. Las áreas de amenaza de inundación en su forma más simple consisten en el mapeo de

las áreas con peligro a ser inundadas con diferentes niveles. Los levantamientos de amenaza o riesgo de inundación empiezan con el mapeo geomorfológico (Verstappen y van Zuidam, 1991).

Una de las ventajas que ofrece el sistema de levantamientos geomorfológicos ITC es que establece una escala específica para cada una de las subdivisiones (Tabla 3.1). Esto permite tener en cuenta los alcances de cada una de las clasificaciones realizadas sobre el terreno. Una vez compilada toda la información que debe contener la clasificación, se asignan nombres a las unidades delimitadas.

Tabla 3.1 Se representan las distintas jerarquías de las clasificaciones del terreno y la escala de trabajo sugerida (tomado de van Zuidam y van Zuidam Cancelado, 1985).

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

3.3 Recopilación de la información bibliográfica y cartográfica

La consulta y revisión bibliográfica fue la primera etapa de la elaboración de esta tesis, se consultó información cartográfica del área de estudio (Tabla 3.2) sobre: geología, tectónica, clima, geomorfología, edafología, hidrología, vegetación y uso del suelo, además aspectos sociales y económicos, que son los que se ven afectados por las inundaciones que ocurren en el área; además se consultaron trabajos de la misma temática abordada en esta investigación para tener un marco de referencia. El material que se consultó incluyó: libros, revistas especializadas, artículos, boletines, tesis, periódicos, mapas y páginas web. Una vez analizada la información, se depuró con el fin de obtener los aspectos más importantes para ser utilizados en la elaboración de la investigación. La consulta e interpretación de la información bibliográfica y cartográfica fue

continua y permanente en todo el trabajo, para evitar errores que pudieran impedir la elaboración correcta de la tesis.

Tabla 3.2 Cartas topográficas y temáticas a escala 1:50,000 y 1:250,000 utilizadas para la elaboración de la tesis.

Nombre	Tema	Clave	Escala	Dependencia	Año
San Juan de Abajo	Topografía	F13C-59	1:50,000	INEGI	2000
Puerto Vallarta	Topografía	F13C-69	1:50,000	INEGI	1999
San Juan de Abajo	Geología	F13C-59	1:50,000	INEGI	1974
Puerto Vallarta	Geología	F13C-69	1:50,000	INEGI	1980
San Juan de Abajo	Edafología	F13C-59	1:50,000	INEGI	1974
Puerto Vallarta	Edafología	F13C-69	1:50,000	INEGI	1974
Puerto Vallarta	Topografía	F13-11	1:250,000	INEGI	1977
Puerto Vallarta	Geología	F13-11	1:250,000	INEGI	1988
Puerto Vallarta	Geología	F13-11	1:250,000	SGM	1999
Puerto Vallarta	Hidrología de aguas superficiales	F13-11	1:250,000	INEGI	1981
Puerto Vallarta	Uso de suelo y vegetación	F13-11	1:250,000	INEGI	1980

3.4 Delimitación del área de estudio

Con base en la interpretación de las cartas topográficas a escala 1:50,000 (INEGI, 1999/2000) en formato digital, fotografías aéreas a escala 1:75,000 de la Secretaria de la Defensa Nacional (SDN) de 1962 el mosaico de ortofotografías del INEGI, de 1995/1996 y la imagen SPOT pancromática del 2008, se definieron los límites del área de estudio, que comprende la llanura aluvial del río Ameca, desde la localidad El Colomo, ubicada aguas abajo de la presa derivadora

Las Gaviotas, hasta su desembocadura en el Océano Pacífico. El área cuenta con una superficie aproximada de 290 km², y el principal criterio que se tomó para la elección del área fue la problemática de las inundaciones fluviales.

Para delimitar el área de estudio en pantalla se consideraron las unidades geológicas más representativas, el control estructural y principalmente las formas de origen fluvial. El área pertenece a la cuenca hidrológica Ameca-Ixtapa, sin embargo, no se consideró toda debido a que la importancia del análisis recae en las formas fluviales. Por lo tanto, no está definida por límites naturales, pero sí por la importancia del estudio, y se pasó a la delimitación de las unidades para la elaboración de la cartografía geomorfológica fluvial.

3.5 Elaboración de la cartografía

El Modelo Digital de Elevación (MDE), es una representación altitudinal de la superficie terrestre, se realizó a partir de la información vectorial de las curvas de nivel con equidistancia de 10 metros de dos cartas topográficas a escala 1:50,000, pertenecientes a la zona UTM 13. Para su elaboración se hicieron varias transformaciones dentro del programa. Se parte de un archivo de curvas de nivel digitalizadas, es decir, son segmentos o líneas que fueron convertidos a formato *raster*, donde se aplica un algoritmo de interpolación, el cual calculó las dos distancias más cortas para cada pixel en relación con las curvas de nivel más cercanas; posteriormente se calcula el valor altitudinal de cada pixel mediante una relación lineal y se obtiene el MDE ((Valenzuela y Baumgardner, 1990; Palacio *et al.*, 1991).

Posteriormente se realizó el mapa de relieve sombreado a partir de la aplicación de dos filtros de convolución lineal al MDE, para simular iluminaciones desde diferentes orientaciones. Este es un proceso en el cual cada valor de pixel en un mapa de formato *raster* es sustituido por un valor nuevo obtenido a partir de la aplicación aritmética de un determinante de 3x3 pixeles y donde se observa una distribución de tonos de grises que ayudan a tener una mejor percepción del terreno.

Otro mapa que se realizó a partir del modelo digital de elevación, es de pendientes en grados. De igual manera, a partir del MDE se creó el mapa altimétrico por clases, el procedimiento seguido en este caso fue clasificar los valores de altimetría del modelo digital en los intervalos establecidos y aplicar un proceso llamado *slicing*, que técnicamente clasifica a todos los pixeles en las clases determinadas, de tal modo que el resultado puede interpretarse con pocos pisos

altitudinales en lugar de hacerlo con varios miles de píxeles que componen al mapa. El resultado, al emplear un SIG para crear estos mapas morfométricos, es en primer lugar, crear un documento de mayor precisión en poco tiempo, ya que los cálculos se hacen a nivel de píxel y en este caso el píxel tiene 20x20 m.

3.6 Fotointerpretación geomorfológica

La interpretación geomorfológica se realizó con base en el mosaico de ortofotos en las fotografías aéreas a escala 1:75,000 y en la imagen SPOT 2008, que cubrieran el área de estudio. Para el trazo de unidades geomorfológicas existen técnicas de fotointerpretación, en las que se considera tomar en cuenta el tono, textura y patrón o arreglo de los elementos registrados en la fotografía aérea, principalmente para la deducción y detección de los procesos formadores y modificadores del relieve, así como de otros rasgos que describen detalles y brindan una visión que no puede ser observada a nivel de terreno, y suelen mostrar relaciones espaciales que son apreciadas en campo (van Zuidam, 1985/1986).

El tono es la variación de grises en una fotografía aérea, a partir del tono se pueden distinguir varios elementos como un bosque, una planicie aluvial, tipos de roca, cultivos, entre otros. La textura es la repetición de los cambios de tono, puede ser fina, media o gruesa, puede observarse que en un bosque de encino es gruesa y en una planicie aluvial es fina, es por la forma y la disposición de sus elementos individuales. El moteado es la agrupación de conjuntos con cierta textura, su expresión visual se debe a elementos mayores; mientras que la textura es la expresión gráfica de un tipo de elemento registrado en la imagen (*op. cit.*).

Al arreglo espacial de los elementos del paisaje se le conoce como patrón. Se refiere a la distribución de los elementos sobre la superficie terrestre, como los cultivos, las formas del relieve o las diferentes litologías, si estos elementos se repiten conservando cierta secuencia entonces conservan un patrón (van Zuidam, 1985/1986).

Las fases en el proceso de interpretación geomorfológica fueron simultáneas, es decir, una vez definidos los límites del área de estudio se hizo un reconocimiento de las unidades tomando en cuenta lo anterior, además de la forma, los rasgos, la posición topográfica, la pendiente y su expresión en el relieve.

3.7 Delimitación de las unidades morfogénéticas

Para la delimitación de las unidades morfogénéticas y la posterior elaboración del mapa, se utilizó una estructura organizada con base en criterios cartográficos geomorfológicos que están de acuerdo con el sistema de levantamientos geomorfológicos del ITC (Verstappen y van Zuidam, 1991).

- Homogeneidad relativa y su posterior caracterización a partir de considerar los cuatro aspectos fundamentales del relieve: 1) Origen general y específico; 2) Tipos generales y tipos específicos del relieve (planicies, piedemontes, lomeríos y laderas de montaña); 3) Temporalidad (edad de la roca, estructura y forma); 4) Geometría del relieve por clases, así mismo los principales parámetros morfométricos por unidad (Meijerink 1988; Tapia Varela y López-Blanco, 2002).

La pendiente del terreno, forma, homogeneidad de la forma, procesos geomorfológicos que se presentan, rasgos del relieve, rasgos estructurales como fallas, fracturas, orientación de las mismas; son elementos fundamentales en la delimitación de las unidades geomorfológicas.

Para delimitar los lomeríos, estos fueron distinguidos de otras formas del relieve por su configuración espacial, geométrica y por la morfografía que describen, contrastando con las unidades circundantes. Es un relieve escaso en el área.

El piedemonte se delimito de acuerdo con la morfología, la pendiente del terreno y la composición litológica. Se refiere a superficies inclinadas, unos 6° en la porción superior, en contacto con una ladera montañosa de más de 15° de pendiente.

Las planicies aluvial, fluviodeltáica, fluvial de cauce, costera-lagunar y costera, son las unidades más extensas del área de estudio y las de mayor importancia por el enfoque de estudio, su delimitación se basa en la pendiente, la localización topográfica, el tono, la textura, la forma y sus rasgos se reconocen; a primera vista.

No se diferenció la planicie aluvial en alta y baja, debido a que la escala de las fotografías aéreas no permitió definir los límites exactos de cada una. Sin embargo, gracias a la imagen de

satélite con resolución de 2 m, fue posible detallar sobre la planicie otras formas fluviales importantes, como las terrazas fluviales; estas se distinguieron como acumulativas recientes, las más cercanas al cauce, y las terrazas acumulativas antiguas que son las más alejadas, presentan una altura mayor que las recientes y se utilizan para cultivos. Otras unidades son los meandros abandonados, que aunque son pocos en el área, representan una intensa dinámica fluvial y el criterio para su delimitación fue su forma.

El uso de la imagen de satélite está enfocado a complementar las observaciones realizadas en las fotografías aéreas y los mapas topográficos, principalmente. La utilización de las imágenes Landsat ETM+ de la zona UTM 13 con resolución de 30 m permitieron realizar compuestos en falso color 5,4,1 de distintos años (1990, 1999 y 2007), los cuales permitieron identificar los principales procesos fluviales. El manejo de la escala en la imagen Landsat, así como en toda imagen digital proveniente de un satélite, depende de la resolución espacial de la misma.

Una vez delimitadas las unidades geomorfológicas en las fotografías aéreas, se procedió a capturarlas en el SIG. Se trazaron las unidades en la ortofoto del año 1995/1996 creada por fotografías aéreas a escala 1:75,000 y en la imagen de satélite SPOT del año 2008, con el propósito de hacer un mapa de segmentos. A éste se le realizaron una serie de correcciones, con la finalidad de que no se presentaran errores, que existiera una coincidencia en su unión, que estuvieran trazados completamente y además, que hubiera una relación adecuada entre ellos.

Posteriormente, este mapa de segmentos, previamente corregido, se transformó en un mapa de polígonos, donde a cada uno de estos se le asignó un nombre en relación con la unidad que representa; es la etapa de elaboración del mapa geomorfológico fluvial. A este se le agregaron los rasgos fluviales, con el fin de complementar la información recabada en las fotografías aéreas, y así realizar una versión final para su presentación. El manejo de un SIG para el análisis e integración de la información geográfica y geomorfológica, con miras a obtener no sólo resultados cartográficos, sino en tablas y bases de datos, es decir, información colateral complementaria y organizada, es en parte la razón de su empleo, la interpretación y que el análisis que de dichos resultados se haga son responsabilidad del usuario o del uso del sistema de información geográfica (Montes, 2005).

3.8 Análisis meteorológico e hidrométrico

La precipitación es el factor climático más importante para los estudios hidrológicos, porque su variación en el terreno y en el tiempo se hacen notorios en los escurrimientos de los ríos (Monsalve, 1999). La información meteorológica fue proporcionada por la Comisión Nacional del Agua (CNA, 2010) y también se consultó en el programa Extracción Rápida de Información Climatológica (ERIC III, 2007). Se escogieron seis estaciones climatológicas que se localizan dentro y fuera del área de estudio, la mayoría de ellas tienen registros desde el año 1955. Para cada una de las estaciones se seleccionaron y organizaron sus datos en hojas de cálculo con el fin de obtener la precipitación media, a su vez se calculó, la precipitación acumulada de las fechas en que existieron gastos hidrométricos altos y así se interpolaron los datos para elaborar los mapas de isoyetas de cada evento en el programa *Surfer 9* (Golden Software, 2009). Con esos mismos datos se elaboraron los hietogramas de cada evento para un mejor análisis.

El análisis hidrológico de los gastos registrados en la estación hidrométrica Las Gaviotas II se llevó a cabo por la información hidrológica proporcionada por la CNA (2010) y por el programa Banco Nacional de Aguas Superficiales (BANDAS, 1999). La información obtenida de la estación fue de gastos máximos anuales y gastos medios diarios, esta información se organizó en hojas de cálculo para su análisis. Este consistió en un diseño de eventos máximos con diferentes periodos de retorno, y se fundamentó al correlacionar los datos de las estaciones hidrométricas con las diferentes distribuciones de probabilidad que maneja el programa de automatización de los métodos estadísticos en hidrología (Ruiz, 2002). Se obtuvo una estimación de gastos máximos a futuro de los datos registrados en diferentes periodos, y con los métodos estadísticos se pudo presentar, organizar y reducir los datos para facilitar su interpretación y evaluación. De los ocho datos estadísticos que maneja el programa (*op. cit.*), la distribución general de valores extremos (Gumbel) y distribución Gumbel de dos poblaciones (Gumbel 2p) son las que se tomaron en consideración. Posteriormente se elaboraron los hidrogramas con los gastos medios diarios.

3.9 Cambio de trayectoria de cauce

El cambio en la trayectoria del cauce en los últimos 46 años, se analizó mediante la interpretación comparativa de fotografías aéreas a escala 1:75,000, el mosaico de ortofotografías, la imagen SPOT pancromática 2008 y el compuesto de falso color 5, 4,1 de imágenes Lansat ETM. El primer paso fue la interpretación de las fotografías aéreas del año 1962, en las cuales se trazó todo el cauce con el fin de pasar los trazos al SIG y poder trabajar en pantalla. Posteriormente se trazó el cauce en las ortofotografías e imágenes de satélite, para así analizar el cambio en la trayectoria de distintas fechas. También se utilizaron los datos de morfometría con el fin de observar y medir algunas de las modificaciones más importantes del río Ameca.

3.10 Análisis de sinuosidad del cauce

Para obtener el índice de sinuosidad (IS) se aplicó el método de Brice (1964), en Morisawa (1985). Consiste en medir la longitud del cauce y la longitud del eje del cinturón del meandro por medio del SIG. Se midió por partes para que fuera más exacto y en cada segmento se obtuvo un índice de sinuosidad diferente. Si el cauce tiene un $IS < 1.05$ es rectilíneo, si la cifra es entre 1.05 y 1.5 es sinuoso, y > 1.5 es meandriforme.

$$IS = \text{Longitud del cauce} / \text{longitud del eje del cinturón del meandro.}$$

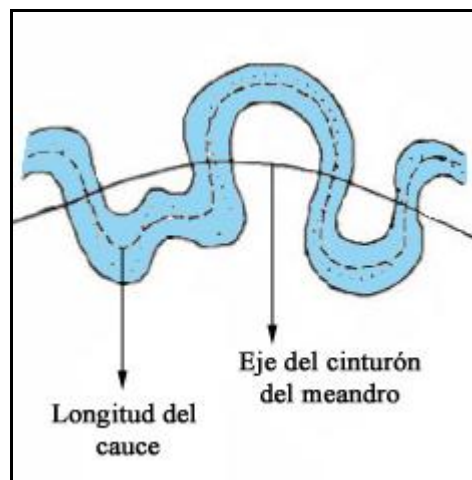


Figura 3.2 Elementos para la obtención del índice de sinuosidad (Brice, 1964).

3.11 Delimitación de los niveles de amenaza de inundación

Existen diversas metodologías para la elaboración de mapas de amenaza de inundación, la utilización de cada una de ellas depende del objetivo del mapa y de la disponibilidad y acceso a información. Hay diferentes tipos de enfoque: enfoque hidrológico, enfoque geomorfológico y enfoque combinado. En este trabajo se evaluó la amenaza de inundación mediante el enfoque geomorfológico, que consiste en el análisis de las formas del terreno y sistema fluvial, el cual es reforzado con información sobre registros históricos de antiguas inundaciones e información topográfica, además el análisis hidrometeorológico ayudó a complementar el análisis. Para la delimitación de los niveles de amenaza se tomó como base el mapa geomorfológico fluvial del año 1996, reclasificando las unidades en cinco niveles: alto, medio alto, medio, medio bajo y bajo. Cada unidad geomorfológica fue analizada detalladamente para determinar el nivel de amenaza que presenta. Además también se tomó en cuenta las fotografías aéreas e imagen de satélite, ya que visualmente se determinaron las áreas más propensas a inundaciones. Otro elemento que se utilizó fueron las noticias obtenidas mediante una revisión extensa, las cuales mencionan las áreas que han sido afectadas por inundaciones.

CAPÍTULO 4. HIDROLOGÍA Y METEOROLOGÍA

4.1 Introducción

El análisis hidrológico y meteorológico fue fundamental para este trabajo, ya que al complementarse con la información geomorfológica fue posible delimitar los niveles de amenaza de inundación en el área de estudio. En este capítulo se describen los once gastos máximos obtenidos en un periodo de 1950-2005, debido a que no se tienen datos precisos de inundaciones que hayan ocurrido en el área, sin embargo, el análisis de los gastos máximos se justifica porque pudieron haber provocado inundaciones, además, se tienen registros hemerográficos que mencionan la ocurrencia de inundaciones que han afectado a las localidades y cultivos cercanos a los márgenes del río Ameca.

En el área de estudio se identificaron tres estaciones climatológicas, y se consideraron tres más fuera del área con el objetivo de obtener una mayor cobertura espacial de la precipitación y analizar los efectos que causa sobre el río. Para la obtención de la información hidrométrica se consideró una estación fuera del área debido a que es la única que tiene datos ininterrumpidos en un largo período. Los resultados del análisis estadístico de la estación hidrométrica Las Gaviotas II son considerados con el objetivo de obtener el gasto máximo para establecer el periodo de retorno.

4.2 Hidrología

Existen varias definiciones de hidrología, pero la más completa es quizás la propuesta por Chow (1964), que la define como la ciencia natural que estudia el agua, su ocurrencia, circulación y distribución en la superficie terrestre, sus propiedades químicas y físicas y su relación con el medio ambiente, incluyendo a los seres vivos. Uno de sus objetivos es la determinación de los gastos máximos en un cauce con el fin de diseñar construcciones hidráulicas (Strahler y Strahler, 1989). En esta tesis se ha utilizado un análisis hidrológico con el fin de determinar el comportamiento de los gastos en el río Ameca.

México posee 314 cuencas hidrológicas, en las cuales fluyen los numerosos ríos y arroyos del país. La Comisión Nacional del Agua (CNA, 2008), ha agrupado a tales cuencas en 37 regiones hidrológicas para hacer más eficaz la administración de los recursos hidráulicos, las que, a su vez,

las agrupa en 13 regiones mayores de tipo administrativo. La agrupación de las cuencas se basa principalmente en rasgos orográficos e hidrográficos, de tal manera que cada región hidrológica se distingue por su tipo de relieve y escurrimientos, presentando características similares en su drenaje.

Las diversas cuencas hidrológicas del país son alimentadas principalmente con el 28% del agua de lluvia que se precipita anualmente sobre el territorio nacional (el 72% restante retorna a la atmosfera por evaporación y transpiración). Cabe señalar que la precipitación pluvial que recibe el país es irregular, tanto espacial como temporalmente; basta mencionar que la mitad del promedio anual de precipitaciones se registra en el sureste y parcialmente en el centro y Pacifico central, extensión que equivale al 30% del territorio nacional, y en contraste, solo un 30% del volumen medio anual de las precipitaciones se presenta en la mitad norte del territorio nacional (CNA, 2008).

El área de estudio se localiza en la región hidrológica N°14 Río Ameca, sin embargo esta región corta a la región N°13 Huicicila, y las porciones extremas al sur del área se encuentran en ella. Las estaciones hidrométricas son de gran utilidad para este tipo de análisis, ya que registran periódicamente el gasto que llevan los principales ríos de cualquier región de la Republica Mexicana. En este estudio se contó con los datos históricos de una estación hidrométrica: Las Gaviotas II, la cual cuenta con registros de más de 50 años, y con información hasta 2005.

Tabla 4.1 Estación hidrométrica y años de registro (CNA, 2010).

Estación hidrométrica	Años de registro
Las Gaviotas II	1950-2005

4.3 Meteorología

La meteorología es una rama de la Física y estudia de todos los fenómenos atmosféricos, así como la precipitación que es la fuente primaria del agua de la superficie terrestre y sus mediciones forman el punto de partida de la mayor parte de los estudios hidrológicos. La

precipitación es registrada en las estaciones climatológicas, para esta investigación se utilizaron seis estaciones que se localizan dentro del área de estudio. Los gastos máximos se presentan de junio a octubre principalmente, y los registros comprenden diferentes periodos para cada una de ellas. En la tabla 4.2 se enlistan las estaciones climatológicas que fueron consultadas.

Tabla 4.2 Estaciones climatológicas y años de registro (IMTA, 2007)

Estado	Clave	Estación	Años de registro
Jalisco	014339	El Cuale	1980-2005
	014116	Puerto Vallarta	1926-1988
	014081	La Desembocada	1949-2005
Nayarit	018030	San José del Valle	1969-2001
	018042	Valle de Banderas	1959-1989
	018021	Las Gaviotas	1955-2004

El empleo de las técnicas de análisis meteorológico es fundamental en este estudio, debido a que los fenómenos ocurridos en la atmósfera, como los ciclones, son uno de los factores que provocan intensas lluvias que originan inundaciones.

4.4 Características de los gastos máximos

Al observar los gastos máximos anuales de todos los años de registro de la estación hidrométrica Las Gaviotas II, localizada aguas arriba del área de estudio, se pueden identificar once años con gastos elevados, de los cuales el año de 1960 fue el máximo del periodo considerado (1950-2005) (Figura 4.1).

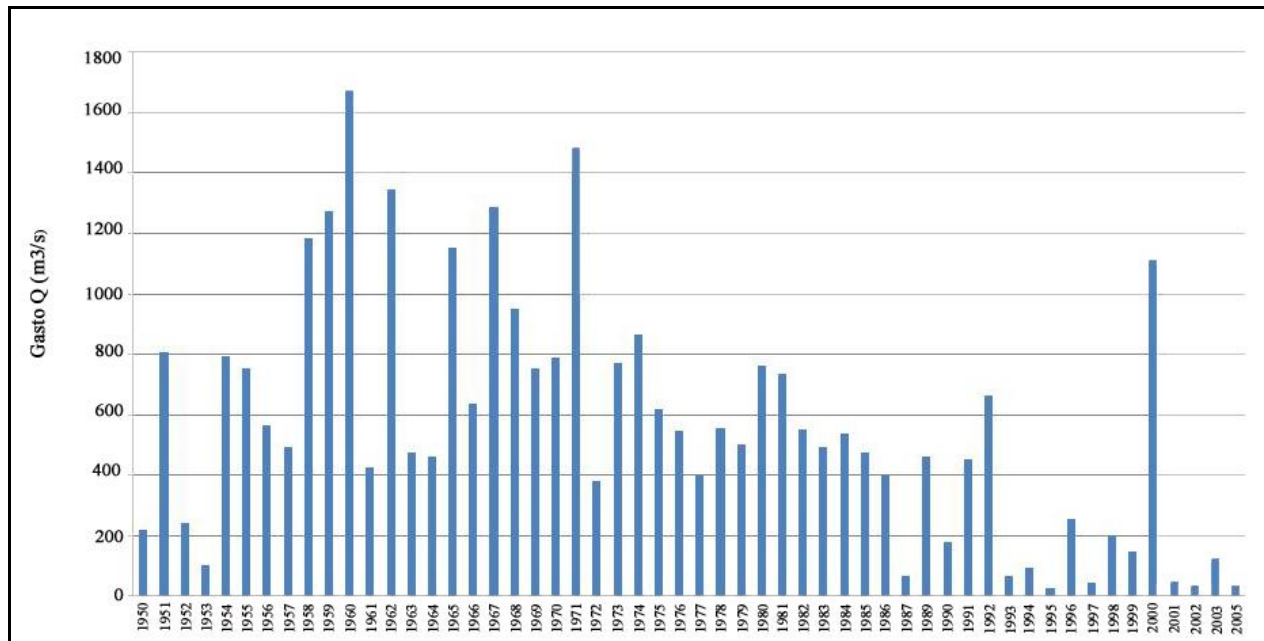


Figura 4.1 Gastos máximos anuales de la estación hidrométrica Las Gaviotas II.

En la planicie aluvial del río Ameca, desde el año 1950 se han presentado once años con gastos muy elevados, en la tabla 4.3 se observan los datos hidrométricos de los once años en los que se registraron los gastos más altos en el área de estudio, desde 1950 hasta 2005. Los datos hidrométricos corresponden a la estación Las Gaviotas II en el momento cuando se registraron los máximos gastos anuales, así mismo se mencionan los eventos meteorológicos que influyeron en las crecidas de esos años.

En el año de 1955 (Figura 4.7) las estaciones climatológicas La Desembocada, Las Gaviotas y Puerto Vallarta registraron altas precipitaciones el día 24 de septiembre y es el 25 de ese mismo mes cuando se genera el gasto máximo con un valor de $1390 \text{ m}^3/\text{s}$. Las precipitaciones fueron altas a pesar de que no hubo influencia ciclónica ese año. En 1958 (Figura 4.8) la estación La Desembocada y Las Gaviotas registraron elevadas precipitaciones los días 21, 22 y 24 de septiembre y toda esa precipitación acumulada generó el gasto máximo anual de $1183 \text{ m}^3/\text{s}$ el día 25 de septiembre, al igual que en el año de 1955 no hubo influencia ciclónica que generara las altas precipitaciones.

Tabla 4.3 Datos hidrométricos de los años con elevados gastos en el río Ameca, y nombre de los ciclones que influyeron (CNA, 2010).

Estación hidrométrica	Año	Mes	Día	Gasto Q (m ³ /s)	Evidencia ciclónica
Las Gaviotas II	1955	Septiembre	25	1390	-
	1958		25	1183	-
	1959	Agosto	3	1274	-
	1960	Julio	18	1673	Bonny, Diana
	1962	Septiembre	7	1344	Bernice, Doreen
	1965		23	1153	Claudia, Hazel
	1967		28	1286	Bridget
	1968	Marzo	6	952	Annete
	1971	Septiembre	1	1484	Priscilla
	1974	Junio	22	866	Aletta
	2000	Septiembre	23	1113	-

En el año de 1959 (Figura 4.9), desde el 25 de julio al 2 de agosto, las estaciones La Desembocada y Puerto Vallarta principalmente, registraron altas precipitaciones de más de 100 mm sin influencia ciclónica, y es el 3 de agosto cuando se genera el gasto máximo de 1274 m³/s. En 1960 (Figura 4.10), el día 14 de julio las estaciones La Desembocada y Las Gaviotas registran precipitaciones de más de 50 mm, y los días 15 y 16 las precipitaciones son de menos de 10 mm, sin embargo el 17 las mismas estaciones registran nuevamente altas precipitaciones, y es el 18 de julio cuando se genera el gasto máximo de 1673 m³/s, el más elevado del periodo de 1950 a 2005, además ese mismo año ocurrieron dos ciclones: *Bonny* y *Diana*, que fueron los que generaron las altas precipitaciones.

En 1962 (Figura 4.11) las estaciones La Desembocada, Puerto Vallarta, Las Gaviotas y Valle de Banderas registraron pequeñas, pero constantes precipitaciones de menos de 60 mm del 27 de agosto al 5 de septiembre, el día 6 de septiembre La Desembocada registra más de 160 mm y las otras tres entre 50 mm y 80 mm, es el 7 de septiembre cuando la precipitación es mínima y se genera el gasto máximo de 1344 m³/s. Posteriormente, del 8 al 14 de septiembre las precipitaciones continúan aunque son menores. Este mismo año ocurrieron dos ciclones: *Bernice* y *Doreen* que evidentemente provocaron las intensas precipitaciones.

En 1965 (Figura 4.12) La Desembocada, Puerto Vallarta, Las Gaviotas y Valle de Banderas registraron precipitaciones menores de 50 mm del 19 al 21 de septiembre, pero el día 22 la estación Las Gaviotas registra más de 120 mm, incluso el día 23 que es cuando se genera el gasto máximo de 1153 m³/s, esa misma estación registra más de 80 mm. El día 24 y 25 de septiembre ninguna estación registra datos de precipitación. Los ciclones *Claudia* y *Hazel* se presentaron ese año.

En 1967 (Figura 4.13) las estaciones climáticas Puerto Vallarta, La Desembocada y Las Gaviotas registraron altas precipitaciones de más de 80 mm del 17 al 22 de septiembre, mientras que Valle de Banderas solo registró menos de 20 mm el día 22. El 23 se registra mínima precipitación y el día 24 no se registra precipitación alguna. El 25, 26, 27 y 28 las cuatro estaciones registran precipitaciones de menos de 60 mm y el día 28 es cuando se genera el gasto máximo de 1286 m³/s. estas constantes lluvias se debieron a la influencia del ciclón *Bridget*.

El año de 1968 (Figura 4.14) el día 2 de marzo las estaciones La Desembocada, Puerto Vallarta, Las Gaviotas y Valle de Banderas registraron menos de 15 mm de precipitación, pero los días 3 y 4 más de 70 mm de lluvia, del 5 al 8 no se registraron datos de precipitación, y es el 6 de marzo cuando se genera el gasto máximo de 952 m³/s. El ciclón *Annete* no influye en las altas precipitaciones.

El 29 de agosto de 1971 (Figura 4.15) la estación Puerto Vallarta registró más de 80 mm de lluvia, el día 31 La Desembocada, Las Gaviotas y Puerto Vallarta registraron más de 120 mm de precipitación, y el día 1 de septiembre se generó el gasto máximo de 1484 m³/s. El día 2 no se registraron datos de precipitación y del 3 al 6 se presentaron lluvias constantes de menos de 80 mm. Hubo influencia ciclónica de *Priscilla*.

Los días 16, 17 y 18 de 1974 (Figura 4.16) las estaciones La Desembocada, Las Gaviotas, Puerto Vallarta, Valle de Banderas y San José del Valle registraron precipitaciones entre 10 mm y 120 mm. El día 19 se registraron precipitaciones de menos de 5 mm, pero el 20 y 21 aumentó el registro de más de 100 mm. El día 22 es cuando se genera el gasto máximo de 866 m³/s, debido a las constantes lluvias y a la influencia ciclónica de *Aletta*.

Finalmente en el año 2000 (Figura 4.17) del 18 al 22 las estaciones La Desembocada, El Cuale y Las Gaviotas registran de 5 mm a 140 mm de precipitación, siendo el día 22 el que hay más

cantidad de lluvia, el día 23 el gasto máximo es de 1113 m³/s, y el día 27 más de 160 mm de lluvia. Ese año no se tienen registros de influencia ciclónica.

4.5 Trayectorias ciclónicas

Los ciclones tropicales, se caracterizan por producir vientos fuertes, oleaje elevado, una sobreelevación del mar y lluvia abundante. Tienen un impacto económico importante a escala mundial. En México se han presentado ciclones devastadores, como es el caso de *Gilbert*, en el Golfo de México en 1988, el cual provocó muertes y pérdidas económicas considerables. En el área de estudio en el periodo de 1950-2005 se han presentado diversos ciclones que en alguna forma han afectado a las localidades de forma social y económica (CENAPRED, 2002).

En los siguientes mapas se muestran las trayectorias de los ciclones tropicales que han ocurrido en el Océano Pacífico, década por década, desde 1951 hasta 2000. Se observa que en las décadas desde el año 1961 a la fecha, las trayectorias muestran mayor densidad que en la primera década (1951-1960). Lo anterior puede deberse, muy probablemente, a que en dicha década aun no operaban los satélites ambientales y por ello un número significativo de ciclones tropicales pudieron haber pasado inadvertidos. Estos mapas (Figura 4.2 a 4.6) se presentan con el fin de mostrar que las precipitaciones en el área de estudio tienen influencia ciclónica, por lo tanto, los gastos máximos producto de intensas lluvias provocan inundaciones en la planicie aluvial del río Ameca (*op. cit.*).

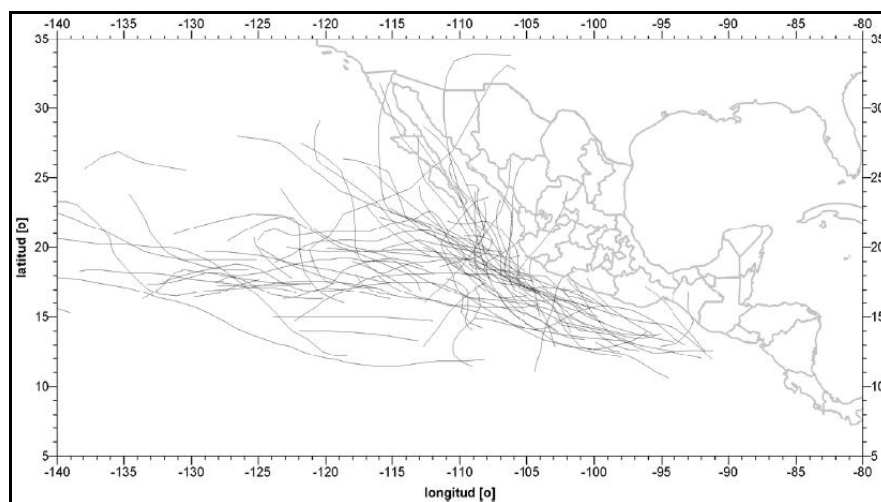


Figura 4.2 Trayectorias de los ciclones tropicales que han pasado por el Océano Pacífico, periodo 1951-1960 (CENAPRED, 2002).

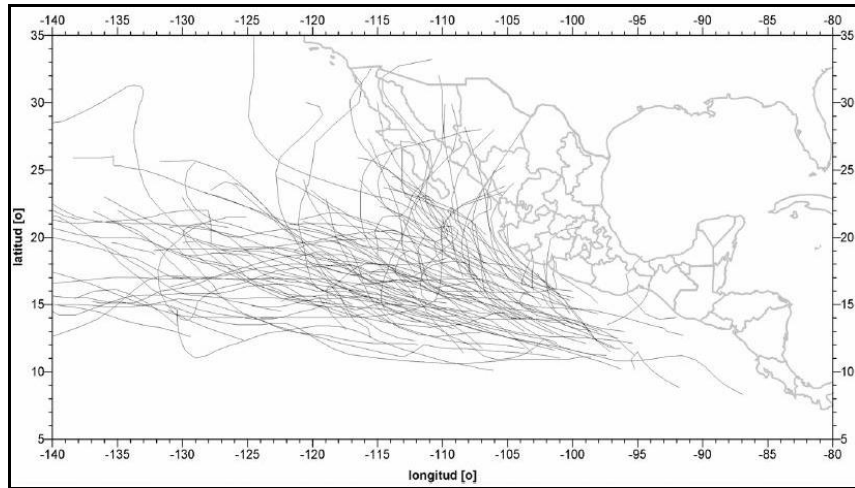


Figura 4.3 Trayectorias de los ciclones tropicales que han pasado por el Océano Pacífico, periodo 1961-1970 (*op. cit.*).

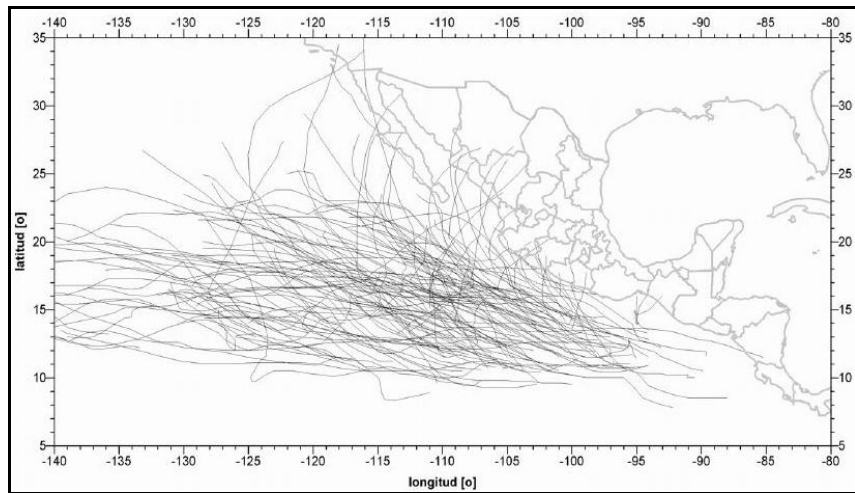


Figura 4.4 Trayectorias de los ciclones tropicales que han pasado por el Océano Pacífico, periodo 1971-1980 (*op. cit.*).

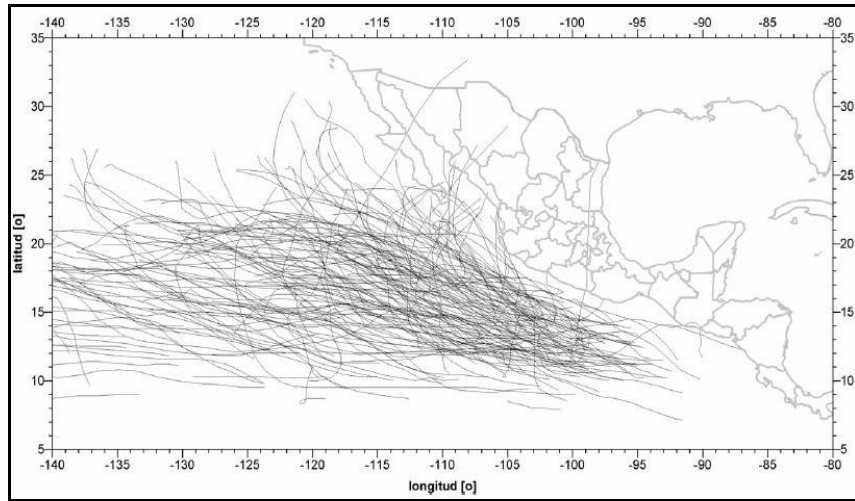


Figura 4.5 Trayectorias de los ciclones tropicales que han pasado por el Océano Pacífico, periodo 1981-1990 (*op.cit.*).

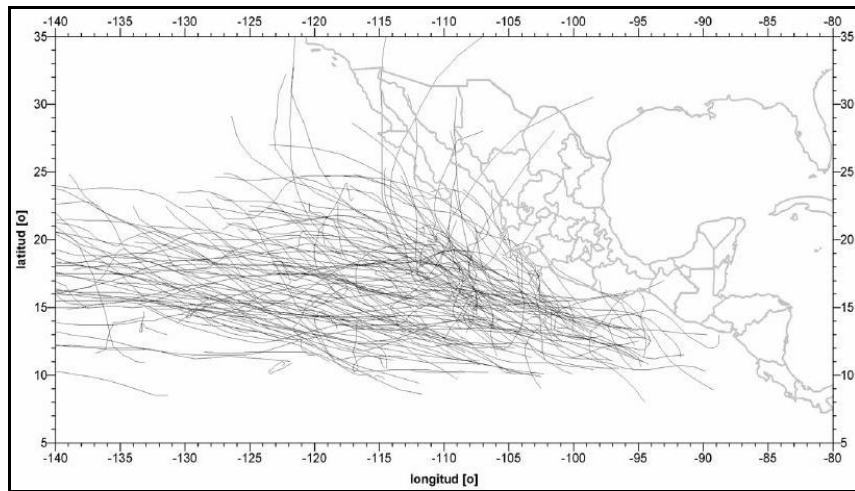
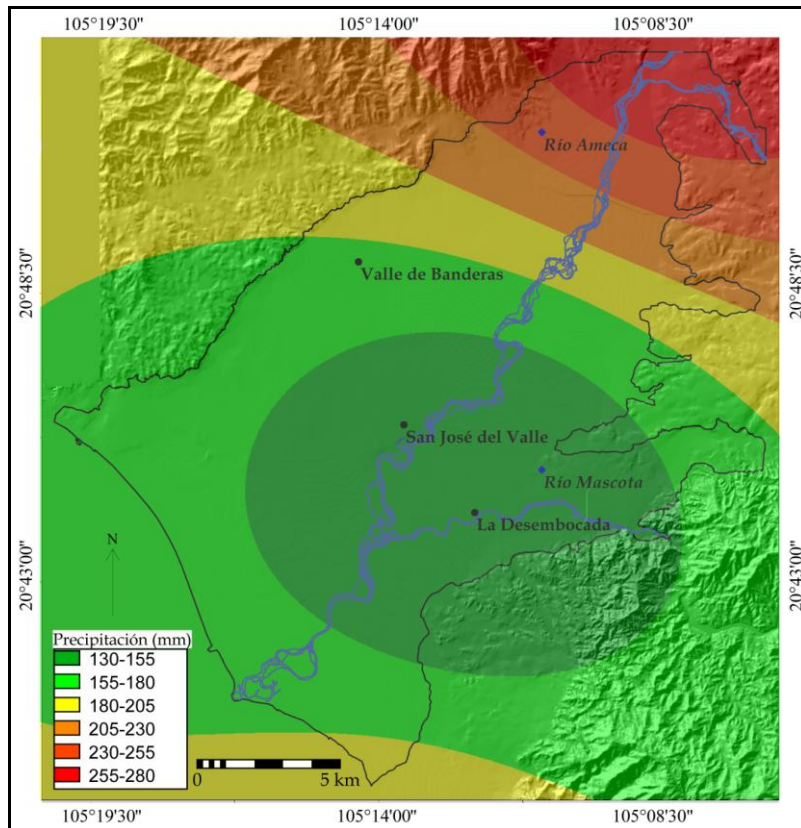


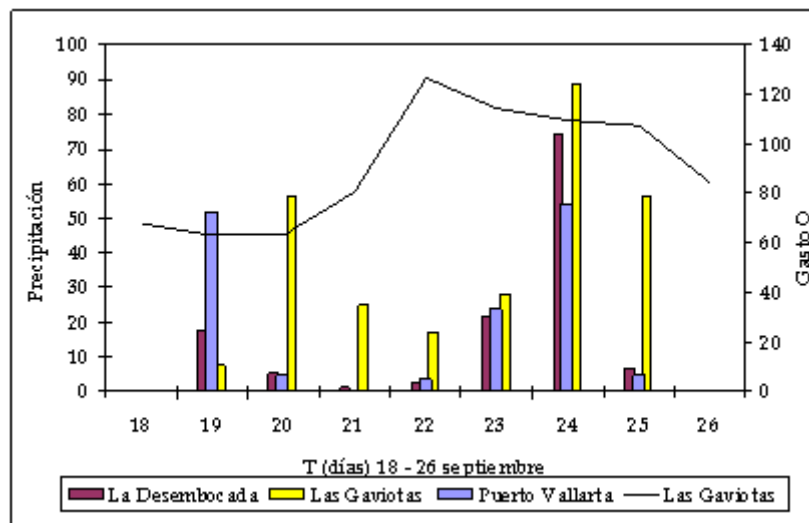
Figura 4.6 Trayectorias de los ciclones tropicales que han pasado por el Océano Pacífico, periodo 1991-2000 (*op. cit.*).



a)

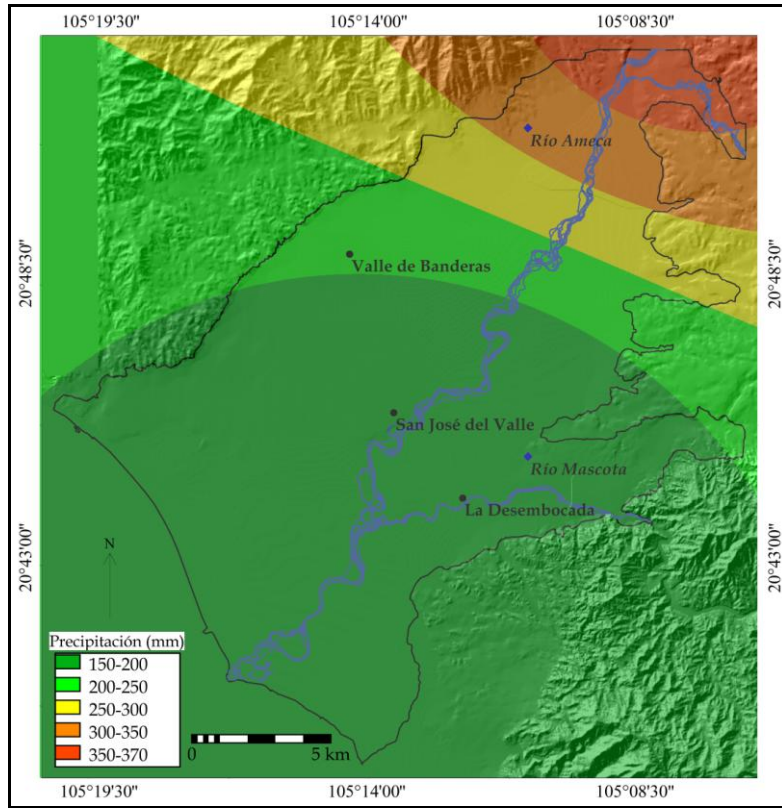
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Septiembre	18	68
	19	63
	20	63
	21	81
	22	127
	23	114
	24	110
25	107	
26	84	
Mes	Día	Gasto máximo anual m ³ /s
Septiembre	25	1390

b)



c)

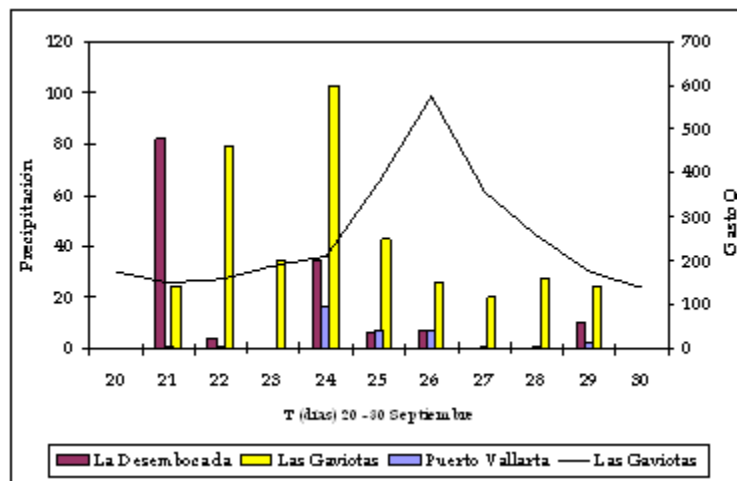
Figura 4.7 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1955, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 18 al 26 de septiembre.



a)

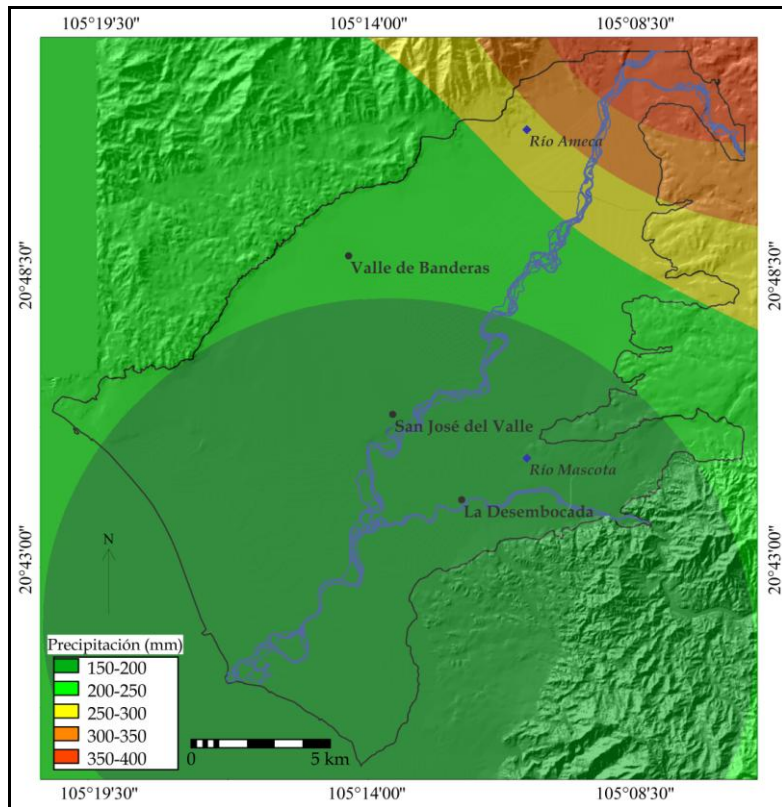
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Septiembre	20	174
	21	149
	22	158
	23	187
	24	211
	25	382
	26	577
	27	357
	28	258
	29	174
30	138	
Mes		Gasto máximo anual m ³ /s
Septiembre	25	1183

b)



c)

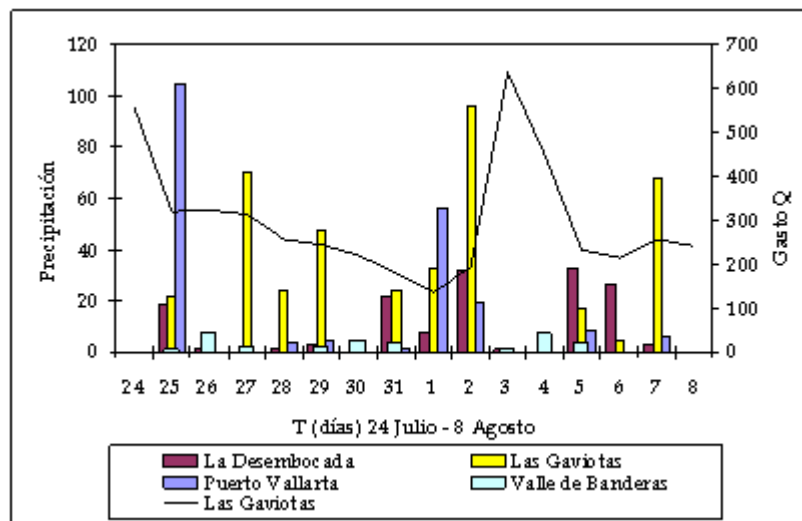
Figura 4.8 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1958, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 20 al 30 de septiembre.



Mes	Día	Gasto medio diario m^3/s
Julio	24	554
	25	320
	26	324
	27	314
	28	258
	29	245
Agosto	30	221
	31	182
	1	135
	2	192
	3	637
	4	449
	5	232
	6	215
7	257	
8	240	
Mes	Día	Gasto máximo anual m^3/s
Agosto	3	1274

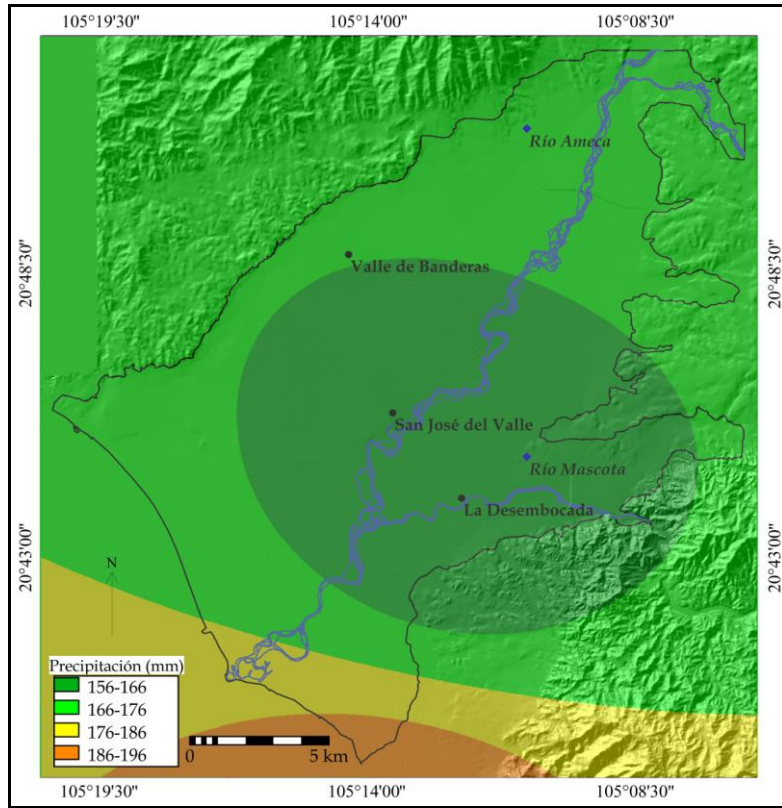
a)

b)



c)

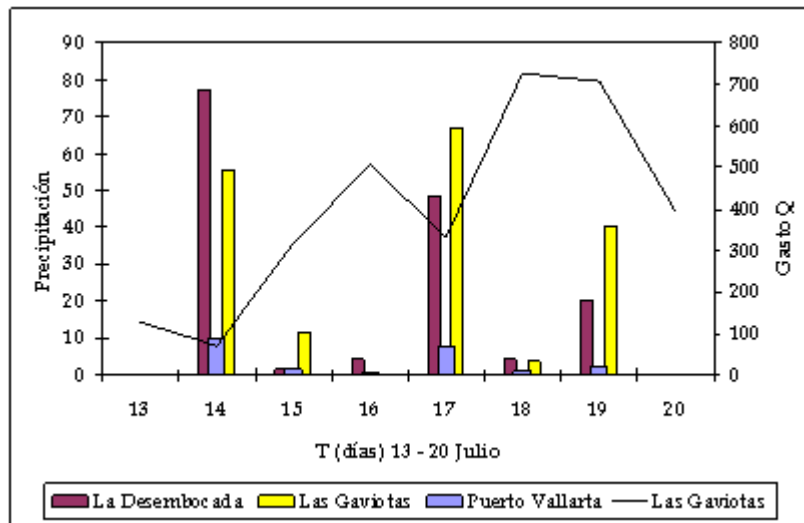
Figura 4.9 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1959, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 24 de julio al 8 de agosto.



a)

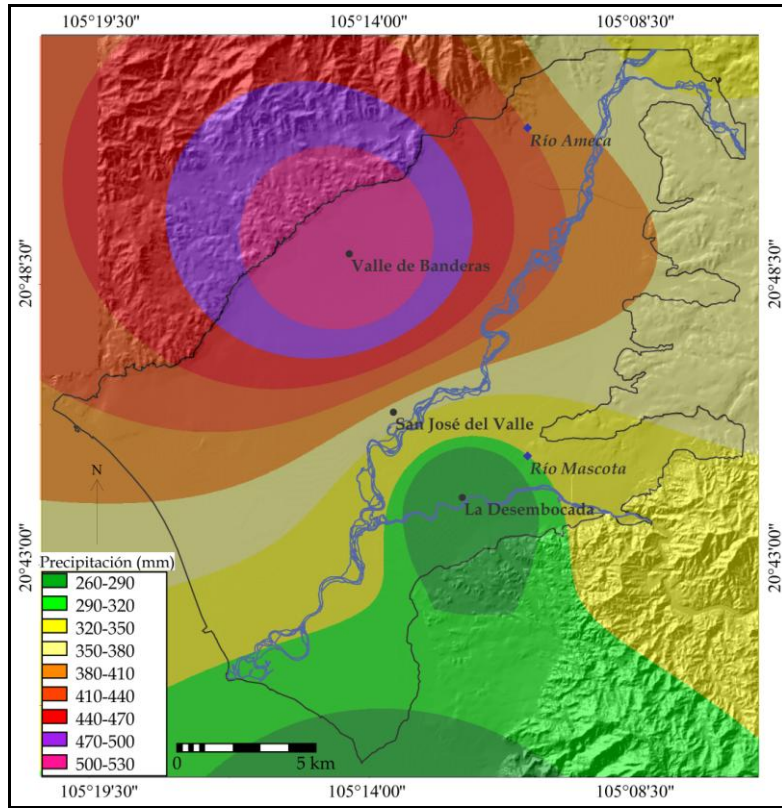
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Julio	13	129
	14	70
	15	319
	16	506
	17	332
	18	728
	19	707
Julio	20	393
		Gasto máximo anual m³/s
Julio	18	1673

b)



c)

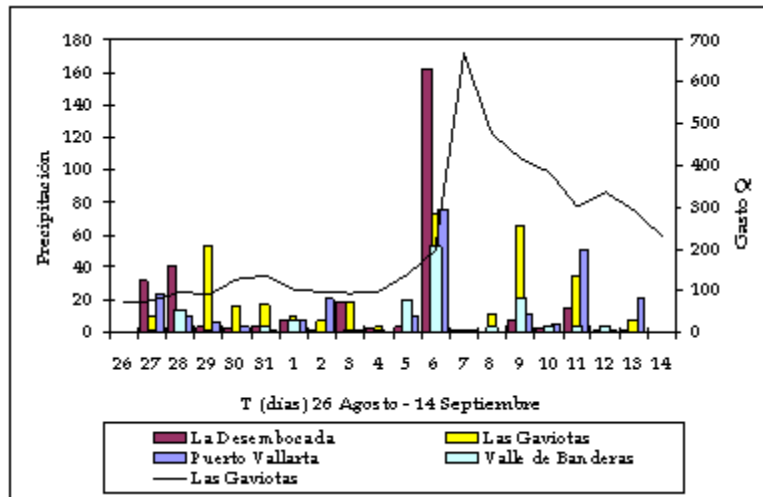
Figura 4.10 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1960, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 13 al 20 de julio.



a)

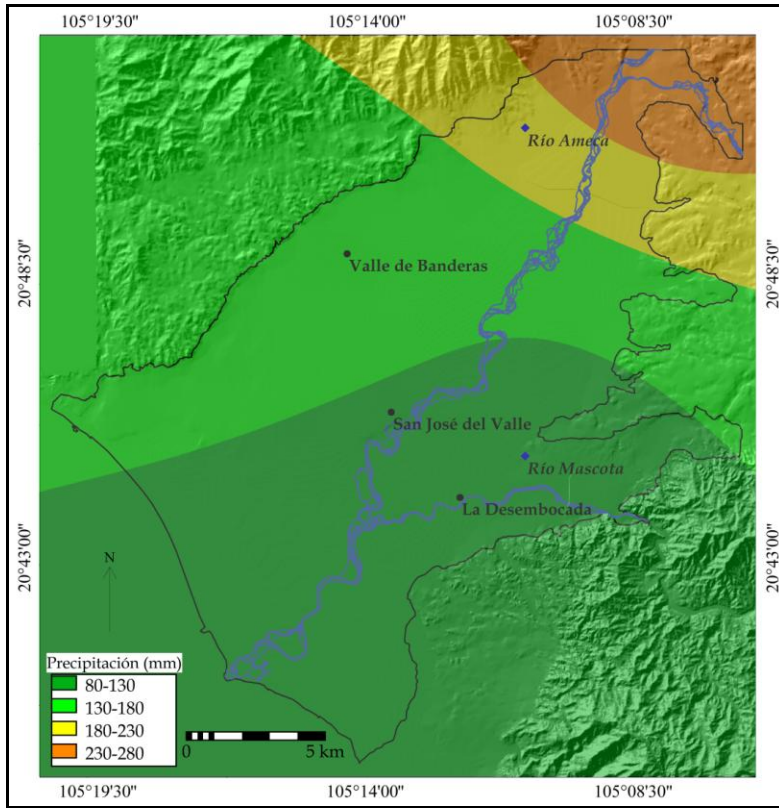
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Agosto	26	74
	27	74
	28	97
	29	90
Septiembre	30	127
	31	137
	1	102
	2	95
	3	93
	4	96
	5	137
	6	198
	7	666
	8	477
	9	416
	10	382
	11	301
	12	335
13	292	
14	229	
Mes	Día	Gasto máximo anual m ³ /s
Septiembre	7	1344

b)



c)

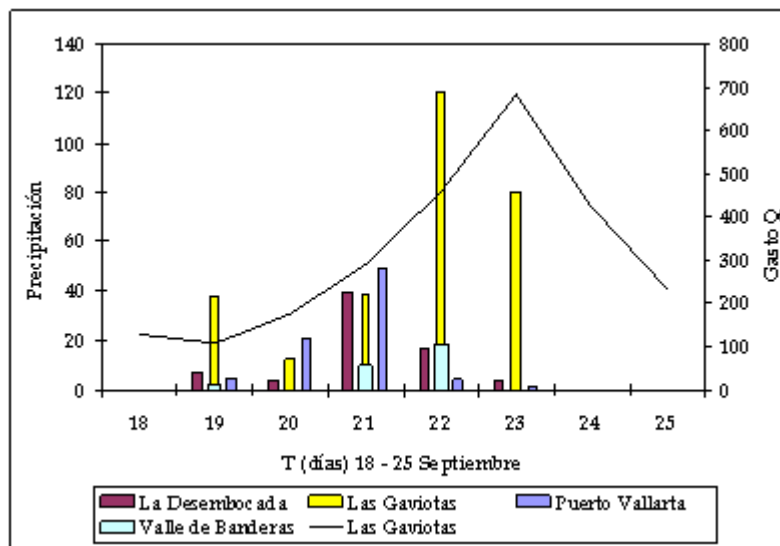
Figura 4.11 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1962, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 26 de agosto al 14 de septiembre.



a)

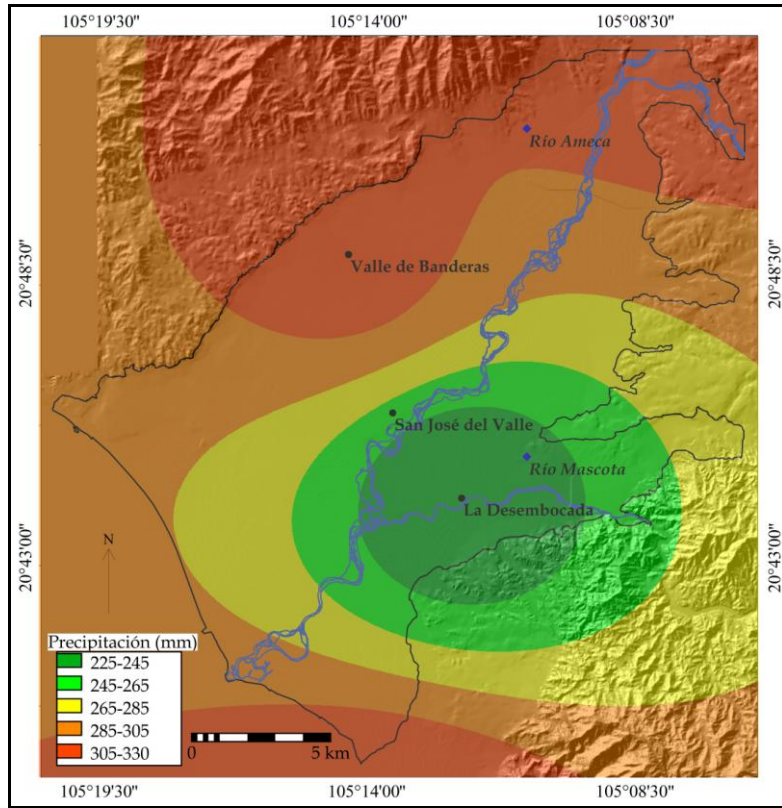
Mes	Día	Gasto medio diario m^3/s
Septiembre	18	129
	19	108
	20	175
	21	288
	22	460
	23	682
	24	423
25	233	
Mes	Día	Gasto máximo anual m^3/s
Septiembre	23	1153

b)



c)

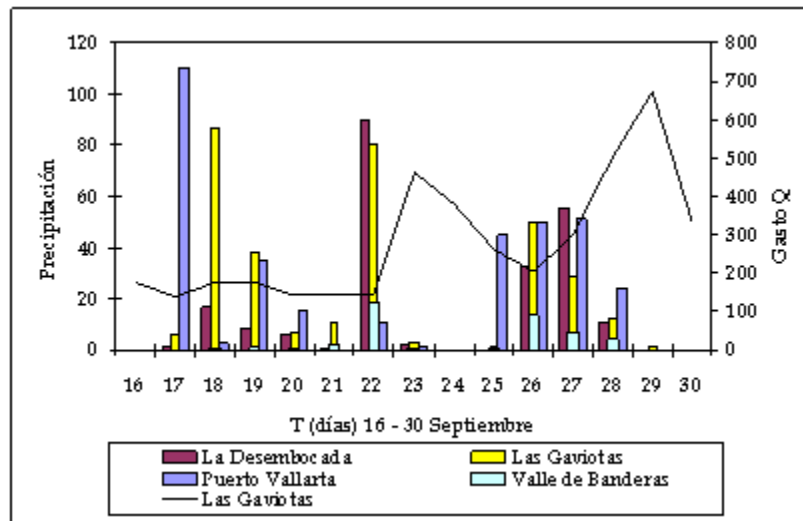
Figura 4.12 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1965, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 18 al 25 de septiembre.



Mes	Día	Gasto medio diario m^3/s
Septiembre	16	177
	17	137
	18	175
	19	174
	20	142
	21	141
	22	143
	23	463
	24	381
	25	261
	26	205
	27	300
	28	504
	29	673
30	335	
Mes	Día	Gasto máximo anual m^3/s
Septiembre	28	1286

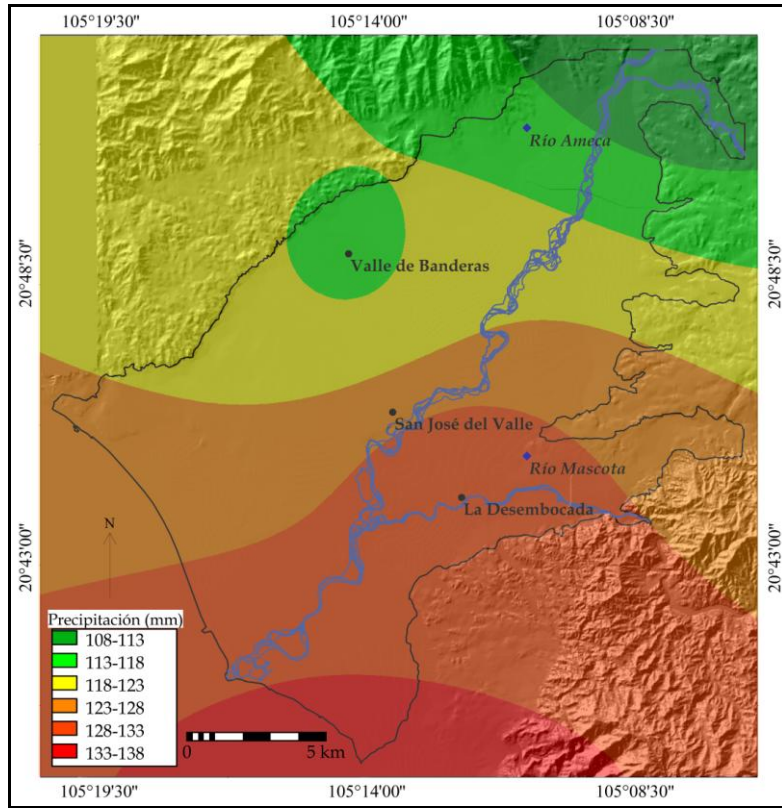
a)

b)



c)

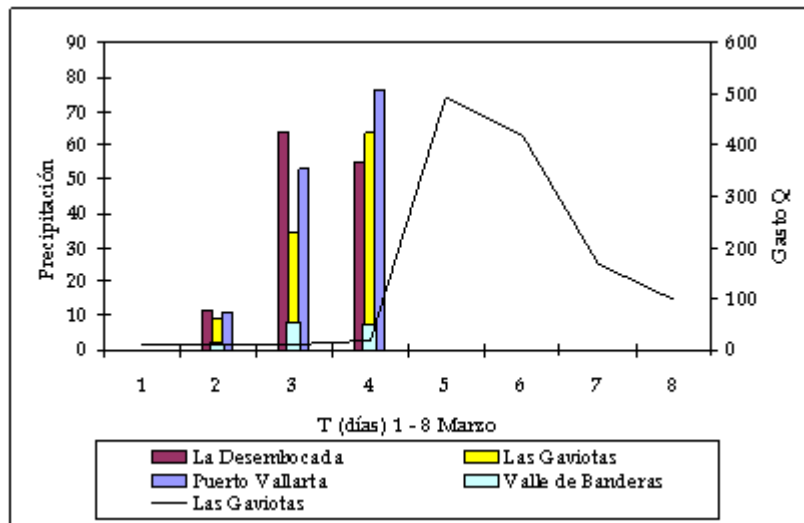
Figura 4.13 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1967, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 16 al 30 de septiembre.



a)

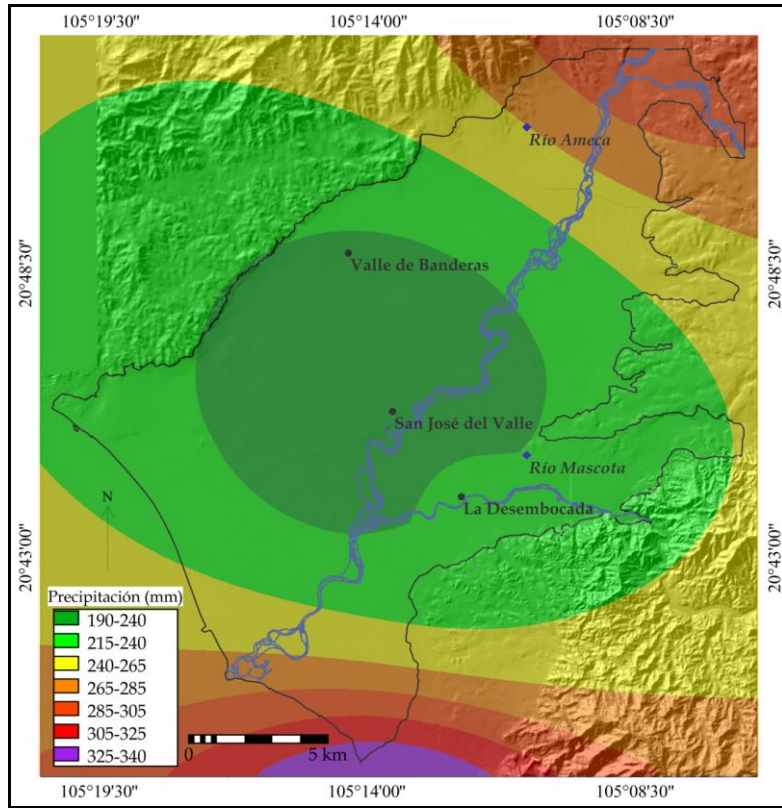
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Marzo	1	9
	2	9
	3	910
	4	17
	5	493
	6	419
	7	168
	8	99
Mes	Día	Gasto máximo anual m ³ /s
Marzo	6	952

b)



c)

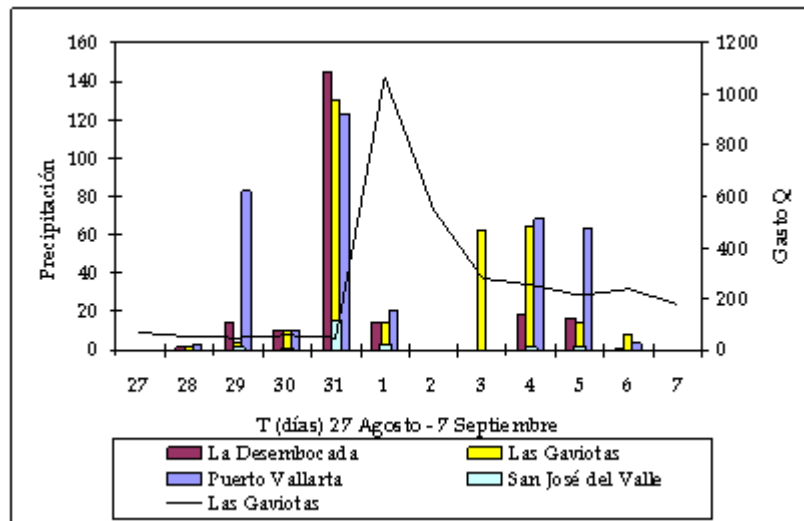
Figura 4.14 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1968, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 1 al 8 de marzo.



a)

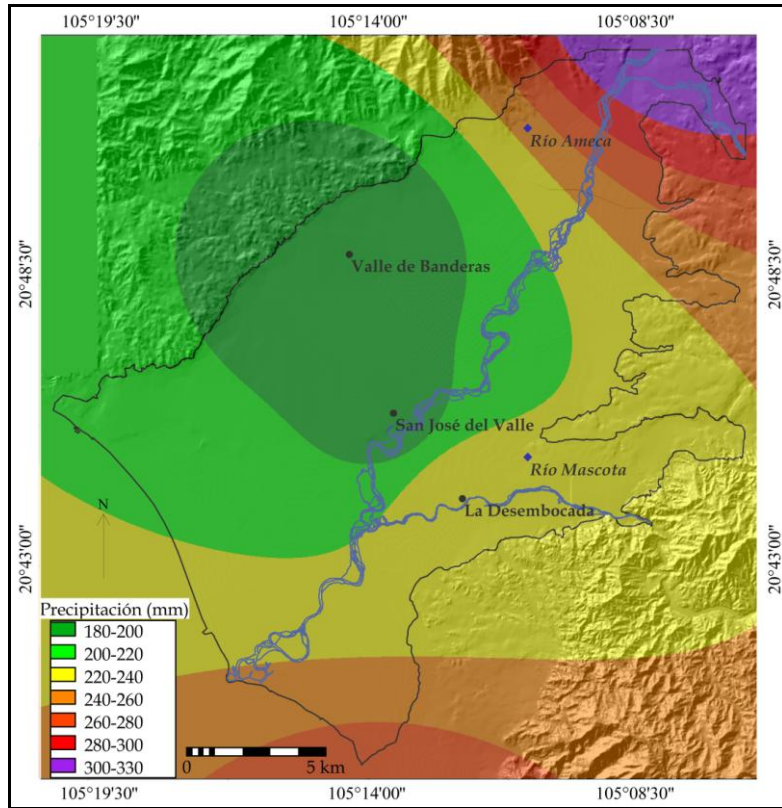
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Agosto	27	65
	28	53
	29	44
	30	56
	31	48
Septiembre	1	1063
	2	546
	3	277
	4	255
	5	211
	6	238
	7	177
Mes	Día	Gasto máximo anual m ³ /s
Septiembre	1	1484

b)



c)

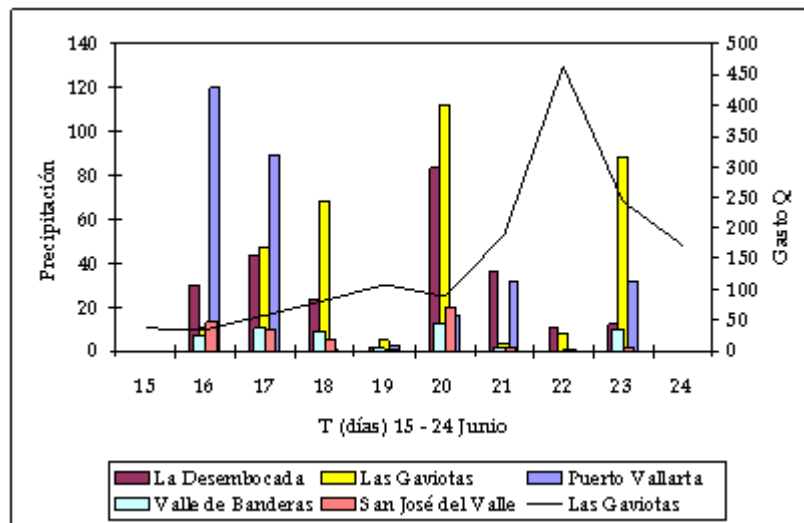
Figura 4.15 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1971, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 27 de agosto al 7 de septiembre.



a)

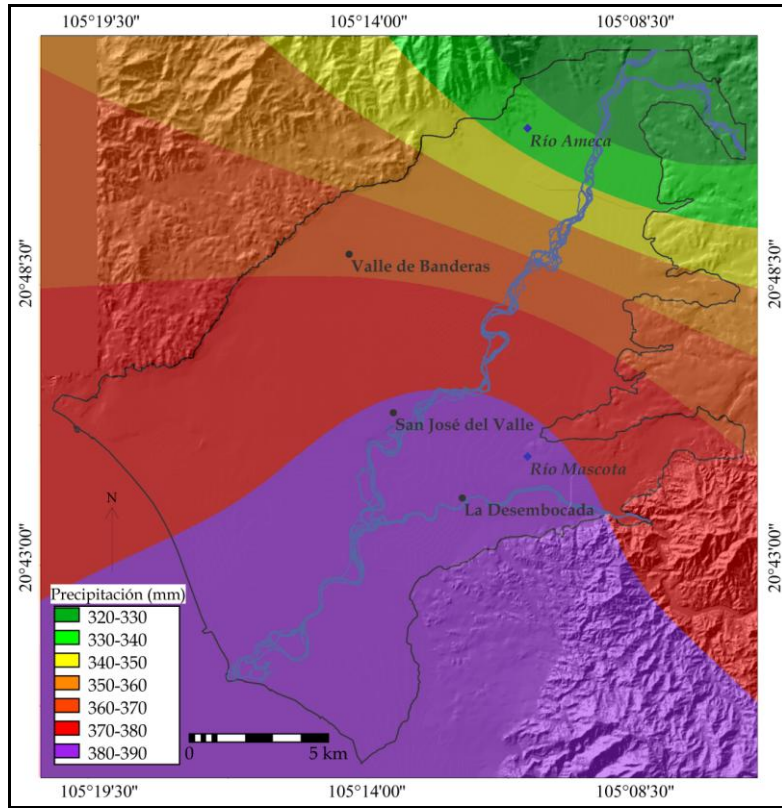
Mes	Día	Gasto medio diario m ³ /s
Junio	15	36
	16	33
	17	59
	18	81
	19	107
	20	88
	21	186
	22	463
	23	244
	24	173
Mes	Día	Gasto máximo anual m ³ /s
Junio	22	866

b)



c)

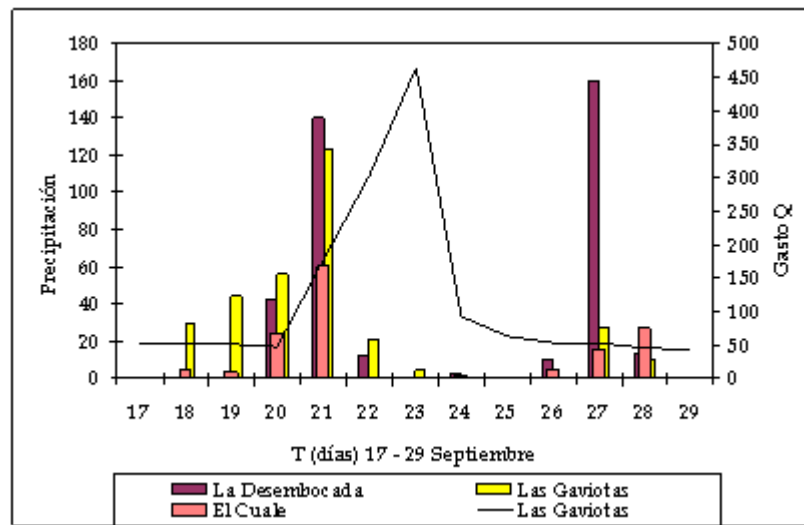
Figura 4.16 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 1974, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 15 al 24 de junio.



a)

Mes	Día	Gasto medio diario m^3/s
Septiembre	17	53
	18	51
	19	51
	20	46
	21	177
	22	305
	23	464
	24	94
	25	63
	26	54
	27	54
28	46	
29	43	
Mes	Día	Gasto máximo anual m^3/s
Septiembre	23	1113

b)



c)

Figura 4.17 a) Interpolación de los datos de precipitación para el año 2000, b) Tabla que muestra los valores del gasto medio diario y gasto máximo anual, c) Gráfica de precipitación en barras y gasto en curva del 17 al 29 de septiembre.

4.6 Análisis hidrológico: Resultados del procesamiento estadístico

El análisis hidrológico de la estación hidrométrica Las Gaviotas II consistió en obtener una estimación de gastos máximos para siete períodos de retorno, con el fin de predecir los gastos que pueden ocasionar que el flujo del cauce se desborde y ocasione inundaciones en la planicie aluvial del río Ameca. El desarrollo y definición de los dos métodos estadísticos, se puede observar en el Anexo A.

A continuación, se dan los resultados de las distribuciones de probabilidad que se usaron para la estación hidrométrica Las Gaviotas, con un periodo de 1950-2005 (Figura 4.1). En la distribución de Gumbel, el gasto medio anual es de $559 \text{ m}^3/\text{s}$ y la desviación estándar es de $431 \text{ m}^3/\text{s}$. En ésta distribución el gasto máximo para un periodo de retorno de dos años es menor a los once gastos máximos, con este gasto no existe posibilidad de que ocurra una inundación, ya que el gasto estimado es inferior a los gastos máximos. Sin embargo en un periodo de retorno de cinco se estimó un gasto máximo de $869 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual supera el gasto mínimo registrado en el año de 1974, esto nos indica que por lo menos una vez cada cinco años puede originarse un gasto que afecte la planicie aluvial del río Ameca. Para periodos de retorno de diez, veinte, cincuenta, cien y quinientos años se calculan gastos cercanos o superiores a los once gastos máximos, eso quiere decir que para esos periodos de retorno también pueden originarse gastos que afecten la planicie aluvial.

Tabla 4.4 Gastos estimados en (m^3/s) para la estación hidrométrica Las Gaviotas II.

Período de retorno (años)	Distribución Gumbel	Distribución Gumbel 2p
2	488	556
5	869	1044
10	1121	1343
20	1363	1579
50	1676	1861
100	1911	2045
500	2453	2500

El gasto estimado para el periodo de retorno de dos años con la distribución Gumbel dos poblaciones, es de $556 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual es inferior a los once gastos que se han presentado, pero el gasto estimado de $1343 \text{ m}^3/\text{s}$ para el periodo de retorno de diez años es superior a más de cinco de los once gastos registrados, por lo que cada diez años se puede presentar una inundación. También esta distribución indicó que de los 55 años de registro, once gastos registrados han sido específicamente de origen ciclónico (Anexo A).

Según los cálculos realizados por el programa de automatización de los métodos estadísticos en hidrología (Ruiz, 2002) la mejor distribución fue la de Gumbel, en la que el gasto estimado para un periodo de retorno de dos años es de $488 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual no representa ningún peligro por ser inferior al gasto mínimo registrado de los once gastos máximos.

CAPÍTULO 5. GEOMORFOLOGÍA Y DELIMITACIÓN DE NIVELES DE AMENAZA DE INUNDACIÓN

5.1 Análisis morfométrico

En geomorfología el relieve terrestre también se estudia a partir de la morfometría, ya que es un análisis que contribuye al conocimiento sobre la dinámica tanto endógena como exógena a partir de la interpretación de los distintos atributos geométricos de las múltiples formas del relieve. Es a través de la cuantificación de elementos lineales, puntuales y areales, que se extrae información indirecta acerca de la dinámica particular que ocurre en el área a estudiar. Los principales atributos del relieve en los que se basa el análisis morfométrico incluyen: la longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad y frecuencia, cuyas variaciones se relacionan entre la dinámica exógena y endógena que domina en el área de estudio. La aplicación de las técnicas del análisis morfométrico facilita la interpretación de la génesis, la edad relativa, la dinámica actual y en algunos casos, la relación entre las formas del relieve y las actividades humanas (Lugo, 1989).

5.1.1 Mapa altimétrico

El mapa altimétrico o hipsométrico es uno de los más importantes ya que muestra los principales intervalos de altitud, así como los rasgos más significativos del relieve y su configuración general. Consiste en definir, a partir de valores de altitud máximos y mínimos del mapa topográfico en que se está trabajando, distintos intervalos de valores que se representan con colores (Lugo, 1988). Con este mapa se hace una primera clasificación de las formas del relieve (Figura 5.1).

A partir del mapa altimétrico se definieron las siguientes características de los tipos generales del relieve del área de estudio:

Planicies: presentan valores altitudinales más bajos, ocupan la mayor parte del área y es el principal objeto de estudio. El río principal que converge en esta área es el Ameca y el río Mascota es su tributario, estos han depositado aluviones del Cuaternario. La planicie es una superficie de poca inclinación, puede ser ondulada y presenta terrazas acumulativas, que por lo general se relacionan con una dinámica de inundación.

Piedemontes: superficie marginal a las montañas, de las que se distinguen por una pendiente aproximadamente de 6° en el contacto con la ladera y descendiendo gradualmente, comprenden altitud desde los 20 hasta los 100 m, constituyen una banda homogénea que se localiza paralela al cauce principal; su altura es considerablemente menor que la de las elevaciones contiguas.

Lomeríos: relieve que se origina por la disección de una planicie inclinada (de piedemonte) o por la nivelación de las montañas. De esta manera puede ser resultado de procesos endógenos que condicionan una acción erosiva. Es el relieve más elevado del área y corresponden a dos tipos de litología; tobas riolíticas y conglomerados polimícticos. Comprenden altitud desde los 100 hasta los 200 m.

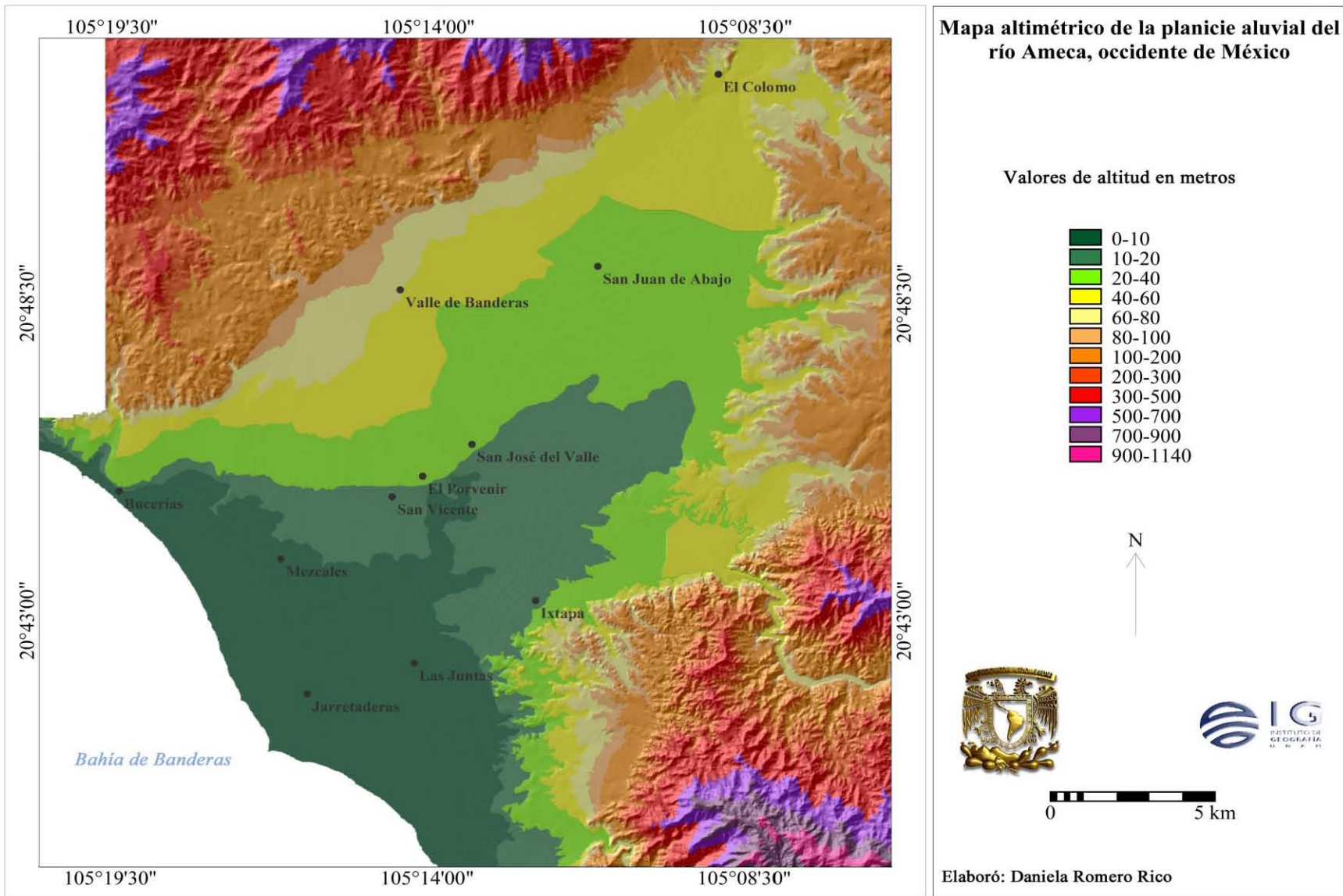


Figura 5.1 Altimetría de la planicie fluviodeltaica del río Ameca y áreas adyacentes, se muestran las principales unidades del relieve: planicies, piedemontes y lomeríos

5.1.2 Mapa de pendientes

Es uno de los mapas morfométricos más importantes para la representación del relieve. Reúne dos características: la facilidad para su elaboración, resultado de dividir la altura entre distancia horizontal e infinidad de líneas trazadas transversalmente a dos o más curvas de nivel, y el trabajo laborioso en extremo que representa esto. Sin embargo los SIG no solo facilitan el trabajo, sino que proporcionan un detalle mucho mayor.

La función matemática es:

$$m = \tan^{-1} (DV/DH)$$

Donde:

m= pendiente

DV= distancia vertical

DH= distancia horizontal

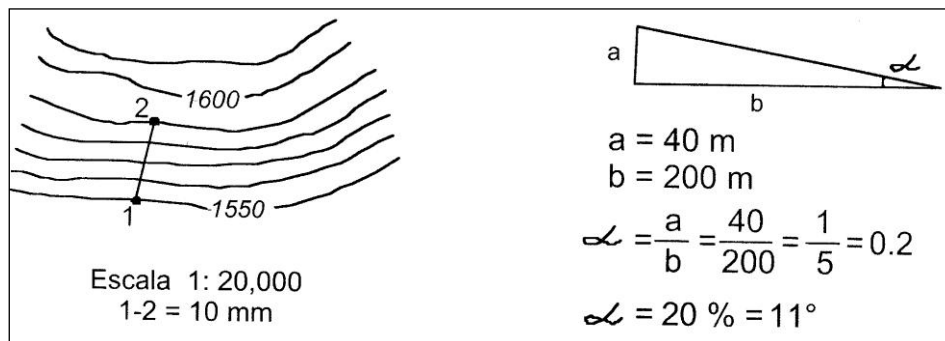


Figura 5.2 Determinación gráfica y cálculos de la pendiente del terreno a partir de un mapa topográfico (García-Arízaga y Lugo, 2005).

Prácticamente todo mapa de pendientes refleja formas del relieve, lo cual es comprensible porque por lo general, los límites de las formas coincide con cambios bruscos de pendiente. De tal forma que se puede ver en él, en dónde se concentran las laderas con mayor ángulo de inclinación, la configuración de ciertos elementos del relieve, con lo que se facilita un análisis rápido y general del área de estudio. Los rasgos más característicos que se logran identificar con este mapa son: los escarpes, las planicies, las laderas inclinadas, y algunas porciones del relieve como las superficies cumbrales, ya sea aquellas que son casi lineales o por el contrario las que son amplias y convexas. Se clasificó el relieve del área en ocho rangos de pendiente (Figura 5.3).

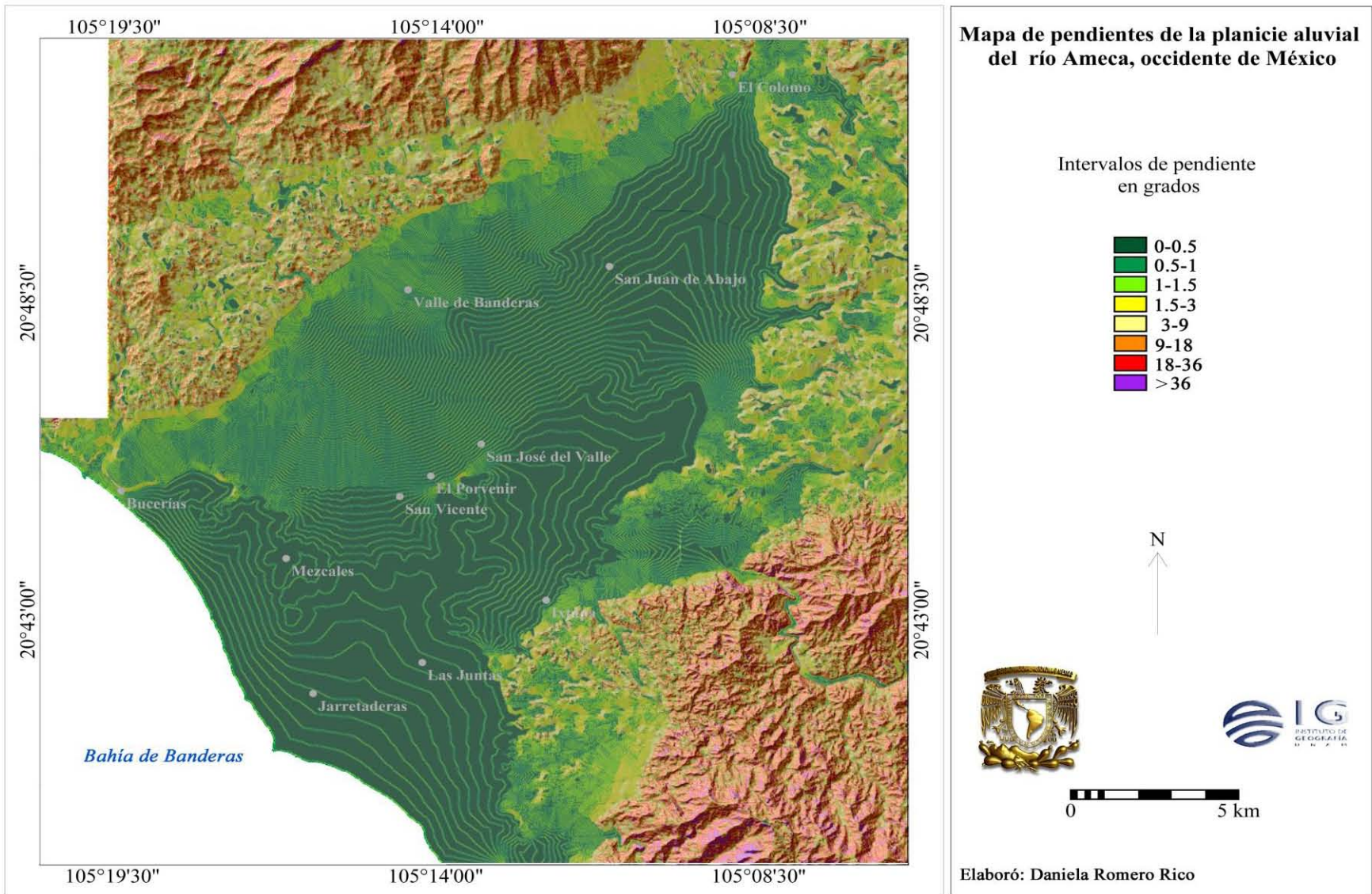


Figura 5.3 configuración de las pendientes del área de estudio, resalta la planicie fluviodeltaica por presentar los valores más bajos de inclinación.

5.2 Unidades geomorfológicas

Como ya se mencionó en el segundo capítulo, la geomorfología es la ciencia que analiza las formas del relieve, como resultado de la interacción entre los procesos endógenos y exógenos. Su objetivo es establecer el sistema de relaciones o interrelaciones genéticas y evolutivas que puedan plantearse entre los diferentes grupos de formas que articulan el relieve (de Pedraza, 1996).

Bajo este enfoque se estudiará la geomorfología del río Ameca y de las áreas adyacentes, en este proceso está implícita la elaboración de los mapas del relieve, con énfasis en las formas fluviales. La cartografía geomorfológica es una herramienta que ayuda a comprender la configuración espacial de las formas que integran el relieve, así como los procesos que las han originado y aquellos que las han modelado. La importancia del análisis geomorfológico, así como de la confección de la cartografía, radica en su aplicación a situaciones reales, en este caso, será la base para la elaboración de un mapa de niveles de amenaza de inundación del área que comprende la porción baja del sistema fluvial del río Ameca.

La clasificación del relieve por origen que presentan los mapas geomorfológicos (Anexo B), incluye todas las formas del relieve presentes en el área de estudio y el análisis de cada una de ellas fue el objetivo principal de la tesis.

I. Endógeno volcánico modelado

Relieve cuyo origen es endógeno, que se encuentra afectado por la acción de los procesos exógenos.

Lomeríos de toba riolítica. El sistema de lomeríos se encuentra principalmente al norte y este del área de estudio, ocupan una pequeña proporción del total del área. Por su origen pertenecen al Complejo Volcánico Superior, y se relacionan con un sistema complejo de calderas, domos prominentes y flujos riolíticos, cuya edad es del Cretácico Tardío al Paleoceno. Se dividen en dos unidades, por los procesos geomorfológicos que los modelaron, así como por la altitud en la que se encuentran.

Superficie cumbre de lomerío. Superficie más alta de lomeríos, desde la cual se reconoce una disminución en la altitud del relieve hacia todos lados. Está limitada por una línea de base cerrada.

II. Exógeno

La transformación de la superficie terrestre se realiza también por la acción de los procesos exógenos, que actúan en estrecha relación con los procesos endógenos. El intemperismo, la erosión y la acumulación son los procesos exógenos que influyen en la transformación. Su conocimiento es de una gran importancia teórica y práctica, por la gran aplicación que tiene.

II. 1 Acumulativo aluvial

Son las formas que se originan por la acumulación de sedimentos transportados por las corrientes fluviales. La composición mineralógica y granulométrica de los sedimentos, así como las características estructural-texturales varían ampliamente en función del régimen de los ríos, de la resistencia de las rocas a la erosión, de la cuenca hidrográfica y de las condiciones geomorfológicas generales. El río Ameca tiene un régimen permanente, y los sedimentos se caracterizan por ser finos como arenas y limos.

Su variedad y dimensiones dependen de la intensidad del proceso erosivo y de la capacidad de carga de las corrientes.

Planicie de inundación. Es el principal objeto de estudio; es la porción del fondo del valle, se localiza adyacente al río Ameca y su afluente Mascota. Es una área básicamente plana, con una diferencia altitudinal poco significativa de 0 a 10 m.s.n.m y está orientada al NW. Su edad es Cuaternaria y está compuesta por depósitos aluviales y lacustres, está limitada por elevaciones de poca altura (piedemontes) y conjuntos de lomeríos. Tiene una inclinación muy débil de 0.5° a 1° , y sobre ésta superficie es posible observar numerosos rasgos fluviales que ponen de manifiesto constantes cambios del curso fluvial. Mide aproximadamente 27 km de largo y 3.5 km de ancho. Los sedimentos de la planicie de inundación se forman durante crecidas, en ellos es característica una menor clasificación de sedimentos areno-limosos con huellas de oleaje y de corrientes, y estructuras de turbiedad. En época de lluvias, existe una alta probabilidad de inundación de las áreas más próximas al cauce, el grado de afectación puede ser mayor en presencia de lluvias extraordinarias con influencia ciclónica.

Planicie fluvial de cauce. Es la porción inferior del valle fluvial ocupada por la corriente. Se caracteriza por la anchura de 90 m, la profundidad y la superficie del agua, factores que varían de manera continua. Está orientado hacia el NW y mide 127 km de longitud aproximadamente. Es el principal responsable de los constantes cambios que sufre la planicie de inundación, además de concentrar los escurrimientos, transportar sedimentos y estar cubierto la mayor parte del año por agua, su trayectoria describe meandros abandonados que han divagado por la extensión de la planicie. A partir de estos, se favorecen morfologías efímeras o de temporada, debido a que se destruyen y se forman otras nuevas en cada crecida. En el cauce se deposita material de arenas-guijarros, con elementos más finos en el eje y en los bancos del cauce. El aluvión del cauce del río Ameca y Mascota forma bancos, islotes y otras formas. Consiste en materiales pulidos, bien clasificados y estratificados; durante el estiaje, generalmente se cubren con materiales más finos. El cauce que comprende este estudio es desde la localidad El Colomo hasta la desembocadura en el Océano Pacífico.

Meandros abandonados. Son un conjunto de formas que muestra la intensa dinámica fluvial acumulativa del pasado y el presente en la planicie aluvial. Son cauces abandonados, e inactivos en crecidas; su origen no se debe a la divagación que tiene el cauce en la llanura aluvial, sino al estrangulamiento. Se produce al cortarse el extremo de un meandro de un río; consiste en una hondonada seca o pantanosa, algunas veces con agua. Se encuentran en la planicie de inundación, en las terrazas más cercanas al cauce. Durante las crecidas se cubren de agua, por lo que durante las inundaciones son superficies que fácilmente se anegan por ser áreas deprimidas. Los meandros abandonados que se presentan en los mapas geomorfológicos se localizan cercanos al cauce, puede apreciarse su representación en forma de herradura y de distinta extensión sobre ambos márgenes. Dentro de estos meandros se presentan procesos fluviales de estrangulamiento y acortamiento.

Terrazas fluviales. En el paisaje fluvial los sistemas de terrazas son significativos, ya que manifiestan su origen en los procesos acumulativos, aunque es posible que las haya de origen erosivo, a costa de la incisión vertical del cauce en material aluvial. En la morfogénesis de las terrazas tienen relación la tectónica y el clima, sin embargo, no es sencillo asociar a las terrazas con un proceso en específico, a menos que se combine el proceso de fotointerpretación con un análisis estratigráfico en campo, para corroborar las suposiciones formuladas en un principio. Las

terrazas constituyen superficies de nivelación en un valle fluvial por los sedimentos del río que se depositan a los lados del cauce. Son planas o débilmente inclinadas, estrecha y alargada, delimitadas por cambios bruscos de pendiente. En el mapa geomorfológico las terrazas están diferenciadas como acumulativas recientes y acumulativas antiguas y se localizan en ambos márgenes del río Ameca y su afluente Mascota. Se encuentran en series, dispuestas a distinta altitud, en las que la más joven ocupa la porción inferior y las más antigua la superior; se cuentan de abajo hacia arriba. Estas geoformas se aprovechan como terrenos agrícolas y para asentamientos humanos en algunas áreas del río Ameca y Mascota.

Piedemonte medio. Es una superficie inclinada que se localiza a lo largo del margen derecho del río Ameca, marginal a un sistema montañoso en una altitud de 40-60 m.s.n.m. Debe su origen a los depósitos aluviales o fluviotorrenciales que constan de fragmentos subredondeados a subangulares, tiene una pendiente de 1°- a 1.5°. Esta área es utilizada principalmente para la agricultura de temporal, riego y asentamientos humanos.

II.2 Acumulativo marino-fluvial

Son las formas que resultan de la interacción de los procesos fluviales y marinos.

Planicie costera. Es una franja que se extiende a lo largo del litoral marino, muy angosta de 60 a 600 m a lo largo del litoral marino. Tiene 17 km de longitud aproximadamente. Se forma durante el levantamiento del fondo marino o el descenso del nivel del mar, cuando afloran las superficies abrasivo-acumulativas de la plataforma. Presenta una ligera inclinación hacia el mar y está compuesta por arenas, gravas y guijarros principalmente, que son depositados por el continuo movimiento del oleaje que está presente dentro de esta área (Lugo, 1989). El origen de los sedimentos constitutivos de la planicie costera es muy variado, puede ser fluvial, sedimentos del fondo marino, eólico, a los que se incluyen los resultantes de las actividades antrópicas. Son modeladas por la dinámica costera.

Planicie costera-lagunar: Las planicies costeras lagunares se localizan en el área de la desembocadura del río Ameca, las cuales son estero El Salado, estero El chino y Laguna El Quelele. La morfología resulta de una lucha continua entre los aportes fluviales y marinos, puede estar relacionada con procesos hidrodinámicos, tales como el flujo fluvial, corrientes de marea, oleaje y procesos biológicos como el crecimiento de marismas y manglares, sin embargo son más

fuertes los procesos fluviales. Abarca 11 km² de toda el área de estudio. Los estuarios son una Bahía con forma de embudo que se originan por la inundación y ampliación de la desembocadura de un río de grandes dimensiones, ante una actividad conjunta, en su ribera, de la abrasión y las corrientes de flujo y reflujos. Son afectados diariamente por la marea de pleamar, que, junto con la de bajamar definen sus límites.

Planicie fluviodeltaica. Se origina en el área de desembocadura del río Ameca en el Océano Pacífico, principalmente por la acción fluvial, y en menor grado por el oleaje y las mareas. El río deposita su carga formando un cono submarino, con el vértice en la desembocadura. Al crecer el cono a profundidad en un litoral somero, se produce una colmatación y obstrucción del cauce; el nivel del río sube y busca salidas mediante la formación de brazos (efluentes). Con cada crecida el delta modifica su forma y aumenta en anchura, grosor y longitud. El desarrollo depende de varios factores: el volumen de sedimentos depositados, el régimen fluvial, el oleaje y las mareas, la profundidad del litoral y los movimientos neotectónicos. La conjugación de estos factores determina la forma, estructura, dimensiones y dinámica. Para la formación de este es importante que en el litoral no existan corrientes poderosas que transporten los sedimentos a otras áreas. El material que se deposita es en forma de cono el cual con el aporte de sedimentos aumenta año tras año su espesor, anchura y longitud.

II.3 Acumulativo coluvial-aluvial

Son las formas que se originan por la acumulación de materiales transportados por los procesos gravitacionales y los procesos fluviales.

Piedemonte superior. En el margen derecho del río Ameca en un sector muy localizado y en la base de las montañas, se desarrolla un piedemonte superior, caracterizado por un relieve ligeramente inclinado con una pendiente de 2° a 6°. Se encuentra formado por materiales transportados por la acción combinada del agua y de la gravedad. Son detritos rocosos producto del intemperismo, el tamaño es muy variable, son angulosos y sin clasificación. El principal criterio para la delimitación de esta unidad geomorfológica fue la posición topográfica y constituye una franja homogénea en el área de estudio.

Piedemonte no diferenciado: Esta unidad se localiza en el margen izquierdo del río Ameca, se delimitó por posición topográfica, está limitado por la planicie de inundación y por lomeríos de

conglomerado polimíctico, tiene una pendiente suave y se localiza a una altitud entre 40-60 m.s.n.m.

II.4 Acumulativo proluvial

Se les denomina a las formas que se originan de material de acarreo, están constituidos por acumulación de grava y cantos de subangulosos a angulosos, con relleno de arena-limosa, poco a medianamente densos.

Piedemonte inferior: Es una franja que se localiza a lo largo de todo el margen derecho del río Ameca, paralelo a la planicie de inundación, está formado por la acumulación de conjunto de sedimentos depositados en las desembocaduras de los valles montañosos en condiciones de tierra firme. Originan abanicos que al coalescer dan lugar a un manto acumulativo de piedemonte. Los sedimentos disminuyen en tamaño, es material mal clasificado, con débil pulimiento de los detritos. Tiene una pendiente poco inclinada de 1°.

II.5 Erosivo fluvial

Son las formas que se originan por destrucción mecánica de las rocas por la fuerza de la corriente.

Lomeríos de conglomerado polimíctico: Esta unidad de lomeríos se localiza al este del área de estudio en el margen izquierdo del río Ameca, su composición es de depósitos como el conglomerado que son rocas de diferentes tamaños de forma redondeada que son transportadas por los ríos, se delimitaron por su configuración espacial. Tienen una pendiente entre 4°-8° y se localizan a una altitud entre 80-100 msnm.

Superficie cumbral de lomerío: Los lomeríos cuentan con un subtipo de relieve, nombrado superficie cumbral, que son las áreas más altas de los lomeríos. La litología predominante es lacustre.

5.3 Cambio de trayectoria del cauce

El desplazamiento del cauce en los últimos 46 años se analizó por medio de la comparación de imágenes de diferentes años de las áreas más dinámicas del río Ameca.

En la Figura 5.4 se observa la configuración de los sucesivos emplazamientos del río Ameca en la planicie aluvial, en el que las modificaciones del curso sinuoso se aprecian a simple vista. Los cambios detectados dentro de la relación espacio-tiempo permiten observar la magnitud de los desplazamientos laterales en algunas áreas del cauce. También se ha podido seguir la secuencia completa de algunas unidades geomorfológicas, es decir, desde el inicio de formación de los meandros hasta su estrangulamiento.

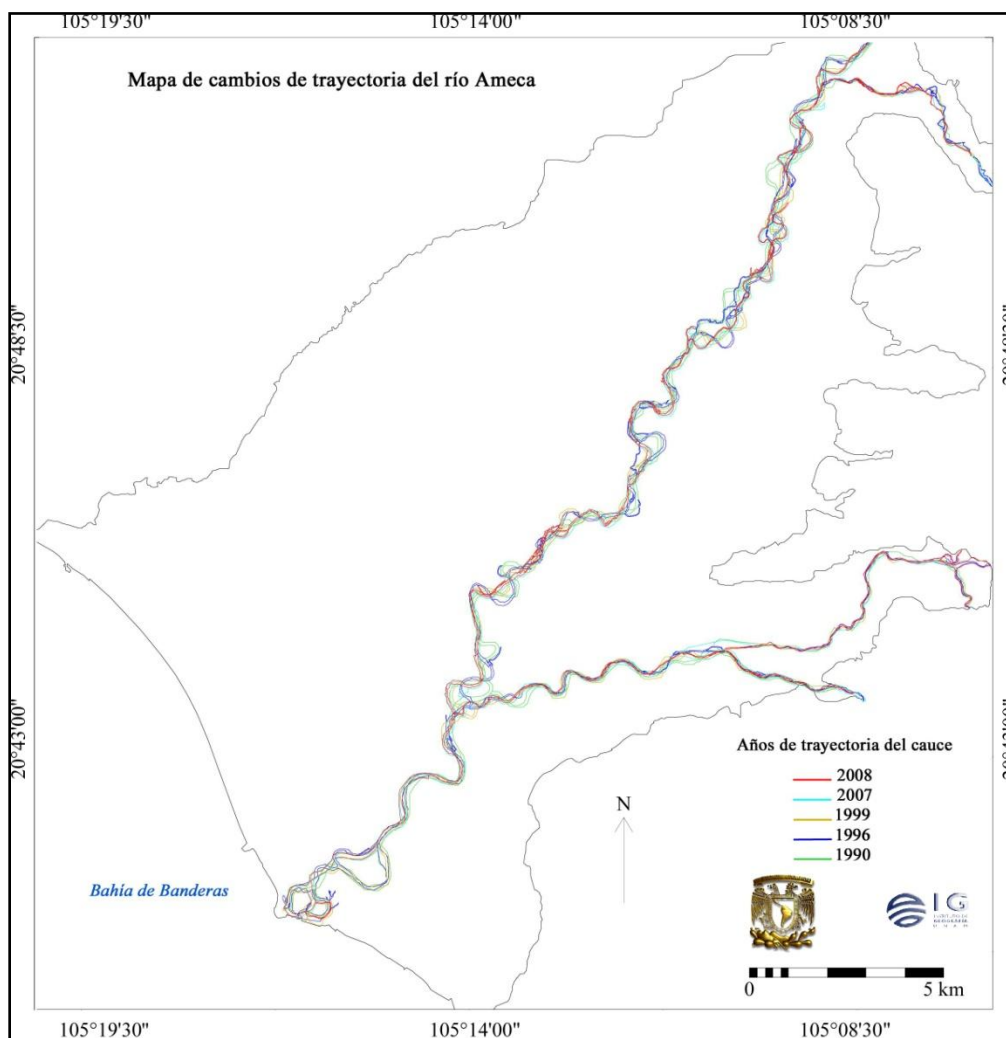


Figura 5.4 Cambios de trayectoria del río Ameca en diferentes años, los sectores que mayor cambio han experimentado son la desembocadura y la confluencia con el río Mascota.

Para evaluar los diferentes cambios de trayectoria del cauce, es importante conocer los trabajos previos del comportamiento fluvial del río Ameca, sin embargo, no fue posible obtener registros exactos para esas fechas, sólo se tienen algunos datos obtenidos de las fuentes hemerográficas que mencionan que se han presentado diversas inundaciones que han afectado a las poblaciones cercanas a los márgenes del río Ameca.

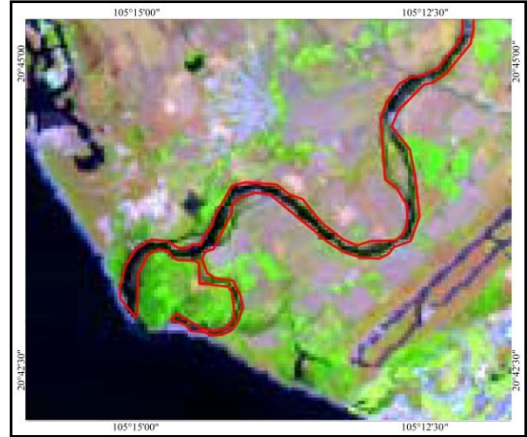
Otra técnica de análisis que se consideró para la evaluación del cambio de trayectoria fue la fotointerpretación de cauces y meandros abandonados en distancias cortas. La Figura 5.5 muestra en el año de 1990 la formación de un meandro, y para 1996 se logró observar su estrangulamiento. Además, el cauce presenta cambios en su configuración en todos los años.

La evaluación de algunos parámetros morfométricos del curso fluvial (longitud del curso en km, pendiente media, índice de sinuosidad), además de la determinación geomorfológica de meandros activos y meandros abandonados también se utilizó para el análisis de las principales modificaciones del río.

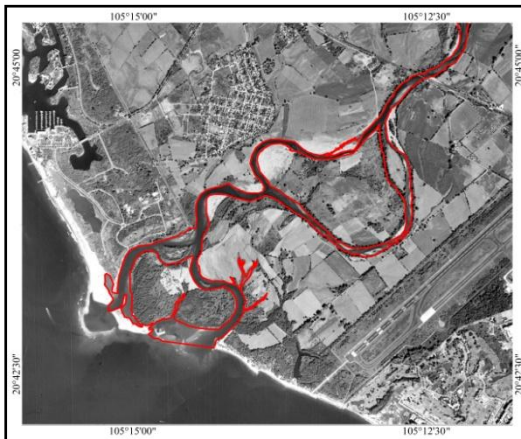
Los resultados indican que los cambios en la trayectoria del cauce se deben a una intensa dinámica fluvial; en época de lluvias se generan crecidas, provocando importantes modificaciones en la morfología. Además existe una tendencia a aumentar el índice de sinuosidad; de tener un patrón sinuoso tiende a ser meándrico.



a) 1962



b) 1990



c) 1996



d) 1999



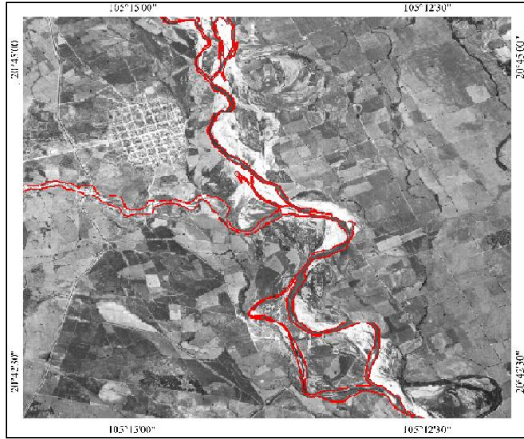
e) 2007



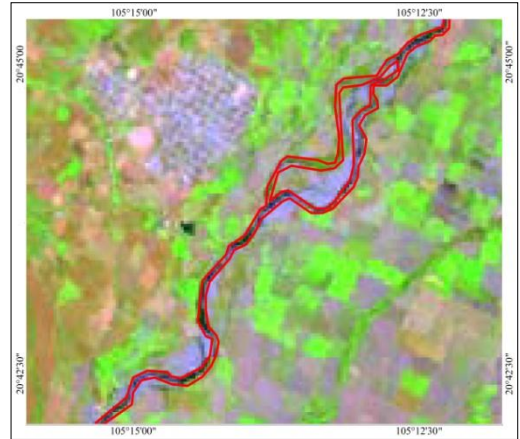
f) 2008



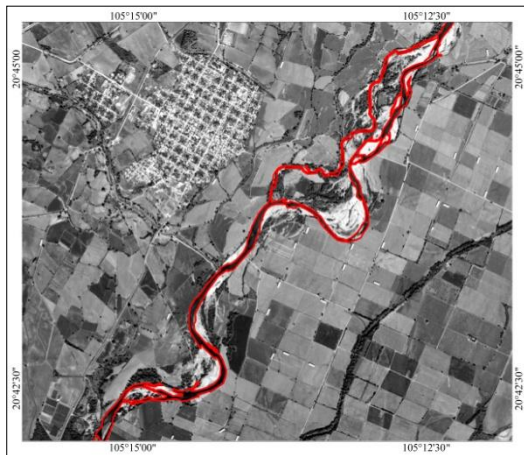
Figura 5.5 Modificaciones de la trayectoria en la desembocadura del río Ameca en diferentes años.



a) 1962



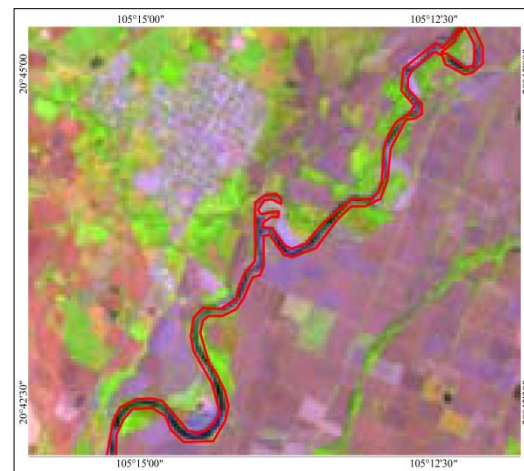
b) 1990



c) 1996



d) 1999



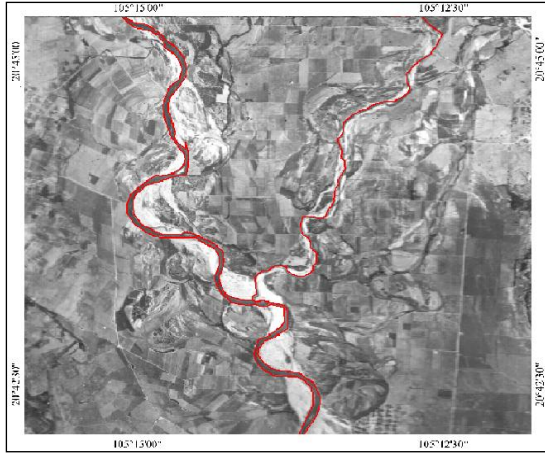
e) 2007



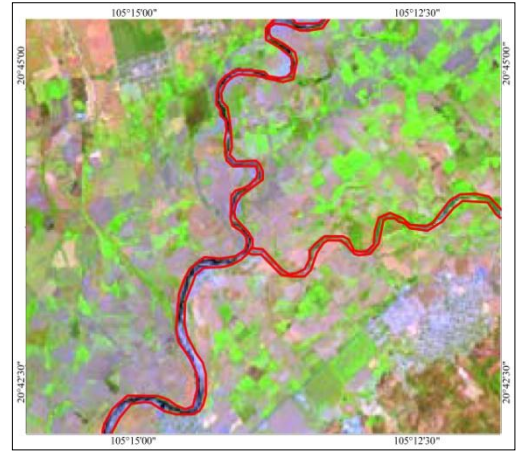
f) 2008



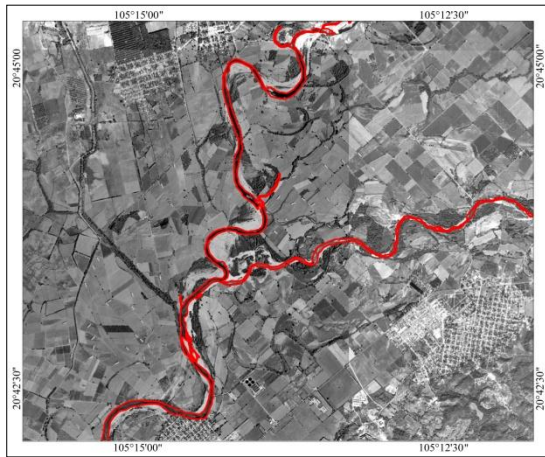
Figura 5.6 Modificaciones de la trayectoria del río Ameca aguas arriba de la confluencia con el río Mascota en diferentes años.



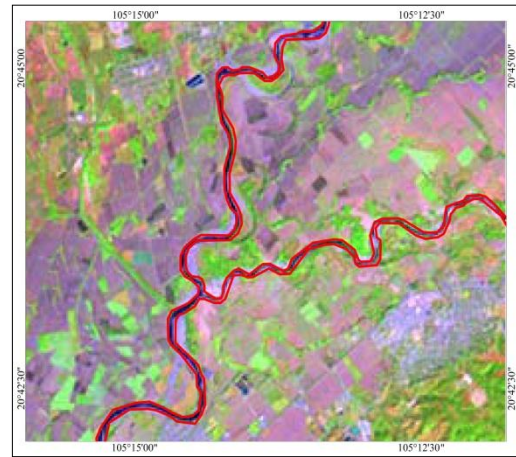
a) 1962



b) 1990



c) 1996



d) 1999



e) 2007



f) 2008



Figura 5.7 Modificaciones de la trayectoria del río Ameca en la confluencia con el río Mascota en diferentes años.

5.4 Índice de sinuosidad del río Ameca

El río Ameca tiene un patrón sinuoso que divaga sobre una llanura aluvial acumulativa. El índice de sinuosidad general es de 1.26, pero fue posible determinar tres diferentes índices de sinuosidad en distintas secciones del cauce (Figura 5.3), en las que la sinuosidad varía considerablemente.

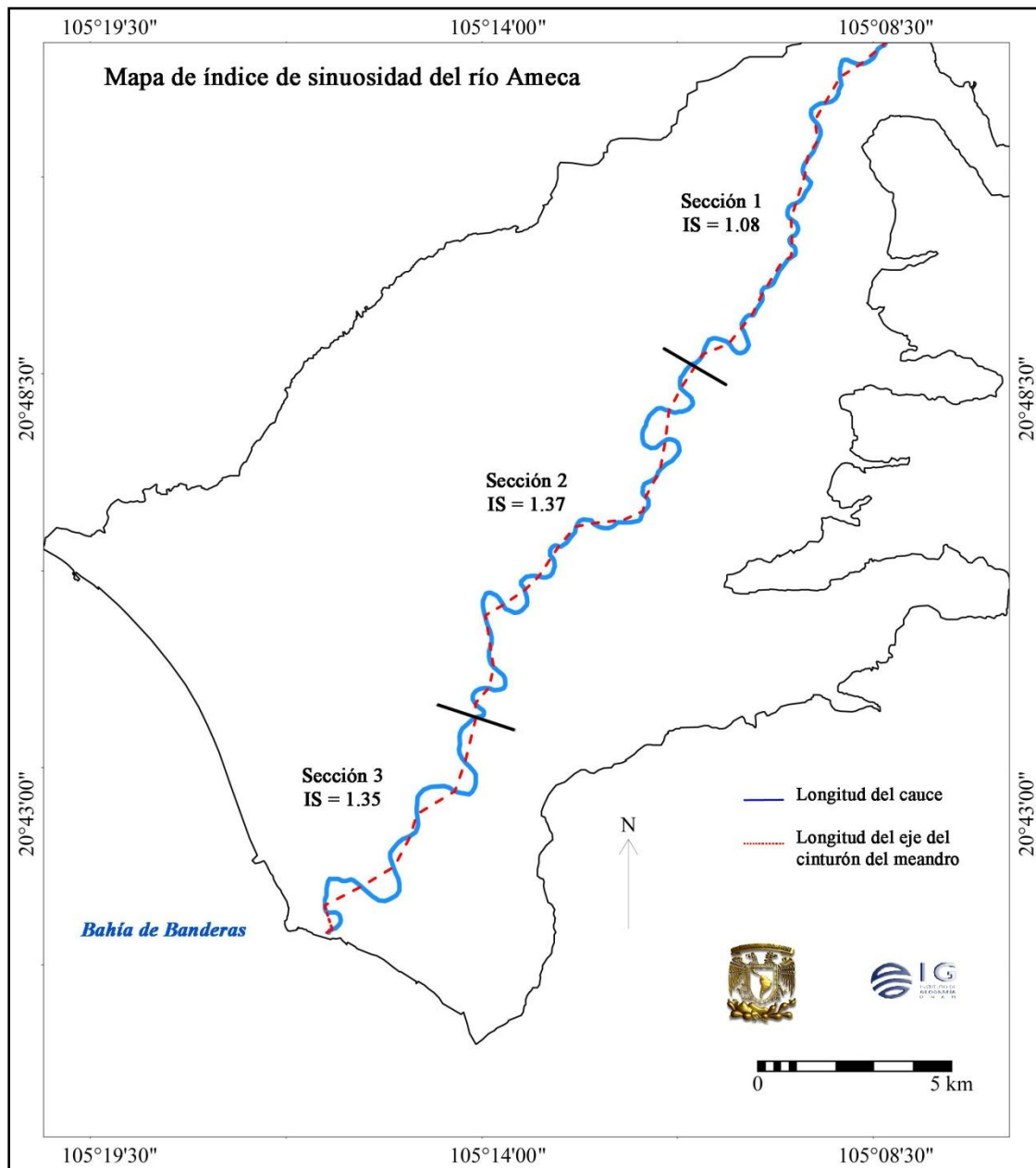


Figura 5.8 Índice de sinuosidad del río Ameca, en tres sectores los valores refieren un índice de 1.08, 1.37 y 1.35, se utilizó el método de Brice (1964).

El índice de sinuosidad de la primera sección es el menor, de 1.08, y corresponde a un patrón sinuoso; la segunda sección del cauce presenta el mayor índice, 1.37, donde la longitud del cauce es aproximadamente de 17 km y el eje del cinturón del meandro apenas cuenta con 12.5 km. La tercera sección que es el área de la desembocadura tiene un índice de 1.35. Las tres secciones, a pesar de que tienen un diferente índice de sinuosidad, corresponden a un patrón sinuoso, sin embargo, las secciones 2 y 3 tienden a un patrón meándrico. Estos diferentes índices de sinuosidad indican que los procesos fluviales se presentan de diferente forma en cada una de las tres secciones, tanto el cauce como en el tipo de la inundación y en las diversas unidades geomorfológicas.

5.5 Delimitación de niveles de amenaza de inundación

El análisis geomorfológico permite integrar la información geológica, hidrológica y del comportamiento de las lluvias en el área de interés de manera coherente para poder determinar las áreas susceptibles a inundaciones fluviales. Tradicionalmente las evaluaciones de amenaza de inundación se han llevado a cabo mediante análisis hidrológicos y modelaciones hidráulicas a partir de datos de caudales de los ríos correspondientes (Badilla, 2004). Con base en lo anterior se decidió evaluar la amenaza de inundación mediante un enfoque basado en las características geomorfológicas del área de estudio, complementado con el análisis hidrometeorológico.

El objetivo de este apartado fue elaborar un mapa que mostrara los niveles de amenaza de inundación (Anexo B) en la planicie aluvial del río Ameca, por lo tanto, la aplicación de este mapa consistió en identificar qué áreas son las más susceptibles a inundaciones fluviales y también qué nivel de amenaza presenta cada una.

El mapa de amenaza de inundación se elaboró a partir del análisis geomorfológico, tomando como base el del año 1996 debido a que se elaboró con mayor detalle, ya que las ortofotos tenían una resolución mayor a diferencia de la imagen de satélite del 2008. El proceso consistió en integrar la información cualitativa y cuantitativa, la recopilación hemerográfica, datos hidrométricos, climatológicos y de campo. A partir de esta información se determinan los niveles de amenaza para cada unidad geomorfológica, los cuales se explican a continuación.

Nivel de amenaza alto: La planicie fluvial de cauce y las terrazas fluviales recientes, debido a su gran cercanía con el lecho, son las unidades consideradas dentro de la categoría nivel de amenaza alto, esto porque los gastos máximos producidos por fuertes precipitaciones generan avenidas. Son las unidades más afectadas en temporada de lluvias, la planicie fluvial de cauce se encuentra la mayor parte del año cubierta por agua, en época de estiaje reduce el nivel del agua, pero grandes áreas están permanentemente inundadas.

Nivel de amenaza medio-alto: Los meandros abandonados y las terrazas fluviales antiguas son las geoformas consideradas en el nivel de amenaza medio-alto, ya que por su cercanía al cauce principal se ven afectadas por las avenidas máximas producidas por lluvias intensas. Las inundaciones han sido frecuentes.

Nivel de amenaza medio: La planicie de inundación y la planicie fluviodeltaica se consideran de nivel de amenaza medio por su morfología y la distancia al cauce principal. Llegan a ser afectadas por las inundaciones; se utilizan para asentamientos humanos y para agricultura.

Nivel de amenaza medio-bajo: Las planicies costeras-lagunares que se localizan cercanas a la desembocadura del río Ameca son las unidades de la categoría medio-bajo. Algunas veces ocurren inundaciones fluviales, por lo que es necesario considerar también la influencia marina.

Nivel de amenaza bajo: Son las unidades donde la probabilidad de ocurrencia de inundaciones es bajo. Las unidades geomorfológicas son la planicie costera, piedemonte superior, piedemonte medio, piedemonte bajo y el piedemonte. No hay reportes de inundaciones en estas áreas.

Nivel de amenaza nulo: Los lomeríos, superficies cumbrales de lomeríos se consideran unidades no amenazadas por inundaciones. Por el contrario, su prominencia sobre el nivel base del relieve es lo que los ubica en el nivel de amenaza nulo. Además sus pronunciadas pendientes las convierten en óptimas áreas para la concentración de las aguas de escorrentía que podrían causar inundaciones en las áreas bajas. Los cuerpos de agua también están considerados dentro del nivel nulo.

El mapa de niveles de amenaza de inundación es una herramienta de aplicación inmediata, sobre todo en situaciones críticas, donde el tiempo es vital. Es un documento científico que da

respaldo a la toma de decisiones, y además está encaminado a la prevención, protección y evacuación de la población.

Si la información que se presenta es tomada en cuenta antes del fenómeno, se puede hacer una planeación encaminada a la prevención. El mapa muestra las áreas que pueden tener una probabilidad de ocurrencia de inundaciones fluviales alto, por lo tanto, las áreas con nivel bajo o nulo se pueden utilizar como vías para evacuar o ayudar a la población.

También se pueden establecer normas para que las localidades y las actividades agrícolas no utilicen las áreas a las que se les ha dado un nivel de amenaza alto o medio-alto, y así eviten o reduzcan daños y afectaciones. El estudio de las amenazas geomorfológicas también se debe considerar el factor antrópico como un agente modelador del relieve e incluso causante de inundaciones fluviales.

CONCLUSIONES

El análisis morfogenético y morfométrico permitió identificar las unidades con nivel de amenaza de inundación alto: planicie fluvial de cauce y terrazas acumulativas recientes; medio-alto: meandros abandonados y terrazas acumulativas antiguas; medio: planicie de inundación y planicie fluviodeltaica; medio-bajo: planicies costeras lagunares; bajo: planicie costera y los piedemontes; nulo: lomeríos, superficies cumbresales de lomeríos y cuerpos de agua.

La integración del análisis hidrométrico y meteorológico complementó la información geomorfológica para establecer los diferentes niveles de amenaza de inundación. De los once gastos máximos calculados, siete tuvo influencia ciclónica (1673 m³/s, 1344 m³/s, 1153 m³/s, 1286 m³/s, 952 m³/s y 1484 m³/s), y son más elevados que los que no fueron originados por ciclones, de lo que se concluye que son los fenómenos que generan los gastos máximos e inundaciones. Además otro apoyo importante fueron los rasgos geomorfológicos que se identificaron, ya que a partir de estos se pudo observar la extensión de las inundaciones. Los gastos calculados, aplicando la distribución de Gumbel, para los periodos de retorno de dos y cinco años, en la estación hidrométrica Las Gaviotas, no son suficientes para originar una gran inundación en el río Ameca, porque son inferiores (488 m³/s y 869 m³/s) a los que se registraron en los once gastos máximos. Para periodos de retorno de diez años con la distribución de Gumbel y Gumbel 2p, se pueden presentar gastos elevados (1121 m³/s y 1343 m³/s) que generen inundaciones en el área de estudio.

Con base en el análisis geomorfológico e hidrometeorológico, se establece que efectivamente las áreas con mayor nivel de amenaza de inundación se localizan en el curso bajo del río Ameca y en la planicie de inundación. Y a partir de esos análisis se obtuvo el mapa de amenaza de inundación, el cual permitió identificar y conocer aquellas áreas con un nivel de amenaza alto, las cuales son: planicie fluvial del cauce y terrazas acumulativas recientes.

El cambio en la trayectoria del cauce indica la dinámica fluvial y tectónica que ha tenido el río en los últimos 46 años, ya que se ha desplazado lateralmente y ha dejado áreas con cauces abandonados que son utilizados por el crecimiento urbano y la actividad agrícola, por lo tanto estas áreas son potencialmente peligrosas ya que se encuentran dentro de los niveles de amenaza de inundación alto y medio-alto. El índice de sinuosidad en tres sectores (1.08, 1.37 y 1.35) mostró que el río Ameca, se define como sinuoso. Además, tiende a ser un curso meándrico, ya que la sinuosidad ha ido aumentando con el tiempo.

El mapa de amenaza de inundación es una herramienta de aplicabilidad rápida, sobre todo en situaciones críticas. Este documento permite llevar a cabo la toma de decisiones que estén encaminadas a la prevención, protección y evacuación de la población.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahnert, F. (1998). *Introduction to Geomorphology*. Arnold. U. K. 352 p.
- Allan, J.F. (1986). Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 97, pp 473-475.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., y Wopat, M.A. (1991). Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in south-west Mexico an exotic terrane in the making, in Dauphin, J.P., y Bernd, R., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* : American Association of Petroleum Geologist Memoir 47.
- Aparicio, M. F.J. (1992). *Fundamentos de hidrología de superficie*. LIMUSA. México, D.F.
- Álvarez, B.R. (2007). Submarine topography and faulting in Bahía de Banderas, Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 46, núm. 2 pp. 93-116.
- Álvarez, R., López, L.H., y Arzate, J. (2010). Modeling the marine magnetic field of Bahía de Banderas, Mexico, confirms the half-graben structure of the bay. *Tectonophysics* 489, pp 14-28.
- Aragón, G.R. (2005), *Geomorfología fluvial en el curso bajo del río Panuco: Identificación de áreas propensas a inundación*, Tesis de Licenciatura para obtener el título de Licenciado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM, México. 189.
- Arche, A. (1989). Deltas. En: Arche, A (Ed.): *Sedimentología*, vol. 1, Consejo Superior de Investigación Científicas. Madrid, pp. 395-449.
- Arzate, J.A., Álvarez, R., Vsevolod, Y., Pacheco, J., y López, L. H. (2006). Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía de Banderas, México. *Revista Mexicana de ciencias Geológicas*, Vol. 23, núm. 2, pp. 184-198.
- Baker, V.R. (1977). Stream channel response to floods with examples for Central Texas. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, pp. 1057-1071.
- Baker, V.R., y Costa, J.E. (1987). Flood power. En: Mayer, L., y Nash, D. (eds.): *Catastrophic Flooding*. Allen and Unwin. London, pp. 1-24.
- Barry, R.G. (1997). Paleoclimatology, climate system processes and the geomorphic record. Stoddart, D.R. (Ed.): *Process and Form in Geomorphology*. Routledge. London, pp. 187-214.
- Bird, E. (2000). *Coastal Geomorphology. An Introduction*. John Wiley. Chichester, 322 p.

- Böhnel, H.D., Morán-Zenteno, D.J., Schaaf P., Urrutia-Fucugauchi, J. (1992). Paleomagnetism and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California: *Geofísica Internacional*, 31, pp 253-261.
- Blair, T.C. (1987). Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, pp. 1-18.
- Brice, J.C. (1964). Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. United States Geological Survey Professional Paper, 422D.
- Bridge, J.S. (2003). *Rivers and Floodplains. Forms, Processes and Sedimentary Records*. Blackwell. Oxford, 491 p.
- Burton, I., Kates, R.W., y White, G.F. (1978). *The Environmental as Hazard*. Oxford University Press. Cambridge, 231 p.
- Cailleux, A., y Tricart, J. (1956). Le problème de la clasifcation des faits géomorphologiques. *Annales de Géographie*, 65, pp. 65-162.
- Campa, M.F., Coney, P.J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 20, pp. 1040-1051.
- Castillo, M. E. (2006). Delimitación de unidades ambientales biofísicas en el volcán La Malinche con base en el análisis de unidades morfogenéticas. Tesis de Maestría. Posgrado en Geografía, UNAM. México. 154 p.
- CENAPRED, (2000). Centro Nacional de Prevención de Desastres. México. Pagina Web.
- CENAPRED. (2002). Atlas Climatológico de ciclones Tropicales en México. Centro Nacional de Prevención de Desastres. México. 106 p.
- Charlton, Ro. (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge. London. 224 p.
- Chorley, R.J. (1962). *Geomorphology and general systems theory*. United States Geological Survey Professional Paper, 500B, 10 p.
- Chorley, R.J. (1969). The drainage basin as the fundamental geomorphic unit. En: Chorley, R.J. (Ed.): *Introduction to Physical Hydrology*. Methuen. London, pp. 37-59.
- Chorley, R.J., y Kennedy, B.A. (1971). *Physical Geography: A System Approach*. Prentice-Hall. London, 370 p.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., y Sudgen, D. E. (1984). *Geomorphology. Earth Science and the Past*. Methuen. London, 605 p.

- Chow, V.T. (1956). Hydrologic Studies of Floods in the United States. International Association Science Hydrological, 42, pp. 134-170.
- Cooke, R., y Doornkamp, J. (1990). Geomorphology in environmental management. An introduction. Oxford University Press, Oxford. 410 p.
- Coleman, J.M. (1981). Deltas: Processes of Depositions and Models for Exploration Continuing Education Publishing. Minneapolis, 102 p.
- Costa, J.E. (1974). Response and recovery of a Piedmont watershed from tropical storm Agnes, June 1972. Water Resources Research, 10, pp. 106-112.
- Costa, J.E., y Baker, V. (1981). Surficial Geology. Building with the Earth. Wiley. New York, 498 p.
- Cox, N.J. (2007). Kinds and problems of Geomorphological explanation. Geomorphology, 88, pp. 46-56.
- Badilla, E., Van Western, C.J., y Kingma N.C. (2004). Evaluación de la amenaza y causas de inundación en la ciudad de Turrialba, Costa Rica. 17 p.
- BANDAS. (1999). Banco Nacional de Aguas Superficiales. Comisión Nacional del Agua e Instituto Mexicano del Tecnología del Agua. Vol. 1 y 2. México.
- CNA. (2010). Comisión Nacional del Agua. Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional. México y Gerencia de Aguas Superficiales e Ingeniería de Ríos. México.
- CNA. (1998). Cuencas Hidrológicas. Escala 1:250,000. México.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., y Boyd, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology, 62, pp. 1130-1146.
- DeMets, C., y Wilson, D.S. (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American and Cocos Plates since 0.78 Ma. Journal of Geophysical Research 102, pp 2789-2806.
- de Pedraza, G. J. (1996). Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones, Ed. Rueda. Madrid. 414 p.
- Díez-Herrero, A. (2002). Condicionantes geomorfológicas de las avenidas y cálculo de caudales y calados. En: Ayala-Carcedo, F.J., y Olcina, J. (Coord.). Riesgos Naturales, Ariel Ciencia. Barcelona, pp. 921-952.
- Domínguez, R., Fuentes, O., y García, F. (1999). Inundaciones, Serie Fascículos N°. 3, CENAPRED, México.

- El Universal. (2010). Consulta en la página de internet:
<http://www.eluniversal.com.mx/notas/705306.html>. Consultada el día 31 de agosto del 2010.
- ERIC. (2007). Extractor Rápido de Información Climatológica. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. México.
- FAO-UNESCO. (1975). Metodología Provisional para la Evaluación de la Degradación de los Suelos. FAO, Roma.
- Farrel, K.M. (2001). Geomorphology, facies architecture, and high resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology*, 139, pp. 93-150.
- Ferrari, L., y Rosas, E.J., (1994). Structure, Kinematics and Rate of Deformation of the Tepic-Zacoalco rift, Western Mexico, *Eos, Trans., American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, Cal., Eos, nov. 1, v. 75, p. 675.*
- Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas, E.J., Aguirre, D.G.J., y Venegas, S.S. (1997). Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 12, pp 85-130.
- Ferrusquía, V.I., Applegate, P.S., Espinosa, A.L. (1978). Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México. *Revista del Instituto de Geología, UNAM, Vol. 2, num.2, pp. 150-162.*
- Ferrari, L., y Rosas, E.J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico; The Tepic-Zacoalco rift revisited *in* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 334, pp 41-63.*
- Galloway, W.E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional system. En: Broussard, M.L. (Ed.): *Deltas: Models for Exploration. Houston Geological Society. Houston, pp. 87-98.*
- García, E. (1988). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, México, *Offset Larios, 217 p.*
- García Arizaga, M.T. y Lugo Hubp, J. (2005). El relieve Mexicano en mapas topográficos. Instituto de Geografía. UNAM. 148 p.
- Gastil, G.D., Krummenacher, M. A., y Jensky, H. (1978). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Geological Society of North America, Map and Chart Series MC-24, pp 1-8.

- Golden Software. (2009). Surfer versión 9. Colorado.
- Gutiérrez, E. M. (2008). Geomorfología. Universidad de Zaragoza. 897 p.
- Greeley, R. (1985). Planetary Landscapes. Allen and Unwin. London, 265 p.
- Gregory, K.J., y Walling, D.E. (1973). Drainage Basin Forma and Process. Arnold. London, 456 p.
- Hart, M. G. (1986). Geomorphology Pure and Applied. Allen and Unwin. London, 228 p.
- Hoffmann, G., y Schulz, H.D. (1987). Holocene stratigraphy and changing coastlines at the Mediterranean coast of Andalucía. En: Zazo, C. (Ed.): Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain. Trabajos Neógeno-Cuaternario. Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C. Madrid, 10, pp. 153-158.
- Horton, R.E. (1932). Drainage basin characteristics. Transactions American Geophysical Union, 13, pp. 350-361.
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America, 56, pp. 275-370.
- Huggett, R.J. (2003). Fundamentals of Geomorphology. Routledge. London, 386 p.
- IDEAM, (2007). Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Colombia. Página Web.
- INEGI. (1974). Carta Geológica. San Juan de Abajo F13C-59. Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1974). Carta Edafológica. San Juan de Abajo F13C-59. Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1974). Carta Edafológica. Puerto Vallarta F13C-69. Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1977). Carta Topográfica. Puerto Vallarta F13-11. Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1980). Carta Geológica. Puerto Vallarta F13C-69. Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1980). Carta Uso de Suelo y Vegetación. Puerto Vallarta F13-11. Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.

- INEGI. (1981). Carta Hidrológica de Aguas Superficiales. Puerto Vallarta F13-11. Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1988). Carta Geológica. Puerto Vallarta F13-11. Escala 1:250,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1995). Ortofotografía. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1996). Ortofotografía. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (1999). Carta Topográfica. Puerto Vallarta F13C-69. Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (2000). Carta Topográfica. San Juan de Abajo F13C-59. Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (2004). Guía para la Interpretación de Cartografía. Edafología. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, 27 p.
- INEGI. (2005). Guía para la Interpretación de Cartografía. Uso de Suelo y Vegetación. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, 89 p.
- INEGI. (2005). Guía para la Interpretación de Cartografía. Climatológica. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México, 43 p.
- INEGI. (2005). II Censo de Población y Vivienda. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Gobierno del Estado de Jalisco. México.
- INFDM. (2005). Enciclopedia de los Municipios de México. Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal. Gobierno del Estado de Jalisco. México.
- INFDM. (2009). Enciclopedia de los Municipios de México. Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal. Gobierno del Estado de Nayarit. México.
- ITC. (2005). ILWIS 3.3 Academic. User's guide. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. Enschede. 530 pp.
- Jackson, N.L. (2004). Estuary. En: Goudie, A.S. (Ed.): Encyclopedia of Geomorphology Routledge. London, pp. 341-344.
- Jones, D.K.C. (1980). British applied geomorphology: an appraisal. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband, 36, pp. 48-73.
- Kingma, N. C. (1990). Natural Hazard. Geomorphological Aspects of Flood hazard. ITC, Enschede, The Netherlands.

- Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmermann, R., Negendank, J.F.W., y Tobschall, H.J. (1988). Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: *Geofísica Internacional (Mexico)*, Vol. 27, no. 4, pp 519-542.
- Köppen, W. (1936). *Das Geographische System der Klimate en Handbuch der Klimatologie*, dirigido por R. GEIGER. Berlín, Borntraeger, t. I, fascículo C, 44 p.
- Kostoglodov, V., y Bandy, W.L. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp 17977-17989.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Form and Processes. A new Perspective*. Arnold. London, 338 p.
- Knox, J.C (1993). Large increases in flood magnitude is response to modest changes in climate. *Nature*, 361, pp. 430-432.
- Kondolf, G.M., y Piegay, H. (2003). Tools in Fluvial Geomorphology: Problem Statement and Recent Practice. In: Kondolf, G.M., Piegay, H. (Eds.), *Tools In Fluvial Geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 3–22.
- Leopold, L.B., y Wolman, M.G. (1957). River channel patterns: braided, meandering and straight. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282-B.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., y Miller, J. P. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman. San Francisco, 522 p.
- Lillesand, T., Kiefer, R. y Chipman, J.W. (2004). *Remote sensing and image interpretation*. Wiley. N.Y. pp. 491-735.
- Linsley, R. K., Kohler, L.A., y Paulhus, J.L.H. (1975). *Hydrology for Engineers*. Mc-Graw Hill. New York, 482 p.
- Linton, D.L. (1964). The origin of Pennine tors-an essay in analysis. *Zeitschrift for Geomorphologie*, 8, pp. 5-24.
- Lira, J. (2002). *Introducción al tratamiento digital de imágenes*. IPN, UNAM, FCE. 447 pp.
- López-Blanco, y Villers-Ruiz. (1998). Delimitación de unidades ambientales biofísicas aplicando un enfoque geomorfológico y SIG para el ordenamiento territorial de Los Cabos, Baja California Sur. *Geografía y Desarrollo* núm. 16. P 85-99 INEGI, Colegio Mexicano de Geografía A. C. México.
- Lugo H., J. (1988). *Elementos de geomorfología aplicada: Métodos cartográficos*. Instituto de Geografía. UNAM. México. 109 p.

- Lugo, H. J. (1989). Diccionario geomorfológico. UNAM. México. 337 p.
- Lugo, H.J. (1990). El Relieve de la Republica Mexicana. Revista del Instituto de Geología. Vol. 9, num. 1. UNAM. México. D.F. pp. 82-11.
- Lugo, H. J. (1991). Elementos de geomorfología aplicada: Métodos cartográficos. Instituto de Geografía. UNAM. México. 109 p.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., y Carmichael, I.S.E. (1985). Active rifting in southwestern Mexico-manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, Vol. 13, pp 54-57.
- Lyle, M., y Ness, G.E. (1991). The opening of the southern Gulf of California, *in* Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 403-423.*
- McGuire, B., Burton, P., Kilburn, C., y Willets, D. (2004). *World Atlas of Natural Hazard*, Arnold. London. 120 p.
- Meijerink Allard, M.J. (1988). Data Adquisition and Data Capture Trough Terrain Mapping Units. *ITC Journal*, Enschede. Num 1, pp. 23-44.
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary-facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer. Berlin, 582 p.
- Miall, A.D. (1977). A review of braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, pp. 1-62.
- Michaud, F., Gasse, F., Bourgois, J., y Quintero, O. (2000). Tectonics controls on lake distribution in the Jalisco Block area (western Mexico) from Pliocene to Present en Delgado, G.H., Aguirre, D.G.J., Stock, J.M. (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America, Special paper, 334, pp 99-110.*
- Montes C.P., (2005). Mapeo morfogenético y morfodinámico del área de Tepelmeme, Oaxaca. Tesis de Licenciatura, Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. 138 p.
- Montes, C. P. (2009). Inventario de erosión acelerada de suelos en la Mixteca Alta de Oaxaca. Tesis de Maestría. Posgrado en Geografía, UNAM. México. 141 p.
- Monsalve, S.G. (1999). *Hidrología en la ingeniería*. Alfaomega Grupo Editor. México D.F. 359 p.

- Morán, Z.D.J. (1984). Geología de la República Mexicana, 2ª Edición, México, D.F, SPP, INEGI-UNAM. 88 p.
- Morgan, R.P.C. (1994). Soil erosion & conservation. Longman. U.K. 198 p.
- Morisawa, M. (1985). Rivers. (Form and process). Longman. London 222 p.
- OEA, (1993). Manual sobre el manejo de Peligros Naturales en la Planificación para el Desarrollo Regional Integrado. Departamento de Desarrollo Regional y Medio Ambiente. Organización de Estados Americanos. Washington, D.C.
- Ollero, A. (1996). El Curso Medio del Ebro. Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 4. Zaragoza, 311 p.
- Ortiz Pérez, M. A (1979). Fotointerpretación geomorfológica del curso bajo del río Grande de Santiago, Nayarit. Boletín del Instituto de Geografía No. 9, UNAM, México. pp. 65-92.
- Ortiz, M., Oropeza, O., Palacio, A., y D'Luna, A. (1992). Zonas susceptibles a desastres por fenómenos naturales. Inundaciones, Hoja, V. 2.9, Atlas Nacional de México, Instituto de Geografía, UNAM.
- Oropeza, O., Enríquez, C., y Preciado, J.C. (2007). Las Inundaciones en México. Nuevo Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, UNAM.
- Palacio-Prieto, J.L., López-Blanco, J., y Ortiz-Pérez, M.A. (1991). Evaluación geomorfológica estructural a través de modelos sombreados y pares estereoscópicos generado a partir de Modelos digitales del Terreno. Investigaciones Geográficas, numero 23. Instituto de Geografía. UNAM. México D.F. pp. 89-101.
- Park, C.C. (1981). Man, river system and environments impacts. Progress in Physical Geography, 5, pp. 1-31.
- Patton, P.C. (1988). Drainage basin morphometry and floods. En: Flood Geomorphology. Wiley. New York, pp. 51-64.
- Peña, J.L. (1997). Los mapas geomorfológicos: características y tipos. En: Peña, J.L. (Ed.): Cartografía Geomorfológica Básica y aplicada. Geoforma Ediciones. Logroño, pp. 13-24.
- Piégay, H., y Schumm, S.A. (2003). Systems approaches in fluvial geomorphology. En: Kondolf, G.M., y Piégay, H. (Eds.): Tols in Fluvial Geomorphology. Wiley. Chichester, pp. 105-134.
- Piotrowsky, M.V., Simonov, Y.C., Aristarkhova, L.B. (1972). Detailed geomorphological mapping in mapping prospecting. En: Demek, J. (Ed.): Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Czechoslovak Academy of Sciences. Akademia. Praga, pp. 267-277.

- Reineck, H.E., y Singh, I.B. (1975). *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. Springer. Berlin, 439 p.
- Richards, K. S. (1987). Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 11, pp. 432-457.
- Riggs, H. C. (1985). *Streamflow Characteristics*. Elsevier. New York.
- Rodda, J.C. (1969). The flood hydrograph. En: Chorley, R. J. (Ed.): *Water, Earth and Man*. Methuen. London, pp. 405-418.
- Romo, M. de Lourdes y Ortiz Pérez, M. A (2001). Riesgo de inundación en la llanura fluvial del curso bajo del río San Pedro, Nayarit. *Boletín del Instituto de Geografía No. 45*, UNAM. México, D.F. pp. 7-23.
- Rosas, E.J., Ferrari, L., Garduño, M. V.H., y Urrutia, F.J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico: *Geology*, Vol. 24, núm. 10, pp 921-924.
- Rosas, E. J., y Urrutia, F. (1998). Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico, *International Geology Review*, Vol. 40, pp 350-362.
- Ruiz, U.M. (2002). Programa de automatización de los métodos estadísticos en hidrología. Facultad de Ingeniería. UNAM. México.
- Rutz, L.M., y Núñez, C.F.J. (2004). Sismotectónica del norte y oeste del bloque de Jalisco usando datos sísmicos regionales. Centro de Sismología y Volcanología de occidente, Universidad de Guadalajara, México. *GEOS*, Vol. 24, núm. 1, pp 2-13.
- Salazar-Mandujano, S. (1984). Geología Petrolera de la Cuenca Colima-Jalisco: *Sociedad Geológica Mexicana. Convención Geológica Nacional*, 8, México, D.F., Resúmenes, p. 108-109.
- SARH. (1981). *Plan Nacional Hidráulico 1981*. Comisión del Plan Nacional Hidráulico. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. México.
- Schumm, S.A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers of the Great Plains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 74, pp. 1089-1100.
- Schumm, S.A. (1977). *The fluvial System*. Wiley. New York, 338 p.
- Schumm, S.A. (1985). Explanation and extrapolation in geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 6, pp. 1-18.
- Schumm, S.A. (1991). *To Interpret the Earth: Ten Ways to be Wrong*. Cambridge University Press. Cambridge, 133 p.

- Schumm, S.A. (2005). *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press. Cambridge, 220 p.
- SDN. (1962). *Fotografías Aéreas*. Escala 1:75,000. Secretaria de la Defensa Nacional. México.
- SGM (1999). *Carta Geológica Minera*. Puerto Vallarta F13-11. Escala 1:250,000. Servicio Geológico Mexicano. México.
- Smith, K., y Ward, R. (1998). *Floods: Physical Processes and Human Impacts*. Wiley. Chichester, 382 p.
- SRH (1970). *Boletín Hidrológico*. Secretaría de Recursos Hidráulicos. D.F. México.
- Summerfield, M.A. (1991). *Global Geomorphology*. Longman. Exxex, 537 p.
- St-Onge, D.A. (1968). Geomorphologic maps. En: Fairbridge, R.W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold. New York, pp. 388- 403.
- Strahler, A.N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, pp. 571-596.
- Strahler, A. N y Strahler, A. H. (1989). *Geografía física*. Omega. Caps 12, 13, inicio 17.
- Tapia-Varela, G., y López-Blanco, J. (2002). Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México a escala 1.100,000. *Rev. Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 19, núm. 1., pp. 50-65.UNAM.
- Thomas, D.S.G., y Goudie, A. (2000). *The Dictionary of Physical Geography*, 3rd edn. Blackwell, Oxford.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G., Gregory, K.J. (2008). *Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods*. Elsevier. *Geomorphology*, 98, pp. 2-12.
- Tricart, J. (1962). *La Epidermis de la Tierra*. Masson. Paris, 197 p.
- Tricart, J. (1965). *Principes et Méthodes de la Geomorphologie*. Masson, Paris, 496 p.
- Tricart, J., y Demek, J. (1972). Concept and content of applied and special detailed geomorphological maps. En: Demek, J. (Ed.): *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Akademia. Praga, pp. 261-267.
- UNEP. (1991). *Enviromental Data Report, 1991/1992*. United Nations Enviroments. Programm. Blackwell. Oxford. 363 p.
- USGS (1990). *Imagen Landsat ETM+*. U.S. Geological Survey.
- USGS. (1999). *Imagen Landsat ETM+*. U.S. Geological Survey.

- USGS. (2007). Imagen Landsat ETM+. U.S. Geological Survey.
- Valenzuela, C., Baumgardner, M., 1990. Selection of appropriate cell sizes for thematic maps. *ITC Journal* 3, 219–224.
- van Zuidam y Cancelado. (1985). *Aerial Photo-interpretation in Terrain Analysis and Geomorphological Mapping*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC). Smits Publishers. The Netherlands.
- van Zuidam, R. (1985/1986). *Aerial photo-interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic Mapping*. Smits Publishers. The Hague. 442 pp.
- Verstappen, H. Th. (1983). *Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Enviromental Development*. Elsevier. Amsterdam. 437 p.
- Verstappen, H Th., and van Zuidam, R. (1991). *El Sistema ITC para Levantamientos Geomorfológicos*. ITC. ITC, publication number 10. Enschede. 87 pp.
- Wohl, E.E. (2000). Geomorphic effects of flood. En: Wohl, E.E. (Ed.): *Inland Flood Geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge, pp. 167-193.
- Wohl, E.E. (2004). Flood. En: Goudie, A.S. (ed.): *Encyclopedia of Geomorphologic*. Routledge. London, pp. 378-380.
- Wolman, M.G., y Gerson, R. (1978). Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes*, 3, pp. 189-208.
- Wright, L.D. (1985). River deltas. En: Davis, R.A. (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London, pp. 862-866.
- Zárate, V.P.F., Bernd, R.T.S. (2005). La generación del petróleo hidrotermal en sedimentos del lago de Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citla en el estado de Jalisco, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 22, núm., 003. Universidad Nacional Autónoma de México. Querétaro, pp. 358-370.
- Zavala Cruz, Joel (1985), *Geomorfología fluvial del curso bajo del río Verde, Oaxaca*, Tesis de Licenciatura para obtener el título de Licenciado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM, México. 138
- Zavoianu, I. (1985). *Morphometry of Drainage Basin*. Elsevier. Amsterdam, 238 p.

ANEXO A

En esta sección del trabajo se define, desarrolla y se dan los resultados de los métodos estadísticos y del cálculo de diseño de la estación hidrométrica Las Gaviotas II. La definición de los métodos estadísticos ha sido tomada de Ruiz (2002). Los gastos anuales tomados para los análisis estadísticos corresponden a los gastos máximos anuales de la estación.

I. Distribución General de Valores Extremos (Gumbel)

Supóngase que se tienen N muestras, cada una de las cuales contiene n eventos. Si se selecciona el máximo x de los n eventos de cada muestra, es posible demostrar que, a medida que n aumenta, la función de distribución de probabilidad de x tiende a:

$$F(x) = \int_0^x e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}} dx$$

La función de densidad de probabilidad es entonces:

$$f(x) = \alpha e^{-\alpha(x-\beta)} e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}}$$

donde α y β son los parámetros de escala y forma de la función, y se estiman por el método de momentos como $\alpha = 0.78 s$ y $\beta = x - 0.5772 \alpha$, donde x representa la media de la muestra y se valúa con la siguiente ecuación:

$$\hat{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n}$$

y s es la desviación estándar que se calculará con la siguiente ecuación:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x})^2}{n-1}}$$

Despejando “x” de la primera ecuación, la ecuación para determinar los gastos a través de la distribución Gumbel es:

$$x = Q_{calc} = \beta - \alpha \left[\ln \left(\ln \frac{T}{T-1} \right) \right]$$

I.1 Desarrollo de la distribución general de valores extremos (Gumbel) en la estación hidrométrica Las Gaviotas II.

Año	Gasto	Gasto Ord.	No. Orden	T	Xi	Q Calc.	Error ^ 2
1949	220	220	1	55	-3.998173	1708.907	2216845
1951	809.3999	1673.4	2	27.5	-3.295723	1472.886	40205.91
1952	239.5	1484	3	18.33333	-2.880807	1333.475	22657.67
1953	103.9999	1390	4	13.75	-2.583523	1233.588	24464.58
1954	795.2	1344.6	5	11	-2.350619	1155.333	35821.9
1955	1390	1286.667	6	9.166667	-2.158373	1090.739	38387.69
1956	565	1274.2	7	7.857143	-1.994129	1035.554	56952.11
1957	492.5	1183	8	6.875	-1.850328	987.2368	38323.22
1958	1183	1153.2	9	6.111111	-1.722093	944.1501	43701.87
1959	1274.2	1113.88	10	5.5	-1.60609	905.1734	43558.43
1960	1673.4	952.143	11	5	-1.49994	869.5073	6828.664
1961	427	866	12	4.583333	-1.401883	836.5603	866.6933
1962	1344.6	809.3999	13	4.230769	-1.31058	805.8828	12.36986
1963	473.5	795.2	14	3.928571	-1.224988	777.1242	326.735
1964	463	771.92	15	3.666667	-1.144278	750.0057	480.2354
1965	1153.2	764	16	3.4375	-1.067778	724.3019	1575.941
1966	634.4	751.2	17	3.235294	-0.994936	699.8272	2639.163
1967	1286.667	733.6363	18	3.055556	-0.925293	676.4272	3272.876
1968	952.143	663.3333	19	2.894737	-0.85846	653.9715	87.64251
1969	751.2	634.4	20	2.75	-0.794106	632.3488	4.207623
1971	1484	620.8	21	2.619048	-0.731945	611.4627	87.18425
1972	382.1	565	22	2.5	-0.671727	591.2297	687.9969

1973	771.92	557.644	23	2.391304	-0.613233	571.5757	194.0926
1974	866	552.7388	24	2.291667	-0.556266	552.4351	0.092259
1975	620.8	546	25	2.2	-0.500651	533.7486	150.0957
1976	546	536.2499	26	2.115385	-0.446229	515.4628	432.1026
1977	400	504	27	2.037037	-0.392852	497.5284	41.88214
1978	557.644	492.5	28	1.964286	-0.340385	479.8996	158.7703
1979	504	491.375	29	1.896552	-0.2887	462.5337	831.8219
1980	764	475.4	30	1.833333	-0.237677	445.3899	900.6047
1981	733.6363	473.5	31	1.774194	-0.187198	428.4292	2031.378
1982	552.7388	463	32	1.71875	-0.137151	411.6133	2640.594
1983	491.375	462.4999	33	1.666667	-0.087422	394.9045	4569.141
1984	536.2499	453.1	34	1.617647	-0.037898	378.2648	5600.305
1985	475.4	427	35	1.571429	0.0115341	361.6556	4269.891
1986	400	400	36	1.527778	0.0609956	345.0367	3020.967
1987	68.62	400	37	1.486486	0.110612	328.3657	5131.476
1989	462.4999	382.1	38	1.447368	0.1605188	311.5971	4970.658
1990	179	254.174	39	1.410256	0.210864	294.6812	1640.836
1991	453.1	239.5	40	1.375	0.2618126	277.5626	1448.765
1992	663.3333	200.527	41	1.341463	0.3135514	260.1785	3558.302
1993	65.09	179	42	1.309524	0.3662972	242.4561	4026.672
1994	92.6	148.312	43	1.27907	0.4203055	224.3094	5775.606
1995	26.636	103.9999	44	1.25	0.475885	205.6348	10329.66
1996	254.174	92.6	45	1.222222	0.5334174	186.3041	8780.456
1997	42.587	68.62	46	1.195652	0.5933868	166.1545	9512.975
1998	200.527	65.09	47	1.170213	0.656427	144.9731	6381.317
1999	148.312	48.445	48	1.145833	0.7233965	122.4715	5479.928
2000	1113.88	42.587	49	1.122449	0.7955114	98.24112	3097.381
2001	48.445	37.506	50	1.1	0.8745914	71.67043	1167.209
2002	37.506	26.636	51	1.078431	0.9635707	41.77358	229.1465
2003	16.115	16.115	52	1.057692	1.0677134	6.78189	87.10694
2004	11.164	11.164	53	1.037736	1.198212	0	124.6349
2005	9.955	9.955	54	1.018519	1.388126	0	99.10203

I.2 Resultados de la distribución general de valores extremos (Gumbel) en la estación hidrométrica las Gaviotas II.

MEDIA DE Q:	559.469
DESV. EST.	430.766
ALFA	335.998
BETA	365.531
SUMA DE ERROR	1635.381

EVENTOS DE DISEÑO	
DIST. GUMBEL	
T (años)	Q (m3/s)
2.00	488.68
5.00	869.51
10.00	1121.65
20.00	1363.51
50.00	1676.57
100.00	1911.17
500.00	2453.29
1000.00	2686.35
5000.00	3227.25
10000.00	3460.17

II. Distribución Gumbel de dos poblaciones (Gumbel 2p)

En muchos lugares, los gastos máximos anuales pertenecen a dos poblaciones diferentes, la primera es la de los gastos producidos por precipitaciones relacionadas con los fenómenos meteorológicos dominantes en el área de estudio, y la segunda es la de los gastos producidos por precipitaciones ciclónicas, normalmente mayores que los primeros.

Se ha demostrado que, en estos casos, la función de distribución de probabilidad se puede expresar como:

$$F(x) = F_1(x)[p + (1-p)F_2(x)]$$

donde $F_1(x)$ y $F_2(x)$ son, respectivamente, las funciones de distribución de probabilidad de los gastos máximos anuales producidos por tormentas ciclónicas y de los producidos por ellas, y p es la probabilidad de que en un año cualquiera el gasto máximo no sea producido por una tormenta ciclónica. El número de parámetros de la función anterior es:

$$n = n_1 + n_2 + 1$$

donde n_1 = numero de parámetros de $F_1(x)$, n_2 = numero de parámetros de $F_2(x)$ y el parámetro restante es p , el valor de p será entonces:

$$p = \frac{N_n}{N_T}$$

donde N_n es el número de años de registro en que el gasto máximo no se produce por una tormenta ciclónica y N_T es el número total de años de registro.

$F_1(x)$ y $F_2(x)$ son del tipo Gumbel, por lo que la función de probabilidad queda:

$$F(x) = e^{-e^{-\alpha_1(x-\beta_1)}} \left[p + (p-1)e^{-e^{-\alpha_2(x-\beta_2)}} \right]$$

donde α_1 y β_1 son los parámetros correspondientes a la población no ciclónica y α_2 y β_2 corresponden a la ciclónica. La estimación de parámetros α_1 , β_1 , α_2 , β_2 , por momentos se calculan con el mismo criterio de la distribución de Gumbel de 1 población.

En este caso no es posible determinar una ecuación para el cálculo de gastos máximos debido a que la función de la distribución de probabilidad de Gumbel de dos poblaciones es implícita, eso implica que la solución de dicha ecuación debe realizarse a través de algún método para determinar raíces en una función.

II.1 Desarrollo de la distribución Gumbel de dos poblaciones (Gumbel 2p) en la estación hidrométrica Las Gaviotas II.

Año	Gasto	Gasto Ord.	No. Orden	T	F(Q)	F1(Q)	F2(Q)	F(Q) Calc.	Q Calc.	Error ^ 2
1949	220	220	1	55	0.9818182	0.9992508	0.9128598	-0.000305	1888.89257	2785202.408
1951	809.3999	1673.4	2	27.5	0.9636364	0.9979225	0.8287354	-0.000529	1677.52845	17.04408286
1952	239.5	1484	3	18.333	0.9454545	0.9961954	0.7493476	-0.000124	1552.03599	4628.896187
1953	103.9999	1390	4	13.75	0.9272727	0.993876	0.6672493	-0.000764	1453.21092	3995.620306
1954	795.2	1344.6	5	11	0.9090909	0.9911778	0.5918566	-0.00032	1377.32355	1070.830534
1955	1390	1286.667	6	9.1667	0.8909091	0.9878548	0.517597	-0.000128	1310.77051	580.979008
1956	565	1274.2	7	7.8571	0.8727273	0.983806	0.4454822	-4.94E-05	1250.75975	549.4454965

1957	492.5	1183	8	6.875	0.8545455	0.978598	0.3726838	-0.000999	1192.46102	89.51097279
1958	1183	1153.2	9	6.1111	0.8363636	0.9727063	0.3087987	-0.000615	1141.47461	137.4847761
1959	1274.2	1113.88	10	5.5	0.8181818	0.9655053	0.2489031	-0.0004	1092.21516	469.3651748
1960	1673.4	952.143	11	5	0.8	0.9567305	0.1943423	-0.000284	1044.33593	8499.536246
1961	427	866	12	4.5833	0.7818182	0.9460669	0.1462647	-0.000281	997.559769	17307.97276
1962	1344.6	809.3999	13	4.2308	0.7636364	0.9333339	0.1059934	-0.000274	952.27393	20412.98859
1963	473.5	795.2	14	3.9286	0.7454545	0.9184543	0.0740332	-0.000242	908.905529	12928.94723
1964	463	771.92	15	3.6667	0.7272727	0.9015413	0.0500669	-0.000184	867.976571	9226.864872
1965	1153.2	764	16	3.4375	0.7090909	0.8828803	0.0330142	-0.000119	829.905922	4343.590505
1966	634.4	751.2	17	3.2353	0.6909091	0.8628499	0.02139	-6.53E-05	794.885156	1908.392873
1967	1286.667	733.6363	18	3.0556	0.6727273	0.8407403	0.0133982	-0.000954	761.314466	766.0808956
1968	952.143	663.3333	19	2.8947	0.6545455	0.8195278	0.008621	-0.000519	732.853216	4833.018773
1969	751.2	634.4	20	2.75	0.6363636	0.797723	0.0055096	-0.000244	706.53644	5203.665999
1971	1484	620.8	21	2.619	0.6181818	0.7755108	0.0035046	-9.18E-05	682.150346	3763.864936
1972	382.1	565	22	2.5	0.6	0.7530329	0.0022216	-2.19E-05	659.47702	8925.907298
1973	771.92	557.644	23	2.3913	0.5818182	0.7299712	0.0013922	-0.000338	637.927136	6445.381946
1974	866	552.7388	24	2.2917	0.5636364	0.7085383	0.0009009	0.0007001	619.191364	4415.943279
1975	620.8	546	25	2.2	0.5454545	0.6848745	0.0005558	-1.4E-05	599.717819	2885.604047
1976	546	536.2499	26	2.1154	0.5272727	0.6620681	0.0003477	-2.34E-05	581.969908	2090.319162
1977	400	504	27	2.037	0.5090909	0.6392526	0.0002165	-2.82E-05	565.066607	3729.130512
1978	557.644	492.5	28	1.9643	0.4909091	0.6164341	0.0001339	-2.81E-05	548.890932	3179.937164
1979	504	491.375	29	1.8966	0.4727273	0.5936146	8.23E-05	-2.42E-05	533.341663	1761.200805
1980	764	475.4	30	1.8333	0.4545455	0.570794	5.014E-05	-1.85E-05	518.331052	1843.075216
1981	733.6363	473.5	31	1.7742	0.4363636	0.5479715	3.026E-05	-1.26E-05	503.782575	917.0343407
1982	552.7388	463	32	1.7188	0.4181818	0.5261076	1.846E-05	0.0007577	490.217484	740.791462
1983	491.375	462.4999	33	1.6667	0.4	0.502953	1.08E-05	0.0005007	476.189258	187.398515
1984	536.2499	453.1	34	1.6176	0.3818182	0.4798602	6.242E-06	0.0002933	462.488337	88.14086761
1985	475.4	427	35	1.5714	0.3636364	0.4568401	3.555E-06	0.0001441	449.066125	486.9138937
1986	400	400	36	1.5278	0.3454545	0.4338923	1.992E-06	5.246E-05	435.870946	1286.724781
1987	68.62	400	37	1.4865	0.3272727	0.4110059	1.095E-06	9.811E-06	422.847747	522.0195451
1989	462.4999	382.1	38	1.4474	0.3090909	0.3874019	5.773E-07	-0.000604	409.51	751.3081
1990	179	254.174	39	1.4103	0.2909091	0.3653288	3.093E-07	8.702E-07	397.078148	20421.59544
1991	453.1	239.5	40	1.375	0.2727273	0.3424771	1.575E-07	-1.4E-05	384.20154	20938.53556
1992	663.3333	200.527	41	1.3415	0.2545455	0.3195701	7.742E-08	-7.29E-05	371.235637	29141.43878
1993	65.09	179	42	1.3095	0.2363636	0.2965739	3.649E-08	-0.000203	358.102726	32077.7864
1994	92.6	148.312	43	1.2791	0.2181818	0.2734611	1.636E-08	-0.000426	344.719213	38575.79343
1995	26.636	103.9999	44	1.25	0.2	0.2502174	6.912E-09	-0.000753	330.995179	51526.8569
1996	254.174	92.6	45	1.2222	0.1818182	0.2283548	2.895E-09	1.992E-05	317.759348	50696.73187
1997	42.587	68.62	46	1.1957	0.1636364	0.2055429	1.084E-09	3.667E-05	303.5022	55169.64764
1998	200.527	65.09	47	1.1702	0.1454545	0.182705	3.692E-10	3.278E-05	288.630619	49970.40848
1999	148.312	48.445	48	1.1458	0.1272727	0.1598556	1.117E-10	1.971E-05	272.960948	50407.41074
2000	1113.88	42.587	49	1.1224	0.1090909	0.1363346	2.776E-11	-0.000528	255.72044	45425.86312
2001	48.445	37.506	50	1.1	0.0909091	0.1139727	6.02E-12	-0.000153	237.889852	40153.68829
2002	37.506	26.636	51	1.0784	0.0727273	0.0909352	9.23E-13	-0.000316	217.403241	36392.14013
2003	16.115	16.115	52	1.0577	0.0545455	0.0683047	9.216E-14	-0.000155	194.050991	31661.2169
2004	11.164	11.164	53	1.0377	0.0363636	0.0457819	4.132E-15	9.228E-05	165.271258	23749.04704
2005	9.955	9.955	54	1.0185	0.0181818	0.0219207	1.82E-17	-0.000726	120.918847	12312.97538

II.2 Resultados de la distribución Gumbel dos poblaciones (Gumbel 2p) en la estación hidrométrica las Gaviotas II.

Pobl. ciclónica	11
Pobl. No ciclónica	43
P inicial	0.8
P ajustada	0.7962963
SUMA DE ERROR	1874.7838

Promedio	Desv. est.	Alfa	Beta
1188.6	374.84665	0.0034202	1188.6426
398.52	265.52429	0.0048284	398.51414

EVENTOS DE DISEÑO					
DIST. DOBLEGUMBEL					
T (años)	F(Q)	F1(Q)	F2(Q)	F (Q) Calc.	Q calc. (m3/s)
2	0.50	0.62784355	0.00017042	-2.87104E-05	556.89
5	0.80	0.95673045	0.19434232	-0.000283801	1044.34
10	0.90	0.98959987	0.55451396	-0.000203499	1343.08
20	0.95	0.99667281	0.76923178	-0.00017913	1579.86
50	0.98	0.99914556	0.90477224	-0.000236116	1861.66
100	0.99	0.99964751	0.94796523	-0.000948428	2045.10
500	1.00	0.99996082	0.988793	-0.000321994	2500.14
1000	1.00	0.99997813	0.99257043	-0.000535266	2620.89
5000	1.00	0.99998812	0.99517042	-0.000795675	2747.20
10000	1.00	0.99998912	0.99546198	-0.000835284	2765.45

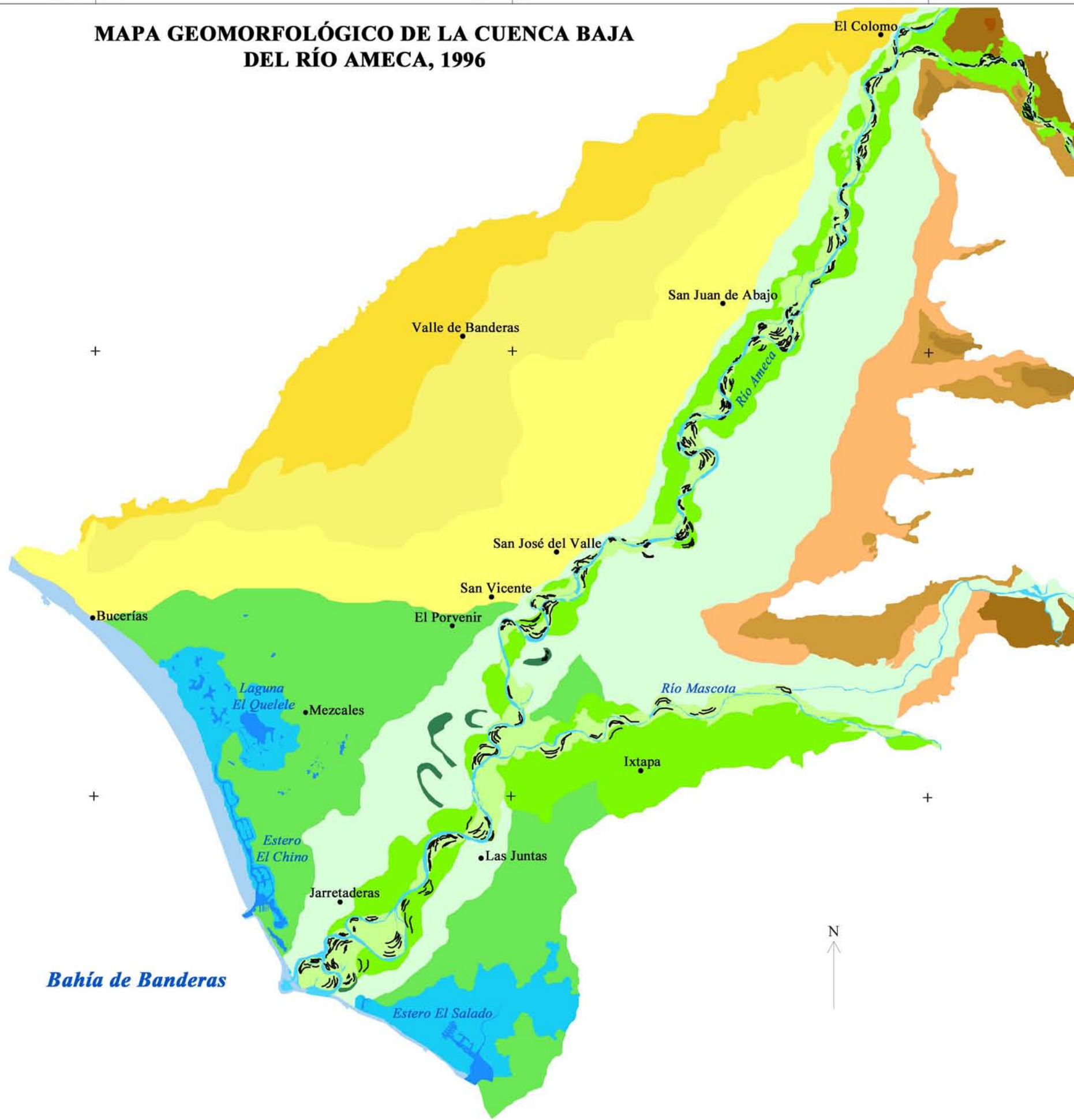
ANEXO B

105°19'30"

105°14'00"

105°08'30"

MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA BAJA DEL RÍO AMECA, 1996



Unidades geomorfológicas

I. RELIEVE ENDÓGENO

I.1 Volcánico modelado

- Lomeríos de toba riolítica-riolita del Mioceno-Plioceno
- Superficie cumbral de lomerío de toba riolítica-riolita del Mioceno-Plioceno

II. RELIEVE EXÓGENO

II.1 Acumulativo aluvial

- Planicie de inundación
- Planicie fluvial de cauce
- Meandros abandonados
- Terrazas acumulativas recientes
- Terrazas cumulativas antiguas
- Piedemonte medio

II.2 Acumulativo marino-fluvial

- Planicie costera
- Planicie costera-lagunar
- Planicie fluviodeltaica

II.3 Acumulativo coluvial-aluvial

- Piedemonte superior
- Piedemonte no diferenciado
- Piedemonte inferior

II.4 Acumulativo proluvial

- Lomeríos de conglomerado polimíctico del Terciario-Mioceno
- Superficie cumbral de lomerío de conglomerado polimíctico del Terciario-Mioceno

Símbolos complementarios

- Rasgos fluviales
- Principales localidades



Elaboró: Daniela Romero Rico

105°19'30"

105°14'00"

105°08'30"

20°48'30"

20°48'30"

20°43'00"

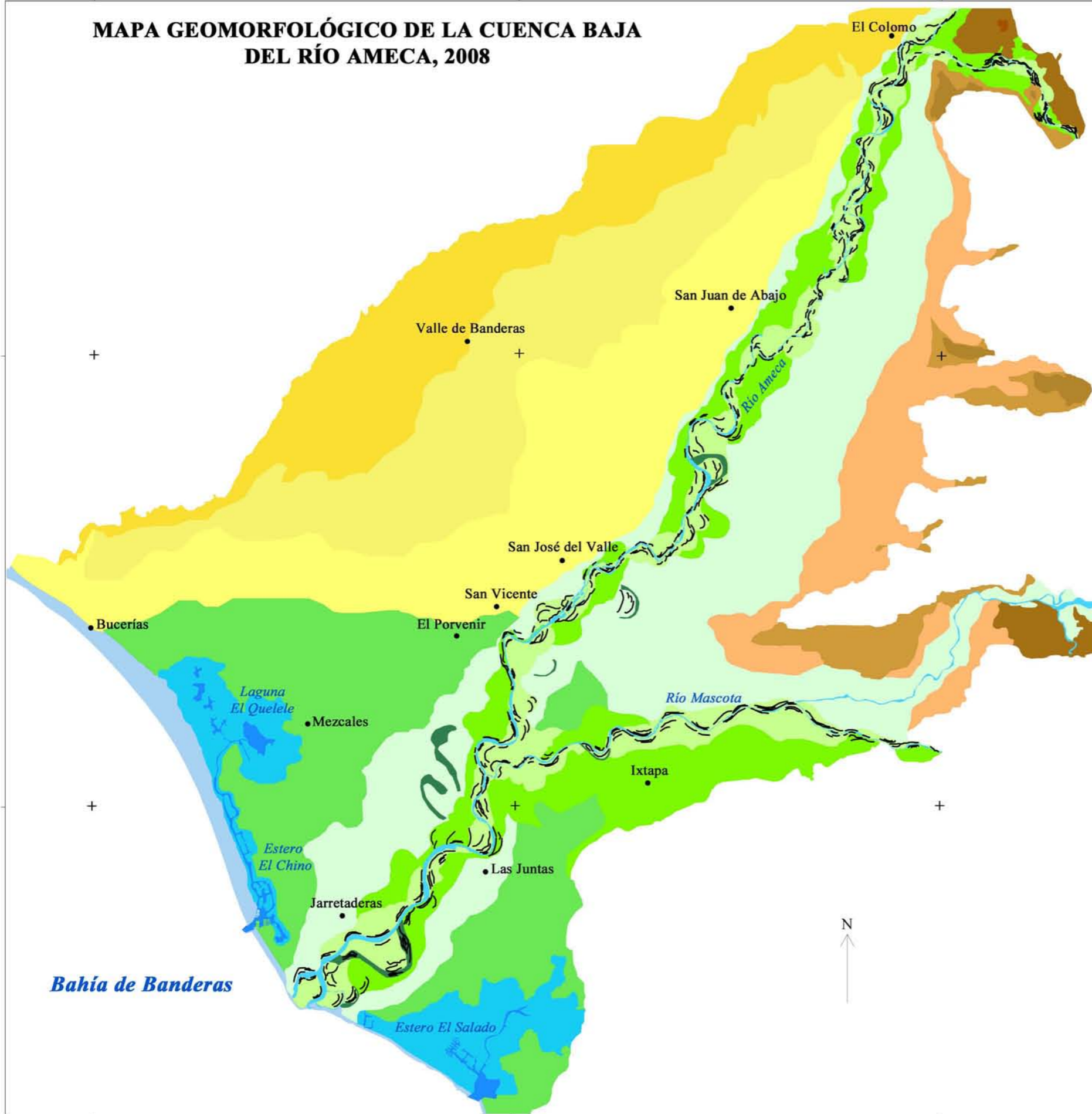
20°43'00"

105°19'30"

105°14'00"

105°08'30"



MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA CUENCA BAJA DEL RÍO AMECA, 2008



Unidades geomorfológicas







I. RELIEVE ENDÓGENO

I.1 Volcánico modelado




-  Lomeríos de toba riolítica-riolita del Mioceno-Plioceno
-  Superficie cumbral de lomerío de toba riolítica-riolita del Mioceno-Plioceno

II. RELIEVE EXÓGENO



II.1 Acumulativo aluvial

-  Planicie de inundación
-  Planicie fluvial de cauce
-  Meandros abandonados
-  Terrazas acumulativas recientes
-  Terrazas cumulativas antiguas
-  Piedemonte medio


II.2 Acumulativo marino-fluvial

-  Planicie costera
-  Planicie costera-lagunar
-  Planicie fluviodeltaica



II.3 Acumulativo coluvial-aluvial

-  Piedemonte superior
-  Piedemonte no diferenciado



II.4 Acumulativo proluvial

-  Piedemonte inferior

II.5 Erosivo fluvial

-  Lomeríos de conglomerado polimíctico del Terciario-Mioceno
-  Superficie cumbral de lomerío de conglomerado polimíctico del Terciario-Mioceno

Símbolos complementarios

-  Rasgos fluviales
-  Principales localidades



Elaboró: Daniela Romero Rico

105°19'30"

105°14'00"

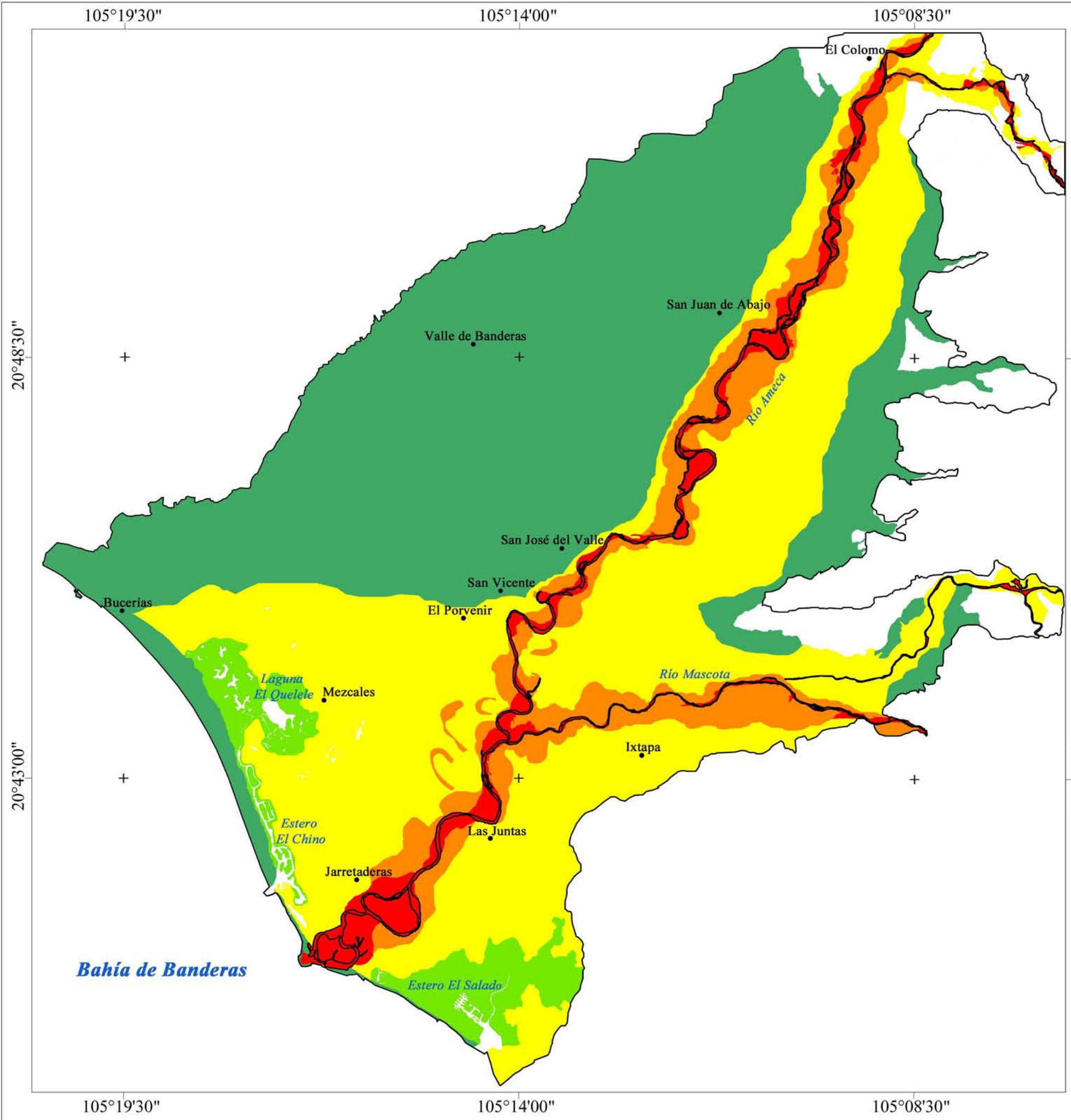
105°08'30"

20°48'30"

20°48'30"

20°43'00"

20°43'00"



MAPA DE NIVELES DE AMENAZA DE INUNDACIÓN DE LA CUENCA BAJA DEL RÍO AMECA

- Niveles de amenaza**
- Alto
 - Medio alto
 - Medio
 - Medio bajo
 - Bajo
 - Nulo



Elaboró: Daniela Romero Rico