



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

MAESTRIA EN GEOGRAFIA

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

GEOGRAFIA AMBIENTAL

ANALISIS MULTITEMPORAL Y PROCESOS FLUVIALES DE LA MIGRACION DEL
LECHO MENOR DEL RIO TESECHOACAN (1955-2014), VERACRUZ, MEXICO.

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRIA EN GEOGRAFIA.

PRESENTA:
ALBERTO LOPEZ GONZALEZ.

DR. JOSE RAMON HERNANDEZ SANTANA.
INSTITUTO DE GEOGRAFIA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Noviembre del 2016.



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.

INDICE

INTRODUCCIÓN.	1
HIPOTESIS Y OBJETIVOS.	3
CAPITULO 1. MARCO TEORICO-CONCEPTUAL Y METODOLOGICO.	4
1.1 La geomorfología fluvial: principales escuelas académicas.	4
1.2 Conceptos geomorfológicos básicos: morfométricos y morfogenéticos.	6
1.3 Experiencias internacionales y nacionales en las investigaciones del relieve fluvial.	11
1.4 Métodos de percepción remota y características de imágenes satelitales	15
1.4.1 Análisis multitemporal.	20
1.4.2 Requisitos previos para el análisis multitemporal.	22
1.4.3 Corrección atmosférica.	22
1.5 Análisis estratigráfico y sedimentológico: criterios empleados.	24
1.6 Metodología geomorfológica general.	32
1.7 Principios para la cartografía geomorfológica fluvial.	33
CAPITULO 2. MARCO GEOGRAFICO DEL AREA DE ESTUDIO.	45
2.1 Localización del área de estudio.	45
2.2 Constitución geológica y condiciones geomorfológicas de la cuenca.	45
2.3 Características climáticas del trópico húmedo veracruzano.	47
2.4 Red fluvial y características hidrológicas.	49
2.5 Potencial edáfico y principales tipos de suelos.	50
2.6. Uso de Suelo y vegetación.	55
2.6.1 Flora.	57
2.6.2 Presión por los recursos naturales.	58

2.7. Características socioeconómicas generales.	58
2.7.1 Vías de Comunicación.	59
CAPITULO 3. CLASIFICACION GEOMORFOLOGICA Y MIGRACIONES FLUVIALES MULTITEMPORALES.	61
3.1 Tipos de procesos fluviales: geoformas y tendencias de desarrollo.	61
3.2 Análisis multitemporal de migración del lecho menor entre los años 1955 y 2014.	62
3.2.1 Variaciones geomorfológicas de la primera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.	68
3.2.2 Variaciones geomorfológicas de la segunda sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.	76
3.2.3 Variaciones geomorfológicas de la tercera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.	79
3.2.4 Variaciones geomorfológicas de la cuarta sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.	81
3.3 Modelo matemático RVR <i>Meander</i> : aplicación y resultados.	84
3.4 Régimen de inundaciones: magnitud, frecuencia e implicaciones naturales y socioeconómicas.	86
3.5 Vulnerabilidad a inundaciones.	96
Conclusiones y recomendaciones.	100
Bibliografía	102

Relación de mapas, figuras y tablas.

Mapas:

Mapa 1. Localización del área de estudio.....	46
Mapa 2. Unidades Lito-cronológicas.....	48
Mapa 3. Red fluvial y características hidrológicas.....	51
Mapa 4. Principales tipos genéticos de suelos.....	53
Mapa 5. Uso de suelo y vegetación.....	56
Mapa 6. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 1955.....	63
Mapa 7. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 1973.....	64
Mapa 8. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 1990.....	65
Mapa 9. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 2000.....	66
Mapa 10. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 2014.....	67
Mapa 11. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacan para el año 1955...69	
Mapa 12. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 1973...70	
Mapa 13. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 1990...71	
Mapa 14. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 2000...72	
Mapa 15. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 2014...73	
Mapa 16. Resultados de RVR <i>Meander</i>	85
Mapa 17. Análisis de vulnerabilidad a inundaciones.....	98

Figuras:

Figura 1. Elementos morfológicos de un río meandriforme.....	9
Figura 2. Rotura de dique natural.....	27

Figura 3. Acortamiento y estrangulamiento de un meandro.....	27
Figura 4. Modelo de corrientes meandriformes.....	29
Figura 5. Modelo de secuencia granodecreciente.....	30
Figura 6. Variaciones geomorfológicas de la primera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.....	74
Figura 7. Variaciones geomorfológicas de la segunda sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.....	77
Figura 8. Variaciones geomorfológicas de la tercera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.....	80
Figura 9. Variaciones geomorfológicas de la cuarta sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.....	82
Figura .10. Gastos máximos anuales de Villa Azueta.....	91
Figura.11. Gastos máximos anuales de Villa Azueta	91
Figura.12. Representación gráfica de la distribución Gumbel 1p y 2p, Villa Azueta.....	94
Figura.13. Representación gráfica de la distribución Gumbel 1p y 2p de la estación Garro.....	96
Tablas:	
Tabla 1. Cartas topográficas a escala 1:50,000.....	33
Tabla 2. Cartas temáticas a escala 1:250,000.....	34
Tabla 3. Valores del Índice de Sinuosidad y longitud del Río Tesechoacán.....	68
Tabla 4. Estaciones hidrométricas y años de registro.....	86
Tabla 5. Estaciones meteorológicas, indicando la clave y años de registro.....	87
Tabla 6. Períodos de retorno en la estación hidrométrica Villa Azueta.....	92

Tabla 7. Períodos de retorno en la estación hidrométrica Garro.....	94
---	----

INTRODUCCIÓN.

Los procesos fluviales deben su presencia a la energía de los flujos de agua en los ríos, ya sean encauzados o no encauzados, que se desplazan por gravedad y pueden ser intermitentes y perennes, actuando sobre una llanura de inundación. Estas corrientes fluviales contribuyen a la transferencia de la escorrentía superficial que, aunada a otros mecanismos, actúan conjuntamente, adquiriendo distinta importancia con base a su morfología y características edáficas, entre otras variables. Aquí es importante mencionar a las inundaciones, las cuales se generan por la salida del flujo de agua de su cauce formativo y derraman sobre las llanuras de inundación, modificando la morfología de los cauces.

Dentro de los procesos fluviales en una corriente se encuentran diferentes elementos interactuando, como la erosión, el transporte y la sedimentación. Posteriormente, se encuentran formas fluviales en las llanuras de inundación, asociadas a estos procesos, como meandros abandonados, leveés, bancos fluviales arenosos, terrazas, por mencionar algunos.

Este proyecto tiene como finalidad analizar la migración lateral del río Tesechoacán, estado de Veracruz, en el período de 1955 al 2014, con el empleo de fotografías aéreas e imágenes de satélite Landsat, considerando los procesos fluviales que se identifiquen sobre su llanura de inundación. La importancia de la migración en el lecho menor radica en conocer qué patrones han influido sobre la planicie fluvial y en su modelación geomorfológica.

Los avances recientes en la geomorfología fluvial, apoyada por las técnicas de teledetección, ayudan a complementar los estudios de los ríos. Aunque en este caso, al no disponer de muchas fechas de tomas de fotografías aéreas de décadas pasadas, se podrá integrar la información y generar los mapas geomorfológicos correspondientes, para llevar a cabo un análisis de los procesos fluviales, que se han desarrollado en la llanura fluvial del río Tesechoacán.

Las investigaciones sobre ríos meándricos, a través de los años noventa y comienzos del siglo XXI, se han enfocado específicamente en varios temas, destacando los de la

evolución en planta del canal (Hooke, 1995; Gilvear *et al.*, 2000; Hooke, 2007; Güneralp y Rhoads, 2009b, 2010, entre otros), las herramientas y métodos empleados para la evaluación en la geomorfología fluvial, tanto sus ventajas y desventajas en cada método (Kondolf, 2003), y por último, el empleo del modelo matemático RVR *Meander* (Abad *et al.*, 2006), desarrollado para analizar la migración de los ríos meandricos, por considerar a los más relevantes.

Los resultados alcanzados en estas investigaciones poseen un valioso significado para la geomorfología fluvial en México, donde a pesar de las condiciones morfoclimáticas del desarrollo del relieve tropical húmedo, sólo existen muy pocos estudios en esta dirección. Sobresalen los trabajos de Jácome (1979), Zavala (1985), Pérez (2001), González (2005) y López (2008), entre los principales. En la actualidad, el estudio del relieve fluvial mexicano es una de las líneas geomorfológicas que demanda una mayor dedicación, sobre todo en el análisis de la morfogénesis fluvial, de sus espectros cuaternarios de niveles de terrazas, las regularidades del relieve fluvial y sus implicaciones en el nivel de vulnerabilidad y riesgos de la población, entre muchas otras direcciones.

El presente trabajo de investigación está compuesto por tres capítulos; en el primero se lleva a cabo una interpretación del marco teórico-conceptual en que se basó este trabajo, cuya finalidad es explicar los conceptos geomorfológicos, mencionar la relevancia de las experiencias internacionales y nacionales en las investigaciones del relieve fluvial, así como la descripción de la parte metodológica de percepción remota y geomorfológica general.

En el segundo capítulo se hace mención a las características físicas identificadas en el área de estudio y su relación con el río Tesechoacán, así como, de manera general, se mencionan las características socioeconómicas de las principales localidades del área de estudio.

El tercer capítulo muestra la clasificación geomorfológica de las unidades del río Tesechoacán entre los años 1955 al 2014, así como las variaciones, divididas en cuatro secciones, entre ese período de tiempo. Se indican los valores del Índice de Sinuosidad para cada sección, se realiza un análisis del régimen de inundaciones, se muestra el

resultado del modelo RVR *Meander* y se concluye con el mapa de vulnerabilidad a inundaciones.

Hipótesis:

La migración del lecho menor del río Tesechoacán es más evidente en la parte inicial y media de su trayecto, identificándose formas y procesos fluviales que hacen más obvia esta migración.

El empleo del modelo matemático RVR es una herramienta que ayuda a establecer en qué áreas se está manifestando, en mayor proporción, la migración del lecho menor del río Tesechoacán entre los años 1955 al 2014.

Objetivo general:

Determinar los patrones espaciales de migración del lecho menor del río Tesechoacán entre los años 1955 y 2014, identificando los procesos fluviales que influyen en el mismo, además de establecer en qué años se han presentado mayores dinámicas de cambio, realizando un mapeo geomorfológico que incluye tipología e intensidades de esos procesos.

Objetivos particulares:

Con el uso del modelo matemático RVR *Meander*, caracterizar y analizar la migración del lecho menor del río Tesechoacán entre los años 1955 y 2014.

Identificar y seleccionar secciones sobre la margen del lecho menor del río Tesechoacán, que presenten mayor evidencia de migración, para realizar un análisis sobre los procesos fluviales.

CAPITULO 1. MARCO TEORICO-CONCEPTUAL Y METODOLOGICO.

1.1 La geomorfología fluvial: principales escuelas académicas.

El desarrollo de la geomorfología fluvial ha ido de forma paralela al incremento de los conocimientos de la Geomorfología. En los siglos XVII y XVIII, los ingenieros hidráulicos, como Perrault, Surréll, Desmarest y De Saussure, se preocupaban de la degradación y formación del paisaje por la acción fluvial. Posteriormente, los trabajos de los geólogos escoceses Hutton (siglo XVII) y Lyell (siglo XIX) sentaron las bases de la geología científica moderna y, con ellas, las de la geomorfología, al afirmar que debía partirse de la realidad observable para encontrar una explicación comprensible de los rasgos del relieve y de su evolución (Gutiérrez, 2008).

Playfair (1802) insistiría de forma magistral en el tema al describir con claridad la manera como las aguas corrientes son responsables de la formación de los valles por los que circulan, algo que hoy día aparece como tan obvio, y al establecer la relación que existe entre el tronco principal de un curso de agua y sus afluentes, entre el tamaño de las cuencas y el del río que las configura.

La geomorfología se perfila durante la segunda mitad del siglo XIX, como una última extensión de la geología, como una aplicación de los métodos de observación, que han servido para desentrañar la larga historia de la Tierra a la explicación de las formas actuales (Grau y Sala, 1982).

Situada estratégicamente en el punto de contacto entre la geología y la geografía, la geomorfología mantiene su doble inserción hasta nuestros días, gracias a su diferente ubicación institucional según los países: en las universidades estadounidenses se mantiene ligada al tronco de la geología y, en cambio, en la mayoría de los países europeos es cultivada por los geógrafos en Facultades de Letras. Además de ser enriquecida por esa doble aportación, que explica una buena parte de sus peculiaridades, la geomorfología ha desempeñado históricamente el papel de lugar principal de encuentro entre geólogos y geógrafos, y de puente transmisor de teorías, métodos y técnicas (Grau y Sala, 1982).

En Europa, la escuela británica, principal propulsora desde Lyell (1830) de la teoría de la erosión marina para explicar el origen de las grandes llanuras continentales de denudación, tiene a su representante más notable en Ramsay (1864), junto con Jukes (1862) y Greenwood (1857), los cuales destacaron, no obstante, la importancia de la acción fluvial.

Asimismo, sobresalen las figuras y las ideas de los germanos von Richthofen (1886), quien al igual que los británicos, atribuye una importancia decisiva a la acción abrasiva de las olas en el modelado terrestre, y de O. Peschel (1879-80), que se interesa más en la efectividad de las fuerzas endógenas (fracturación y plegamientos), mientras que los franceses de La Noe y de Margerie (1888) ponen el énfasis en la acción de las aguas continentales como agentes geomorfológicos. También Dokuchaev (1878), el científico ruso que luego dedicaría su atención al estudio de los suelos, se interesa por la acción fluvial.

Los avances más interesantes a finales del siglo XIX, se deben a los geólogos estadounidenses Dutton y Powell, que documentaron la acción erosiva de los ríos para formar cañones. A Powell se debe el concepto de nivel de base de erosión; consideró la existencia de niveles de base locales y al mar como nivel de base general. También clasificó los ríos en consecuentes, antecedentes y sobreimpuestos. A finales del siglo XIX y principios del XX, el geólogo Gilbert, realizó contribuciones de los procesos de la mecánica del flujo, capacidad y competencia, así como el concepto de equilibrio y la interdependencia de las variables dentro del sistema fluvial (Morisawa, 1985).

La obra de William Morris Davis está fundamentada en las observaciones de la escuela estadounidense de Dutton, Powell y Gilbert (primeros exploradores del oeste de Estados Unidos de América). En 1869, Davis estableció su ciclo de erosión (juventud, madurez y senilidad) y sus ideas perduraron hasta la llegada de los métodos cuantitativos en los sistemas fluviales a mediados del siglo XX (Morisawa, 1968).

Visto desde una perspectiva actual, se puede decir que la crítica realmente más profunda y efectiva al esquema davisiano ha sido la llevada a cabo, aunque sin prácticamente polemizar sobre ello, por la misma escuela estadounidense. El primer embate proviene de Horton, un ingeniero e hidrólogo que vio la necesidad de superar el nivel descriptivo de la

escuela de Davis y de llevar a cabo estudios que fuesen cuantitativos, experimentales y teóricos. Horton (1932 y 1945) cuantifica la descripción y la teoría del desarrollo de la red de drenaje y de la cuenca fluvial, y establece las llamadas leyes de bifurcación, de longitud y de áreas de los cursos fluviales, así como las particularidades de la densidad de la red de drenaje; con ello consigue que sea posible predecir el comportamiento fluvial a partir de datos y relaciones morfométricas. También desarrolla un modelo de escurrimiento del agua en las vertientes y de los procesos de erosión hidráulica en las mismas.

Además de los de Horton, otros estudios cuantitativos constituyen también un precedente de la geomorfología actual, como son los de Rubey (1938) sobre el movimiento de las partículas en un lecho fluvial, y de Bagnol (1938) sobre la física del movimiento de las arenas por acción del viento.

El tratado de mayor impacto, que reúne las investigaciones de los autores, fue *Fluvial Processes in Geomorphology* (Leopold y Wolman, 1963), el cual proporcionó la base de la investigación de los sistemas fluviales actuales. En las siguientes décadas, se publicaron varios tratados de Geomorfología fluvial. Gregory (2004) indica las características fundamentales de los mismos: dinámica y morfología (Morisawa, 1968), forma y proceso (Richards, 1987; Morisawa, 1985; Knighton, 1988), ríos y paisajes (Petts y Foster, 1985) y el sistema fluvial (Schumm, 1977). Todos ellos aportaron progresos de la investigación sobre los procesos fluviales y las formas resultantes. Actualmente, se llevan a cabo numerosos experimentos en laboratorios sobre geomorfología fluvial (Schumm *et al.*, 1987).

1.2 Conceptos geomorfológicos básicos: morfométricos y morfogenéticos.

El término morfometría fluvial es empleado para denotar la medida de las propiedades geométricas de la superficie sólida de un sistema de erosión fluvial (Strahler, 1979). Strahler considera a la cuenca como un sistema geométrico plano, estudiado con el fin de cuantificar la evolución, definir el estadio en que se encuentra y evaluar su estado erosivo. En la morfometría fluvial se estudian diversas variables morfométricas, que caracterizan la forma de una cuenca de drenaje. Estas características desempeñan un papel esencial en

el análisis de variables físicas y de algunos componentes del ciclo hidrológico (erosión, infiltración, escurrimiento, etc.) de una cuenca natural (Senciales, 1999).

La Geomorfología fluvial tiene como objetivo estudiar la historia de las formas de los ríos, comprender sus procesos formativos, y predecir sus cambios, usando una combinación de observaciones de campo, estudios experimentales y modelos numéricos (Thorndycraft *et al.*, 2008). Además tiene como enfoques principales, analizar el impacto de las inundaciones sobre la morfología de los cauces y el transporte de sedimentos (Wohl, 2000).

Dicho lo anterior, en el estudio que se lleva a cabo en el lecho menor del Río Tesechoacán, estado de Veracruz, México, se pretende analizar los patrones espaciales de migración que se han presentado, así como los procesos fluviales que han influido para generar los cambios del lecho en los años que se han elegido para realizar el estudio. Cabe señalar, que este río se localiza sobre una planicie de inundación y está caracterizado como un río de tipo meándrico.

El término “meandro” está originado del río Büyük Menderes, que se eleva en el centro-oeste de Turquía y alcanza al Mar Egeo, en el este de Milet, la antigua ciudad Ioniana de Miletos. Este serpenteante río fue conocido en la antigua Grecia, como *Maíandros* (*Meandro* en Latín) (Lewis y Short, 1922; Strabo, 1924). El motivo para denominar así a este río, es debido a que se vuelve sobre sí mismo en una serie de curvas en forma de S.

Los canales de ríos meándricos son formas dinámicas, que migran sobre las llanuras de inundación. La migración de éstos ríos es el resultado de las interacciones entre el flujo, el transporte de sedimentos y la forma del canal, que crean complicadas estructuras sedimentarias y conllevan a la evolución del canal sobre el tiempo (Seminara, 2006).

Leopold y Wolman (1963) clasificaron los cursos fluviales en tres grandes tipos morfológicos: rectilíneos, trenzados y meandriformes. Las corrientes meandriformes se encuentran aguas abajo de las corrientes tipo trenzadas y aguas arriba de los deltas dentro del sistema fluvial, siendo más comunes en regiones con planicie costera. Las corrientes de tipo meandriforme se definen exclusivamente en función de un índice de sinuosidad, mayor a 1.5. Este índice se obtiene midiendo la longitud de un tramo de curso

meándrico, dividido por la línea media que se obtiene entre los puntos extremos que contienen al mismo trecho del curso en cuestión (Ortiz *et al.*, 1994). A medida que el índice de sinuosidad es más grande, mayor será la dinámica fluvial del curso. La morfología meandriforme se ve favorecida por la existencia de pendientes suaves y por la presencia de unas márgenes de canal relativamente estables.

Existen al menos diez variables cuya interrelación controla la morfología de un canal: cantidad y variabilidad del caudal; cantidad y naturaleza de la carga de sedimento; anchura, profundidad, velocidad, pendiente, rugosidad del lecho y densidad de vegetación de las márgenes (Leopold y Wolman, 1964; Schumm, 1960). Cada una de ellas está, a su vez, controlada por variables climáticas y geológicas, tales como: precipitación, variaciones estacionales de temperatura, pendiente, subsidencia regional, etc. Hasta la fecha no ha sido posible especificar qué combinación de valores de las diez variables citadas, determina el desarrollo de un tipo u otro de canal. Sin embargo, en líneas generales se acepta que la morfología meandriforme se ve favorecida por la existencia de pendientes suaves y por la presencia de unas márgenes de canal relativamente estables (Leopold y Wolman, 1964).

Los meandros fluviales pueden aparecer directamente encajados sobre un sustrato rocoso o discurrir sobre aluviones. En este último caso, pueden distinguirse dos situaciones: a) los meandros aparecen lateralmente confinados sobre terrazas, lo que a la larga restringe su capacidad de migración lateral; b) los meandros migran libremente, sin restricción lateral alguna, sobre una llanura fluvial (Marzo, 1992). El Río Tesechoacán presenta esta última característica al ubicarse en una llanura fluvial acumulativa.

Con base en lo anterior, Hughes (1977) encontró que las tasas de erosión sobre el lecho cambiaron más durante las inundaciones con un período de retorno de 1.5 años. Sin embargo, la erosión ocurrida durante las inundaciones con un período de retorno menor de 1.5 es más moderada. Lewin (1977) clasificó los cambios en ríos meándricos como autogénicos y alogénicos. Los cambios autogénicos son los que están inherentes en un régimen fluvial. Estos incluyen los cambios realizados por la migración del canal, acortamiento, estrangulamiento, etc. Los cambios alogénicos son los que toman lugar en respuesta a alguna influencia externa, como fluctuaciones climáticas o actividades humanas (Morisawa, 1985).

Daniel (1971), describió los procesos de la migración del canal en términos de rotación, expansión y traslación del eje de la curva. La expansión está definida como el incremento en la longitud de la trayectoria y la rotación como el cambio en dirección de la referencia del eje. La traslación es el movimiento del lecho aguas abajo, manteniendo una constante en la longitud de la trayectoria sin cambios en la dirección del eje de referencia.

En un momento determinado del tiempo, un canal que migra libremente en una llanura aluvial ocupa solo una parte muy pequeña de ésta, constituyendo un cinturón de meandros (Fig.1). Para algunos autores, este cinturón comprende únicamente la porción de la llanura aluvial limitada por las tangentes a las partes más externas de los meandros activos, mientras que para otros incluye, tanto los meandros del canal activo como los abandonados.

De acuerdo con Allen (1982), los principales parámetros que se utilizan para describir la geometría en planta de un meandro son:

L = longitud de onda del meandro.

λ = longitud del meandro.

R_m = radio del lóbulo del meandro.

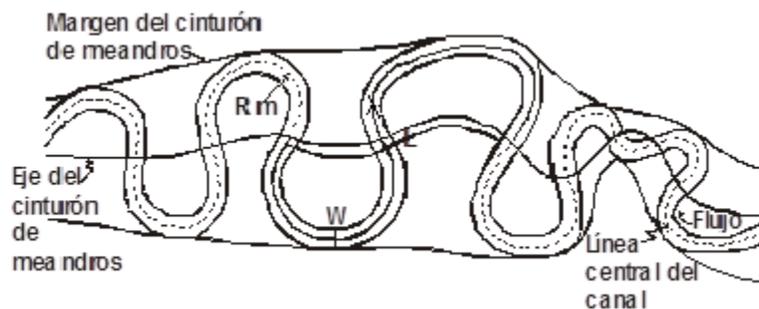


Fig.1. Elementos morfológicos de un río meandriforme, en donde L es la longitud de onda del meandro, R_m indica el radio del meandro y W la anchura del cauce (Marzo, 1992).

Cuando uno de estos cinturones de meandros permanece en una posición relativamente fija durante períodos prolongados de tiempo, la sedimentación se concentra en las cercanías del cinturón, originando una acumulación aluvial que sobresale topográficamente de la llanura de inundación adyacente. Esta situación inestable se soluciona periódicamente, durante inundaciones de gran magnitud, por la rotura de los

márgenes del canal y la migración brusca del cinturón de meandros, que ocupara una nueva posición en la llanura de inundación.

El mapeo morfogénico es fundamental y es muy importante el aporte de la información litológica, cronológica y morfoestructural, además de presentar información detallada del terreno. Dentro del contenido que se puede incluir en este tipo de mapeo se encuentra la morfogénesis, donde las unidades del relieve se delimitan por origen y tipo de relieve; la información litológica, morfométrica y morfocronológica, también son representadas.

Los mapas geomorfológicos son documentos científicos que sirven como fuente de información cartográfica básica para los estudios de recursos naturales y ambientales, es decir, poseen una dimensión de aplicabilidad para solucionar problemas específicos (Verstappen, 1983). El propósito de ese tipo de representación cartográfica del terreno es realizar una síntesis del relieve, de acuerdo con su origen, edad, evolución y sus procesos modeladores (endógenos y exógenos) (Tapia y López, 1998).

Con base en lo anterior y tomando en cuenta que existen diferentes tipos de mapas geomorfológicos, los mapas analíticos apuntan, aunque no exclusivamente, al mapeo morfogénico (más adelante se describen las características de los diferentes tipos de mapeo) (Tapia y López, 1998).

Para la elaboración del mapa morfogénico se procede a delimitar las unidades con base en el criterio principal de homogeneidad relativa y su caracterización en cuatro aspectos fundamentales: 1) origen general y específico del relieve; 2) tipos generales y específicos del relieve (planicies o llanuras, lomeríos, piedemontes y laderas de montañas); 3) temporalidad (edades de las rocas, de las estructuras y de las formas); y 4) geometría del relieve por clases (parámetros morfométricos principales por unidad) (Meijerink, 1988; Tapia y López, 1998).

El área de estudio está localizada, en gran medida, sobre una llanura de inundación, y de acuerdo con Van Zuidam (1985) ésta es una porción adyacente del río que es, por lo general, plana y consiste principalmente de sedimentos sin consolidar, depositados durante el actual régimen del río y es periódicamente inundada cuando el río presenta grandes flujos que conllevan a su desborde.

La llanura de inundación del Río Tesechoacán comprende un tipo de relieve predominante que es la llanura fluvial acumulativa, que se encuentra distribuida sobre ambos márgenes del río, ocupando la mayor extensión y está considerada con un origen general exógeno. Con relación al origen específico es importante mencionar, que se trata de una llanura fluvial acumulativa y la edad de ésta pertenece al Cuaternario. Prácticamente todas las unidades geomorfológicas fluviales identificadas sobre la llanura de inundación del Río Tesechoacán presentan un origen general exógeno, un origen fluvial acumulativo y una edad cuaternaria. Posteriormente, se hará hincapié en las descripciones de las mismas.

1.3 Experiencias internacionales y nacionales en las investigaciones del relieve fluvial.

Con relación a las experiencias internacionales, en los últimos años del siglo XX, las investigaciones sobre los ríos meándricos se habían incrementado en el año de 1983, dando lugar a la conferencia *Rivers '83*, organizada por la Sociedad Americana de Ingenieros Civiles (ASCE), enfocada exclusivamente en ríos. El simposio proporcionó un foro de discusión e intercambio de conocimientos e ideas sobre los mecanismos y respuestas sobre los ríos meándricos, así como el impacto de actividades humanas sobre estos ríos. La amplia participación en el simposio por investigadores de disciplinas de geología, ingeniería y geografía, resultó en la publicación de artículos cubriendo cuatro áreas: geomorfología (32 artículos), impacto humano (17 artículos), Análisis de ingeniería de los procesos de flujo y sedimentos (23 artículos) y modelado físico y numérico (17 artículos), todos estos fueron publicados en el conocido volumen *River Meandering* (Elliot, 1984).

La conferencia *Rivers '83* inicio el camino para el proyecto bilateral “Desarrollo y Aplicaciones de las Teorías de los Ríos Meándricos”, iniciada por S. Ikeda y G.Parker y apoyada por la Fundación Nacional de la Ciencia de los Estados Unidos de América y la Sociedad Japonesa de la Promoción de la Ciencia. El proyecto implicó tres grupos de trabajo, contando investigadores teóricos y de orientación en campo (ocho ingenieros civiles, tres geólogos y un geógrafo) de los Estados Unidos de América, Japón y Europa. El principal propósito de esos grupos de trabajo fue el desarrollar un conocimiento más unificado de la mecánica de los ríos méandricos, mediante la elaboración de las diferentes perspectivas. Los grupos de trabajo dieron lugar a un segundo conjunto de artículos sobre

las investigaciones de vanguardia publicados en la Unión Geofísica Americana (AGU), en la Monografía de Recursos del Agua: “Ríos Meándricos” (Ikeda y Parker, 1989). Esta monografía tiene un impacto importante sobre los campos por sinergizar los trabajos de otros investigadores y a estimular un mayor interés en el tema de la investigación sobre los ríos meándricos.

Han pasado más de veinte años desde la última publicación temática sobre ríos meándricos. El rápido ritmo de los avances de la investigación sobre este tema ofrece la oportunidad de reunir a los científicos interesados en compartir nuevos logros y para sentar las bases para futuras investigaciones. Siguiendo con estas discusiones, en varias conferencias de nivel internacional (y nacional), en sesiones donde se enfocaban en los ríos meándricos, se llevaron a cabo los dos principales encuentros de Geociencias en Europa y Estados Unidos de América, denominándose el Congreso de Geociencias de la Unión Europea, en el 2008 (EGU), y el encuentro de otoño de la Unión Geofísica Americana (AGU), en el 2009. La sesión sobre “Dinámicas de ríos meándricos” que se organizó en el congreso del 2008 (EGU), dio lugar a un artículo especial de la revista *Earth Surface Processes and Landforms* titulado: “Dinámicas de ríos meándricos: Desarrollos en modelado y análisis empíricos” (Hooke *et al.*, 2011). El período de sesiones y el número especial lograron reunir a investigadores de diversas disciplinas, lo que puso de relieve diversos enfoques para el estudio de ríos meándricos, incluyendo modelado matemático y teórico (cinco artículos), investigación experimental (un artículo) y análisis de campo (cuatro artículos).

La sesión especial llevada a cabo en el año 2009, por la Unión Geofísica Americana (AGU), también tuvo un considerable interés con un total de 30 contribuciones, tanto en artículos como en poster. Similarmente a los encuentros previos, esta sesión sirvió como plataforma para la discusión de los avances y desafíos en el campo por reunir a los investigadores de ingeniería civil y ambiental, geografía, geología y ciencias ambientales y de la tierra, junto con representantes de diversas agencias federales y laboratorios nacionales (el Servicio Geológico y el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América -USGS-, y el Laboratorio Nacional Los Álamos).

Este tipo de ríos han tomado una atención considerable de un gran grupo de investigadores en varios campos, desde la geomorfología fluvial (Lepold y Wolman, 1964),

a la mecánica de fluidos y morfodinámica (Callander, 1978). Los avances en investigaciones sobre ríos meándricos, a través de los años noventa y comienzos del siglo XXI, se han enfocado específicamente en varios temas: investigaciones empíricas o de campo sobre las interacciones entre la estructura del flujo y morfología del lecho (ejemplo son los trabajos de Harrison *et al.*, 2011) y sobre la evolución en planta del canal (ejemplo son los trabajos de Hooke, 1995; Gilvear *et al.*, 2000; Hooke, 2007; Luchi *et al.*, 2007; Hooke, 2008; Güneralp and Rhoads, 2009b, 2010), la ecología del paisaje y la restauración de ríos (Greco y Plant, 2003; Kondolf (2006), los estudios sobre los ríos varían en escala temporal, desde la respuesta a un evento de un solo canal (Hooke, 2004) a la evolución de llanuras de inundación sobre milenios (Howard, 1992; Sun *et al.*, 1996; Camporeale *et al.*, 2005; Frascati y Lanzoni, 2009). La variabilidad espacial en la resistencia a la erosión en llanuras de inundación es un importante factor externo que influye en las dinámicas de los meandros (Güneralp y Rhoads, 2011), incluyendo los efectos de la vegetación ribereña (Howard, 1992; Sun *et al.*, 1996), las herramientas y métodos empleados para la evaluación en la geomorfología fluvial, así como sus ventajas y desventajas de cada uno (Kondolf, 2003), por último, el empleo del modelo matemático RVR *Meander* (Abad *et al.*, 2006), desarrollado para analizar la migración de los ríos meandricos, permite conocer la tasa de desplazamiento transversal y, entre otros parámetros, el longitudinal. Este modelo es el que se emplea de forma específica en este trabajo.

Si bien son escasos los trabajos de Geomorfología fluvial en el territorio nacional, a continuación se describen algunos estudios que se han realizado con importantes aportaciones y diferentes metodologías.

Dentro del área de estudio, Jacome (1979), realiza un estudio sobre desbordamientos, entre los ríos Obispo-Papaloapan, con un enfoque de solución al desarrollo agroeconómico, proponiendo la recuperación de terrenos agrícolas invadidos por exceso de humedad. El problema de inundación, producto de los desbordamientos y encharcamientos por lluvia, no solamente se presentan en el área estudiada, sino que abarca una región más amplia.

Zavala (1985) realiza el estudio de la geomorfología fluvial del curso bajo del río Verde, en el estado de Oaxaca, en donde con periodicidad y caudal variables, dicha corriente

desborda su lecho menor, causando inundaciones, que en mayor o menor medida afectan las actividades humanas que ahí se desarrollan; además durante las avenidas los procesos erosivos y acumulativos experimentan una especial activación que se ve reflejada en diferentes sectores del espacio fluvial.

En los estudios que se han llevado a cabo sobre migración de cauces a nivel nacional, se encuentra el realizado por Ortiz (1994), en el curso bajo del río Grande de Santiago, Nayarit. El autor analiza la trayectoria fluvial y los registros de cambios, con el empleo de fotografías aéreas de los años 1945, 1964 y 1970 y de imágenes satelitales de 1990 y 1993 con el fin de estimar los desplazamientos del curso bajo del río entre este período de tiempo.

Pérez (2001), realiza un estudio sobre la vulnerabilidad a inundación en el curso bajo del río Papaloapan, Veracruz. Pretende sumarse a la aportación del conocimiento para comprender los mecanismos que intervienen en el complejo desarrollo de las inundaciones, atendiendo su estudio desde un enfoque geográfico. Se toma en cuenta los diferentes elementos naturales y antrópicos que participan en el fenómeno, y así conocer las vinculaciones entre dichos elementos, su desarrollo y la distribución espacial que han presentado a través del tiempo. Posteriormente, busca representar la vulnerabilidad social que presentan los elementos humanos afectados ante la presencia de una inundación, tomando como base información sobre las condiciones socioeconómicas. Finalmente, se determinan los niveles de vulnerabilidad ante procesos de inundación en la llanura baja del Papaloapan.

En el estudio realizado por Aragón (2005), en la llanura fluvial acumulativa del curso bajo del río Pánuco, se analiza el problema de las inundaciones presentes desde el año de 1955, concluyendo que se han presentado en ocho años desde la fecha indicada. Asimismo, se lleva a cabo un levantamiento geomorfológico fluvial de la cuenca del río Tempoal, que ayuda a definir las diferentes áreas propensas a inundación y la dinámica fluvial que existe en cada una de las diferentes unidades geomorfológicas fluviales durante las inundaciones.

López (2008), llevó a cabo un mapeo geomorfológico fluvial del río Papaloapan, identificando dos llanuras de inundación: erosiva y acumulativa. Además analiza los datos

de estaciones hidrométricas y meteorológicas seleccionadas, con el objetivo de establecer los períodos de retorno sobre la llanura fluvial del río. Delimita áreas con diferente peligro a inundación y, por último, realiza una división del río en cinco secciones para obtener el índice de sinuosidad de cada una de ellas.

Muñoz y Castillo (2015) realizan un estudio sobre el caudal y la evaluación de la carga de sedimentos, en el período de 1950-2006, en los ríos Usumacinta y Grijalva (sur de México) y la influencia de ENOS (Oscilación Sur de El Niño). Ambos ríos forman una cuenca de 112.000 km² y tienen una descarga anual de 2,678 m³s. Utilizan los datos que abarcan 56 años a partir de cuatro estaciones de medición situadas en las partes baja y media de los Ríos Usumacinta y Grijalva para detectar el control ejercido por el ENOS en esos dos procesos. En sus resultados indican que cuando está presente, ya sea El Niño o La Niña, la descarga de agua aumenta. En La Niña, sin embargo, la descarga del río en el Usumacinta y Grijalva es mayor en comparación a la del Niño y que, tanto la presencia de ENOS y la actividad ciclónica en el océano Atlántico son un control primario de descarga de agua y la movilización de sedimentos de los ríos del sureste de México.

1.4 Métodos de percepción remota y características de imágenes satelitales.

Una de las aportaciones más destacadas de la percepción remota al estudio del medio ambiente es su capacidad para seguir procesos dinámicos. Al tratarse de información adquirida por un sensor situado en una órbita estable y repetitiva, las imágenes de satélite constituyen una fuente valiosísima para estudiar los cambios que se producen en la superficie terrestre, ya sean debido al ciclo estacional de las cubiertas, ya sea a catástrofes naturales o a alteraciones de origen humano.

Una de las principales consideraciones en la aplicación de la percepción remota para el estudio de la geomorfología fluvial de un sistema de ríos es el tamaño del mismo. Milton *et al.* (1995), sugieren que para ríos con una amplitud aproximada de entre 20 a 200 m de anchura, la percepción remota puede tener un enfoque más adecuado para el mapeo y el monitoreo de cambio.

Los recientes avances de la geomorfología fluvial, conjuntamente con otras disciplinas de las ciencias de la Tierra, son parte del resultado de nuevas aplicaciones desarrolladas en

respuesta al progreso en las ciencias de la computación y de nuevas técnicas relacionadas con la dinámica de fluidos computacionales, percepción remota, métodos numéricos de datación radiométrica e isotópica, adquisición y análisis de datos geofísicos, entre otros. Las futuras perspectivas de la geomorfología fluvial son muy prometedoras, con estudios de evolución de ríos a largo plazo y paleohidrología, beneficiándose con nuevos métodos y técnicas, y con mejores resultados a través de cinco décadas de avances en el estudio de los procesos fluviales, estudios experimentales y modelos numéricos (Thorndycraft *et al.*, 2008).

Los procedimientos de percepción remota no pretenden sustituir los métodos tradicionales basados en el terreno de la investigación, sino que los complementan previendo una mayor cobertura espacial y, en algunos casos, una mayor resolución temporal (Gilvear *et al.*, 2003).

Las imágenes de satélite que se emplean para la realización del presente trabajo fueron Landsat, programa creado en los Estados Unidos de América para la ciencia y la exploración asociada con la llegada a la Luna. De hecho, fue la misión *Apollo* la que inspiró el programa Landsat. Durante las primeras misiones de prueba de *Apollo*, se tomaron fotografías de la Tierra desde el espacio, por primera ocasión (Barker, 1976).

Así, cuando el Landsat 1 fue propuesto, se encontró con la oposición intensa de la Oficina de Presupuesto y, por otra parte, los que argumentaban que un avión a altitudes mayores sería la opción para ser usado como un sensor remoto para la Tierra. Simultáneamente, el Departamento de Defensa temió que un programa civil, como Landsat, comprometiera el secreto de sus misiones de reconocimiento, además, había también preocupaciones geopolíticas sobre la fotografía de países extranjeros sin el permiso correspondiente.

En 1965, la NASA comenzó las investigaciones metódicas de los sensores remotos de la Tierra, usando instrumentos montados sobre aviones. En 1966, el USGS convenció al Ministro del Interior, Stewart L. Udall, al anunciar que el Ministerio del Interior (DOI) iba a seguir con su propio programa de satélite de observación de la Tierra.

Esta experiencia política obligó a la NASA a apresurar la construcción de Landsat, pero coacciones presupuestarias y desacuerdos entre agencias de aplicación (notablemente el

Departamento de Agricultura y DOI), otra vez obstaculizaron el proceso de construcción de satélite.

Hacia 1970 la NASA tenía la autorización para construir un satélite y más adelante Landsat 1 fue lanzado el 23 de julio de 1972, anunciando una nueva edad de sensores remotos para la Tierra y el espacio; en aquel tiempo el satélite fue conocido como el Satélite de Tecnología de Recursos de la Tierra (ERTS). Este fue el primer satélite de observación de la Tierra en ser lanzado con la intención expresa de estudiar y supervisar las superficies de nuestro planeta.

Para realizar el monitoreo, Landsat 1 llevaba dos instrumentos: un sistema de cámaras construido por la Corporación Radio de América (RCA), llamado el Rayo de Vuelta Vidicon (RBV) y el Escáner Multiespectral (MSS), construido por la Compañía Aérea Hughes (El Segundo, California).

La aplicación de la interpretación de las imágenes Landsat MSS ha sido empleada en varios campos, como la agricultura, botánica, cartografía, ingeniería civil, monitoreo ambiental, forestal, geografía, geología, geofísica, análisis del recursos del suelo, planeación de uso de suelo, oceanografía y análisis de recursos acuáticos, entre las principales.

La resolución eficaz de las imágenes Landsat MSS es de casi 79 m. Sin embargo, rasgos lineales estrechos de pocos metros, tienen una reflectancia que contrasta fuertemente con la de sus alrededores, y pueden ser vistas en las imágenes Landsat (ejemplo, dos líneas de carreteras, puentes de concreto cruzando a través de cuerpos de agua). Por otro lado, objetos más grandes de 79 m pueden no ser aparentes si estos tienen una baja reflectancia, contrastando con sus alrededores y las características detectadas en una banda podrían no ser detectadas en otra banda.

Como un sistema de escaneo de línea, las Landsat MSS producen imágenes tendiendo un relieve dimensional de desplazamiento, porque aquí se está desplazando solo la dirección del scan y no la dirección de la línea de vuelo, las imágenes Landsat pueden ser vistas solo en estéreo en áreas de traslape lateral sobre las orbitas adyacentes. El traslape varía de cerca del 85 % cerca de los polos al 14 % en el ecuador.

Consecuentemente, solo un área limitada del globo terrestre puede ser vista en estéreo. Además, la exageración vertical cuando es vista en imágenes Stereo MSS es muy pequeña, comparada con las aerofotos convencionales.

Las imágenes Landsat MSS han sido usadas en una gran cantidad como herramientas de mapeo planimétrico en ciertas áreas del mundo. El USGS ha publicado imágenes de mapas y mosaicos de áreas seleccionadas en rangos de escala que oscilan entre 1: 1, 000,000 a 1: 250, 000. Las compañías multinacionales de petróleo han usado imágenes Landsat y las han procesado digitalmente como una parte integral de sus estrategias de exploración en muchas áreas.

Landsat 1 estuvo en operación hasta el 6 de enero de 1978 y adquirió más de 300,000 imágenes que proporcionan la cobertura repetida de la superficie emergida de la Tierra. La calidad y el impacto de la información resultante exceden todas las expectativas.

Por su parte, Landsat 4 fue lanzado el 16 de julio de 1982; este modelo de satélite era considerablemente diferente que Landsat anterior, debido a que no llevó el instrumento RBV.

Además del Escáner Multiespectral (MSS), el satélite Landsat 4 (y Landsat 5) llevó un sensor con mejoras para la resolución espectral y espacial, como ejemplo, los nuevos satélites podrían ver una porción más amplia del espectro electromagnético (además de estar científicamente más adaptado) y podrían ver la superficie terrestre con mayor detalle. Este nuevo instrumento fue conocido como Thematic Mapper (TM).

El Landsat 4 TM tenía siete bandas espectrales. Los datos fueron colectados en el azul, verde, rojo, infrarrojo cercano, infrarrojo medio (2 bandas) y las partes térmicas infrarrojas del espectro electromagnético.

A un año de su lanzamiento, el Landsat 4 perdió el uso de dos de sus paneles solares y sus dos transmisores de descarga directa. Por lo tanto, la transmisión de datos no fue posible hasta que el satélite de rastreo y de transmisión de datos (TDRSS) entró en funcionamiento, así, podría transmitir los datos a través de su sistema de banda transmisor Ku TDRSS y luego podría transmitir la información a sus estaciones de tierra.

El Landsat 4 se mantuvo en órbita para estudios de telemetría y hacer un seguimiento de los datos hasta que fue retirado en 2001.

El 1 de marzo de 1984, la NASA lanzó el satélite Landsat 5, la agencia estableció originalmente el último satélite Landsat. Este satélite fue diseñado y construido al mismo tiempo que los Landsat 4 y llevan la misma carga útil: el sistema de barrido multiespectral (MSS) y el Mapeador Temático (TM).

En 1987, el transmisor TDRSS (banda Ku) falló. Este hecho hizo imposible descargar los datos adquiridos fuera de Estados Unidos de América. Posteriormente, el Escáner Multiespectral (MSS) fue desactivado en agosto de 1995.

En 2011 noviembre, el Mapeador Temático (TM) ha dejado de adquirir imágenes, debido a la rápida degradación del componente electrónico. Unos meses más tarde, los ingenieros han regresado a funcionar al Escáner Multiespectral (MSS) y han implementado una nueva capacidad para procesar los datos del instrumento en la estación sobre la tierra.

El 21 diciembre del 2012, el USGS ha anunciado que el Landsat 5 sería retirado tras el fracaso repetitivo de un giroscopio. El satélite lleva tres giroscopios para el control de posición y necesita dos para mantener el control.

Sobreviviendo a los tres años de su vida diseñada, el Landsat 5 desarrolló con alta calidad los datos globales de la superficie terrestre durante 28 años y 10 meses, dando oficialmente un nuevo *Guinness World Records* al título de "La operación más larga de un satélite en la observación de la Tierra".

Landsat 8 fue lanzado el 11 de febrero de 2013, de la Base de la Fuerza Aérea Vandenberg, California, sobre un cohete Atlas-V 401. La carga útil del satélite consiste en dos instrumentos científicos – la Imagen de Tierra Operacional (OLI) y el Sensor Termal Infrarrojo (TIRS). Estos dos sensores proporcionan la cobertura estacional de la superficie de la Tierra global, en una resolución espacial de 30 metros (visible, NIR, SWIR); 100 metros (termal); y 15 metros (pancromática).

Landsat 8 fue desarrollado como una colaboración entre la NASA y el Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (USGS). La NASA condujo el diseño, la construcción, el lanzamiento y las fases de calibración sobre la órbita. En esta fase se denominó al satélite Misión de Continuidad de Datos Landsat (LDCM). El 30 de mayo de 2013, la USGS asumió operaciones rutinarias y así surgió el Landsat 8; el USGS conduce a postlanzar actividades de calibración, operaciones de satélite, la generación de producto de datos y el almacenamiento de datos en el Centro de Observación de Recursos de la Tierra y la Ciencia (EROS).

Para las imágenes de satélite, se llevó a cabo un pre-procesamiento digital, que consiste en la corrección atmosférica, proceso fundamental para trabajar con estudios multitemporales. La corrección geométrica no se realizó debido a que las imágenes de satélite ya contaban con la georreferenciación.

Se consideraron las imágenes de Satélite Landsat MSS, que son imágenes de archivo que permiten la realización de estudios multitemporales de fenómenos dinámicos, a partir del año 1972. Para este estudio, se cuenta con la imagen del año 1973, que cuenta con una resolución espacial de 79 m; las imágenes Landsat TM del año 1990, con una resolución de 30 m; Landsat 4-5 TM del año 2000, con 30 m de resolución; y Landsat 8, con una resolución de 15 m, del año 2014 (USGS, 2014). El objetivo es digitizar el lecho menor del río Tesechoacán en diferentes años, así como las unidades geomorfológicas fluviales para, posteriormente, analizar las modificaciones al lecho menor, además de identificar los principales procesos fluviales manifestados en este intervalo de tiempo en la llanura fluvial, llevando a cabo una sobreposición de las diferentes capas.

1.4.1 Análisis multitemporal.

Una de las contribuciones más destacadas de la percepción remota al estudio del medio ambiente es su capacidad para seguir procesos dinámicos. Al tratarse de información adquirida por un sensor situado en una órbita estable y repetitiva, las imágenes de satélite constituyen una fuente valiosísima para estudiar los cambios que se producen en la superficie terrestre, ya sean debido al ciclo estacional de las cubiertas, catástrofes naturales o a alteraciones de origen humano (Chuvieco, 2000).

En el seguimiento de la dinámica de un determinado fenómeno conviene distinguir dos aspectos relacionados con el cambio (Rodin, 1998), por un lado, la rapidez con que el fenómeno se produce y, por otro, la pervivencia del cambio que implica. El primer aspecto hace referencia a la escala temporal en la que se manifiesta un fenómeno o, dicho de otra forma, a su duración en el tiempo. En este sentido, el rango de los fenómenos ambientales que se estudian en percepción remota puede ir desde unas pocas horas (ciclones tropicales, terremotos, erupciones volcánicas) hasta varios años (desertificación, crecimiento urbano). El segundo aspecto se relaciona con la permanencia de los efectos de esa perturbación, que también puede variar en un ciclo de pocos días hasta varios años. El efecto de una inundación puede ser breve, si está fue superficial, o bastante permanente, si ha supuesto la modificación de algunos rasgos geomorfológicos (deslizamientos, por ejemplo). En definitiva, la pervivencia de los efectos y la duración del fenómeno no tienen por qué estar relacionados, o, dicho de otro modo, un fenómeno de corta duración puede tener una larga continuidad y viceversa.

La frecuencia más idónea para observar un determinado fenómeno dependerá de ambas variables: duración y pervivencia. Algunos procesos requieren una observación prácticamente continúa, como puede ser la cartografía de nubes, mientras para otro bastará un inventario anual (cultivos) o quinquenal (cobertura del suelo).

La frecuencia de observación depende de las características orbitales y anchura del área observada por el sensor, si bien en términos prácticos ese período se alarga si consideramos la cobertura nubosa o carencias del sistema sensor (falta de antenas receptoras, fallos en la adquisición o transmisión).

Para que puedan abordarse estudios multitemporales con percepción remota es preciso que el sistema sensor proporcione una cobertura periódica, en las mismas bandas espectrales, y con condiciones de observación similares (altura, hoja, ángulo de inclinación). Estos requisitos los cumplen la mayor parte de los satélites de recursos naturales.

La dimensión temporal puede considerarse en percepción remota con un doble objetivo: multiestacional y multianual. Se enfoca en el denominado análisis multianual, que tiene por objetivo detectar los cambios producidos entre dos o más fechas, para lo que suele

partirse de imágenes adquiridas en distintos años, que se comparan visual o digitalmente (Gopal y Woodcock, 1996; Sader y Winne, 1992). Se procura que las imágenes sean de la misma época del año, con objeto de aislar más fácilmente lo que las imágenes manifiestan de cambios en el terreno (Chuvienco, 2000).

1.4.2 Requisitos previos para el análisis multitemporal.

La comparación multitemporal entre imágenes se realiza, en la mayor parte de los casos, comparando píxel a píxel los Niveles Digitales (ND) de las distintas fechas. En consecuencia, es necesario eliminar previamente, en la medida de lo posible, cualquier cambio en los ND de la escena que no sea debido a cambios reales en la cubierta. Esto implica asegurar que estamos situados en la misma zona para ambas fechas, y que la variable que estamos comparando se refiera a la misma escala de medida. En definitiva, la comparación temporal requiere una previa corrección atmosférica y geométrica de las imágenes que estamos cotejando.

1.4.3 Corrección atmosférica.

Este es un término muy genérico, que designa aquellas técnicas que modifican los ND originales, con objeto de acercarlos a los que habría presentes en la imagen en caso de una recepción ideal. Dentro de este concepto, se incluye el tratamiento de los problemas radiométricos derivados del mal funcionamiento del sensor, junto a la obtención de magnitudes físicas y corrección atmosférica de los datos.

Los componentes de la atmósfera producen un efecto de absorción y dispersión, que modifican, a veces notablemente, la señal perdida de la cubierta. Además, este efecto es dependiente de la longitud de onda –afectando especialmente a las más cortas-, por lo que no pueden prescindirse de él, ni siquiera para realizar transformaciones entre bandas. También dependiente de la atmósfera es el denominado efecto de adyacencia, que implica que se reciba energía procedente de cubiertas vecinas. Este efecto reduce el contraste de la escena y puede dificultar la discriminación entre objetos vecinos (Itten y Meyer, 1993). Por otra parte, la observación vertical puede asumirse para buena parte de los sensores de interés ambiental (Landsat-MSS, TM, ETM+, IRS-LISS,...), pero no

siempre para otros que poseen la capacidad de observar áreas oblicuamente, de cara a mejorar su cobertura temporal o plantear modelos estereoscópicos.

Los procedimientos para abordar estas correcciones con exactitud son muy laboriosos y requieren datos sobre las condiciones de la atmósfera en el momento de tomar la imagen, que no suelen estar disponibles. Además, el efecto de la atmósfera no es constante en la imagen, sino que en determinadas zonas pueden haber sido más afectadas que otras, en función de la diversa presencia de aerosoles o vapor de agua (Chuvieco, 2000).

Hasta el momento, las correcciones atmosféricas se han abordado siguiendo cuatro procedimientos (King *et al.*, 1999; Rodin, 1998; Sobrino, 2000).

1. A partir de medidas *in situ*, ya sean referidas a perfiles de la composición atmosférica mediante radiosondeos, a estimaciones cualitativas del espesor óptico (midiendo, por ejemplo, la visibilidad), o mediante mediciones en el terreno de la radiancia solar incidente o de la reflectividad en el terreno. Estos métodos resultan, en general, los más precisos, por cuanto facilitan una medición de las condiciones atmosféricas durante la toma de la imagen, pero rara vez están disponibles.

2. A partir de imágenes de otros sensores, que permitan estimar el estado de la atmósfera en el momento de adquisición de las imágenes. Pese a la gran lógica de este planteamiento, se emplean dos sensores, uno mide los objetos de interés, y otro mide la atmósfera cuando se toman los datos, este enfoque resulta bastante novedoso, ya que solo muy recientemente se han diseñado misiones con esta concepción.

3. A partir de modelos físicos de transferencia radiativa, que suelen basarse en una serie de atmósferas estándar. La exactitud de los modelos dependerá, como es lógico, de la solidez de las presunciones que se realicen y de la similitud entre los perfiles teóricos y las condiciones concretas de la atmósfera, cuando se toma la imagen.

4. A partir de datos de la propia imagen. Este sería, sin duda, el método más operativo, pues no requeriría información externa y facilitaría una corrección completa de los datos.

De las cuatro posibles soluciones al problema de la corrección atmosférica, nos vamos a centrar en este epígrafe en las dos últimas, pues resultan, por el momento, las más accesibles. En lo que se refiere al empleo de modelos de transferencia radiativa con moléculas estándar, existen ya algunos programas bastante operativos, que realizan la estimación del efecto atmosférico con bastante fidelidad, siempre y cuando se dé una buena similitud entre las condiciones atmosféricas de la imagen y las estándar incluidas en el modelo.

El modelo ATCOR, desarrollado por Richter (1996,1997), basa la corrección en una serie de perfiles atmosféricos estándar, que se incluyen con el programa, aunque son fácilmente adaptables por el usuario, en caso de que se cuente con información más detallada. Estas definiciones incluyen el contenido de vapor de agua y el tipo de aerosoles. El programa requiere únicamente una estimación del espesor atmosférico, indicando un rango de visibilidad (en km), y una altura promedio de la zona. Incluye los coeficientes de calibración para el SPOT-HRV y el Landsat –TM, pero el usuario puede incluir fácilmente los correspondientes a otros sensores. También se precisa introducir el ángulo cenital solar.

La propuesta inicial de los métodos basados en el objeto oscuro (*dark object*) fue realizada por Chavez, en 1975, con sus sucesivas mejoras en 1988 y 1996 (Chavez, 1975, 1988, 1996). El punto de partida del método consiste en asumir que las áreas cubiertas con materiales de fuerte absortividad (agua, zonas en sombra), deberían representar una radiancia espectral muy próxima a cero.

El método del objeto oscuro es muy sencillo, y es válido para estimar el espesor atmosférico de aerosoles, pero los errores pueden ser notables para valores de reflectividad altos (por encima del 15 %), al no considerar las transmisividades del flujo incidente y reflejado (Chuvienco, 2000). Este método es el empleado para realizar las correcciones atmosféricas de las imágenes de satélite en el presente trabajo.

1.5 Análisis estratigráfico y sedimentológico: criterios empleados.

La sedimentación dentro de las corrientes de tipo meandriforme, se lleva a cabo casi sobre la planicie de inundación y dependen del clima y la distancia al canal activo. Cuando el canal del río migra por su acción erosiva, los diferentes ambientes del sistema

migran también lateralmente y los sedimentos depositados en ambientes continuos llegan a sobreponerse (Davis, 1992). Dentro del cauce, en el área donde el agua presenta un movimiento lento, se depositan los sedimentos. Una línea a través de las secciones profundas del canal está referida como el *talweg*, éste no permanece en el centro del canal, en lugar de ello éste migra de lado a lado, dando ascenso a una componente lateral del canal de la corriente. El cambio del *talweg* y la subsecuente diferencia entre erosión y depositación tiende a la formación de meandros.

La formación de meandros está relacionada con la energía dinámica del flujo de agua y la carga de sedimentos. En general, la tasa de sedimentación es muy baja, de forma que incluso en las inundaciones de gran magnitud sólo se llegan a depositar algunos centímetros de arcillas, limos y, en ocasiones, arenas (Marzo, 1992); la granulometría de los sedimentos varía en tamaño, ya que los materiales van de gruesos a finos, a medida que se alejan del cauce principal.

Los principales ambientes y facies deposicionales de un río meandriforme son de dos tipos principales de depósitos o asociaciones de facies: de canal y de desbordamiento ("*channel*" y "*overbank deposit*"). Los primeros, que incluyen depósitos de fondo de canal ("*channel lag*") y de barra de meandro, se originan esencialmente por acreción lateral y yacen bajo los segundos, que se originan por acreción vertical e incluyen: depósitos de diques naturales ("*levees*"), de llanura de inundación ("*floodplain*") y de lóbulos de derrame ("*crevasse-splay*"). Otro tipo de depósito, con características intermedias entre los dos citados, son los de relleno de canal abandonado ("*channel fill deposits*") (Marzo, 1992).

A causa de la migración lateral del meandro, los depósitos de canal se presentan constituyendo un cuerpo arenoso tubular, de base erosiva, que aparece tapizada por conglomerados intra o extraformacionales (Marzo, 1992).

Los depósitos de desbordamiento están esencialmente formados por materiales de granulometría fina, limos y arcillas, con pequeñas proporciones de arena, que se hacen más abundante hacia las cercanías del canal (Marzo, 1992).

Los diques naturales o “*levees*” se originan a partir de los sedimentos de mayor granulometría de la carga en suspensión y, por lo general, consisten en una alternancia de arenas, limos y arcillas, que refleja múltiples oscilaciones en el nivel y energía del agua. Las estructuras dominantes en las arenas son la laminación “*ripple*” y la laminación horizontal, aunque ambas suelen encontrarse bioturbadas por raíces (Singh, 1972). Los depósitos de dique natural tienen poco potencial de preservación, ya que se disponen generalmente sobre el margen cóncavo, por lo que tienden a ser erosionados, salvo en el momento en el que el canal se abandona.

La rotura de los diques naturales durante las inundaciones puede introducir sedimento de granulometría relativamente gruesa en la llanura de inundación. Las roturas originan lóbulos de derrame y los depósitos de estos lóbulos son poco conocidos, aunque en general parecen estar formados por uno o múltiples nivelillos lenticulares de arena, frecuentemente amalgamados y alternantes con arcillas y limos de la llanura de inundación (Fig.2).

Así, en el contexto de los depósitos de relleno de canal abandonado se puede mencionar, que un canal meandriforme se abandona periódicamente por dos mecanismos: estrangulamiento (“*neck cut-off*”) o porque el curso acorta su trayectoria habilitando antiguos canales subsidiarios o profundizando las depresiones existentes entre los cordones de meandro (“*chute cut-off*”) (Fig.3).

En el segundo caso, el nuevo curso canaliza progresivamente más y más caudal, de manera que la actividad en el caudal antiguo se reduce progresivamente. Ello se traduce en su relleno gradual; primero por carga tractiva y, más adelante, al obstruirse la comunicación, por las arcillas y limos introducidos en suspensión.

En el primer caso, el abandono se produce de manera más brusca y el canal abandonado se cierra rápidamente en sus extremos - por la carga tractiva depositada en las confluencias con el nuevo curso -, creándose un lago meandro. Este lago recibe solo sedimento fino, transportado en suspensión durante las crecidas.

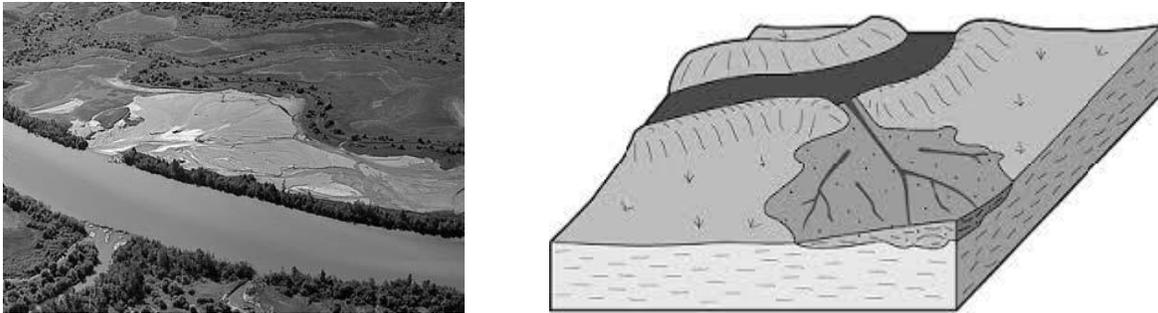


Fig. 2. Rotura de dique natural generando un lóbulo de derrame. En la figura de la izquierda se presenta una imagen real y en la derecha un esquema (Marzo, 1992).

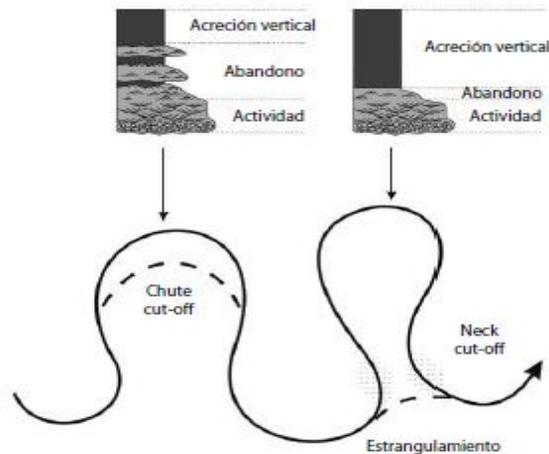


Fig.3. Acortamiento y estrangulamiento de un meandro (Marzo, 1992).

Dentro de la secuencia estratigráfica de facies, encontramos la expresión secuencial del modelo de sedimentación para corrientes meandriformes en la clásica secuencia granodecreciente o "*fining upwards*" (Bernard y Major, 1963; Allen, 1964 y Visher, 1965). Esta secuencia comporta dos términos que se superponen gradualmente: el inferior, de granulometría más gruesa y base erosiva, agrupa a los depósitos de canal, y el superior, esencialmente lutítico, a los de desbordamiento. Cabe señalar, que el término basal de la secuencia admite ciertas variaciones laterales y verticales en la ordenación y proporción relativa de las diferentes facies. Estas variaciones reflejan la particular historia de cada canal (Marzo, 1992).

El modelo clásico se ha elaborado para corrientes meandriformes con una carga tractiva esencialmente arenosa y una carga en suspensión lutítica. Sin embargo (Jackson, 1978), al estudiar diversos ríos actuales, llegó a la conclusión de que el grado de aplicabilidad del modelo clásico (especialmente de la secuencia "*fining upwards*") depende, en gran manera, de la granulometría de la carga de sedimento transportada por dichos ríos.

Basándose en dicho criterio, Jackson (1978) reconoce cinco tipos básicos de corrientes meandriformes, que Miall (1985) simplifica a cuatro y son los siguientes (Fig.4):

- Ríos meandriformes con una carga esencialmente lutítica (*“muddy, fine-grained meandering rivers”*).
- El modelo clásico de río meandriforme (*“mixed-load meandering rivers”*).
- Ríos meandriformes con una carga tractiva integrada por arenas gruesas y gravas (*“coarse-grained meandering rivers”*).
- Ríos meandriformes con una carga tractiva dominada por la grava (*“gravelly meandering rivers”*).

Dentro de la estratigrafía, la distribución tridimensional de los depósitos de canal y de desbordamiento (incluyendo tanto a los de margen de canal como a los que se producen alejados de éste en la llanura de inundación) define lo que se conoce como arquitectura estratigráfica aluvial (Nijman y Puigdefábregas, 1978; Marzo *et al.*, 1988). Para definir un patrón de arquitectura en un sistema fluvial meandriforme, habrá que tener en cuenta la morfología y las dimensiones de los cuerpos de sedimento grosero (principalmente arena, aunque en algunos ejemplos también grava), el grado de interconexión que exista entre ellos, así como la proporción relativa que ocupan estos cuerpos (correspondientes sobre todo a depósitos de canal y de margen de canal) respecto a los sedimentos finos, frecuentemente edafizados, de la llanura de inundación.

A continuación, se muestra la sucesión de litofacies más característica derivada del funcionamiento del denominado modelo clásico, así como algunas claves responsables de la aparición de distintos estilos de arquitectura en cuencas aluviales construidas por la actuación de sistemas meandriformes.

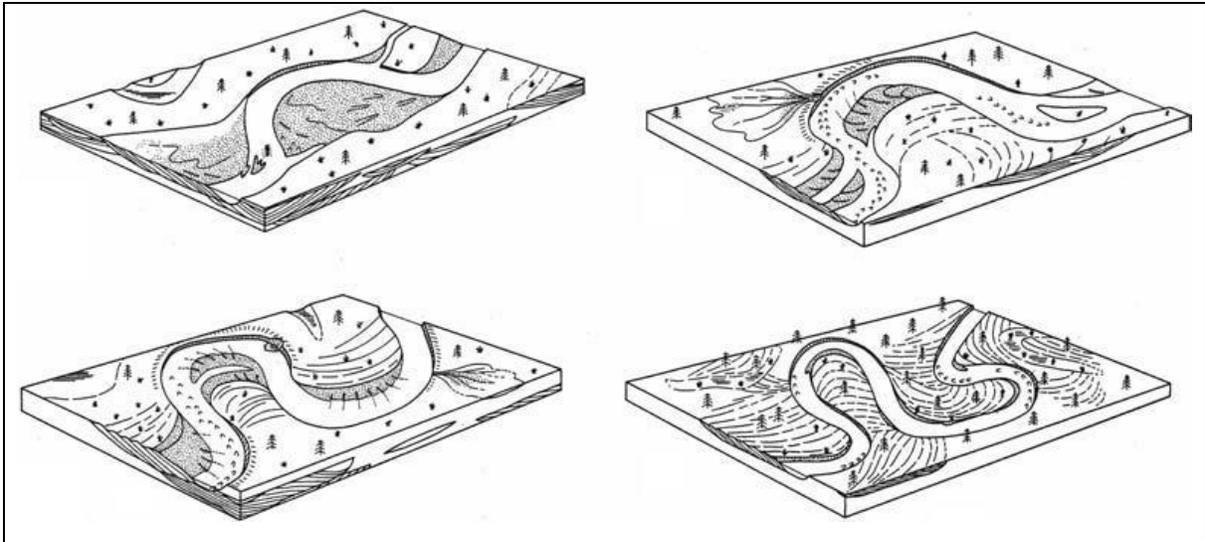


Fig.4. Modelos de corrientes meandriformes de la parte superior izquierda a la parte inferior derecha: 1) con carga tractiva dominada por grava; 2) con carga tractiva integrada por arena gruesa y grava; 3) modelo clásico con carga tractiva dominada por arena y carga en suspensión lutítica; 4) con carga esencialmente lutítica. Obsérvese el progresivo incremento de la sinuosidad del canal del modelo 1 al 4. Tomado de Miall (1985).

Dentro de la secuencia vertical de litofacies típica, la dinámica de desplazamiento lateral del canal por influencia de la erosión preferencial en uno de los márgenes y la acumulación de sedimento por acreción lateral en el otro, es responsable de que en muchos casos se suceda una superposición sistemática de los depósitos, debido a los distintos subambientes descritos (Marzo, 1992).

Esta secuencia vertical de litofacies típica, propuesta por Walker (1979), surge a partir de la observación de un gran número de ejemplos paleozoicos de Gran Bretaña y Norteamérica. De acuerdo con Purkait (2006), Visceras (2006) y Fustic (2007), tres décadas después, esta secuencia sigue constituyendo un patrón reconocible en muchos sistemas actuales y fósiles, especialmente cuando domina el tamaño arena en el sedimento.

En términos simples, se trata de una secuencia granodecreciente ubicada sobre una base erosiva y formada por los depósitos groseros de *lag* a los que se superponen capas de arena con tendencia granodecreciente y que se suelen organizar con estructura interna de estratificación cruzada en artesa, para continuar con arena con laminación cruzada tipo *ripple* (Fig.5). Hasta esta instancia, se trata de los depósitos generados por acreción lateral dentro del canal. La secuencia continúa cuando el canal se ha desplazado lateralmente y en la vertical, donde se encontraba anteriormente se produce el depósito

de lutitas de desbordamiento acumuladas por acreción vertical en la llanura de inundación. Este sedimento fino eventualmente puede verse sometido a procesos de desecación y edafización, como se ha descrito más arriba (Marzo, 1992).

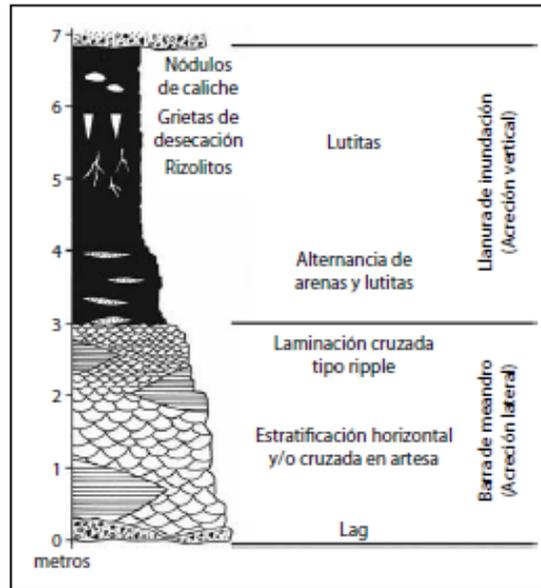


Fig.5. Modelo de secuencia granodecreciente característica de los depósitos de acreción lateral y vertical en ríos meandríticos. Modificado de Allen (1970).

Aunado a lo anterior, hay que considerar como «ruido de fondo» la dinámica de migración lateral del canal en un sentido constante para cada tramo de curva, que da lugar a la superposición de finos de llanura de inundación sobre depósitos groseros de canal, pero también las posibilidades de alteración de esta dinámica y, por tanto, de sus productos sedimentarios, debido a los citados procesos de abandono de canal por causas inherentes al propio sistema fluvial (factores autogénicos o autocíclicos). Así, eventos de estrangulamiento, de *chute cut off* y de avulsión, van a imprimir rasgos particulares a la arquitectura aluvial (Halfar *et al.*, 1998; Gao, 2004).

La relación anchura/altura que se obtiene en los cuerpos de grava y/o arena embebidos en finos y la proporción relativa que ocupan en la arquitectura completa depende, además de las variables citadas, de otros factores, también clasificables como autogénicos, y son la frecuencia con la que se producen los procesos de abandono, especialmente los debidos a avulsión, la tasa de acreción vertical en la llanura de inundación y la anchura de la cuenca aluvial, que marca los límites máximos entre los cuales se puede producir la migración lateral de los canales y su cambio de posición por avulsión (Marzo, 1992).

Además, se deben considerar los efectos que pueden tener la abundancia y el tipo de vegetación en la llanura de inundación.

En cuanto a los factores alogénicos que más significativamente van a influir sobre la arquitectura está, por supuesto, la tectónica, que imprime alteraciones de muy distinto orden de magnitud, las fluctuaciones climáticas de distinta escala, que determinan períodos de muy diferente grado de humedad en las cuencas, así como frecuentes cambios en la descarga fluvial y, por último, los cambios del nivel de base, que imprimen modificaciones al perfil de equilibrio fluvial desencadenando procesos de incisión o de agradación.

En definitiva, todos estos factores de control auto y alogénico se pueden combinar de muy diversas maneras para marcar patrones específicos de cada cuenca, en lo referente a la tasa de divagación de los canales meandriiformes sobre su llanura de inundación y a la capacidad que muestre la cuenca para acomodar el volumen de aportes que genera el canal y sus procesos de desbordamiento.

La escala es una consideración importante en geomorfología fluvial con la interacción de formas y procesos ocurriendo en un amplio rango de escalas de tiempo y espacio, y una de las finalidades de este rango es la evolución a largo plazo del paisaje. En los otros proceso de pequeña escala, como el movimiento de un grano individual de arena del resto del lecho de un canal. Por lo tanto, las escalas espaciales abarcan desde unos pocos milímetros a cientos de kilómetros. Escalas de tiempo relevantes se extienden desde unos pocos segundos a cientos de miles de años o más (Charlotn, 2012).

Los depósitos fluviales registran los efectos combinados de la migración lateral, implicando la incisión y agradación en un amplio rango de escalas espaciales y temporales. Una remota complejidad para la interpretación de depósitos fluviales relacionados a los diferentes estilos y tasas de sedimentación dentro de los ambientes aluviales que podrían responder a los efectos a largo plazo de cambio climático y movimientos tectónicos, o cambios a corto plazo promovidos por eventos extremos (inundaciones) o causas antrópicas.

1.6 Metodología geomorfológica general.

El método empleado para la elaboración del presente trabajo está basado en el levantamiento geomorfológico propuesto por el *International Institute of Aersopace Survey and Earth Sciences*, que consiste en proporcionar información concisa y sistemática sobre las formas del terreno, los procesos geomorfológicos y los fenómenos naturales conexos; dicha información puede ser presentada, tanto en mapas como en base de datos, utilizando un sistema de información geográfica (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

En el sistema desarrollado por el ITC, se encuentran tres tipos de levantamientos y cada uno de ellos da origen a diferentes clases de mapas con un objetivo diferente, los cuales son: el mapa geomorfológico analítico, el mapa geomorfológico sintético y el mapa geomorfológico pragmático (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

El levantamiento geomorfológico analítico proporciona información con relación a las formas del relieve y a los procesos que existen en un área determinada; dentro de este tipo, el mapeo morfogenético es fundamental y es muy importante el aporte de la información litológica, cronológica y morfoestructuras. Este tipo de mapeo geomorfológico presenta información detallada del terreno. Dentro del contenido que se puede incluir en el mapeo morfogenético se encuentra la morfogenésis, donde las unidades del relieve se delimitan por origen y tipo de relieve; la información litológica, morfométrica y morfocronológica, también son representadas dentro de este mapeo (Verstappen y Van Zuidam, 1991).

El levantamiento sintético contribuye en el contexto ambiental biofísico y de las relaciones ecológicas con el paisaje. Este tipo de análisis es utilizado para levantamientos multidisciplinarios, donde además de evaluar los procesos geomorfológicos, también se analizan las diversas características del terreno, como suelos, hidrología, vegetación y topografía. Para el método sintético, se han diferenciado niveles de evaluación de unidades del terreno dependiendo del mapeo que se quiera representar, el cual puede establecer jerarquías de unidades de mapeo muy detalladas hasta unidades de menor detalle, esto en función del objetivo del estudio que se lleve a cabo. Por último, el levantamiento pragmático es el resultado de investigaciones de geomorfología aplicada que tienen un objetivo definido; este tipo de mapeo se utiliza en los estudios de

evaluación de riesgos naturales, de mitigación de desastres, de ordenamiento territorial, entre otros (Verstappen y Van Zuidam, 1991). Para el trabajo realizado en el área de estudio del río Tesechoacán se aplicaron el método analítico y el sintético.

En primera instancia, el levantamiento comienza con obtener una visión general de la geomorfología del área de estudio, incluyendo sus relaciones con áreas adyacentes. Esto es llevado a cabo con el análisis de las imágenes de satélite o mediante el uso de fotografías aéreas. Al mismo tiempo, se pueden consultar las fuentes de información disponibles, como los mapas temáticos existentes, la bibliografía del área de estudio y se selecciona la escala de mapeo. Teniendo una idea general del área y con la ayuda de un Sistema de Información Geográfica se integra un mapa topográfico digital, cuya finalidad es servir de base.

El siguiente paso es realizar la interpretación de las fotografías aéreas e imágenes de satélite para delimitar las unidades geomorfológicas mayores, sus divisiones y procesos geomorfológicos fluviales, usando símbolos lineales. Por último, se debe de realizar un informe final en el cual se integran los resultados y mapas finales con su respectiva descripción.

1.7 Principios para la cartografía geomorfológica fluvial.

La cartografía base utilizada fue la topográfica y la temática, editadas por el INEGI, en diferentes años, las cuales ayudaron a tener una visión general de área de estudio del Río Tesechoacán y están indicadas en las siguientes tablas:

Tabla 1. Cartas topográficas a escala 1:50,000.

Nombre	Clave	Escala	Dependencia	Año
Ignacio de la Llave	E15A61	1:50000	INEGI	2006
Lerdo de Tejada	E15A62	1:50000	INEGI	2004
Tres Zapotes	E15A72	1:50000	INEGI	1984
Loma Bonita	E15A81	1:50000	INEGI	2007
Isla	E15A82	1:50000	INEGI	2007
Playa Vicente	E15C11	1:50000	INEGI	2004
Juan Rodríguez Clara	E15C12	1:50000	INEGI	2004

Tabla 2. Cartas temáticas a escala 1:250,000.

Nombre	Tema	Clave	Escala	Dependencia	Año
Coatzacoalcos	Edafología	E14-1-4	1:250,000	INEGI	1994
Coatzacoalcos	Geología	E14-1-4	1:250,000	INEGI	1983
Coatzacoalcos	Uso de Suelo y Vegetación	E14-1-4	1:250,000	INEGI	1984

Las cartas temáticas con escala 1:250,000, fueron empleadas para describir los diferentes temas con relación a la geología, edafología y uso de suelo y vegetación del área de estudio, además de consultar la bibliografía considerada, estableciendo una relación de los mapas temáticos con las unidades geomorfológicas fluviales obtenidas.

Para la elaboración de la cartografía, en primera instancia, se llevó a cabo la selección de 80 fotografías aéreas a escala 1:20,000, del año 1955 de la planicie del Río Tesechoacán. Posteriormente se realizó el escaneo de las mismas a 300 dpi; el siguiente paso fue la georreferenciación de las fotografías aéreas. Por último, se llevó a cabo la fotointerpretación geomorfológica con base en las fotografías aéreas, trazando en ellas las unidades geomorfológicas fluviales, tomando en cuenta diversos aspectos como el uso de suelo, la altura relativa y los rasgos fluviales. Los pasos anteriormente citados se desarrollaron con el Sistema de Información Ilwis, versión 3.3, el desarrollado en el *International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences* (ITC) y es una herramienta que permite introducir, manejar, analizar y presentar datos geográficos para generar información sobre patrones espaciales y temporales, además de procesos que se presentan sobre la superficie de la Tierra (ITC, 2000).

Las fotografías aéreas describen detalles o crean una visión general que no puede ser contemplada a nivel del terreno, y suelen mostrar las relaciones espaciales que son observadas en campo (Van Zuidam, 1985). En el presente trabajo son de gran ayuda puesto que son la única herramienta que se tiene de referencia para realizar el mapeo geomorfológico histórico.

Las imágenes de satélite tienen una dimensión aproximada de 180 km por 180 km de cubrimiento. Para denominar las imágenes Landsat se utiliza una grilla mundial en el que se identifica cada imagen de forma unívoca por un Path (franja vertical) y un Row (fila horizontal). En el área de estudio del Río Tesechoacán se utilizaron para la parte norte: Path 24 y Row 47, la zona sur: Path 24 y Row 48.

(http://www.biesimci.org/satelital/procesada/landsat/indices/Landsat_path.html). Con base en lo anterior es importante indicar que se emplearon dos imágenes de satélite para cada año.

El siguiente paso fue realizar los compuestos RGB de cada imagen de satélite con la finalidad de identificar áreas de inundación. Posteriormente se realizó un mosaico, que es la unión de imágenes georreferenciadas para crear una sola imagen que contenga los elementos pertenecientes a ambas imágenes. Dicho lo anterior, se unieron las imágenes con Path 24 y Row 47 (parte norte) y Path 24 y Row 48 (parte sur), de cada año, teniéndose completa el área de estudio del Río Tesechoacán. En este proceso se usó el programa ERDAS Imagine ver. 9.2, que es un Sistema de Información para el geoprocesamiento de imágenes raster, percepción remota y fotogrametría usado para extraer información de imágenes de satélite y aéreas (Leica Geosystems, 2001).

Continuando con el proceso de elaboración de la cartografía geomorfológica se procedió a realizar la corrección atmosférica de los mosaicos con el programa ENVI ver. 4.5, el cual es una aplicación de software actualmente comercializado por *ITT Visual Information Solutions (VIS)* utilizados para procesar y analizar imágenes geoespaciales. Es comúnmente usado por profesionales de percepción remota, científicos, investigadores y analistas de imágenes (VIS, 2015). El método empleado fue el del objeto oscuro (*dark object*) realizado por Chávez, en 1975, con sus sucesivas mejoras en 1988 y 1996 (Chávez, 1975, 1988, 1996), mencionado anteriormente.

Acto siguiente fue el realizar el recorte del área de estudio del Río Tesechoacán utilizando el programa ERDAS Imagine ver. 9.2 para cada mosaico en las fechas que se seleccionaron para el estudio.

Después se realizó la exportación de las imágenes recortadas en ERDAS al programa Ilwis. En este programa se llevó a cabo el trazo de los segmentos y la generación de los mapas de polígonos de las unidades geomorfológicas fluviales del área de estudio, entre ellas el del lecho menor del Río Tesechoacán para realizar las comparaciones entre las diferentes fechas y analizar la migración del mismo.

Por último, se llevó a cabo la edición final de los mapas en el Sistema de Información Geográfica ArcGis, ver. 9.3, el cual es un completo sistema que permite recopilar, organizar, administrar, analizar, compartir y distribuir información geográfica (ESRI, 2009).

En lo referente a la delimitación de las unidades geomorfológicas es importante mencionar, que se consideraron algunas referencias que fueron fundamentales para realizar dicha demarcación, como los trabajos de Ortiz (1979), Zavala (1985) y Aragón (2005). Meijerink (1988) realizó un estudio donde establece las Unidades de Mapeo del Terreno, las cuales describen divisiones naturales del terreno, que pueden ser distinguidas sobre fotografías aéreas y se pueden verificar en campo; para estas unidades se toman parámetros, como origen específico y general del relieve, edad y tipo de relieve.

Dentro de los criterios considerados para la delimitación de las unidades geomorfológicas fluviales, en las fotografías aéreas, se encuentra la tonalidad, que sirvió para delimitar a las unidades geomorfológicas fluviales denominadas llanura alta de inundación y llanura baja de inundación. Las llanuras altas de inundación presentan tonalidades claras, que representan áreas de cultivos; la llanura baja de inundación presenta tonalidades oscuras, indicando la presencia de humedad en esas áreas, lo que conlleva a deducir que son las áreas afectadas por inundaciones.

La pendiente es un criterio importante para la delimitación de las unidades geomorfológicas fluviales como el *leveé*, que presenta una pendiente moderada conforme se va alejando del lecho menor hacia ambos márgenes de la llanura fluvial, aunque es notable indicar que la tonalidad también es importante debido a la identificación de cultivos sobre estas unidades geomorfológicas fluviales.

La forma de las unidades geomorfológicas fue también un criterio utilizado para delimitarlas. La terraza fluvial está caracterizada por presentar una forma plana, estrecha y alargada, situada sobre ambos márgenes del Río Tesechoacán; el banco arenoso sin vegetación tiende a presentar una forma larga y lineal y están identificados al interior del lecho menor; las barras marginales presentan una forma irregular, debido a que están formadas de materiales no consolidados y, el *Chute* o canal subsidiario, presenta una forma de canal con una amplitud muy reducida.

Los rasgos lineales también fueron criterios para delimitar a las unidades geomorfológicas fluviales como en los meandros, debido a que en la fotointerpretación es muy importante poder establecer los límites de éstos, con la finalidad de identificar los procesos que se han manifestado sobre los mismos.

Con base en los criterios anteriormente mencionados se procedió a delimitar las unidades geomorfológicas fluviales. Los meandros fluviales pueden aparecer directamente encajados sobre un sustrato rocoso o discurrir sobre aluviones. En este último caso pueden distinguirse dos situaciones: a) los meandros aparecen lateralmente confinados sobre terrazas, lo que a la larga restringe su capacidad de migración lateral; b) los meandros migran libremente, sin restricción lateral alguna, sobre una llanura fluvial (Marzo, 1992). En el primer caso los meandros se identifican sobre una llanura fluvial erosiva y en el segundo ejemplo sobre una llanura fluvial acumulativa como el Río Tesechoacán, en el cual se analiza la migración que ha presentado en el rango de tiempo comprendido entre 1955 y 2014.

Los ríos y corrientes continuamente forman y acomodan sus canales a través de la erosión del límite del canal (lecho y banco) y en el retrabajo y deposición de los sedimentos, por ejemplo, la erosión de los bancos puede llevar a la ampliación del canal, mientras que la deposición de sedimento reduce la profundidad y puede llevar a la formación de barras de canal. Estas son algunas formas en las que el ajuste de canal se puede producir (Charlton, 2012).

Daniel (1971), describió los procesos de la migración del canal en términos de rotación, expansión y traslación del eje de la curva. La expansión está definida como el incremento en la longitud de la trayectoria y la rotación como el cambio en dirección de la referencia del eje. La traslación es el movimiento del lecho aguas abajo, manteniendo una constante en la longitud de la trayectoria sin cambios en la dirección del eje de referencia.

La llanura de inundación del Río Tesechoacán comprende un tipo de relieve predominante que es la llanura fluvial acumulativa y se caracteriza porque el lecho menor se eleva progresivamente por encima de su llanura fluvial, que se encuentra distribuida sobre ambos márgenes del Río Tesechoacán, ocupa la mayor extensión y está considerada con un origen general exógeno. Con relación al origen específico es

importante mencionar que se trata de una llanura fluvial acumulativa y la edad de esta pertenece al Cuaternario. Prácticamente todas las unidades geomorfológicas fluviales identificadas sobre la llanura de inundación del Río Tesechoacán presentan un origen general exógeno, un origen fluvial acumulativo y la edad de las mismas corresponde al Cuaternario.

La llanura alta de inundación es una unidad geomorfológica que ocupa los niveles más altos y solo se ve afectada con los volúmenes de las inundaciones extraordinarias. Se localiza sobre ambas márgenes del Río Tesechoacán desde la confluencia del Río Cajones y Río Manzo y hasta su incorporación con el Río Papaloapan. Es importante señalar que en el análisis multitemporal, a partir del año 1955, se presenta con una distribución espacial reducida la cual va aumentando conforme se va avanzando hacia el 2014.

La llanura baja de inundación está localizada en áreas donde predominan las depresiones y, por consiguiente, es el área que presenta mayor afectación por las inundaciones. Estas depresiones están consideradas como perennes e intermitentes y en la etapa de desbordamiento del río afectan directamente a la llanura baja de inundación, causando que el agua permanezca sobre éstas o llegue a desbordarse (López, 2008). Asimismo, se encuentran algunos rasgos geomorfológicos fluviales como río perenne y tributario. Es la unidad que presenta la mayor distribución espacial al inicio del análisis espacial multitemporal que va disminuyendo hacia el final del mismo.

El lecho menor de inundación es el Río Tesechoacán y se caracteriza por presentar agua todo al año. Queda comprendido desde la confluencia de los Ríos Cajones y Manso hasta su incorporación con el Río Papaloapan. Su amplitud y longitud varían para cada año del análisis multitemporal en donde influyen los procesos fluviales que se presentan en el área de estudio.

La unidad lecho mayor de inundación se considera como parte del lecho de un río que puede llegar a ser cubierto por las aguas, cuando el lecho menor no es capaz de conducir el flujo del agua o durante las avenidas. De la misma forma presenta variaciones en su distribución espacial en el análisis temporal y está asociado a los procesos fluviales del Río Tesechoacán.

Para las unidades geomorfológicas fluviales denominadas depresiones se realizó una clasificación con base en la permanencia del cuerpo de agua sobre éstas. La unidad denominada depresión perenne se caracteriza por presentar agua durante todo el año, ésta unidad tiende a cambiar de extensión debido a la influencia de las inundaciones o las precipitaciones que se presentan en el área de estudio. Se identifica sobre ambas márgenes del Río Tesechoacán sobre los diferentes años del análisis multitemporal.

La unidad depresión intermitente es ocupada temporalmente por agua cuando se presentan inundaciones o durante las precipitaciones. Durante los meses de estiaje estas unidades no están cubiertas de agua. Se caracteriza por presentar una distribución espacial cambiante que es muy evidente en los años en que se realiza el análisis multitemporal.

Los *levées*, término francés, son unidades geomorfológicas que se identifican a lo largo de los ríos como elevaciones que frecuentemente se extienden hacia las márgenes del lecho menor por cientos de metros y son usualmente altos en la cercanía del lecho menor con una pendiente gradual hacia el lado del valle (López, 2008). Los *leveés* son discontinuos y se presentan sobre canales activos y abandonados; una de las características de esta unidad es que varían en altura sobre la llanura de inundación, identificándose desde algunos centímetros hasta metros, dependiendo del tamaño del río, granulometría del río, que es la carga de sedimento, tasa de depositación y estación de desarrollo (Bridge, 2003). Se localizan sobre las márgenes cóncavas del Río Tesechoacán y varían en distribución espacial dentro del análisis espacial multitemporal.

La terraza fluvial es una llanura de inundación abandonada que se formó cuando el río presentaba un flujo en un nivel más elevado que el actual por cambios en el régimen hidrológico. Topográficamente consiste de dos partes: un escalón, el cual es una superficie plana, estrecha y alargada que representa el nivel de la llanura de inundación formadora, y el escarpe, que conecta al piso con alguna superficie localizada en el fondo del valle. Identificadas sobre ambas márgenes del Río Tesechoacán, presentan variaciones de extensión debido a los procesos fluviales presentes en la llanura de inundación.

El banco fluvial arenoso sin vegetación se ha desarrollado en el lecho menor del río por el abandono de la arena y de las gravas arrastradas por el curso del mismo. Su forma tiende a ser largo y lineal, es muy usual que se desarrollen en áreas donde se lleva a cabo la acumulación de los depósitos de materiales más recientes dentro del lecho menor del río. Es importante indicar que esta unidad es muy dinámica por su ubicación, además su distribución espacial en el análisis multitemporal es muy evidente en los diversos años.

La unidad geomorfológica fluvial barra marginal tienden a ser acumulativas y de forma regular se identifican en el interior de los meandros, en el lecho menor del río en donde la profundidad y amplitud son muy reducidas. Están compuestas principalmente de gravas y arenas. Esta unidad presenta una dinámica muy cambiante debido a su ubicación donde se presentan diferentes procesos fluviales.

La unidad geomorfológica fluvial denominada brazo de crecida se caracteriza por ser un área de desbordamiento al presentarse las inundaciones, aunque el flujo desbordado regresa al lecho menor del río con el cual se tiene estrecha relación. La sedimentación puede llegar a rellenar a estas unidades dejándolas incomunicadas con el lecho menor y se puede apreciar en su variación espacial en el estudio multitemporal del área de estudio.

La unidad geomorfológica fluvial denominada meandros abandonados fueron clasificados en meandro abandonado activo en crecidas, por acortamiento y en forma de lago de herradura. Dentro de los meandros se presentan procesos fluviales denominados estrangulamiento (*neck cut-off*) y acortamiento (*chute cut-off*). El estrangulamiento está caracterizado por que los cuerpos de agua guardan aún comunicación temporal con el río por medio del estrecho canal que se sitúa a través del lecho remanente del meandro recién abandonado, esto es, que los sedimentos aún no alcanzan a colmar los extremos del cauce en los meandros recién estrangulados (López, 2008). Los meandros abandonados activos en crecidas están identificados dentro del primer proceso. Es importante indicar que sobre ambos márgenes del Río Tesechoacán se identifican este tipo de unidades en diferentes dimensiones espaciales, las cuales modificaron su forma debido a los procesos fluviales ocurridos en el estudio multitemporal que abarca del año 1955 al 2014.

La unidad geomorfológica fluvial denominada meandro abandonado por acortamiento, se caracteriza porque el nuevo curso canaliza cada vez más caudal, lo que resulta en constantes modificaciones del curso fluvial, de manera que la actividad en el caudal antiguo se reduce progresivamente, impidiendo la comunicación con el lecho menor del río debido a su relleno gradual: primero por carga de fondo y más adelante, al obstruirse la comunicación, por las arcillas y limos introducidos en suspensión (López, 2008). Sobre ambas márgenes de la llanura fluvial se identifican éste tipo de meandros que está asociado a la dinámica fluvial de la migración.

La unidad geomorfológica fluvial denominada meandros abandonados en forma de lagos de herradura, o media luna, se caracteriza porque ya no tiene contacto con el lecho menor del Río Tesechoacán producto de la migración y procesos fluviales dentro de la llanura de inundación. Aunque en menor distribución espacial, se encuentran sobre ambas márgenes del río.

El río perenne es una unidad geomorfológica que se caracteriza por presentar flujo de agua en todo el año y, en algunos casos, desembocan sobre depresiones perenes. Dentro del área de estudio su longitud y amplitud es variada, encontrándose en ambas márgenes del Río Tesechoacán.

El río intermitente presenta flujo de agua posterior a una precipitación y durante las inundaciones, debido a que conducen el flujo del agua hacia las partes más deprimidas de las llanuras de inundación. Posteriormente, a medida de que van descendiendo los niveles de agua, sólo permanece el cauce de estos ríos.

Las líneas de acreción son producidas por la migración lateral del meandro y se caracterizan por presentar un cuerpo arenoso tabular y se encuentran inclinadas hacia el canal. De base a techo, cada unidad acrecional se caracteriza por una disminución gradual de la granulometría. El espesor del cuerpo arenoso tabular es, aproximadamente, asimilable a la profundidad del canal (Marzo, 1992).

Una vez delimitadas estas unidades geomorfológicas en las fotografías aéreas se procedió a capturarlas en el Sistema de Información Geográfica (SIG), para lo cual se escanearon con una resolución de 600 dpi. A cada fotografía aérea se le creó una

georreferencia. Posteriormente, se procedió a digitizar las unidades delimitadas sobre las fotografías aéreas con el objetivo de crear un mapa de segmentos con la unión de todos los trazos realizados en las fotografías aéreas del área de estudio. A este mapa de segmentos se le realizaron una serie de correcciones con la finalidad de que ellos no presentaran errores, existiera una coincidencia en su unión, que estuvieran trazados completamente y que se presentara una intersección adecuada entre ellos.

Finalmente, a este mapa de segmentos, previamente corregido, se transformó en un mapa de polígonos donde a cada uno de estos se le asignó un nombre con relación a la unidad que representa con base en la fotointerpretación geomorfológica; es en esta etapa donde se elabora el mapa geomorfológico fluvial y se verifica la migración del lecho menor del río en diferentes fechas, citadas anteriormente.

El modelo *RVR Meander* (Abad *et al.*, 2006), fue desarrollado como una herramienta de modelado de restauración y procesos de naturalización en ríos. Este modelo incluye un programa basado en Windows y otro en un Sistema de Información Geográfica (SIG) para el análisis y modelación, en planta, de la migración de ríos. La principal diferencia entre estas dos versiones es el ambiente de trabajo y en cómo los datos introducidos son incorporados dentro del modelo.

A través del tiempo, varios ríos han sido canalizados causando problemas ambientales y ecológicos. Las técnicas de restauración evolucionan como una solución natural a la canalización, por lo tanto, la predicción en planta de la migración de ríos es indispensable por razones económicas y sociales, así como el desarrollo de áreas urbanas cercanas a los ríos, la prevención de daños a la infraestructura, la reducción de pérdidas de tierras agrícolas y el mantenimiento de la diversidad biológica en los ríos.

Abad y García (2004), proponen este modelo, tanto en forma conceptual, así como en forma matemática para el estudio de la evolución de los ríos meándricos, que puede ser usado, tanto para la restauración y los procesos de naturalización de ríos.

El presente modelo para la evolución y migración de meandros incluye dos módulos. El primero determina importantes parámetros (caracterización) de corrientes naturales basados sobre un análisis estadístico, como es la sinuosidad, la tasa de migración,

ensanchamiento y asimetría. Este es indispensable cuando analizamos una corriente cualitativamente y cuantitativamente para una planeación futura. El segundo presenta el modelo de migración en planta, donde se aplica un sub-modelo aplicado al banco de erosión, usando el concepto de la velocidad cercana al banco.

El modelo se encuentra en versión basada en Windows y en SIG. La versión basada en Windows fue desarrollada usando *Microsoft Visual C++* y *Microsoft Foundation Classes (MFC)*. Hay tres maneras de introducir las coordenadas de las líneas centrales del río. Puede hacerse escribiendo las coordenadas, copiando y pegando a partir de una hoja de cálculo y por último, importándolos de un archivo de ArcMap-DXF. Para el módulo de estadística es necesario especificar tres líneas centrales de tiempo 1 (t_1), tiempo 2 (t_2) y la línea central del valle. Para el módulo de migración solo una línea central es necesaria.

La versión basada en el SIG, fue desarrollada usando *Microsoft Visual C++*, además de MFC, Visual Basics y el ArcObjects Developer Kits (construido usando la tecnología Microsoft Components Objects Models (COM)). Esta versión permite al usuario utilizar los datos de línea de SIG existentes para obtener automáticamente las coordenadas de la línea central del río dentro de la plataforma de ESRI ArcMap. ArcObjects es una plataforma desarrollada por la familia de aplicaciones ArcGis, así como ArcMap, ArcCatalog y ArcScene. Esto permite a los usuarios aumentar la funcionalidad disponible en ArcInfo y ArcView

Con lo anterior se puede indicar que el empleo del modelo matemático RVR *Meander* (Abad *et al.*, 2006) se utiliza para analizar la migración del río Tesechoacán, dentro del período comprendido entre los años de 1955 al 2013, permitiendo conocer la tasa de desplazamiento transversal, identificando la cantidad de áreas modificadas, pretendiendo establecer si el río está presentando un patrón de migración específico hacia un área en especial e identificando los factores que han determinado dicho proceso de cambio.

Como se mencionó anteriormente, se digitizó el lecho menor del Río Tesechoacán del año de 1955, con fotointerpretación, para posteriormente compararlo con el de las imágenes de satélite del año de 1974, 1984, 1999 y 2013, junto con las unidades geomorfológicas fluviales. Esta metodología, usando el modelo RVR *Meander*, fue

empleada en el estudio del río Bermejo con un estudio multitemporal en el período de 1962 al año 2005 (Brea *et al*, 2009).

CAPITULO 2. MARCO GEOGRAFICO DEL AREA DE ESTUDIO.

2.1 Localización del área de estudio.

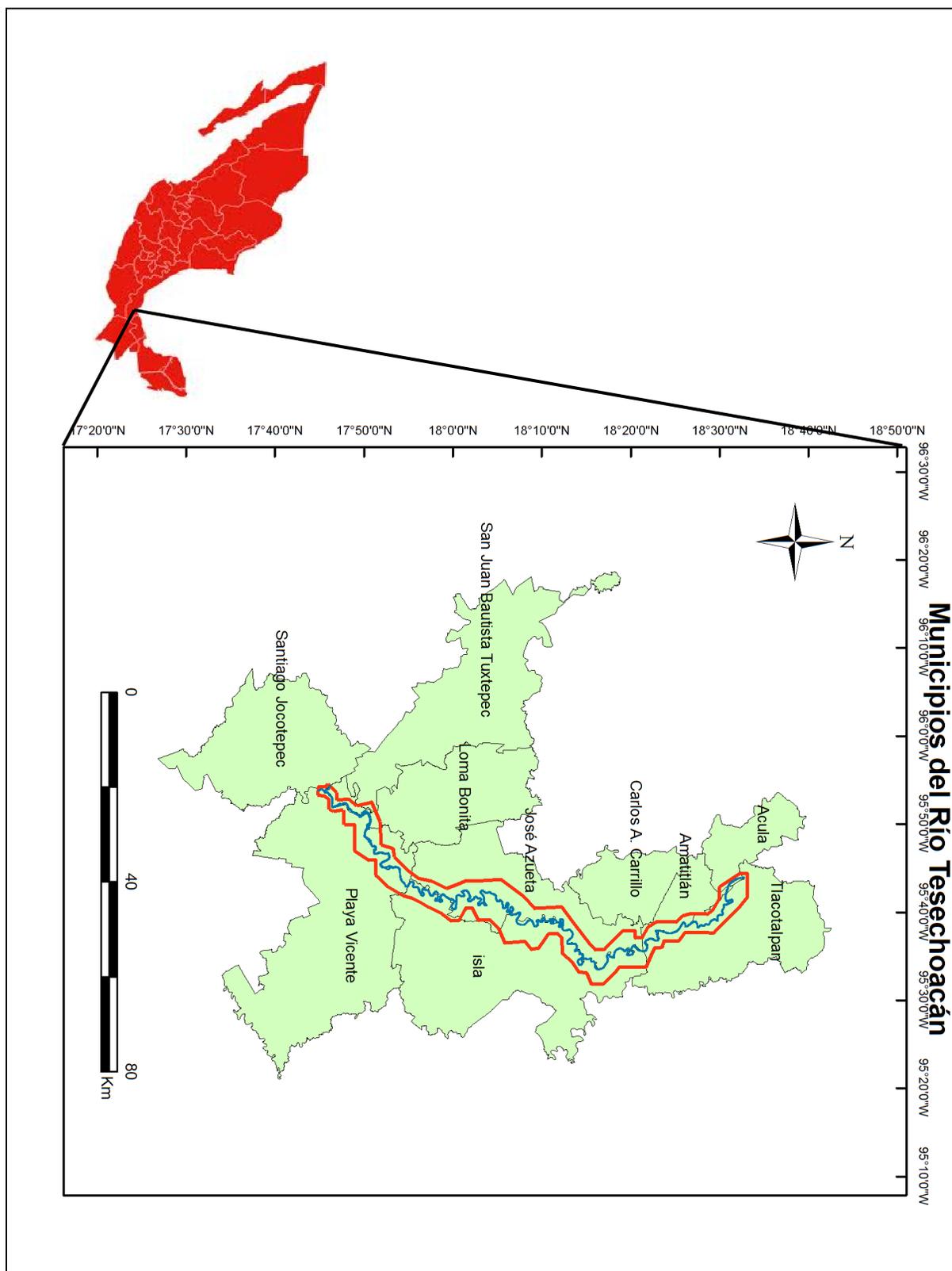
El área de estudio (Mapa 1), está ubicada en la llanura fluvial del Río Tesechoacán y se localiza dentro de la cuenca del río Papaloapan, en la región hidrológica número 28. El Río Tesechoacán tiene su origen en la confluencia de los ríos Cajones y Manso, aguas arriba de la localidad de Playa Vicente, a una altitud aproximada de unos 50 msnm, para incorporarse al río Papaloapan por la margen derecha a 20 km aguas arriba de la población de Tlacotalpan, siendo uno de los principales aportadores al río Papaloapan, en la zona baja de la cuenca.

La trayectoria del cauce es en dirección noreste, con un cambio de dirección antes de su desembocadura en sentido noroeste. El cauce es de poca pendiente y escurre por la planicie costera, describiendo numerosos meandros y atravesando extensas llanuras de inundación y zonas pantanosas, desde Playa Vicente hasta su desembocadura en el río Papaloapan. La longitud del cauce principal, desde la unión de los ríos Cajones y Manso hasta la confluencia con el río Papaloapan, es de unos 195 km aproximadamente. Aporta un escurrimiento medio anual de 6,123 mm, y un acarreo de azolves 897,000 m³, medidos en la estación Garro (Tejeda, 2005).

En esta cuenca se distinguen dos grandes regiones: el Alto Papaloapan y el Bajo Papaloapan, o Cuencas Alta y Baja, respectivamente. Se considera Bajo Papaloapan, o Cuenca Baja, a las tierras localizadas por debajo de los 100 msnm, conformando localmente lo que se conoce como región del sotavento. Esta es una zona predominantemente plana, con algunos terrenos ondulados y de pendiente suave (Vázquez, 1988). El río Tesechoacán se encuentra dentro del Bajo Papaloapan o Cuenca Baja.

2.2 Constitución geológica y condiciones geomorfológicas de la cuenca

Para el análisis de la litología superficial, se tomó como referencia la establecida por INEGI (1983). Desde la confluencia de los ríos Cajones y Manzo, sobre ambas márgenes, y hasta la unión del río Tesechoacán con el río Papaloapan, se encuentran aluviones del Cuaternario (Mapa 2). Cercana a la confluencia que da origen al río Tesechoacan, se



Mapa1. Localización del área de estudio delimitada en línea roja y el línea azul el Río Tesechoacán.

encuentra una litología del Terciario (Paleoceno), con una asociación de lutitas-areniscas, al suroeste.

En la margen izquierda, con dirección hacia el norte, encontramos una litología del Terciario (Paleoceno) con una asociación lutita-arenisca, igual que en la confluencia de los ríos. Más adelante, se presenta un cambio encontrándose areniscas del Terciario (Mioceno).

Por la margen derecha, se encuentra, de la misma forma que sobre la izquierda, una asociación de lutitas-areniscas del Terciario (Mioceno) y areniscas de la misma edad del Terciario medio; en un área muy reducida se localizan depósitos de conglomerado del Terciario medio.

Hacia la parte de la confluencia del río Tesechoacán con el río Papaloapan, se encuentran solo depósitos de aluvión del Cuaternario, característica principal del área baja de la cuenca del Papaloapan.

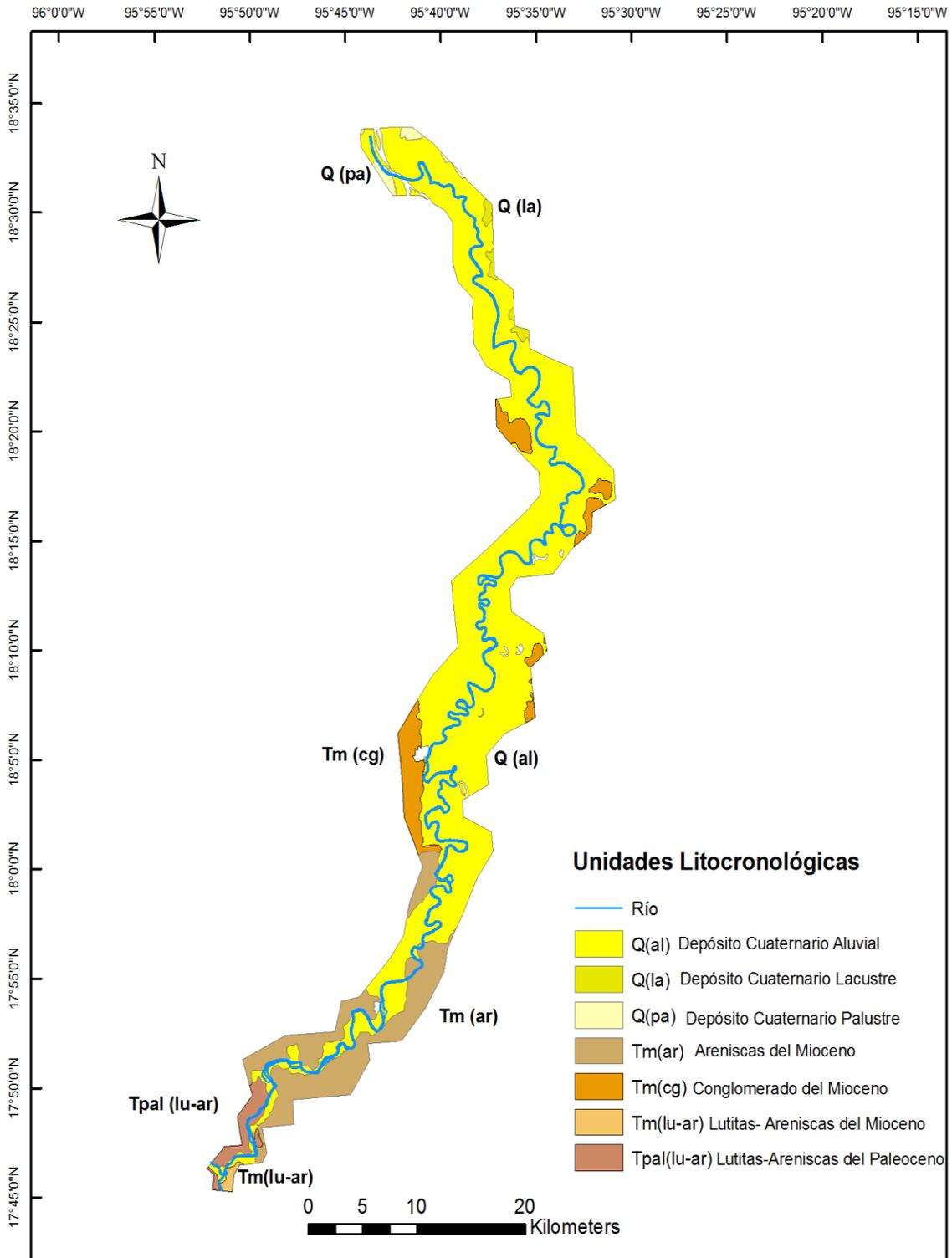
La cuenca del Papaloapan se localiza en la provincia de la Llanura Costera del Golfo Sur, que es una llanura de fuerte aluvionamiento por tener a los ríos más caudalosos, como son el Papaloapan, Coatzacoalcos, Grijava y Usumacinta. El área correspondiente a la zona de estudio se encuentra en la subprovincia denominada Llanura Costera Veracruzana, específicamente en la región de la Llanura Costera Aluvial y los sistemas de Lomeríos del Sur y Sureste.

El área de estudio se encuentra constituida geomorfológicamente por una planicie con pendientes escasas y uniformes, con altitudes menores a los 10 msnm, además se presentan depresiones naturales, dando origen a cuerpos de agua permanentes e intermitentes, estas últimas presentes en épocas de lluvias.

2.3 Características climáticas del trópico húmedo veracruzano.

Según la fórmula más ampliamente aceptada, el clima de una localidad queda definido por las estadísticas, a largo plazo, de los caracteres que describen el tiempo de esa localidad, como temperatura, humedad, viento, precipitación, entre otros, siendo el tiempo

Unidades Litocronológicas



Mapa 2. Unidades Lito-cronológicas.

del estado de la atmósfera en un lugar y momento determinados.

La importancia de clima es tan grande y alcanza a tantos aspectos de la vida humana, que su consideración resulta imprescindible en los estudios del medio físico, que abarquen zonas con distintos climas, como es el caso de las ordenaciones de cuencas. Por otra parte, el clima influye en el tipo de suelo y así como en la utilización de la tierra. También se encuentra íntimamente relacionado con la topografía.

El tipo de clima de la zona en donde se ubica el río Tesechoacán es cálido subhúmedo, la precipitación total de noviembre a abril es de 300 a 350 mm y de entre 0 a 29 días con lluvia y 1,384.23 mm anuales. La temperatura media anual es de 26° C (Tejeda, 2005), la temperatura máxima se registra en 37.2° C, presentándose durante el mes de mayo; mientras que la temperatura mínima es de 17.4° C y se presenta en el mes de enero (Rodríguez, 2010).

El área está expuesta a diferentes meteoros, cuyas intensidades disminuyen a medida que penetran en el continente. Estos son vientos Alisios y tormentas estacionales (en verano – otoño o en otoño – invierno), características de las costas del Golfo de México, como inundaciones, mareas altas, ciclones, tormentas y los llamados “Nortes”. La cercanía del mar confiere otras características: aspersion salina provocada por la brisa marina e intensa radiación solar. La alta humedad ambiental propicia, además, poca variación térmica entre el día y la noche (Vázquez, 1998).

2.4 Red fluvial y características hidrológicas.

El área geográfica del Río Tesechoacán pertenece a la región hidrológica número 28 Papaloapan, de acuerdo al listado de regiones hidrológicas del país, la cual se encuentra ubicada en el sureste, en parte de los estados de Puebla, Oaxaca y Veracruz (CENAPRED, 1994). Por el volumen de su caudal, ésta cuenca, es la segunda en importancia del país con una superficie aproximada de 46,517 km² y generan un aporte hidráulico medio anual estimado en 46,687 mm³, lo que representa el 13% de todos los escurrimientos de la República en solamente el 2.4% del área del territorio nacional (Rodríguez, 2010).

Se encuentra limitada, al Norte, con las cuencas hidrológicas de la región número 18, perteneciente al Balsas y a la del Río Atoyac del Estado de Veracruz; al Sur, con las cuencas hidrológicas de los Ríos Atoyac del Estado de Oaxaca y Tehuantepec; al Este, por la cuenca hidrológica del Río Coatzacoalcos; y al Oeste, con la región hidrológica número 18 Balsas.

De una manera más específica, la subcuenca hidrológica del Río Tesechoacán está comprendida desde la confluencia de los ríos Cajones y Manso hasta la unión con el Río Papaloapan, en lo que corresponde a la cuenca hidrológica Llanuras de Papaloapan. Tiene un área drenada de 1,799.0 kilómetros cuadrados, y se encuentra delimitada por las siguientes cuencas hidrológicas: al Norte, por las cuencas hidrológicas Llanuras del Papaloapan y Río San Juan; al Sur, por la cuenca hidrológica Río Trinidad; al Este, por la cuenca hidrológica Río San Juan; y al Oeste, por la cuenca hidrológica Río Papaloapan.

El cauce es de poca pendiente y escurre por la planicie costera, describiendo muchos meandros y atravesando extensas llanuras de inundación desde Playa Vicente hasta su desembocadura en el Río Papaloapan, por la margen derecha, a la altura del poblado Boca del Río. En su recorrido recibe por su margen izquierda las aportaciones del arroyo Los Marines, a la altura del poblado Tenejapan de Mata; este arroyo es el dren natural más importante del Río Tesechoacán (Mapa 3).

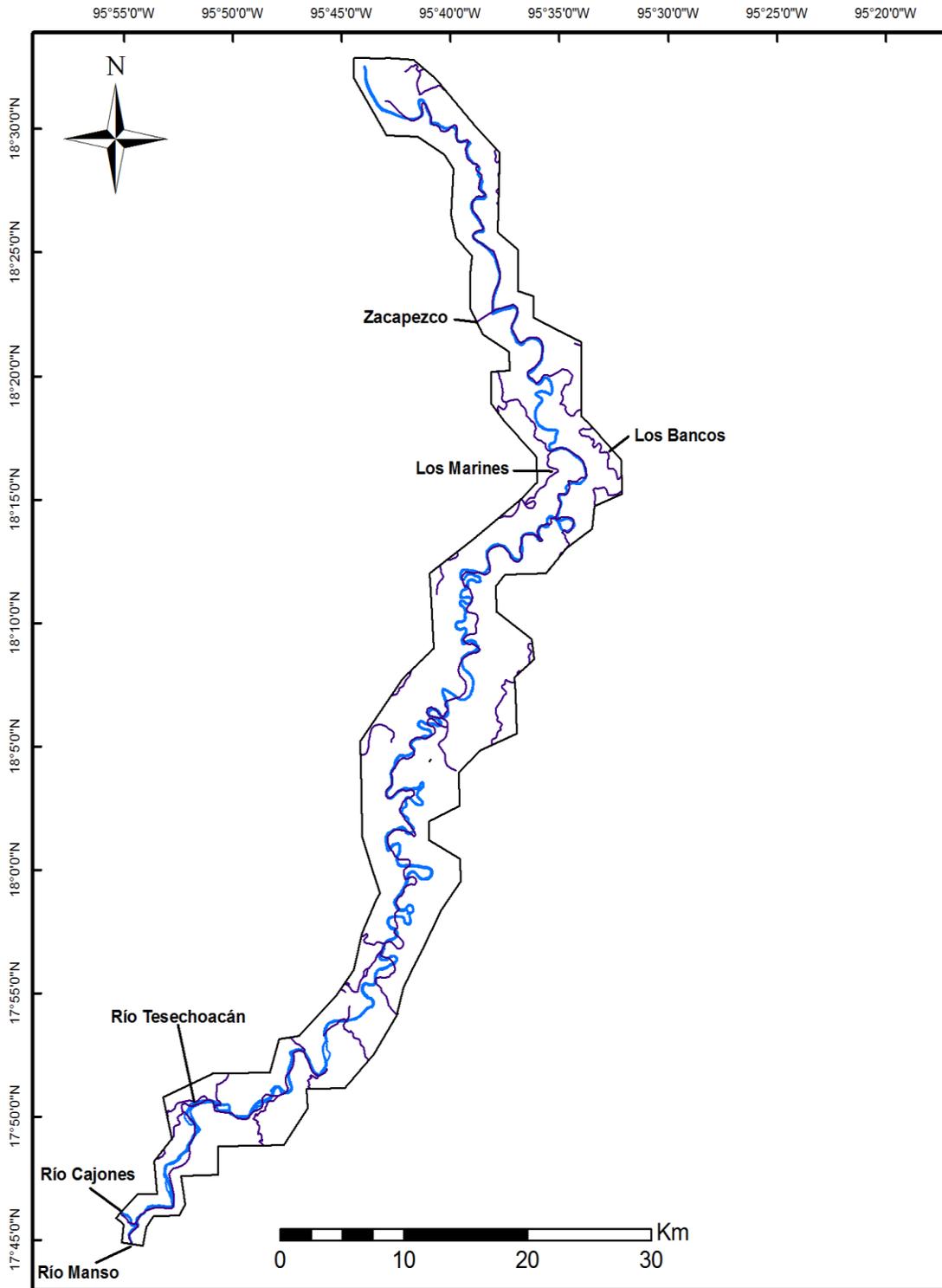
Con referencia a la población económicamente activa en la localidad de Playa Vicente, se presenta una concentración del 45 % en el sector primario (agricultura, ganadería y avicultura).

La estación hidrométrica Villa Azueta, que mide los escurrimientos del río desde 1951, registra un escurrimiento medio anual de 5,999 mm³. Uno de los principales afluentes que forman el Río Tesechoacán es el Cajones, que nace en la Sierra de Oaxaca, a una elevación de 2,800 msnm (Rodríguez, 2010).

2.5 Potencial edáfico y principales tipos de suelos.

Las clases de suelos dominantes, dentro de la clasificación FAO/UNESCO, modificada por INEGI (1981), que se presentan en el área de estudio son: Luvisol, Feozem, Acrisol,

Red Fluvial del Área de Estudio.



Mapa 3. Red fluvial del área de estudio.

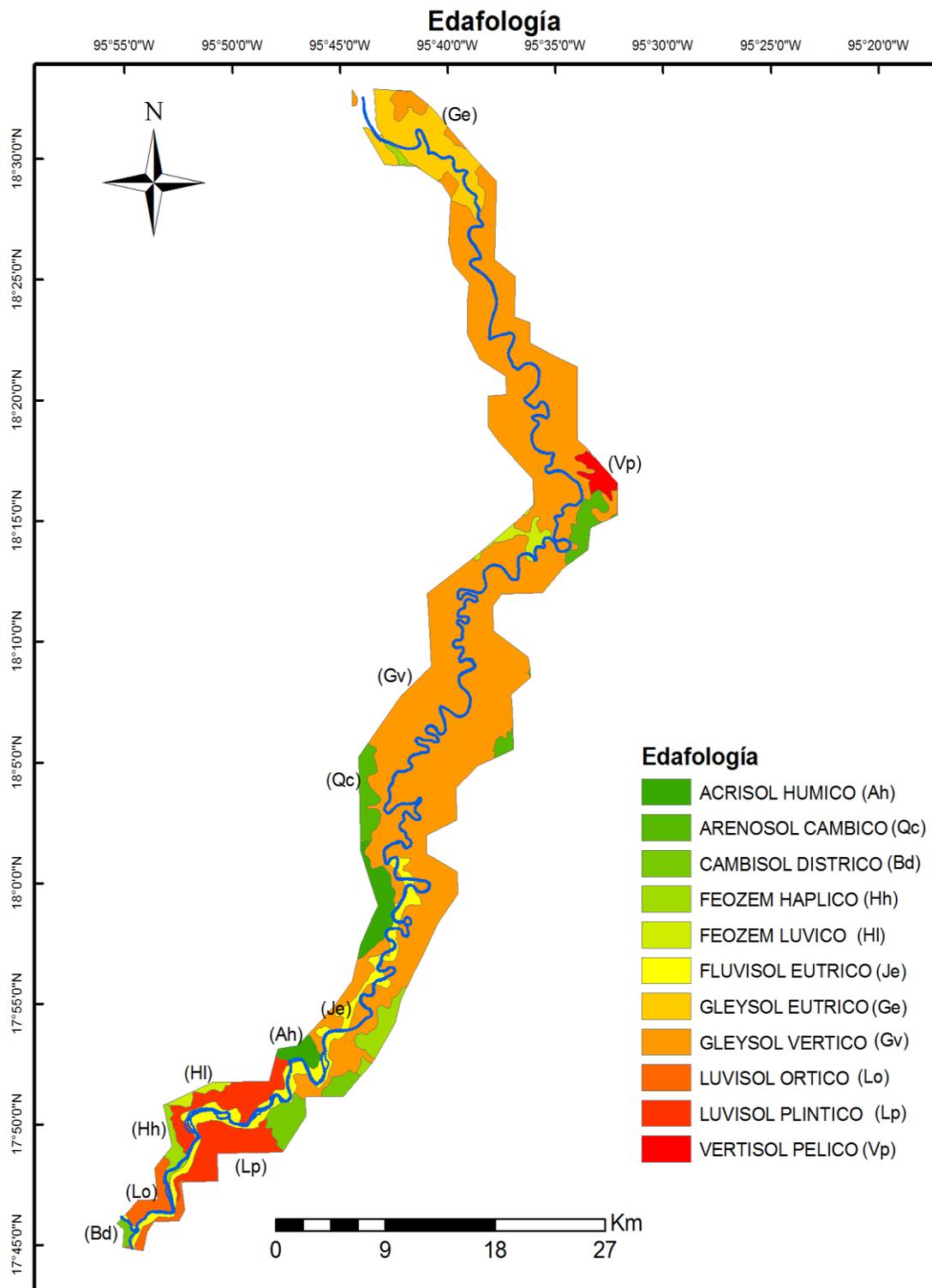
Cambisol, Arenosol, Gleysol, Vertisol y Fluvisol (Mapa 4). Este último, se puede identificar desde la confluencia de los ríos Manso y Cajones, sobre ambas márgenes del río, y de ahí a las cercanías con la confluencia del río Papaloapan en donde, al finalizar su distribución espacial, se tiene un predominio sobre ambas márgenes de Gleysol (INEGI, 1994), siendo este el de mayor distribución espacial.

Desde la confluencia de los ríos Cajones y Manzo, se identifica la clase de suelo Fluvisol, sobre ambas márgenes del río Tesechoacán, desapareciendo dicha distribución antes de llegar a la localidad de Villa Azueta. Esta clase de suelo se caracteriza por ser joven, desarrollado sobre materiales aluviales recientes y las inundaciones aportan materiales periódicamente.

Sobre ambas márgenes, aguas arriba pero alejados del lecho menor del río Tesechoacán, se encuentra la clase de suelo Cambisol, que está asociado con Acrisol. El término Cambisol deriva del vocablo latino "cambiare" que significa cambiar, hace alusión al principio de diferenciación de horizontes manifestado por cambios en el color, la estructura o el lavado de carbonatos, entre otros. Los Cambisoles se desarrollan sobre materiales de alteración procedentes de un amplio abanico de rocas, entre ellos destacan los depósitos de carácter eólico, aluvial o coluvial. En este sentido, se encuentran sobre la planicie de inundación del río Tesechoacán. Al estar asociado con el Acrisol presentan acumulación iluvial de arcilla y desbasificación.

Los suelos con acumulación iluvial de arcilla de alta actividad están clasificados como Luvisoles. Este término se deriva del vocablo "*luere*" que significa lavar, haciendo alusión al lavado de arcilla de los horizontes superiores para acumularse en una zona más profunda. Los luvisoles se desarrollan principalmente sobre depósitos glaciares, eólicos, aluviales y coluviales, predominando en zonas llanas o con suaves pendientes de climas templados, fríos o cálidos, pero con una estación seca y otra húmeda. Dentro del área de estudio, se encuentran en la confluencia de los ríos Cajones y Manzo sobre ambas márgenes del río Tesechoacán y de ahí hasta la localidad de Playa Vicente.

Sobre la margen izquierda del río, se identifica la clase de suelo tipo Acrisol, cuyo término se deriva del vocablo latino "*acris*" que significa muy ácido, haciendo alusión



Mapa. 4 Principales tipos genéticos de suelos.

a su carácter ácido y su baja saturación en bases, provocada por su fuerte alteración, además por tener mayor cantidad de arcilla en el subsuelo que en el suelo superficial, como resultado de procesos pedogenéticos (especialmente migración de arcilla). Se encuentran en regiones tropicales húmedas, subtropicales húmedas y templado cálidas. Dentro del área de estudio, se localizan sobre la margen izquierda del río Tesechoacán en una distribución espacial reducida en comparación con los otros tipos de suelo.

La localidad de Villa Azueta, sobre la margen izquierda, se encuentra sobre la clase de suelo Arenosol, que son suelos arenosos, débilmente desarrollados y con menos de 35 % de fragmentos de roca. Cabe mencionar, que por la margen derecha también se encuentra esa clase de suelos de igual forma a la altura de la localidad antes mencionada.

Sobre ambas márgenes del río, pero con una distribución espacial muy reducida, se localiza la clase de suelo Vertisol, que se caracteriza por ser suelos minerales con un elevado contenido de arcilla, en un 30 % ó más en todo el perfil y como mínimo en un espesor de 50 cm. Las arcillas son predominantemente esmectíticas; generalmente se trata de montmorillonita, por lo que al secarse se desarrollan grietas verticales, anchas y profundas, que aparecen durante algún período del año. Son suelos de color gris oscuro (de negro a pardo-rojizo).

Con poca dimensión espacial, se encuentra la clase de tipo Feozem que se deriva del vocablo griego "phaios" que significa oscuro y del ruso "zemlia" que significa tierra, haciendo alusión al color oscuro de su horizonte superficial, debido al alto contenido en materia orgánica, además caracterizado por contener materiales no consolidados. Se asocian a regiones con un clima suficientemente húmedo para que exista lavado, pero con una estación seca; el clima puede ir de cálido a frío y van de la zona templada a las tierras altas tropicales. El relieve es llano o suavemente ondulado y la vegetación de matorral tipo estepa o de bosque.

Por último, la clase de suelos Gleysol se encuentra sobre ambas márgenes del río Tesechoacán, donde terminan los Luvisoles y hasta la confluencia con el río Papaloapan. El término Gleysol deriva del vocablo ruso "gley" que significa masa fangosa, haciendo alusión a su exceso de humedad. El material original lo constituye un amplio rango de

materiales no consolidados, principalmente sedimentos de origen fluvial, marino o lacustre, del Pleistoceno u Holoceno. Se encuentran en áreas deprimidas o zonas bajas del paisaje, como en la llanura de inundación del área de estudio.

2.6. Uso de Suelo y vegetación.

El suelo como recurso natural es fundamental para el desarrollo económico de una región agropecuaria, su uso y manejo debe estar basado en el conocimiento de las características y propiedades del mismo, así como de los cultivos que se pretenden explotar. Para lograr este conocimiento es necesario identificar y evaluar las condiciones actuales en las que se encuentra este recurso, con la finalidad de realizar las propuestas que permitan hacer un uso racional y sustentable del suelo.

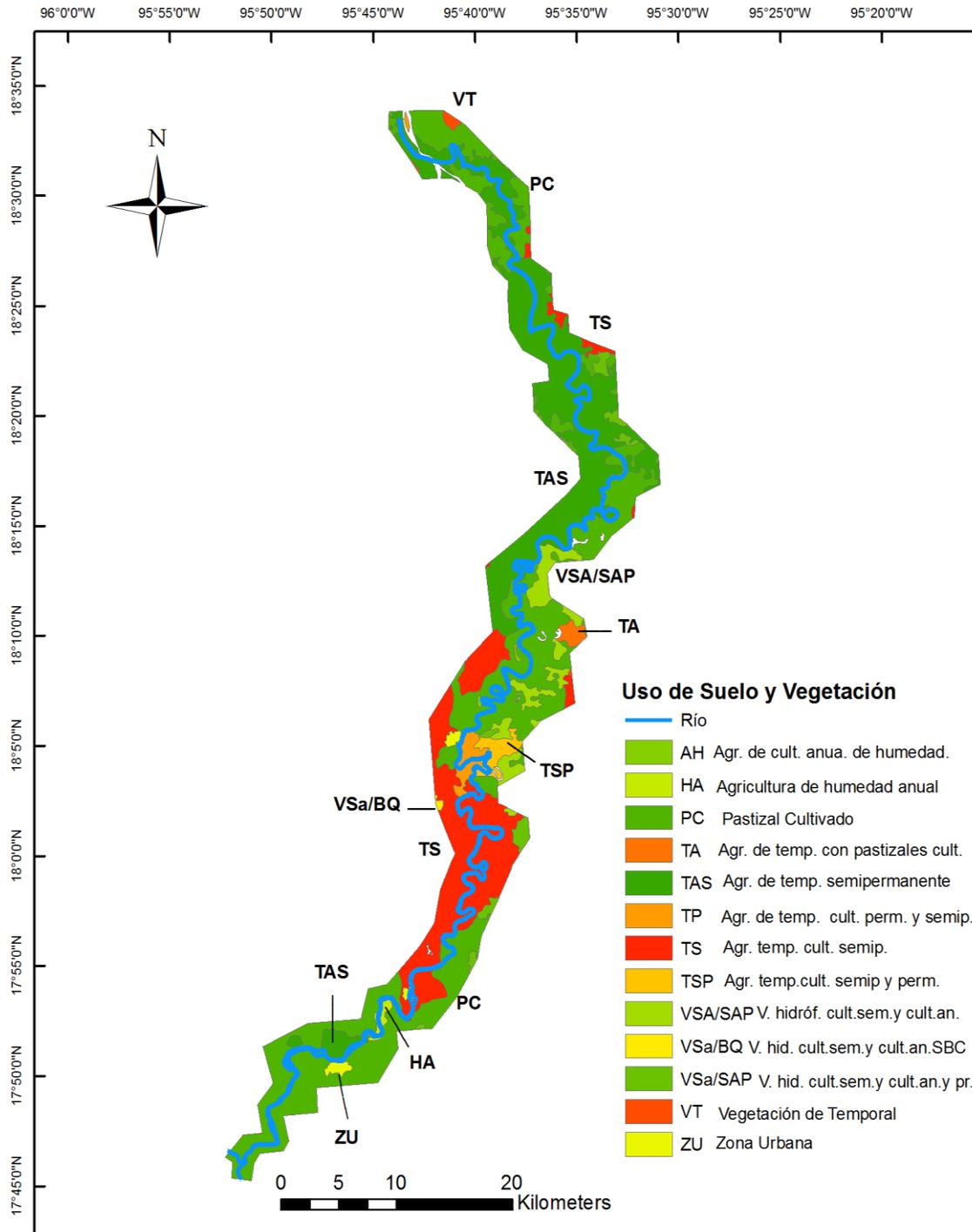
Actualmente, el suelo del área de estudio ha sido utilizado principalmente para las actividades agrícolas y pecuarias (Mapa 5). La introducción de estas actividades se realizó mediante el desmonte de grandes extensiones de vegetación natural de selva alta y mediana perennifolia, comunidades vegetales de las cuales sólo quedan algunos vestigios.

Los terrenos de uso agrícola incluyen aquellos empleados tanto para el cultivo como para la ganadería. La agricultura de esta zona es inminentemente de temporal, aunque los programas desarrollados por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) han establecido algunas unidades de riego, que permiten proporcionar agua a aquellos cultivos, generalmente los más redituables durante la época de estiaje. La variedad de cultivos que se explota en la zona va desde especies anuales de autoconsumo como el maíz y el frijol, hasta especies frutícolas como el plátano y cítricos, además de especies perennes como la caña de azúcar, que es el cultivo que abarca la mayor superficie.

Dentro del uso agrícola se incluyen los terrenos de praderas y agostaderos, de los cuales se obtiene la alimentación básica para el ganado que se explota en esa región.

La vegetación natural de la zona ha sido completamente devastada, quedando solamente algunos relictos de la misma en comunidades de selva alta y mediana perennifolia y asociaciones de popal-tular, ambas comunidades se desarrollan en las áreas inmediatas

Uso de Suelo y Vegetación



Mapa.5 Uso de suelo y vegetación.

a las márgenes de los ríos y se ven afectadas por las inundaciones de la zona.

Por zona urbana se incluye las áreas de asentamientos humanos, en donde se incluyen las cabeceras municipales, así como aquellas comunidades que por la concentración de viviendas se pueden distinguir en la imagen de satélite o aparecen en las cartas de INEGI.

2.6.1 Flora.

La cubierta vegetal depende directamente del tipo de suelo, clima, altura sobre el nivel del mar, etc. Las comunidades vegetales presentes en la cuenca del Papaloapan y en el área de estudio del Río Tesechoacán, pueden agruparse en dos grandes categorías: las comunidades primarias no óptimas y las comunidades antropogénicas. Esta clasificación se encuentra promovida por la entrada del hombre dentro de una comunidad silvestre determinada (Rodríguez, 2010).

Las comunidades primarias no óptimas, además de indicar una mínima perturbación humana, muestran características estructurales y fisonómicas indicadoras de límites en el aprovechamiento de las condiciones climatológicas; dichas limitaciones generalmente se relacionan con características edáficas, tales como la presencia de sales, mal drenaje, etc. (Rodríguez, 2010).

Las comunidades antropogénicas representan el conjunto de características, en términos de vegetación, que son el resultado de la actividad humana. Dentro de las comunidades primarias no óptimas en el área de estudio, encontramos a las selvas bajas, las cuales se encuentran sobre los suelos arcillosos y limo-arcillosos en la desembocadura del río Tesechoacán; es una zona libre de la influencia de agua salobre, pero con la permanencia de aguas de inundación durante varios meses del año. La selva tiene más de cinco metros y menos de veinte metros de altura (Rodríguez, 2010).

Dentro de lo que se considera como comunidades antropogénicas, encontramos a los Acahuals: para las poblaciones humanas antiguas y actuales, la presencia de vegetación leñosa primaria ha representado un estorbo temporal o permanente a sus actividades agrícolas. Bajo estas condiciones el descubrimiento y refinamiento del sistema agrícola roza-tumba-quema inició un uso extendido del recurso natural de las regiones cálidas

húmedas, por medio de cultivo de especies vegetales anuales y perennes (Rodríguez, 2010).

En las fases actuales de desenvolvimiento agropecuario de la zona cálida húmeda de la cuenca, muchos de los tipos primarios de vegetación han sufrido rápida transformación hacia fases secundarias vegetales; este problema se ha acentuado por la remoción de la vegetación secundaria para someter las tierras a la agricultura mecanizada y por los amplios programas de desmontes (Rodríguez, 2010).

También encontramos praderas inducidas de tierras bajas, localizadas sobre el área de estudio de la planicie del Río Tesechoacán, sobre suelos deficientes en drenaje. El uso deficiente y persistente de la “roza-tumba-quema” y el pastoreo del ganado vacuno ha conducido al establecimiento de pastizales con dominio *Paspalum notatum*, *P. conjugatum* y *Axonopus compressus*, asociados con numerosas leguminosas nativas perennes (Rodríguez, 2010).

2.6.2 Presión por los recursos naturales.

El aumento de la población y, en general, el desarrollo de la sociedad con toda la infraestructura que esto conlleva, han propiciado un cambio radical en la estructura de la cadena trófica del área comprendida dentro del área de estudio. Si se compara la densidad de población de décadas atrás con la actual, se puede comprender que la presión por estos recursos naturales, ya sean vegetales o animales, es verdaderamente fuerte y que incluso, algunas especies vegetales, son representadas por individuos dispersos en asociaciones con pastizales y pequeñas áreas compactas, que pasan desapercibidas. Todo este paisaje ha sido cambiado por cultivos agrícolas y actividad ganadera.

2.7. Características socioeconómicas generales

Dentro del área de estudio, se localizan dos localidades importantes: Playa Vicente y Villa Azueta. La primera cuenta con 40,984 habitantes y la segunda con 6,639 habitantes, según datos del censo de INEGI (2010).

El criterio empleado para la división de las localidades está basado en la concentración de la población. Localidades con más de 15,000 habitantes, están consideradas como localidades urbanas; con menos de 15,000 habitantes, se consideran localidades urbano-rurales. Bajo ese criterio, Playa Vicente se denomina como una localidad urbana y Villa Azueta como localidad urbano-rural.

Con referencia a la población económicamente activa en la localidad de Playa Vicente, se presenta una concentración del 45 % en el sector primario (agricultura, ganadería y avicultura).

Para la localidad de Villa Azueta, la población económicamente activa es del 35 %, distribuida en la siguiente manera:

- En el sector primario, 21 %, donde se concentra la agricultura, explotación forestal, minería y pesca.
- En el sector secundario, 22 %, distribuidos en la construcción, electricidad, gas y agua e industria manufacturera.
- Sector terciario, 56 %, con el comercio, servicios y transporte.

2.7.1 Vías de Comunicación.

El área de estudio está comunicada por el río Tesechoacan y por las carreteras federales 145, 147 y 179, así como por una red interior de caminos vecinales, que al mismo tiempo sirven para el transporte de productos agropecuarios e insumos. En el municipio de José Azueta, el poblado de Lindavista se comunica con la cabecera municipal por un camino asfaltado y transitable todo el año.

El municipio de Playa Vicente se comunica por carretera asfaltada con Tuxtepec; así mismo por medio de un camino estatal secundario con el municipio de Isla. También mediante un camino de terracería transitable durante todo el año, este municipio se comunica con el de José Azueta. De esta última localidad, siguiendo la margen izquierda del Río Tesechoacán, se tiene un bordo de protección de inundaciones, mismo que es

transitable todo el año, comunica la cabecera municipal con las localidades de Curazao, Tesechoacán, Cujuliapan, Tinaja de Mata Tenejapan de Mata, Jobo Grande y Rancho Alegre.

CAPITULO 3. CLASIFICACION GEOMORFOLOGICA Y MIGRACIONES FLUVIALES MULTITEMPORALES.

3.1 Tipos de procesos fluviales: geoformas y tendencias de desarrollo.

De acuerdo con Pedraza (1996), los procesos fluviales deben su presencia a flujos de agua encauzados o semiencauzados, con colector sencillo o múltiple, sean efímeros, estacionales, intermitentes o perennes y tengan dinámica de alta, media o baja energía. Esta delimitación del agente fluvial tiene en cuenta criterios dinámicos y no morfológicos, por ello: ríos y arroyos, entre otros, tienen la misma categoría a este nivel.

La habilidad de un río para erosionar y transportar escombros representa un balance entre fuerzas de manejo y resistencia. La actividad dentro de un canal está generalmente relacionada a la energía poseída por el río y a las formas en que la energía es utilizada para transportar agua y sedimentos más eficientemente;

La geomorfología fluvial es el estudio de las interacciones entre las formas de los canales del río y procesos en un rango de escalas de tiempo y espacio. La influencia de eventos en el pasado es importante para explicar la forma presente de los canales de los ríos, los cuales se encuentran en diferentes ambientes y muestran una diversidad sorprendente de formas (Charlton, 2012).

Un aspecto que se debe considerar de forma importante son las actividades humanas que han incrementado su influencia sobre los sistemas fluviales en los últimos 5,000 años y especialmente en tiempos recientes. Actividades como la deforestación, la agricultura, la minería han afectado a los flujos del agua y la producción de sedimentos. Los canales de los ríos también han sido modificados directamente cuando se han llevado trabajos de ingeniería de canales. Los avances en la tecnología sobre el último siglo han incrementado la construcción de presas, ampliación de canales para la navegación, la construcción de muros de contención de inundaciones. En la actualidad existen pocos ríos que no han sido afectados de alguna manera por los efectos de la actividad humana

El área de estudio está localizada, en gran medida, sobre una llanura de inundación, la cual es una porción adyacente del río que es, por lo general, plana y consiste principalmente de sedimentos sin consolidar, depositados durante el actual régimen del

río y es periódicamente inundada cuando el río presenta grandes flujos que conllevan a su desborde (Van Zuidam, 1985). A continuación, se describen las unidades geomorfológicas fluviales identificadas sobre la llanura fluvial acumulativa. Es importante indicar que se pueden apreciar en el anexo cartográfico del presente trabajo.

3.2 Análisis multitemporal de migración del lecho menor entre los años 1955 y 2014.

Como se mencionó con anterioridad, las fotografías aéreas a escala 1:20,000, son la base cartográfica para la elaboración del mapa geomorfológico del año 1955 (Mapa 6). Las imágenes de satélite Landsat, son fundamentales para la creación de los mapas geomorfológicos de los años 1973 (Mapa 7), 1990 (Mapa 8), 2000 (Mapa 9) y 2014 (Mapa 10). Es importante indicar que el programa Landsat fue creado en los Estados Unidos de América para la ciencia y la exploración asociada con la llegada a la Luna (Barker, 1976).

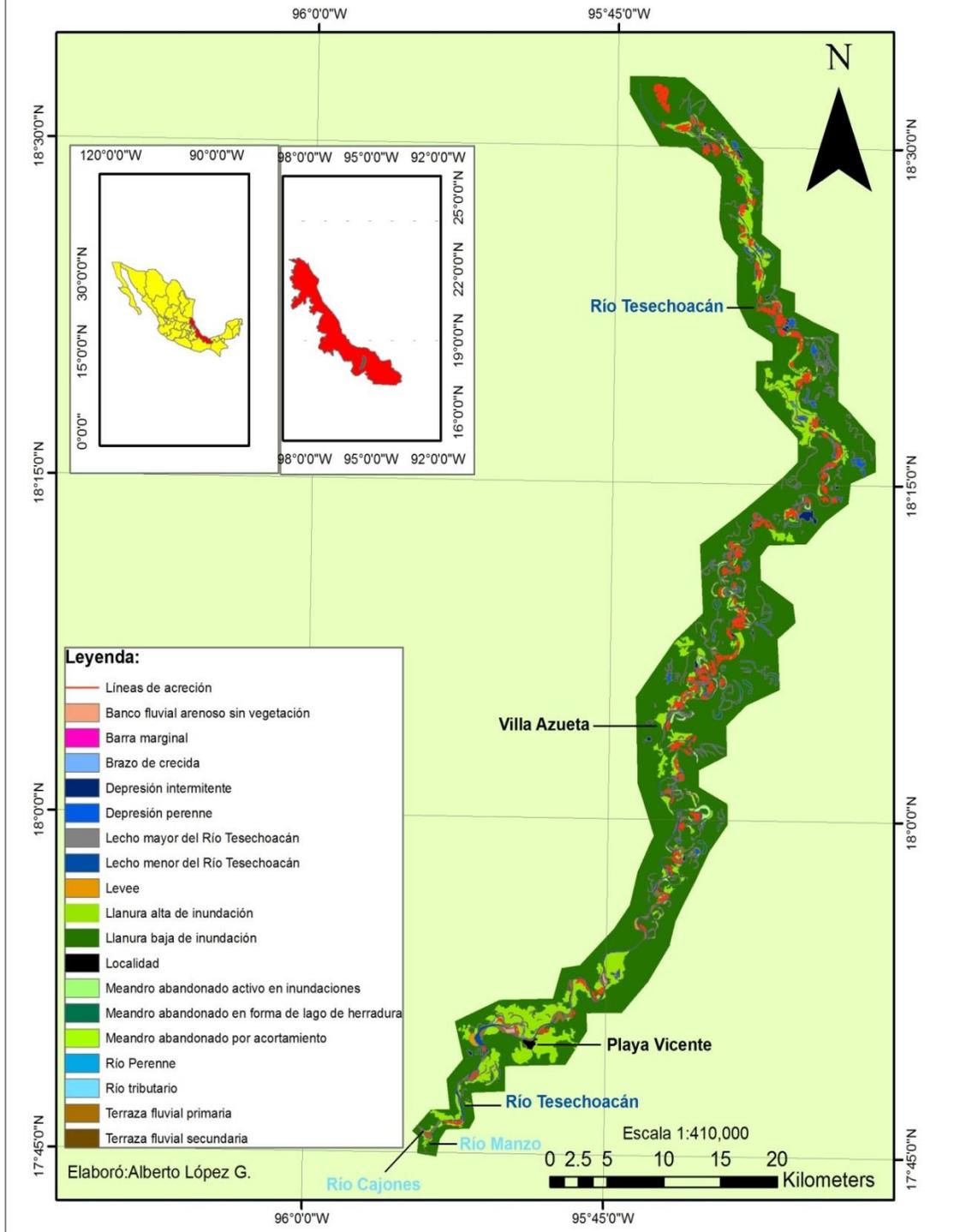
En el período de tiempo comprendido entre los años 1955 y 2014 se presentan diferentes procesos fluviales que modifican a las unidades geomorfológicas y al lecho menor del río Tesechoacán. Dichas modificaciones se pueden apreciar en el análisis que se lleva a cabo más adelante. Los mapas geomorfológicos se dividieron en cuatro secciones para poder identificar las variaciones entre los diferentes años.

Posteriormente se realizó el índice de sinuosidad para cada año, dividiéndose al Río Tesechoacán en cuatro secciones (mismas que se utilizan para conocer las variaciones geomorfológicas). Es importante conocer la longitud para cada año y ver la variación que este ha presentado. Así, en el año 1955 se presenta una longitud de 193,138 metros (aproximadamente), en 1973 se presenta 178,081 metros (aproximadamente), en 1990 de 174,409 metros (aproximadamente), en el año 2000 de 176,272 metros (aproximadamente) y en el año 2014 de 169,784 metros (aproximadamente).

En la tabla 3 se indican los valores del Índice de Sinuosidad para cada sección, la longitud por sección y la longitud total para cada año.

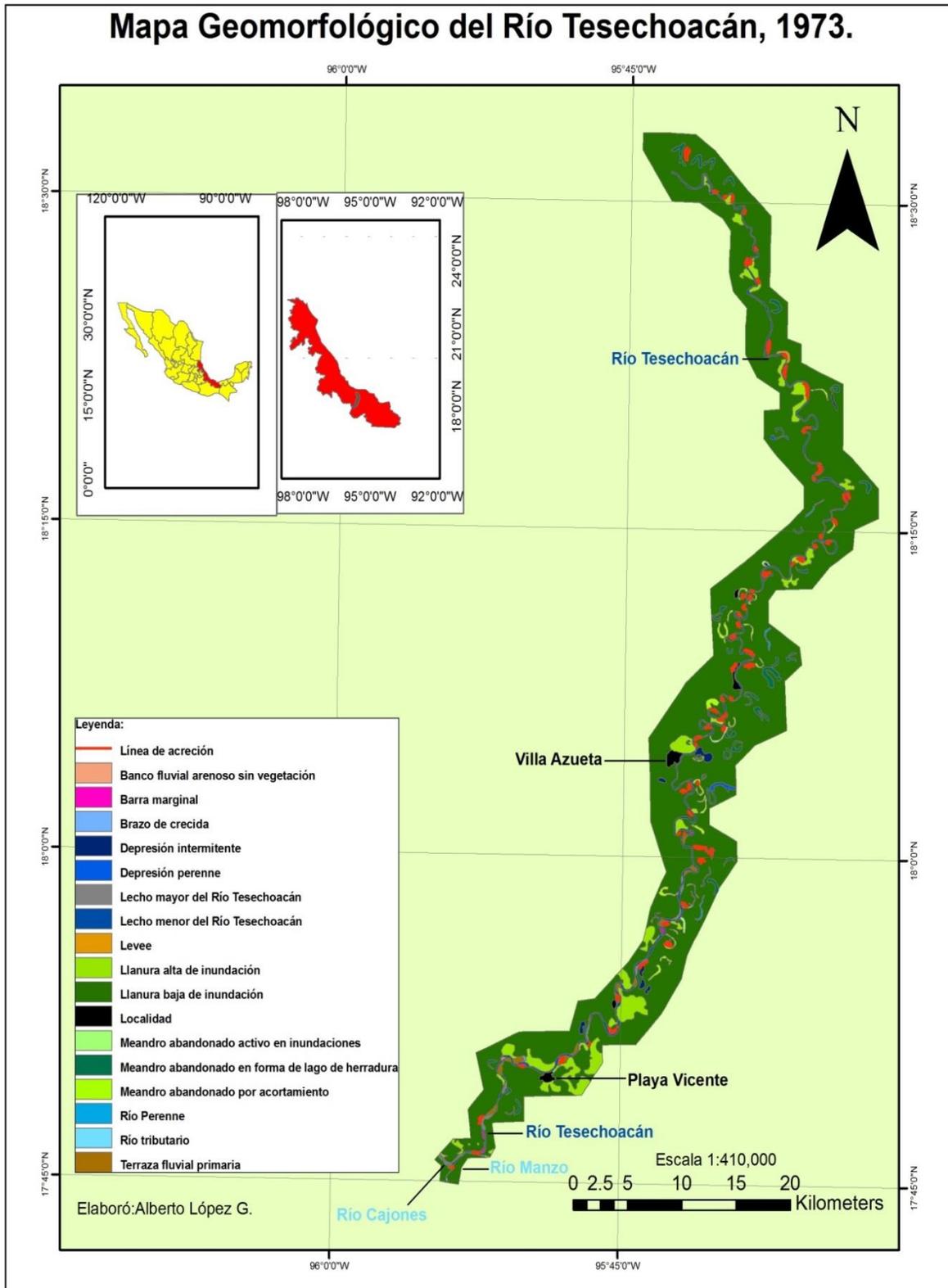
En el mapa 11, año 1955, se puede apreciar la diferencia del índice de sinuosidad para cada sección. Cabe señalar, que en las cuatro secciones del Río Tesechoacán se presenta un tipo de río meandriforme con base en la clasificación de corrientes.

Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán, 1955.



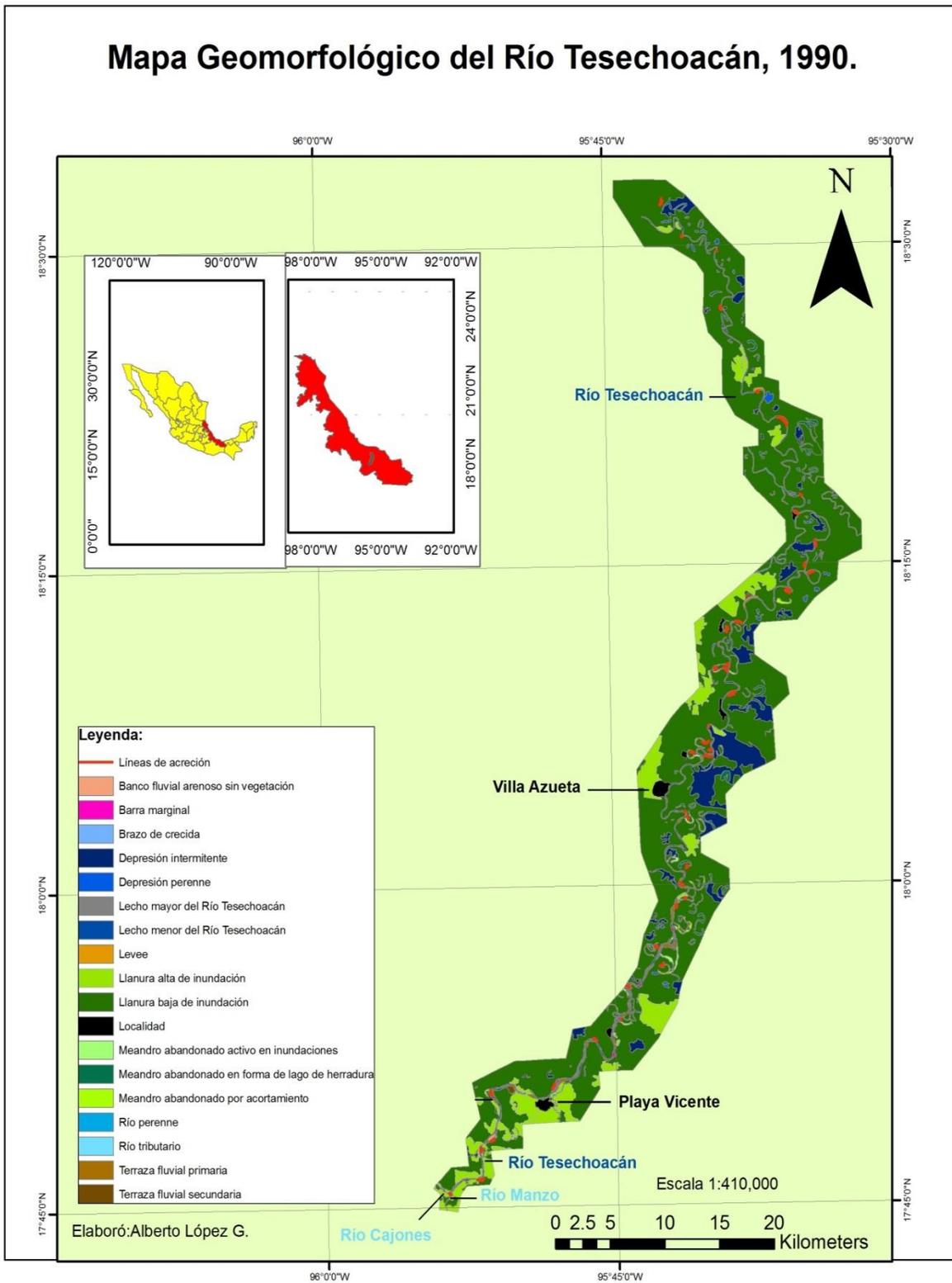
Mapa 6. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 1955.

Mapa Geomorfológico del Río Tesechoacán, 1973.

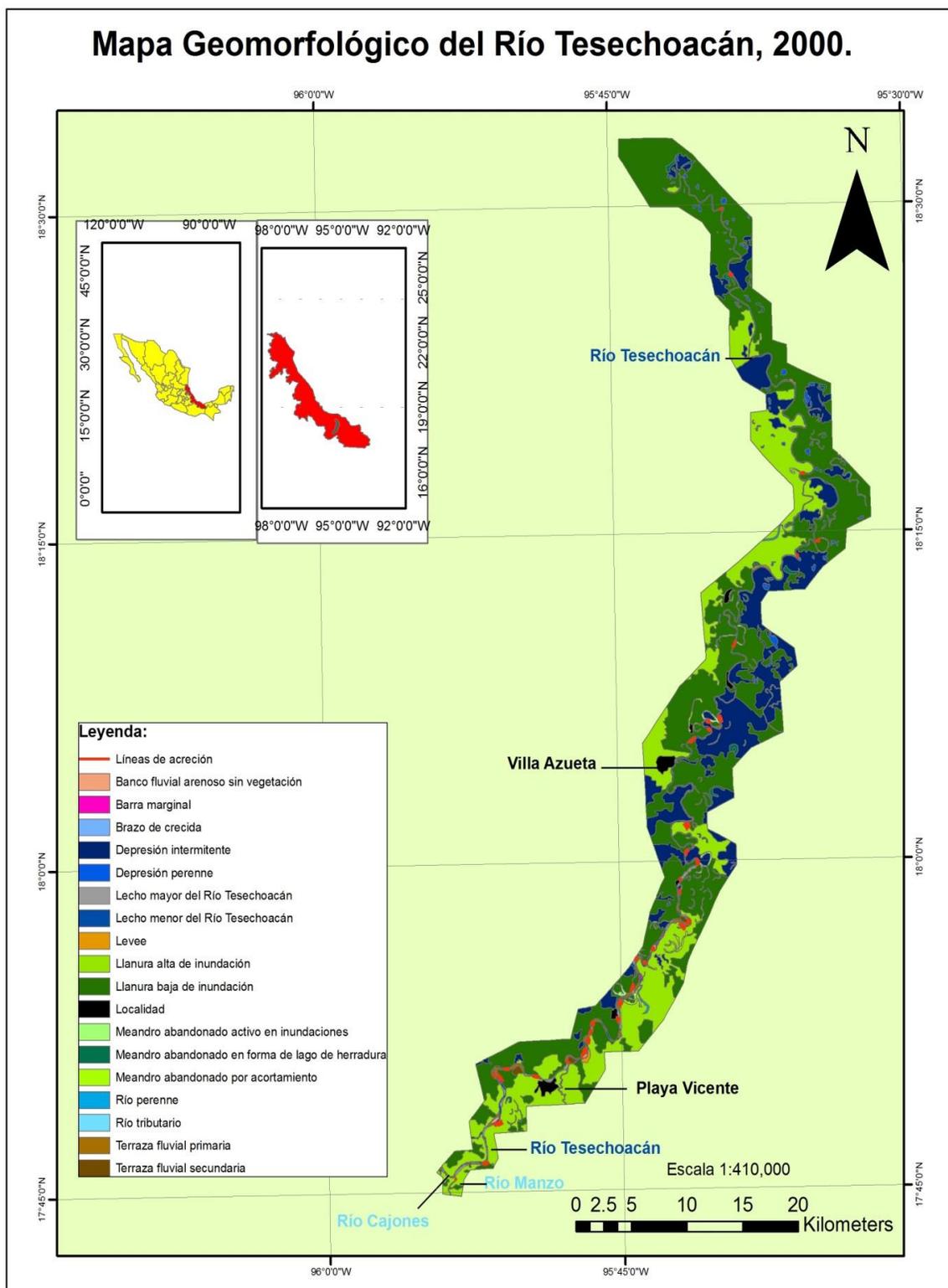


Mapa 7. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 1973.

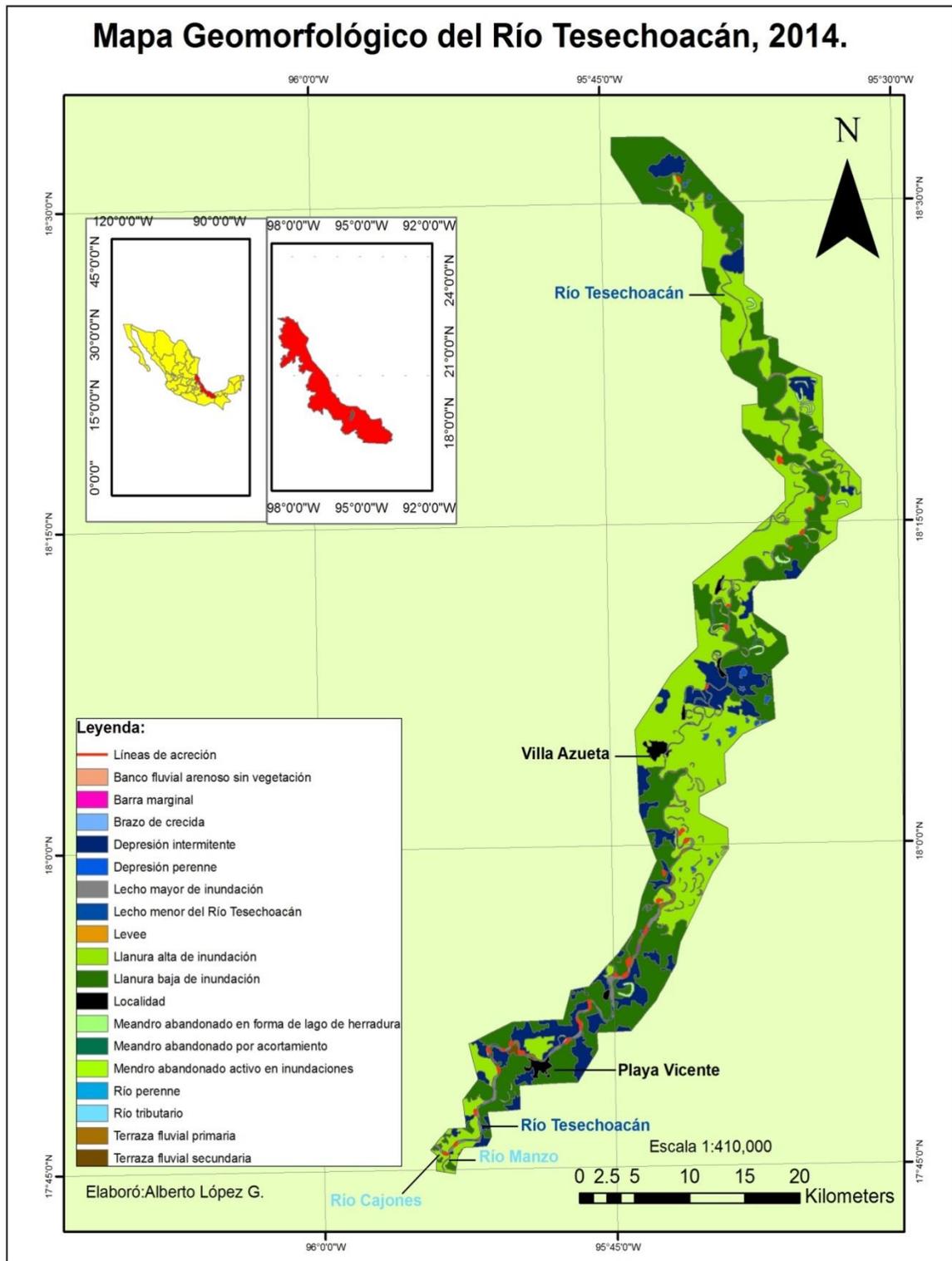
Mapa Geomorfológico del Río Tesechoacán, 1990.



Mapa 8. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 1990.



Mapa 9. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 2000



Mapa 10. Mapa geomorfológico del Río Tesechoacán del año 2014.

Para el año 1973, el mapa 12 muestra los valores del índice de sinuosidad los cuales corresponden a un patrón meándrico para cada sección.

El mapa 13 muestra los valores obtenidos para el año 1990. En la segunda sección el valor no corresponde a un río meandriforme debido a que su valor ha disminuido. Con relación al año 2000, el mapa 14 indica que todas las secciones del río Tesechoacán corresponden a un patrón meándrico.

Año	Sección					
		1	2	3	4	Total (mts.)
1955	Sinuosidad	1.51	1.96	2.32	1.59	
	Longitud	18,046.06	44,224.64	74,315.18	56,552.80	193,138.06
1973	Sinuosidad	1.50	1.57	2.20	1.63	
	Longitud	17,985.93	35,817.47	70,319.87	53,958.35	178,081.62
1990	Sinuosidad	1.58	1.49	2.05	1.70	
	Longitud	18,460.73	33,279.07	67,436.91	55,232.96	174,409.67
2000	Sinuosidad	1.65	1.67	1.99	1.75	
	Longitud	19,444.48	37,149.09	65,564.58	54,114.30	176,272.45
2014	Sinuosidad	1.75	1.63	1.85	1.69	
	Longitud	21,060.09	35,711.11	60,874.95	52,138.45	169,784.60

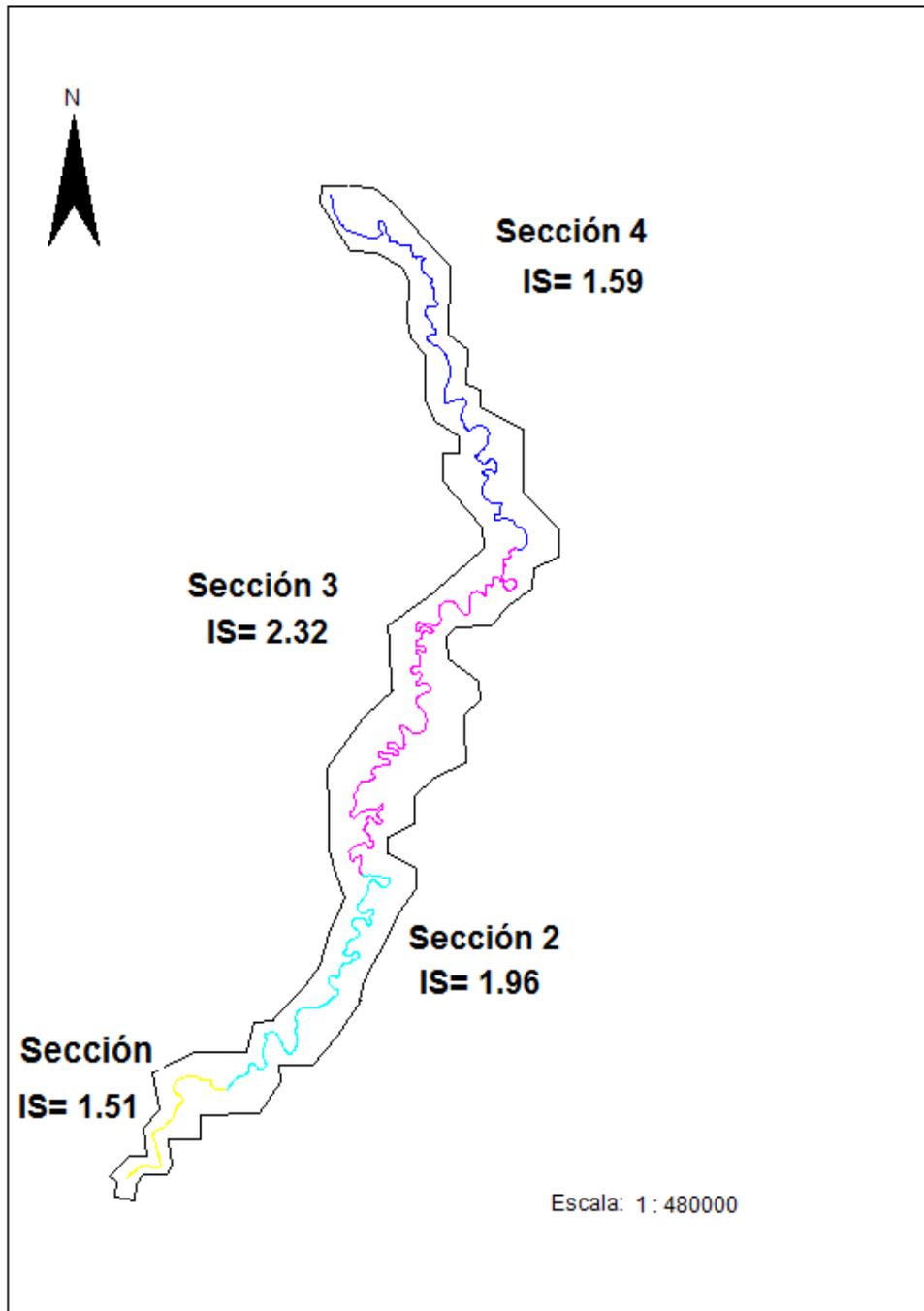
Tabla 3. Valores del Índice de Sinuosidad y longitud del Río Tesechoacán.

Por último, para el año 2014 en el mapa 15 las cuatro secciones corresponden a un patrón meándrico. Con relación a la longitud y con base en los datos del cuadro 3, el año 1955 presenta la mayor longitud, seguido de los años 1973, 1990, 2000 y el 2014 es el que presenta menor longitud.

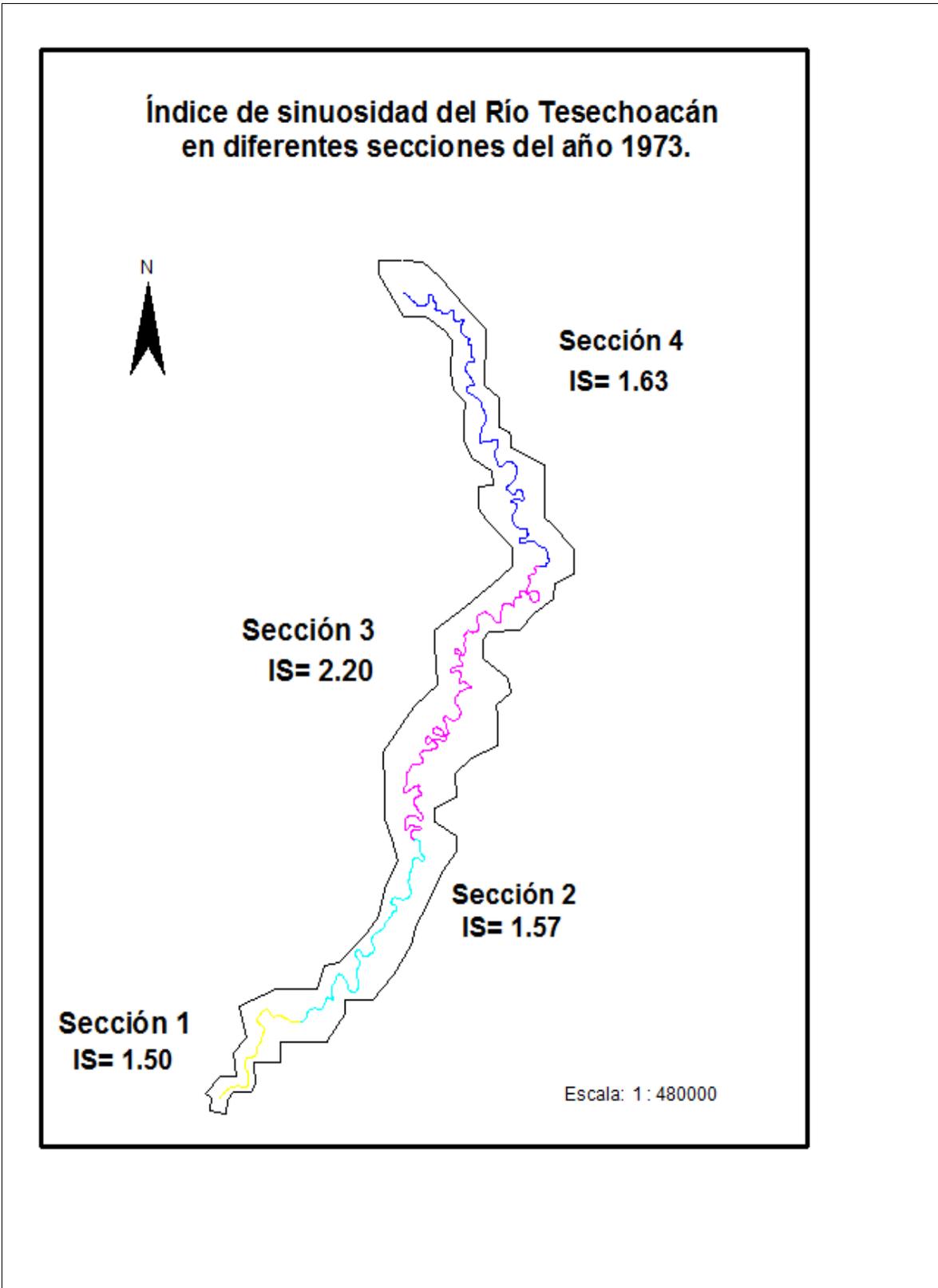
3.2.1 Variaciones geomorfológicas de la primera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

Se analiza la primera sección del mapa geomorfológico con base en la división del índice de sinuosidad. En la Figura 6, que corresponde a la primera sección del año 1955, en la parte inicial del río, se puede apreciar la unidad geomorfológica llanura alta de inundación

**Índice de sinuosidad del Río Tesechoacán
en diferentes secciones del año 1955.**

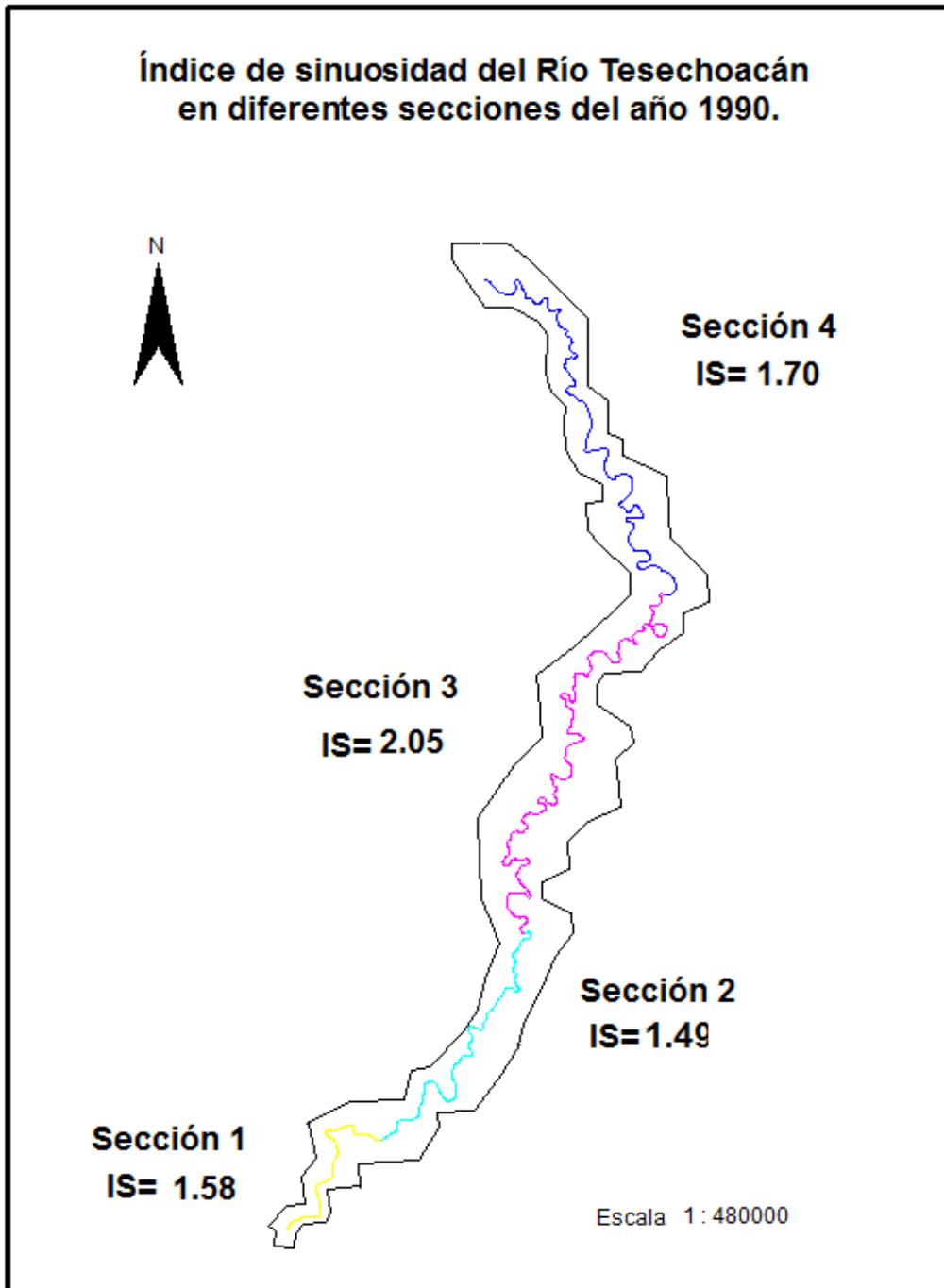


Mapa11. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacan para el año 1955.



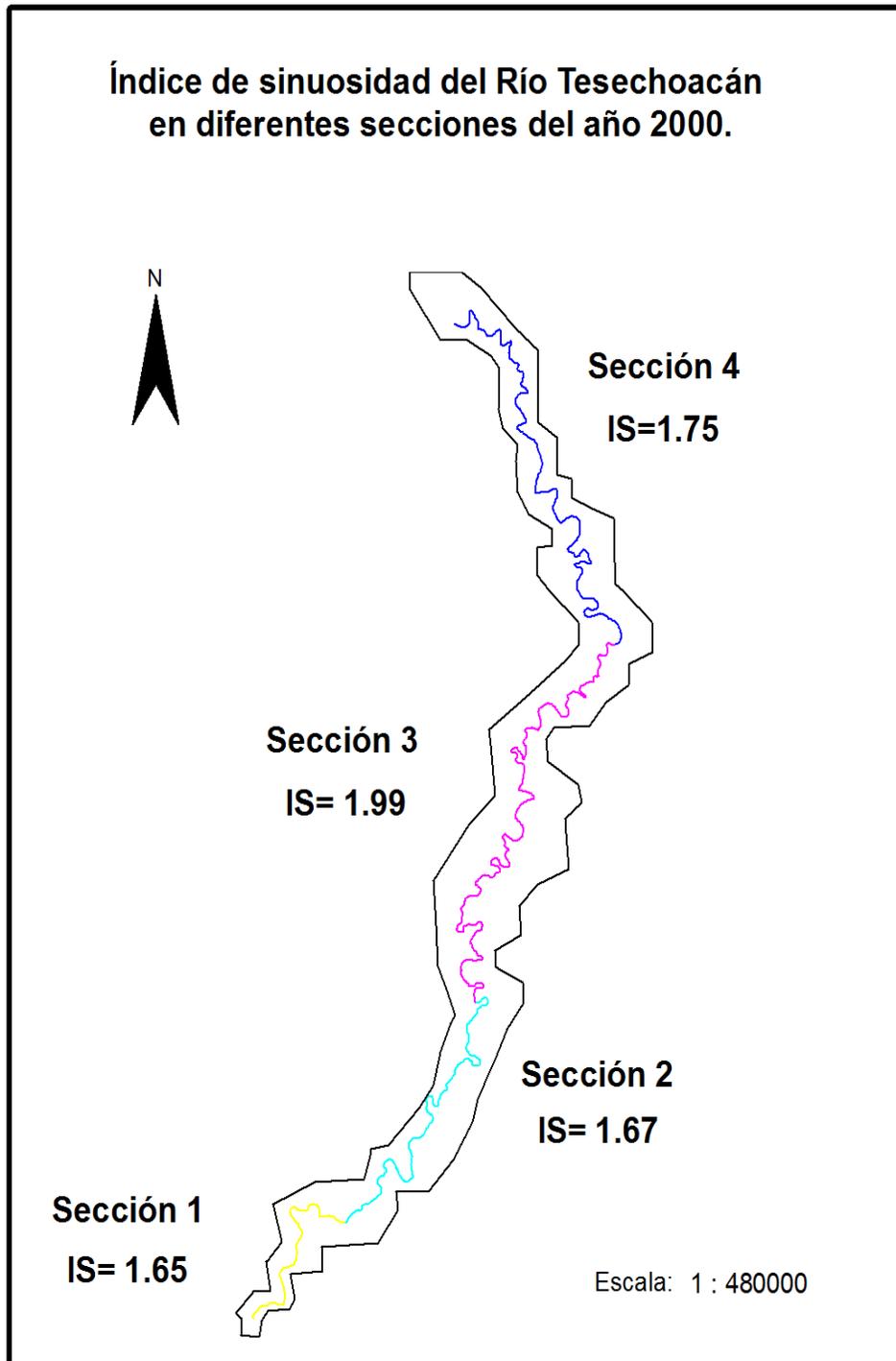
Mapa 12. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 1973.

**Índice de sinuosidad del Río Tesechoacán
en diferentes secciones del año 1990.**



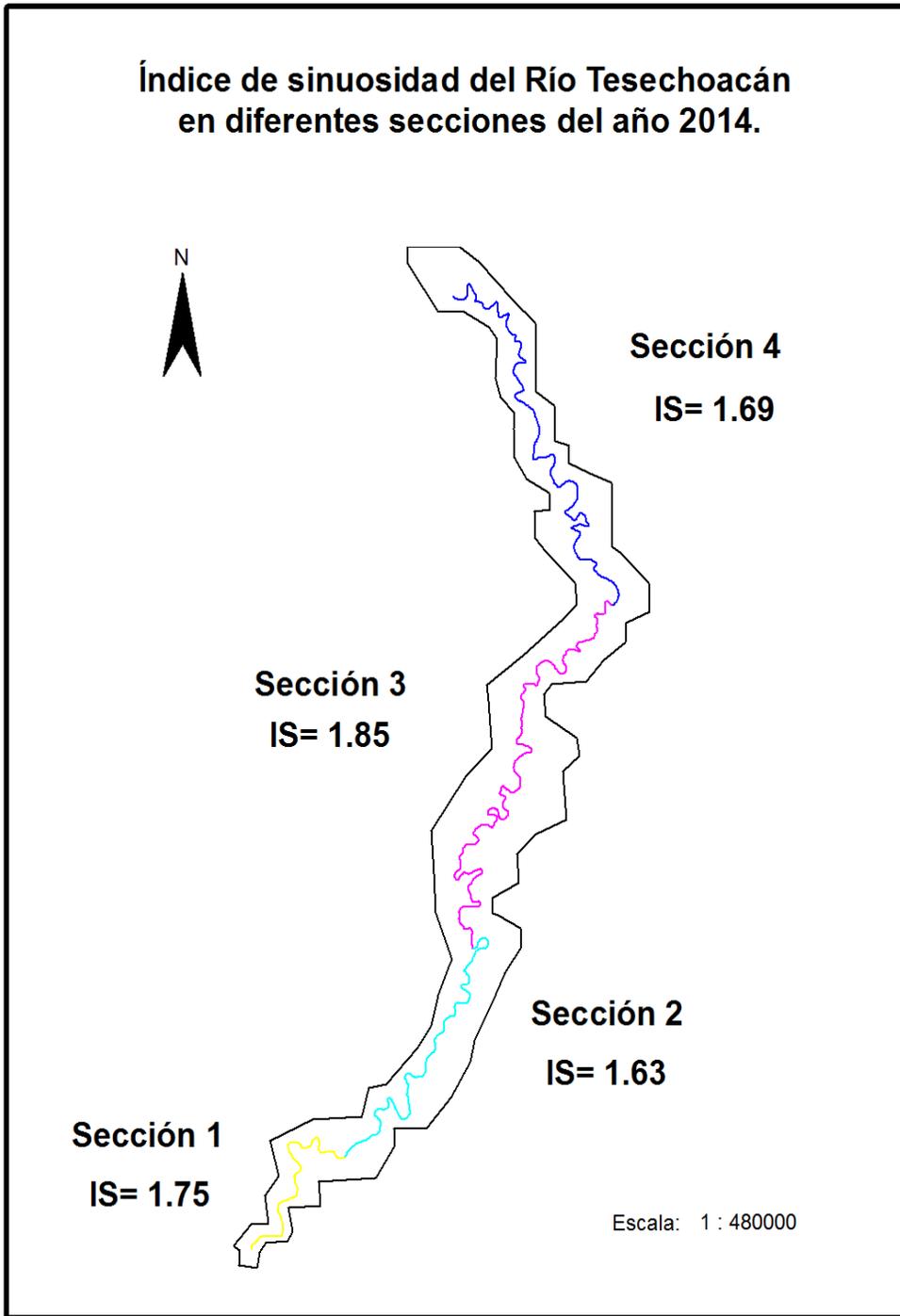
Mapa 13. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 1990.

**Índice de sinuosidad del Río Tesechoacán
en diferentes secciones del año 2000.**



Mapa 14. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 2000.

**Índice de sinuosidad del Río Tesechoacán
en diferentes secciones del año 2014.**



Mapa 15. Índice de sinuosidad, por secciones, del Río Tesechoacán para el año 2014.

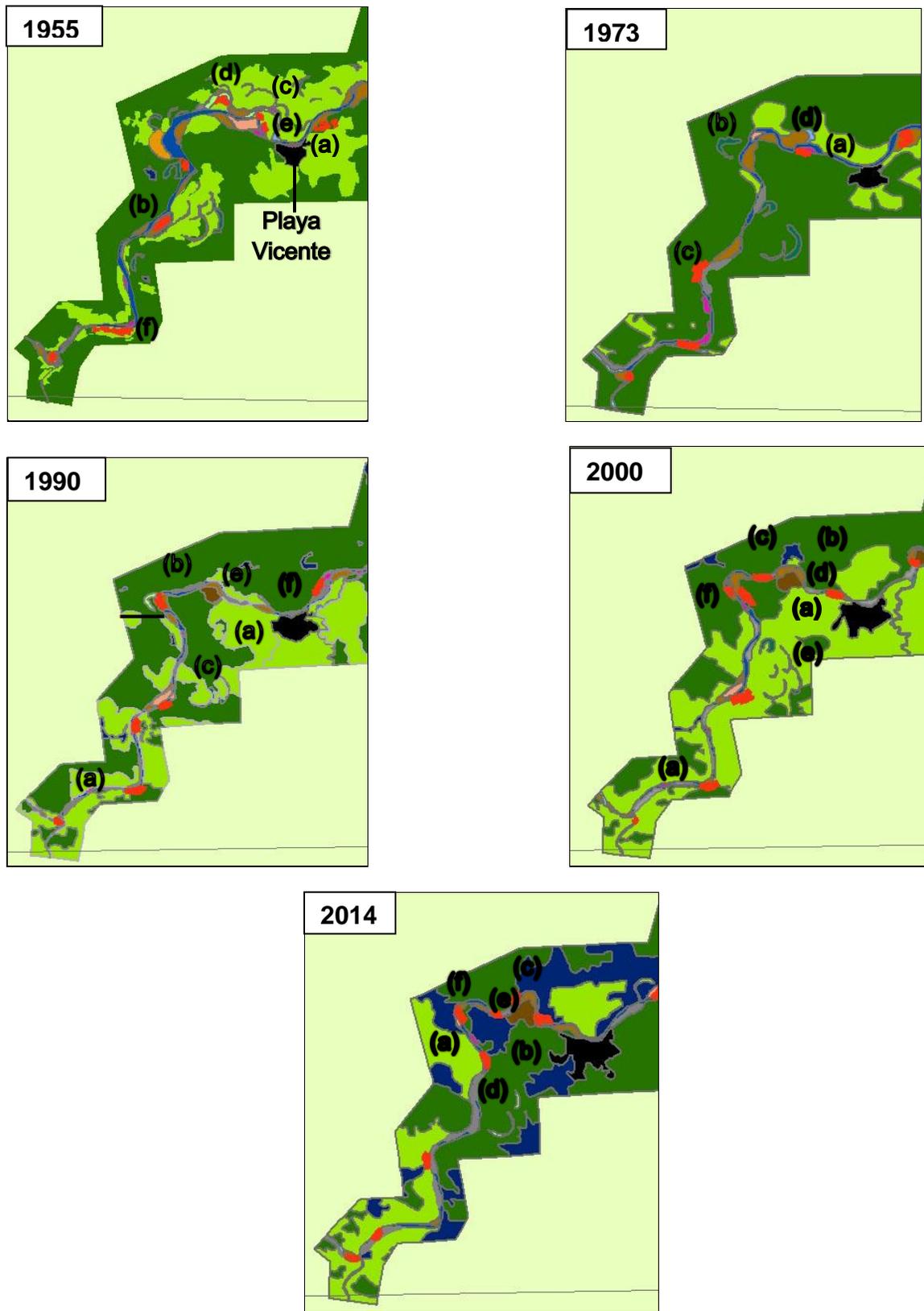


Figura 6. Variaciones geomorfológicas de la primera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

(a) sobre ambas márgenes aunque con una mayor distribución espacial en los alrededores de la localidad Playa Vicente (que solo se indica en 1955 para mayor claridad) y frente a la misma, en la otra llanura. La llanura baja de inundación (b) es la unidad que presenta mayor extensión sobre ambas márgenes fluviales. Los meandros abandonados en forma de lago de herradura (c) indican una migración en años anteriores a 1955 y estos han quedado como una evidencia de dicha movimiento puesto que se identifican meandros abandonados activos en inundaciones (d) y un brazo de crecida del Río Tesechoacán (e). Es importante indicar la presencia de líneas de acreción (f) en esta área, producto de la dinámica fluvial.

En el año 1973 (Fig. 6) se aprecia que la llanura alta de inundación (a) disminuye de forma muy evidente. Se identifican meandros abandonados en forma de lago de herradura (b), que a diferencia de los que se señalaron en 1955 ya no se presentan. La líneas de acreción de identifican en áreas diferentes indicando la dinámica fluvial del río (c). Las terrazas fluviales (d) presentan una modificación espacial que es producto de la dinámica fluvial que se ha manifestado en comparación al año 1955.

Para el año 1990 (Fig. 6), la llanura alta de inundación (a) se identifica en gran medida sobre ambas márgenes del río, teniendo una mayor distribución espacial sobre la margen derecha y en los alrededores de la localidad de Playa Vicente. La llanura baja de inundación (b) tuvo una disminución espacial, así como los meandros abandonados en forma de lago de herradura (c), puesto solo se identificaron dos. Se identifica terraza fluvial (e) la cual ha sufrido una reducción de extensión espacial producto de la dinámica fluvial con relación al año 1973. Por último se identifican las líneas de acreción (f) indicando la migración lateral del Río Tesechoacán.

Con relación al año 2000 (Fig. 6), la llanura alta de inundación (a) se identifica en gran medida sobre ambas márgenes del río, teniendo una mayor distribución espacial sobre la

margen derecha y en los alrededores de la localidad de Playa Vicente, en comparación a los años anteriores. La llanura baja de inundación (b) tuvo una disminución espacial (con relación al año 1990), en especial sobre la margen derecha y se pueden apreciar depresiones intermitentes (c) en la misma. Las terrazas fluviales primarias y secundarias (d) no presentan gran cambio con relación al año 1990. Los meandros abandonados en

forma de lago de herradura (e) han aumentado su cantidad sobre la misma área, denotando una dinámica fluvial propia del río. Por último, se aprecian las líneas de acreción (f) que indican la migración lateral presente en el Río Tesechoacán.

En el año 2014 (Fig. 6) comparando con el año 2000, podemos apreciar una disminución de la llanura alta de inundación (a) principalmente en la margen derecha y en los alrededores de la localidad de Playa Vicente. Es visible el aumento de la distribución espacial de la llanura baja de inundación (b) y de las depresiones intermitentes en esta sección (c). Únicamente se identifican dos meandros abandonados en forma de lago de herradura (d). Por su parte, las terrazas fluviales primarias y secundarias (e) al noroeste de la localidad de Playa Vicente son las que no sufrieron modificación tan evidente por los procesos fluviales en este período de tiempo, además de apreciarse la líneas de acreción (f) sobre las márgenes del lecho menor del río.

3.2.2 Variaciones geomorfológicas de la segunda sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

En la segunda sección del año 1955 (Fig. 7) la llanura alta de inundación se encuentra distribuida sobre ambas márgenes de la llanura de inundación del Río Tesechoacán (a) y va disminuyendo conforme el río va avanzando. La llanura baja de inundación (b) es predominantemente dominante sobre ambas llanuras y es importante señalar que sobre ésta se identifican meandros abandonados activos en inundaciones, en forma de lago de herradura y abandonados por acortamiento (todos indicados con la letra c), principalmente sobre la margen derecha del río, indicando una importante dinámica fluvial del mismo. Las líneas de acreción se observan distribuidas espacialmente en las márgenes del río (f).

Para la segunda sección del año 1973 (Fig. 7) la llanura alta de inundación (a) presenta dimensiones espaciales sobre ambas márgenes aunque en menor proporción al año 1955. La llanura baja de inundación (b) es predominante sobre ambas llanuras fluviales pero los meandros activos en inundaciones, en forma de lago de herradura y abandonados por acortamiento (c) se identifican en menor proporción en comparación al año 1955. Aunado a ello, el Río Tesechoacán presenta cambios en su trayectoria sobre su curso (d) presentando menos sinuosidad y haciendo más recto su curso (e). Las líneas de acreción

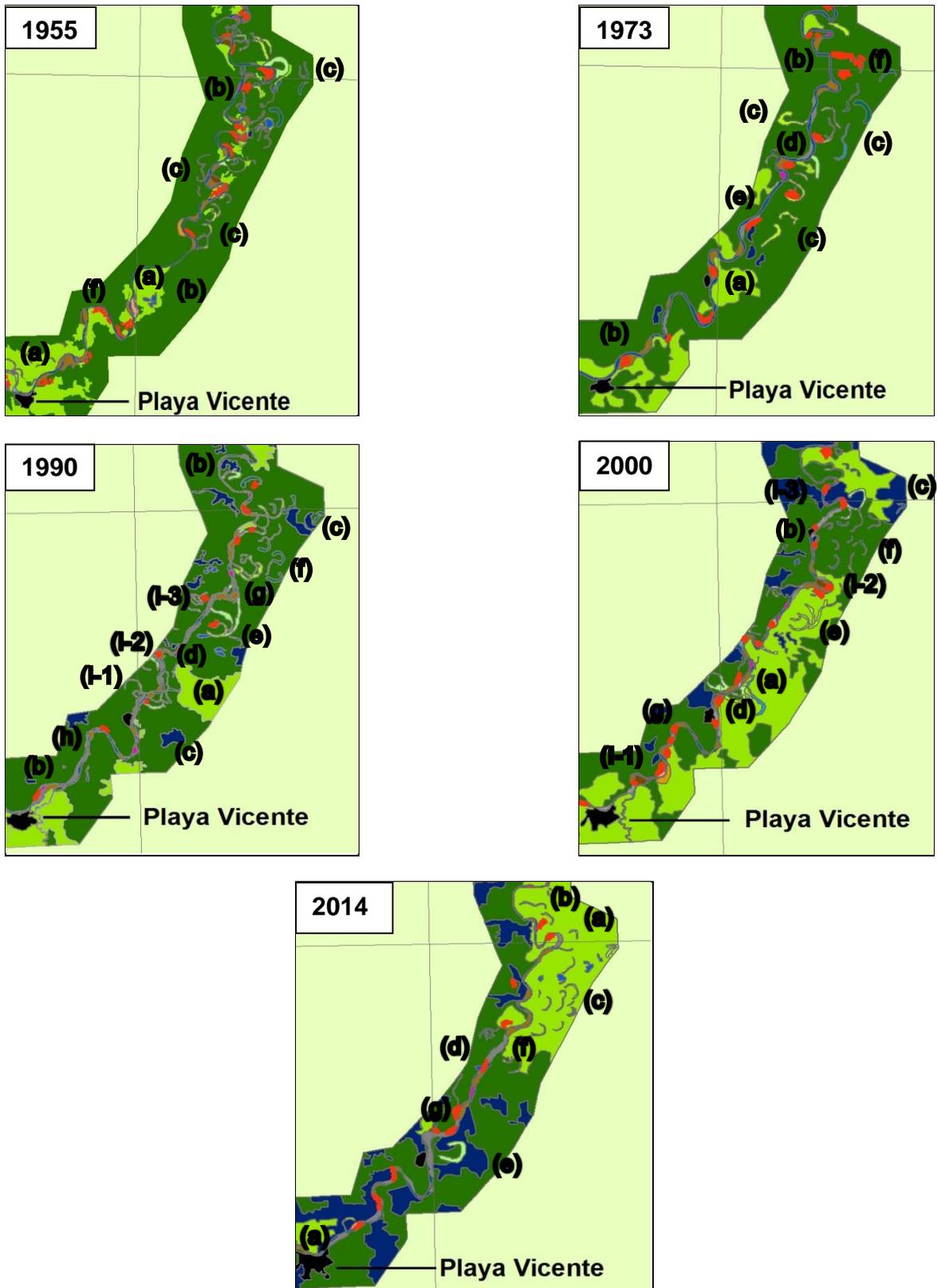


Fig.7 Variaciones geomorfológicas de la segunda sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

(f) que han quedado como testigos de ese acortamiento del Río Tesechoacán. Podemos indicar que las inundaciones rellenaron por completo a algunos de los meandros que se identificaron en el año 1955 quedando algunos como muestra de los procesos fluviales que se manifiestan en esta área.

El año 1990 (fig. 7), en comparación a 1973, presenta llanura alta de inundación (a) únicamente sobre la margen derecha del Río Tesechoacán. La llanura baja de inundación (b) que se encuentra distribuida en ambas márgenes y se identifican depresiones intermitentes (c), depresiones perennes (d), meandros abandonados activos en inundaciones (e), abandonados en forma de lago de herradura (f) y abandonados por acortamientos (g). La terraza fluvial primaria se encuentra en una secuencia en ambas márgenes fluviales (h). Por último, la migración del lecho menor del Río Tesechoacán entre estos dos períodos de análisis se encuentra indicada con la letra (i), (de sur a norte) y en la primera zona (i-1) es evidente un acortamiento del trayecto del río. La segunda zona (i-2) se presenta un cambio de dirección hacia la derecha en el río y en la tercera zona (i-3) el río cambia a un curso recto.

En el año 2000 (fig. 7) en comparación a 1990, la llanura alta de inundación (a) presenta mayor extensión únicamente sobre la margen derecha y de nula ubicación en la izquierda. La llanura baja de inundación (b) se encuentra principalmente sobre la margen izquierda y en ella se pueden identificar depresiones intermitentes (c). Se sur a norte se encuentran distribuidos los meandros: abandonados activos en inundaciones (d), abandonados por acortamiento (e) y abandonados en forma de lago de herradura (f). Las líneas de acreción (g) son evidentes en esta sección. Los cambios en el curso del Río Tesechoacán entre ambos períodos de tiempo se encuentra en la parte inicial de la segunda sección (i-1), en la parte media (i-2) y sobre la parte final (i-3).

Para el año 2014 (Fig. 7) se aprecia el cambio de la llanura alta de inundación (a) ahora distribuida más al norte del Río Tesechoacán y al final de la sección sobre la margen derecha, ubicándose sobre ella meandros abandonados por acortamiento (b) y abandonados en forma de lago de herradura (c). La llanura baja de inundación (d) se identifica sobre la margen izquierda y aguas arriba sobre la llanura derecha y las depresiones intermitentes (e) se localizan sobre esta unidad en ambas márgenes. Son identificadas terrazas fluviales primarias (f) de forma continua y las líneas de acreción (g).

3.2.3 Variaciones geomorfológicas de la tercera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

En la figura 8 se observa la tercera sección del análisis geomorfológico del año 1955. La llanura alta de inundación (a) se encuentra en áreas muy reducidas cercanas al lecho menor del Río Tesechoacán. Por su parte, la llanura baja de inundación (b) se encuentra en una mayor distribución espacial en esta sección y sobre ésta se encuentran meandros activos en inundaciones, en forma de lago de herradura y abandonados por acortamiento (c) sobre ambas márgenes, denotando una intensa actividad de migración fluvial del río y asociada a la líneas de acreción (d), que se ubican en ambas márgenes del Río Tesechoacán.

En la tercera sección del año 1973 (Fig. 8), se aprecia una disminución más evidente de la llanura alta de inundación (a), únicamente identificada en áreas muy reducidas sobre ambas márgenes del río con relación al año 1955. De la misma forma que en el año de 1955, la llanura baja de inundación (b) abarca una gran extensión espacial en ésta sección y solo se identifica un meandro activo en inundaciones (c); meandros en forma de lagos de herradura y abandonados por acortamiento (d), se identifican en ambas márgenes del río pero en menor proporción que en el año 1955. Las líneas de acreción (e) son evidentes en áreas donde se ha presentado migración lateral del Río Tesechoacan. Por último, se puede señalar que se identificaron dos áreas de acortamiento del río (f) en comparación al año 1955.

En la figura 8 se analiza el año 1990, se puede apreciar que la llanura alta de inundación (a) se encuentra distribuida en la margen izquierda y es considerable mencionar que se encuentra al oeste y noroeste de la localidad de Villa Azueta procurando una protección de las inundaciones. La llanura baja de inundación (b) ha reducido su distribución espacial sobre esta sección, aunque se encuentra sobre ambas márgenes fluviales. Las depresiones intermitentes (c) son notables en esta sección siendo las de mayor dimensión espacial las que se ubican en la derecha. Los meandros abandonados activos en inundaciones (d), meandros abandonados en forma de lago de herradura (e) y meandros abandonados por acortamiento (f) se encuentran en ambas márgenes de la misma forma que las líneas de acreción (g), paralelas al lecho menor del río; un *leveé* (h) se identifica en esta sección. Importantes cambios se identifican en el Río Tesechoacán, el primero (i-1) producto de un acortamiento de meandros; el segundo (i-2) se ubica al noreste de la lo-

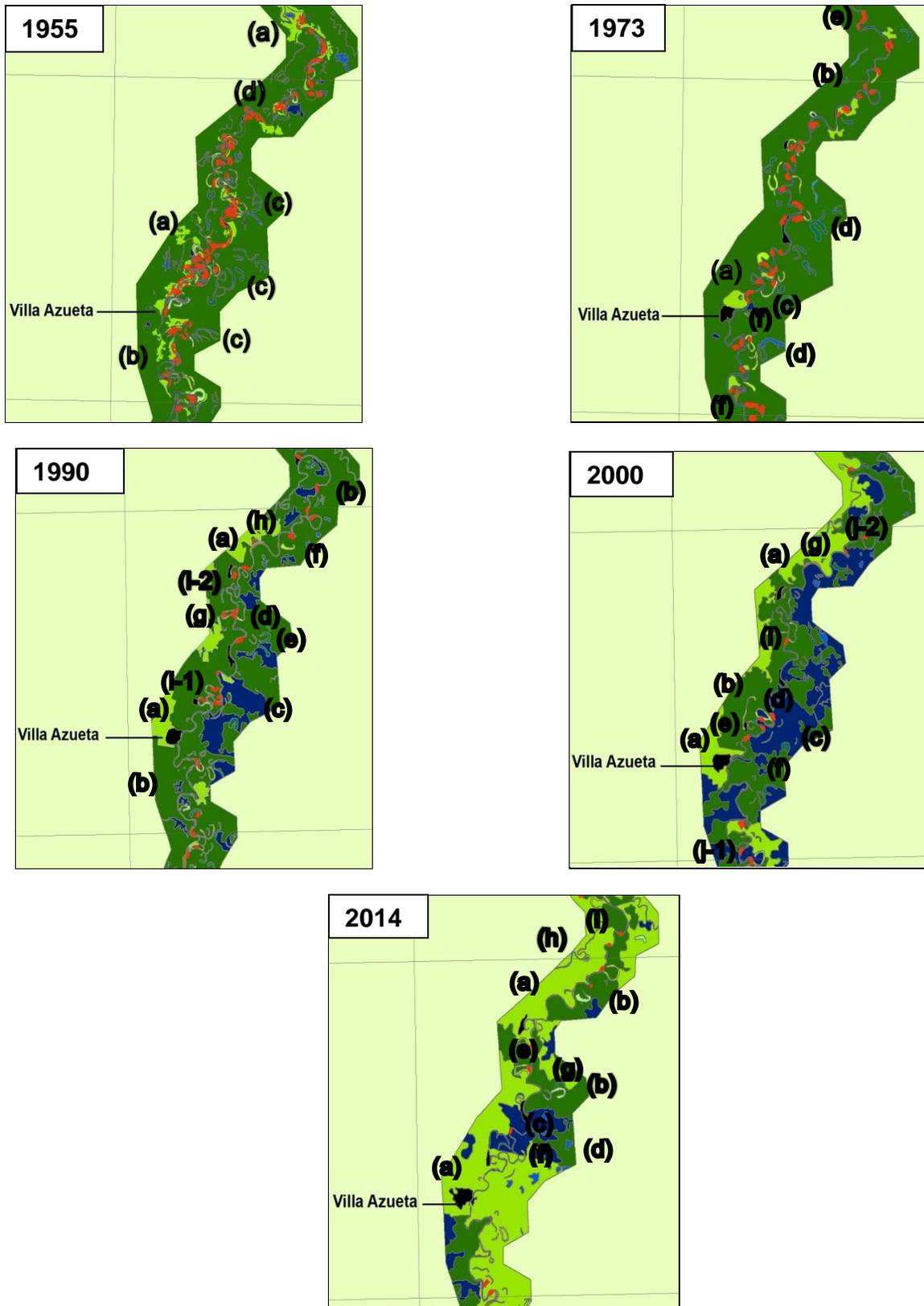


Figura 8. Variaciones geomorfológicas de la tercera sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

calidad de Villa Azueta donde se presenta un estrangulamiento de meandros quedando evidencia del proceso; un acortamiento en (i-3) con ambos meandros en cada margen.

Para el año 2000 (Fig. 8), comparando con el año 1990, se presenta una mayor extensión de la llanura alta de inundación (a), muy evidente en los alrededores de la localidad de Villa Azueta. La llanura baja de inundación (b) presenta una disminución espacial, debido al incremento de las depresiones intermitentes (c), que son de mayor extensión. Los meandros abandonados activos en inundaciones (d), abandonados por acortamiento (e) y abandonados en forma de lago de herradura (f) se identifican sobre ambas márgenes del río. El *leveé* se encuentra casi en su total extensión (g) y las líneas de acreción (i) son evidentes en las márgenes del lecho menor. Se identificaron dos cambios significativos en el lecho menor de Río Tesechoacán, el primero (j-1) se identifica con una amplitud de la curvatura, el segundo (j-2) es propio de un estrangulamiento del meandro.

Para el año 2014 en la figura 8 se realiza la comparación al año 2000. En primera instancia se presenta una distribución muy amplia de la llanura alta de inundación (a) y es más evidente en los alrededores de la localidad de Villa Azueta. Aunque de forma reducida comparativamente al año 2000, la llanura baja de inundación (b) se encuentra distribuida en diferentes sectores de esta sección, principalmente sobre la margen derecha. Además se identifican depresiones intermitentes (c), así como depresiones perennes (d) en menor extensión. Los meandros abandonados activos en inundaciones (e), abandonados por acortamiento (f) y abandonados en forma de lago de herradura (g) se identifican sobre ambas márgenes aunque de forma reducida. Se identifican ríos perennes (h) y las líneas de acreción (i) se presentan de forma muy reducida.

3.2.4 Variaciones geomorfológicas de la cuarta sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

En la figura 9 se muestra la cuarta sección del año 1955 y es evidente que la llanura alta de inundación se encuentra de forma paralela al lecho menor del Río Tesechoacán (a) y la llanura baja de inundación (b) ocupa la mayor área espacial de esta sección. Se identifican pocos meandros abandonados en forma de lago de herradura (c). Las líneas de acreción se presentan en ambas márgenes del Río Tesechoacán (d). Es importante indicar la presencia de un *leveé* (e) en esta sección.

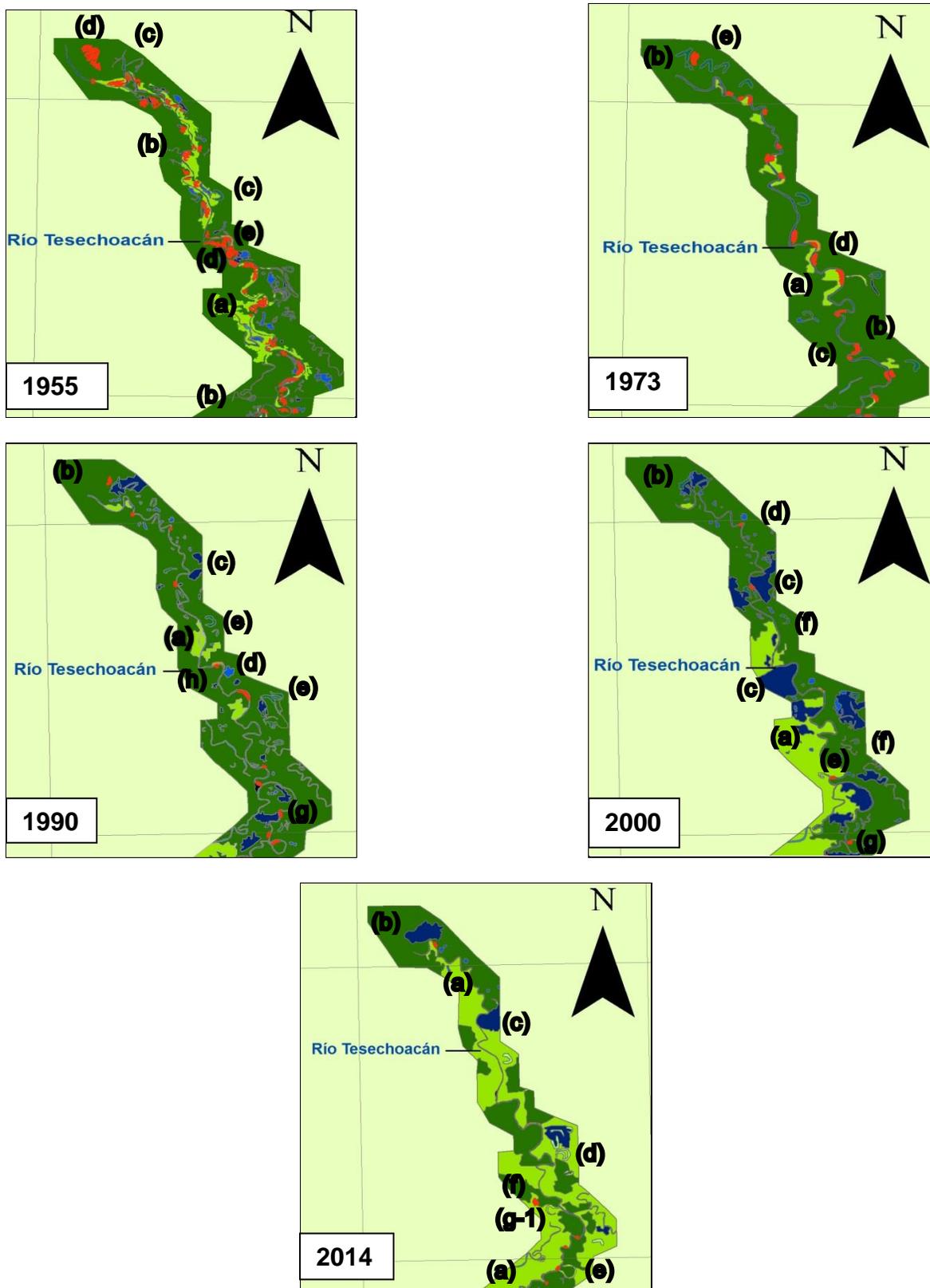


Figura 9. Variaciones geomorfológicas de la cuarta sección de los años 1955, 1973, 1990, 2000 y 2014.

Para el año 1973 en comparación con el año 1955 (figura 9), la llanura alta de inundación vuelve a tener una distribución espacial muy limitada (a) de forma paralela al río y la llanura baja de inundación (b) ocupa en su totalidad el área de estudio en esta sección. Las líneas de acreción se presentan en forma reducida (c). El *leveé* (d) presenta una disminución en extensión producto de los desbordamientos del río. Es importante indicar que los meandros abandonados en forma de lago de herradura (e), en la parte cercana a la confluencia con el Río Papaloapan, presenta la misma distribución y forma.

La cuarta sección del año 1990 se indica en la figura 9 y se aprecia una disminuida extensión de la llanura alta de inundación (a) por el contrario a la llanura baja de inundación (b) que se encuentra en mayor dimensión espacial y en ella se ubican la depresión intermitente (c), la depresión perenne (d), meandros abandonados en forma de lago de herradura (e) y ríos perennes (f). Las líneas de acreción (g) se encuentran con una longitud muy reducida sobre ambas márgenes de lecho menor del río y el *leveé* (h) identificado en esta sección.

Para la cuarta sección del año 2000, en la figura 9, la llanura alta de inundación (a) se distribuye prácticamente sobre la margen izquierda, por el contrario a la llanura baja de inundación (b) que se localiza en ambas llanuras fluviales. Las depresiones intermitentes (c) se encuentran a lo largo de esta sección en extensiones considerables, las depresiones perennes (d) se encuentran en menor proporción. Únicamente se idéntica un meandro abandonado activo en inundaciones (e) sobre la margen izquierda; los meandros abandonados en forma de lago de herradura (f) se identifican en ambas planicies pero ya en menor proporción debido a la estabilidad del Río Tesechoacán, lo cual repercute en las líneas de acreción (g) que son casi nulas.

Por último, el año 2014 (Fig. 9) comparándose al año 2000 encontramos que la llanura alta de inundación (a) ocupa la mayor distribución espacial sobre ambas márgenes fluviales. La llanura baja de inundación (b), en menor proporción, se encuentra de igual manera sobre ambas llanuras y se amplía en la parte final del Río Tesechoacán. Las depresiones intermitentes (c) redujeron su extensión; solo se identificaron meandros abandonados por acortamiento (d) y activos en inundaciones (e). Las líneas de acreción son muy reducidas (f). Dentro de los principales cambios que se identificaron en el lecho

menor del Río Tesechoacán, se encuentra el identificado por acortamiento (g-1) en la parte inicial de la sección.

3.3 Modelo matemático RVR *Meander*. aplicación y resultados.

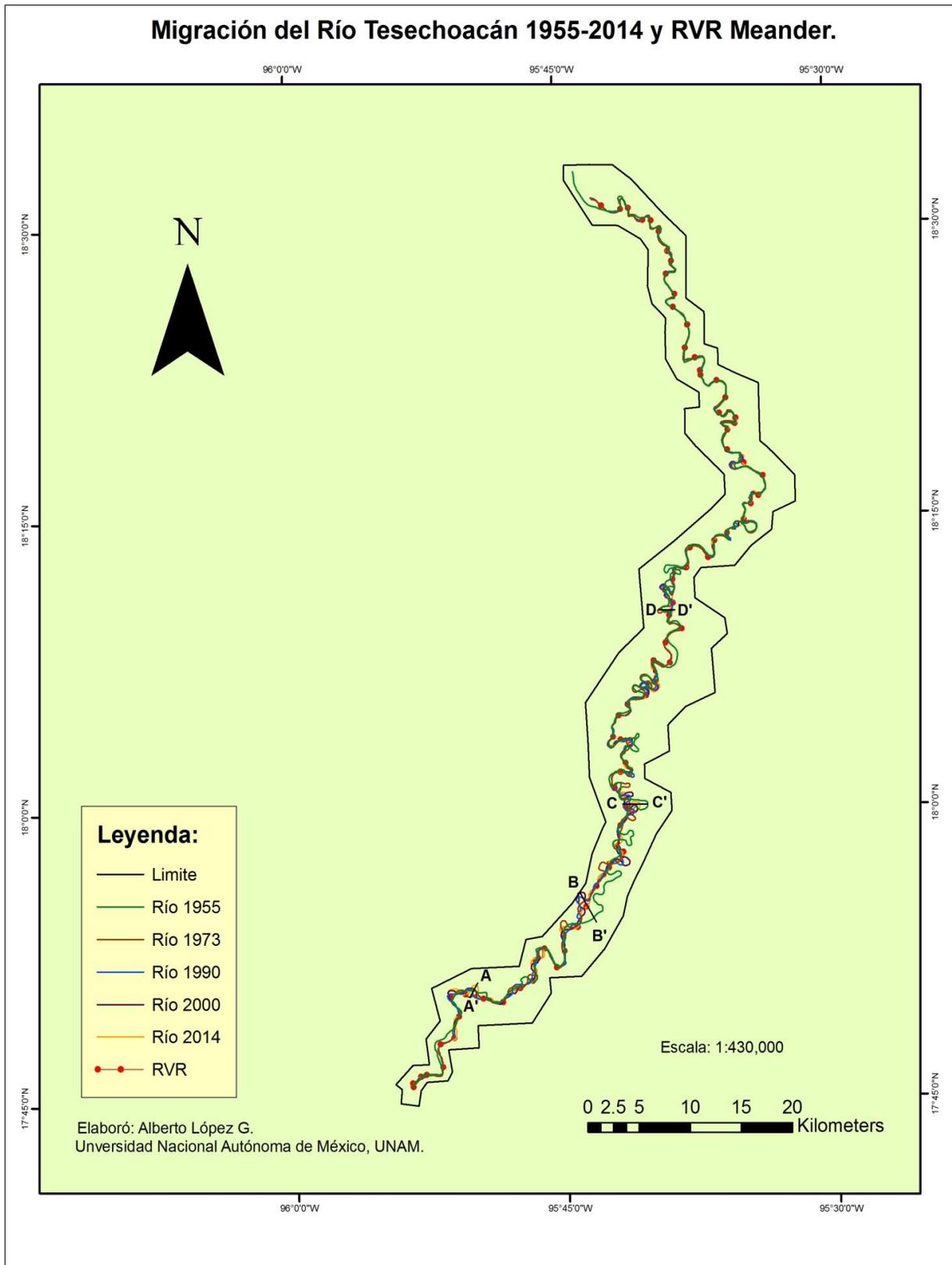
La aplicación del modelo matemático RVR *Meander* en el río Tesechoacán dentro del período comprendido entre los años 1955 al 2014 indica una migración del río, pero se presentan ciertas áreas en las cuales son más evidentes dichos cambios. Se identificaron cuatro secciones, denominados perfiles, en donde es muy evidente la migración del río, que presenta una extensión promedio de casi 190,000 metros. En el mapa 16 se muestran los resultados.

En el perfil A-A' (Mapa 16) se tiene una migración de 1,428 metros (aproximadamente), correspondiendo a la parte inicial del río. Si se tomaran las divisiones por secciones que se emplearon en la división del río para obtener la sinuosidad quedaría en la primera sección.

Para la diagonal B-B' se presenta una migración de 2,800 metros (aproximadamente), y entraría en la segunda sección con base en las divisiones para obtener el índice de sinuosidad siendo esta una de las más dinámicas. Es la mayor variación que se identificó en el Río Tesechoacán.

En la diagonal C-C' con una migración en el trazo del río de 2,468 metros (aproximadamente) corresponde a la segunda sección.

Por último, en la diagonal D-D' se presenta una migración de 1,603 metros (aproximadamente), corresponde a la tercera sección del río y, aguas arriba a este punto, es evidente la disminución de la migración lateral, pues las variaciones son mínimas en comparación con las anteriormente mencionadas.



Mapa 16. Resultados de RVR *Meander*.

En las áreas donde se han realizado las diagonales se presentan líneas de acreción lateral, con mayor evidencia, que están asociadas a la migración del Río Tesechoacán, estas se pueden apreciar en los mapas geomorfológicos correspondientes a cada año del análisis. Las unidades geomorfológicas identificadas sobre estas áreas se han modificado a lo largo del tiempo debido a los procesos fluviales presentes.

3.4 Régimen de inundaciones: magnitud, frecuencia e implicaciones naturales y socioeconómicas.

Es importante conocer la magnitud e intensidad de las inundaciones, entre otras cosas, para el diseño de estructuras hidráulicas, ya que éstas se basan en la magnitud de la inundación y en el período de retorno (Costa y Baker, 1981). La variación de los flujos del río depende de la distribución de la precipitación en el tiempo (Maza, 1987). Desde luego, el paso cercano de tormentas o ciclones tropicales pueden ser la causa de las inundaciones en el estado de Veracruz.

En el área de estudio, se localizan dos estaciones hidrométricas: Villa Azueta y Garro. Los años de registro de ambas están indicados en la tabla 3.1, para Villa Azueta se cuenta con 52 y Garro con un total de 30 registros. Aunque se carece de años con datos suficientes, se sabe que las inundaciones fluviales, particularmente las extraordinarias, han provocado serios daños a las actividades humanas, además de modificar notablemente los procesos fluviales y algunas unidades geomorfológicas fluviales del Río Tesechoacán. Actualmente sigue siendo un problema la insuficiencia de datos estadísticos para poder diagnosticar este tipo de eventos.

Tabla 4. Estaciones hidrométricas y años de registro

Estación Hidrométrica	Años de registro
28013 Villa Azueta	1948-2006
28136 Garro	1974-1978 y 1982-2006

Asimismo, se identificaron tres estaciones meteorológicas: Azueta, Garro y Playa Vicente (Tabla 3.2), que registran los datos de la precipitación que es el elemento más importante para los estudios de hidrología, porque su variación en el terreno y en el tiempo se hacen

notorios en los escurrimientos de los ríos (Monsalve, 1999). Cuando éstos son altos, frecuentemente tienden a exceder la capacidad del canal principal del río, causando un desbordamiento del agua, lo que provoca una inundación (Maza, 1987). Los meses en los cuales se registraron las precipitaciones que han ocasionado las principales inundaciones, afectando al área de estudio, abarcan de los meses de junio a octubre.

Tabla 5. Estaciones meteorológicas, indicando la clave y años de registro.

Clave	Estación	Años de registro
30313	Azueta	1948-2011
30152	Garro	1961-2011
30131	Playa Vicente	1961-1990 y 1992-2011

El registro de inundaciones que afectan el área de estudio inicia en el año 1879. Las inundaciones comenzaron en el mes de julio y para el 11 de agosto el agua ya había invadido una gran parte de las tierras bajas (Escobar, 2003).

Hacia 1921, las inundaciones eran poco recurrentes y tenían una duración de dos a tres días, no obstante éstas eran cada vez más desastrosas y prolongadas. Los estudios realizados determinaron que ello se debía a la creciente deforestación de la parte alta de la cuenca (Escobar, 2003).

A partir de entonces, las inundaciones se presentaron con mayor frecuencia. En los años 1931, 1941 y 1944, las poblaciones afectadas permanecían en ese estado por dos o tres meses, registrándose grandes pérdidas humanas y de índole económico (Escobar, 2003). Para los años 1879, 1921, 1931 y 1941 se carece de datos de precipitación y de gastos.

CENAPRED (2001) considera a los años 1944, 1950, 1952, 1954, 1955, 1958, 1969, 1973, 1974 y 1975 como años donde se han presentado inundaciones. Los años 1978, 1981, 1991, 1992 y 1993 son considerados por la CNA (1999) con presencia de inundaciones. En el año 2005 la presencia del huracán Stan provocó inundaciones pero se carece de información meteorológica e hidrométrica (Tejeda, 2005).

Como se mencionó anteriormente, para el año 1944 no existe información de registros de precipitación y tampoco de gastos de las estaciones hidrométricas del área de estudio.

En el año de 1950 el huracán Item tuvo sus orígenes en la costa de Tabasco y Campeche, registrándose 79.8 mm de precipitación en la estación Azueta el 10 de octubre y 750 m³/s en la estación hidrométrica Azueta.

Para el año de 1952 se tienen registrados en la estación Azueta el 6 de julio 120.5 mm de precipitación y un gasto de 1,320 m³/s en la estación hidrométrica Azueta. No se tiene registrado algún ciclón o tormenta tropical en este año.

En 1954 las intensas precipitaciones fueron ocasionadas por el huracán No.3 que tuvo sus orígenes en el océano Pacífico, cerca de la costa chiapaneca, dando lugar a que se presentaran las inundaciones en el mes de julio. La estación Azueta registró el día 1 57.9 mm de precipitación y un gasto de 1, 017 m³/s en la estación hidrométrica Azueta.

En el año 1955 se presentó el huracán "Gladys" (formado en el Golfo de México) del 1 al 6 de septiembre, registrándose 177.3 mm de precipitación en la estación meteorológica Azueta. "Hilda" del 12 al 20 registró 46.8 mm de precipitación y con el pasó de "Janet" del 22 al 29, se acumularon 193 mm de precipitación. Para la estación meteorológica Garro no se tiene datos (SMN, 2015). La estación hidrométrica Azueta registro un gasto de 915 m³/s.

Para la inundación acontecida en el año de 1958, se registraron 114.2 mm de precipitación el día 11 de julio en la estación Azueta y un gasto de 1,023 m³/s en la estación hidrométrica Azueta. Las intensas precipitaciones fueron generadas por el huracán No.1 que tuvo sus inicios en las costas de Guerrero.

En el año de 1969 la estación Azueta registró 104 mm el día 24 de agosto, la estación Garro registró 100mm el día 4 de septiembre y la estación Playa Vicente tuvo un registro de 172 mm el 24 de agosto, esto asociado al huracán Francelia que se presentó desde el 24 de agosto al 4 de septiembre y tuvo su origen en las Antillas Menores terminando su recorrido en las costas de Belice generando intensas precipitaciones que ocasionaron la inundación. La estación hidrométrica Azueta registró 1,404 m³/s en este período.

Para el año de 1973 no se identificaron ciclones tropicales en el área de estudio. En la estación Azueta se tiene el registro máximo anual del 25 de julio con 146 mm de precipitación. La estación Garro registró el 21 de agosto el máximo anual con 104 mm de precipitación. En la estación Playa Vicente hubo un registro el 24 de julio de 206 mm. El máximo registrado en la estación hidrométrica fue de 1,503 m³/s.

El huracán Fifí se presentó del 14 al 22 de septiembre de 1974, iniciando en el Mar Caribe, atravesando el sur del país hasta llegar a las costas de Pacífico. La estación Azueta registró el día 20 de septiembre 212.8 mm de precipitación, la estación Garro registró el día 18 de septiembre 140 mm de precipitación y por último, la estación Playa Vicente registró el día 20 de septiembre 186 mm de precipitación. Con relación a las estaciones hidrométricas se registraron en Azueta 2,093 m³/s y en Garro 1,073 m³/s.

En el año 1975 el huracán Eloise tuvo presencia del 13 al 24 de septiembre, teniendo su origen en el Caribe, tocando la península de Yucatán y prosiguiendo hacia el norte e influyó en el área de estudio. La estación Azueta registró el día 23 de septiembre 100.5 mm de precipitación, en la estación Garro el día 15 de septiembre 65 mm y para la estación Playa Vicente se tuvo un registro de 98 mm el día 23 de septiembre. Con relación al gasto se registraron 1,952 m³/s en la estación Azueta y 910 m³/s en la estación Garro.

Para el año 1978 el huracán Greta se presentó del 13 al 20 de septiembre, registrándose el día 19 de septiembre 145.2 mm en la estación Azueta, en la estación Garro se registraron el día 20 de septiembre 173 mm de precipitación y en la estación Playa Vicente se tuvo un registro de 150 mm el 20 de septiembre. La estación hidrométrica Azueta registró 1,560 m³/s y la estación Garro 970 m³/s.

En el año 1981 se presentó la Tormenta Tropical Irwin del 27 al 31 de agosto y aunque se manifestó en las costas de Michoacán, influyó de forma considerable en el área de estudio. La estación Azueta registró el 27 de agosto 193.2 mm, la estación Garro (el mismo día) 155.5 mm y la estación Playa Vicente 174 mm. La estación hidrométrica Azueta registró 1, 738 m³/s.

Para el año 1991 la presencia del huracán Marty, del 7 al 18 de octubre, provocó precipitaciones que conllevaron a la inundación en el área de estudio. La estación Azueta registró el día 10 de octubre 85 mm y la estación Garro registró el 9 de octubre 110.5 mm. No se tienen registros de la estación Playa Vicente. En la estación hidrométrica Azueta se registraron 1,658 m³/s y en la estación Garro 692 m³/s.

En el año 1992 se presentó una depresión tropical registrando en la estación Azueta 74.8 mm y en la estación Garro 67 mm el día 10 de septiembre. La estación hidrométrica Azueta registró 1,872 m³/s y la estación Garro 793 m³/s.

En 1993 no se encuentra registro de alguna perturbación atmosférica. En la estación Azueta se registró el día 20 de junio 153.3 mm de precipitación, en la estación Garro 92.5 mm y en la estación Playa Vicente 127.5 mm. La estación hidrométrica Azueta registro 1,099 m³/s y la estación Garro 576 m³/s.

Para el año 2005, durante los primeros días del mes de octubre se registraron intensas precipitaciones que provocaron el desbordamiento del río por la llegada del huracán. Estaba prevista la llegada del huracán en Antón Lizardo, pero unas horas antes comenzó a cambiar su trayectoria y entró a tierra 100 km al sur (Tejeda, 2005).

Con relación a la frecuencia de inundaciones, Chow (1994) indica que los procesos hidrológicos varían continuamente en el tiempo y espacio y son medidos como muestras puntuales, es decir, mediciones hechas a través del tiempo en lugares fijos del espacio. Con el registro del gasto máximo de las estaciones hidrométricas y con el análisis estadístico se puede establecer un promedio de los períodos de retorno, el cual es una medida de probabilidad de que un evento de una determinada magnitud sea igualado o excedido, por lo menos una vez, en un año cualquiera.

Dicho lo anterior, se procedió a realizar el periodo de retorno de las estaciones hidrométricas del área de estudio del Río Tesechoacán. En la figura 38, se muestran los gastos máximos anuales de la estación Villa Azueta, que comprende registros de 1948 a 1999 y presenta un gasto medio anual de 1,134 m³/seg. De las dos estaciones hidrométricas esta es la que cuenta con una mayor cantidad de datos.

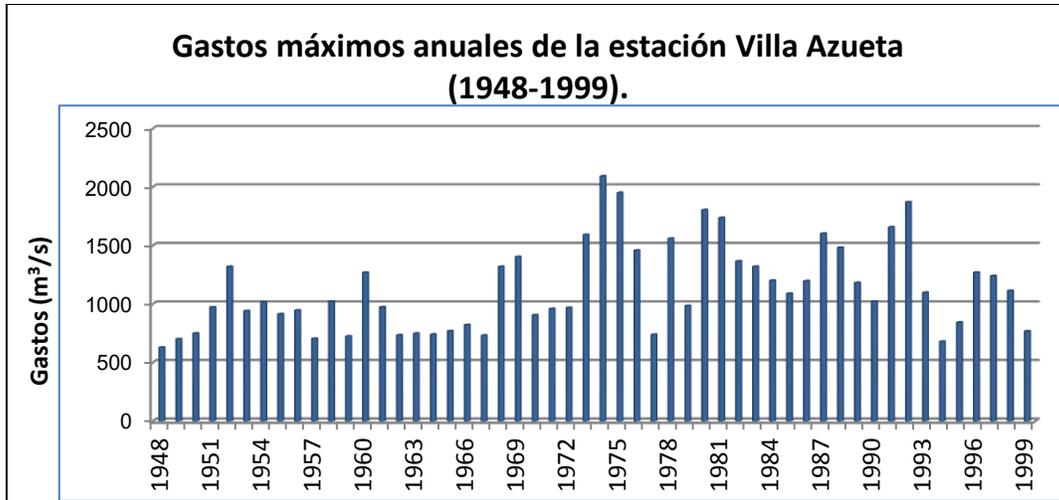


Fig.10. Gastos máximos anuales de Villa Azueta.

Los registros de la estación hidrométrica Garro se muestran en la figura 39, comprendidos en dos períodos, de 1974 a 1978 y de 1982 al 2006, presentando un gasto medio anual de 859 m³/s.

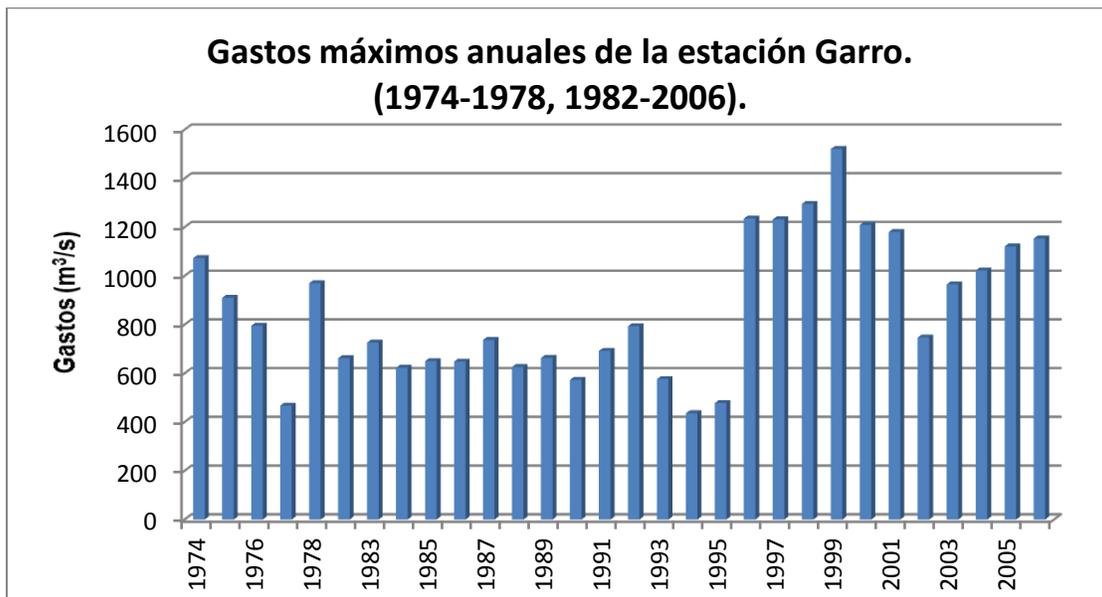


Fig.11. Gastos máximos anuales de Garro.

Dentro del análisis estadístico para la obtención del período de retorno en las estaciones hidrométricas se obtuvieron diferentes valores. El procedimiento de cálculo está basado en la correlación que se hace de la muestra de un registro hidrométrico con las diferentes distribuciones de probabilidad más usadas en hidrología y así obtener una estimación de

gastos máximos a futuro (Ruiz, 2002), de las cuales, para la realización del presente trabajo, sólo se tomaron en cuenta la distribución Gumbel y Gumbel de dos poblaciones.

En lo referente a la distribución Gumbel, es una función de probabilidades usualmente utilizada para valores máximos aleatorios obtenidos de poblaciones suficientemente grandes (Monsalve, 1999) y es una función que utilizan tradicionalmente los hidrólogos para el estudio de los gastos máximos anuales en un río y, por lo tanto, para la determinación de las avenidas de diseño (Chow, 1994).

La distribución Gumbel de dos poblaciones es utilizada cuando los gastos máximos anuales son originados por dos poblaciones o eventos diferentes, en donde la primera es producida por precipitaciones relacionadas con fenómenos meteorológicos y la segunda por precipitaciones ciclónicas (Martín, 2003).

Para las dos estaciones hidrométricas se obtuvieron cinco periodos de retorno con las distribuciones de probabilidad anteriormente mencionadas. Los gastos máximos obtenidos en la estación hidrométrica Villa Azueta están indicados en la Tabla 5.

Períodos de retorno (años)	Distribución Gumbel (m ³ /s)	Distribución Gumbel 2P (m ³ /s)
2	1,072	1,116
5	1,401	1,613
10	1,619	1,799
20	1,828	1,932
50	2,098	2,089

Tabla 6. Períodos de retorno en la estación hidrométrica Villa Azueta.

Con la distribución Gumbel en el período de retorno de dos años, se calculó un gasto de 1,072 m³/s, siendo superior al gasto de los años 1948, 1949, 1950, 1951, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1969, 1970, 1971, 1972, 1973, 1977, 1979, 1994, 1995. Para el período de retorno de cinco años se obtuvo un gasto de 1,401 m³/s siendo superior al gasto de los años 1952, 1960, 1968, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1989, 1990, 1993, 1996, 1997 y 1998, indicando que con este gasto se puede presentar una inundación cada cinco años. En el período de retorno

de diez años, se calcularon $1,619 \text{ m}^3/\text{s}$ siendo superior al gasto de los años 1969, 1973, 1976, 1978, 1987 y 1988, lo que indica que por lo menos una vez cada diez años puede presentarse un gasto que provoque una inundación. El período de retorno para veinte años se obtuvo un gasto de $1,828 \text{ m}^3/\text{s}$ superior al gasto de 1980, 1981 y 1991, que indica que con este gasto una vez cada veinte años se puede presentar una inundación. Finalmente, el período de retorno para 50 años con un registro de $2,098 \text{ m}^3/\text{s}$ es superior al gasto de los años 1974, 1975 y 1992, indicando que con este gasto se puede presentar una inundación en la llanura fluvial del río Tesechoacán.

El gasto estimado para el período de retorno de dos años en la distribución Gumbel de dos poblaciones es de $1,116 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual es superior a los años 1948, 1949, 1950, 1951, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1970, 1971, 1972, 1977, 1979, 1985, 1990, 1993, 1994, 1995, 1998 y 1999. Con este gasto se puede presentar una inundación cada dos años en la llanura fluvial del río Tesechoacán. Para el período de retorno de cinco años se estimó un gasto de $1,613 \text{ m}^3/\text{s}$ que es superior a los años 1952, 1960, 1968, 1969, 1973, 1976, 1978, 1982, 1983, 1984, 1986, 1987, 1988, 1989, 1996 y 1997. Con este gasto se puede presentar una inundación cada cinco años. En el período de retorno de diez años se registró un gasto de $1,799 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo superior a los años 1981 y 1991, indicando que con este gasto el río puede presentar una inundación cada diez años. Dentro del período de retorno de veinte años se obtuvo un gasto de $1,932 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo superior a los años 1980 y 1992, con este gasto el río puede desbordarse cada veinte años. Por último, en el período de retorno de cincuenta años se estimó un gasto de $2,089 \text{ m}^3/\text{s}$, superior a los años 1974 y 1975. Esto indica que con este gasto se puede presentar una inundación cada cincuenta años.

La figura 12 representa los gastos estimados de la estación Villa Azueta para un período de retorno de cincuenta años. En la distribución Gumbel, el crecimiento del gasto se comporta más acelerado dentro del período de retorno de dos a diez años, presentando un ligero incremento de los diez a los sesenta años. En la distribución Gumbel de dos poblaciones se puede observar que existe un crecimiento acelerado entre los periodos de retorno de dos y cinco años con relación a los gastos estimados debido a la influencia cíclica para esta distribución. Del período de retorno de diez años hasta sesenta se observa un aumento gradual, no tan acelerado como en los primeros dos periodos de retorno.

Los gastos máximos obtenidos para los cinco períodos de retorno en la estación hidrométrica Garro se indican en la Tabla 6.

Períodos de retorno (años)	Distribución Gumbel (m^3/s)	Distribución Gumbel 2P (m^3/s)
2	812	885
5	1,065	1,225
10	1,233	1,352
20	1,394	1,452
50	1,602	1,580

Tabla 7. Períodos de retorno en la estación hidrométrica Garro.

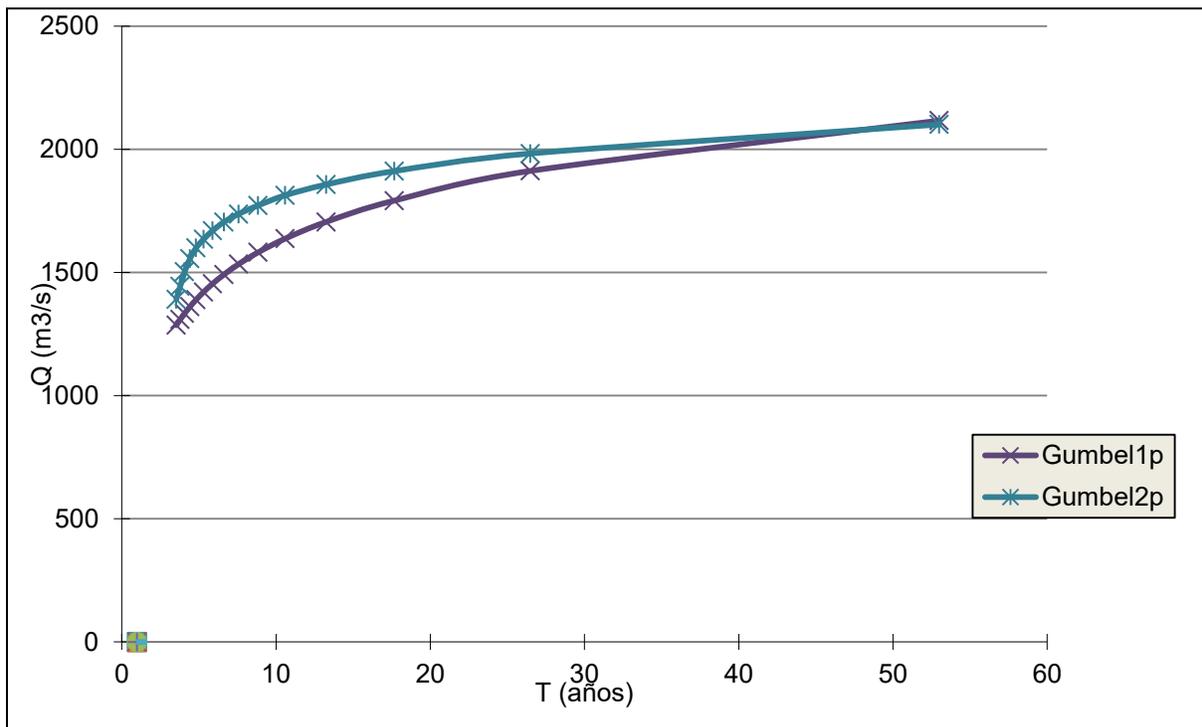


Fig. 12. Representación gráfica de la distribución Gumbel 1p y 2p, Villa Azueta.

Con la distribución Gumbel para un período de retorno de dos años se calculó un gasto de $812 m^3/s$, siendo superior a los gastos de los años 1976, 1977, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995 y 2002. Lo que indica que con este gasto el río puede presentar una inundación cada dos años. Para el período de retorno de cinco años se estimó un gasto de $1,065 m^3/s$, siendo superior al gasto registrado en los años 1975, 1978, 2003 y 2004. Con este gasto se puede presentar una

inundación cada cinco años. En el periodo de retorno de diez años se obtuvo un gasto de $1,233 \text{ m}^3/\text{s}$, superior a los años 1997, 2000, 2001, 2005 y 2006, esto indica que con este gasto se puede presentar una inundación cada diez años. Dentro del período de retorno de veinte años se obtuvo un gasto de $1,394 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo superior a los gastos de 1996 y 1998, esto quiere decir que una vez cada veinte años, con este gasto, se puede presentar una inundación. Por último, para el período de retorno de cincuenta años se obtuvo un gasto de $1,602 \text{ m}^3/\text{s}$, superior al gasto registrado en el año 1999, indicando que con este gasto se puede presentar una inundación cada cincuenta años.

El gasto estimado para el período de retorno de dos años en la distribución Gumbel de dos poblaciones es de $885 \text{ m}^3/\text{s}$, que es superior al gasto de los años 1976, 1977, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995 y 2002. Con este gasto se puede presentar una inundación cada dos años. Para el período de retorno de cinco años se tiene un gasto de $1,225 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo superior a los años 1974, 1975, 1978, 2000, 2001, 2003, 2004, 2005 y 2006, esto indica que con este gasto se puede presentar una inundación cada cinco años. En el período de retorno de diez años se estimó un gasto de $1,352 \text{ m}^3/\text{s}$, superior al gasto de los años 1996, 1997 y 1998, con este gasto se puede presentar una inundación cada diez años. Para el periodo de retorno de veinte años no hay coincidencia de valores. Por último, para el periodo de retorno de cincuenta años se registró un valor de $1,580 \text{ m}^3/\text{s}$ y es superior al gasto registrado en el año 1999 e indica que con este gasto se puede presentar una inundación cada cincuenta años.

En la figura 13 representa los gastos estimados de la estación Garro para un período de retorno de treinta años. Para la distribución Gumbel se observa un incremento desde los dos años y hasta los diez años, a partir de este, se percibe un incremento moderado. En la distribución Gumbel de dos poblaciones es visible el incremento muy acelerado de los dos a los cinco años del período de retorno, a partir de este el incremento tiende a ser más estable hasta los treinta y cinco años.

Con relación a las implicaciones es importante indicar que el área de estudio del Río Tesechoacán cuenta con uno de los niveles más altos de precipitación en todo el país, con registros anuales superiores a los $1,700 \text{ mm}$. Sin embargo, esta misma magnitud en la precipitación propicia que los cultivos sean severamente afectados junto con las vías de

comunicación que son escasas. De la misma manera, el incremento en los niveles de los ríos y arroyos hace que se desborden e inunden áreas contiguas a las riveras de los mismos, dichos daños continuarán frenando el desarrollo de la zona si no se dispone de una infraestructura de drenaje adecuada (Rodríguez, 2010).

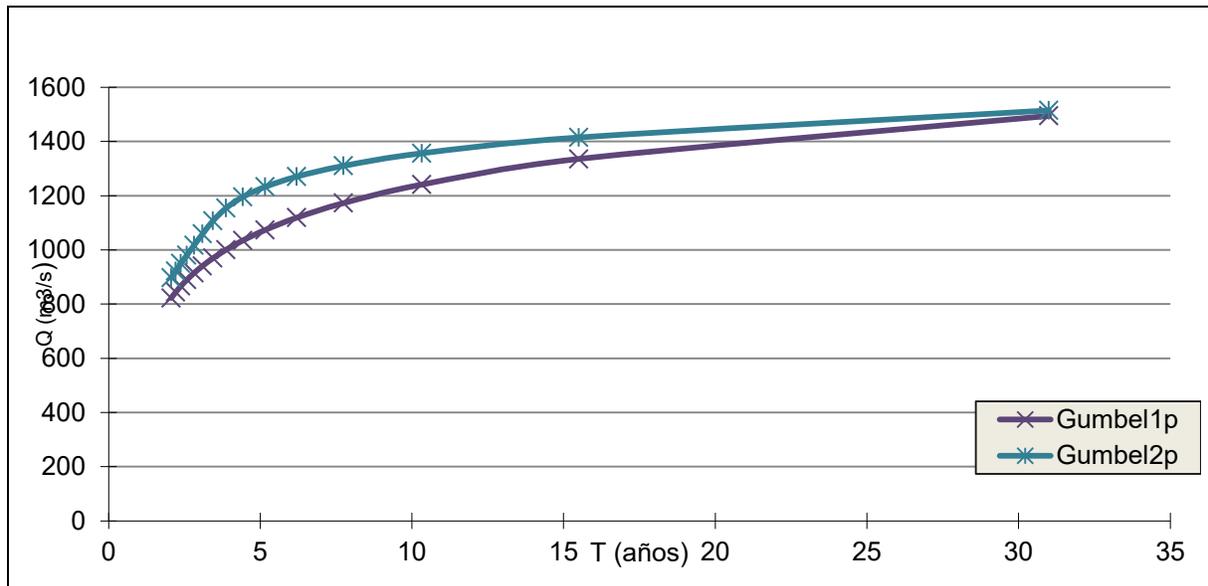


Fig. 13. Representación gráfica de la distribución Gumbel 1p y 2p de la estación Garro.

3.5 Vulnerabilidad a inundaciones.

El estudio de la vulnerabilidad es clave para comprender el riesgo y gestionarlo. Los mapas de vulnerabilidad a las inundaciones describen aquellas características de los elementos a estudiar, que incrementan o disminuyen el impacto de una inundación si ésta se llega a producir.

Se realizó el mapa de vulnerabilidad a inundación (Mapa 17), tomando como referencia el mapa geomorfológico del río Tesechoacán del año 2014 por ser el de mayor actualidad. Se identificaron tres niveles de vulnerabilidad: alta, media y baja. Para realizar esta clasificación se tomó como referencia a las unidades geomorfológicas y a la altura absoluta del área de estudio.

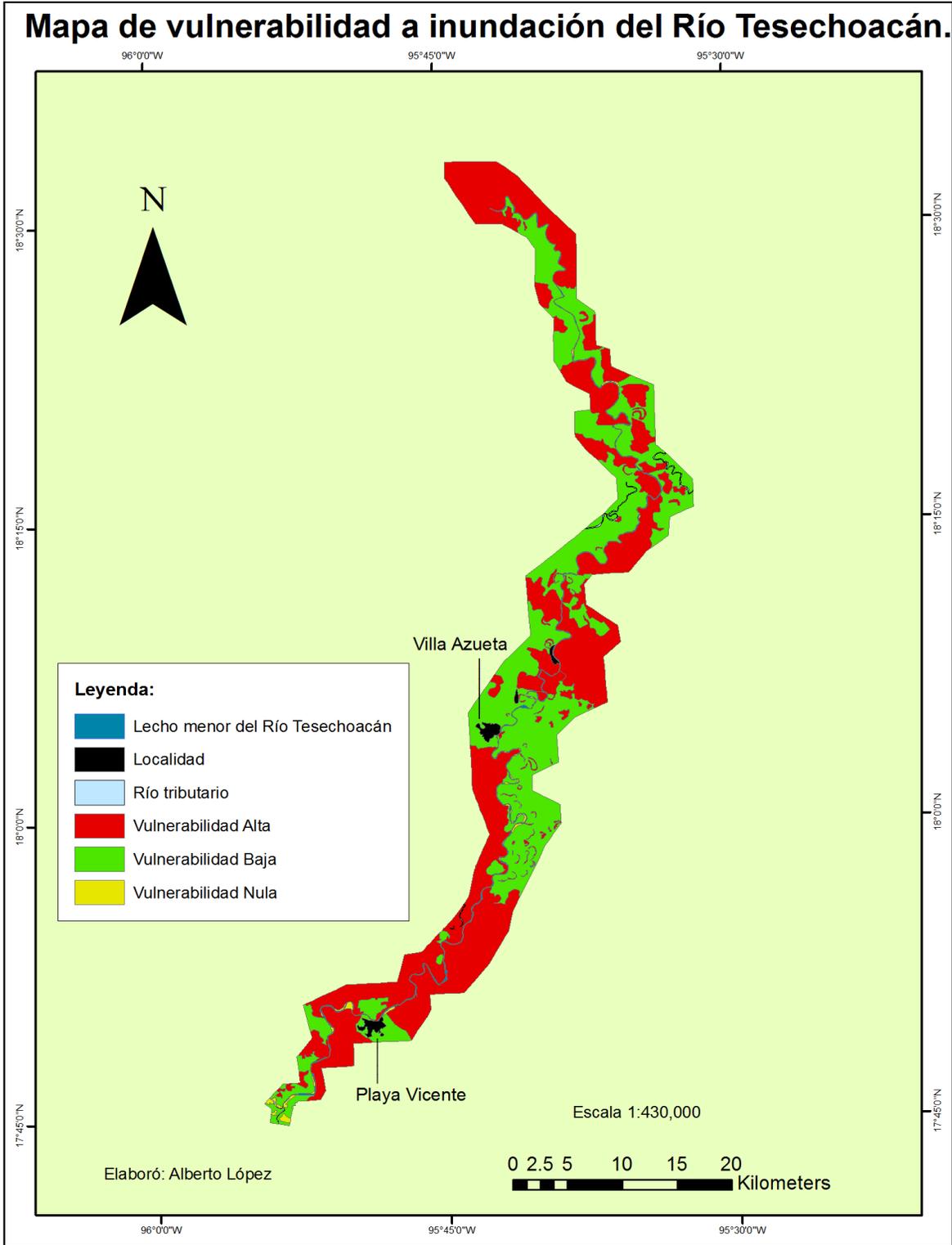
Se clasificó como vulnerabilidad alta a las unidades que son afectadas mayormente por las inundaciones: llanura baja de inundación, depresiones perennes, depresiones intermitentes, meandros activos en inundaciones, meandros abandonados por

acortamiento y meandros en forma de lago de herradura y barra marginal. El área con este porcentaje representa el 55% del total del área de estudio.

Aunado a lo anterior, es importante indicar que la magnitud en la precipitación propicia que los cultivos sean severamente afectados juntos con las vías de comunicación. El incremento de los niveles de los ríos y arroyos hace que se desborden e inunden áreas contiguas a las riberas de los ríos, dichos daños continuarán frenando el desarrollo de la zona, si no se dispone de una infraestructura de drenaje adecuada.

En la perspectiva geográfica aplicada a los riesgos naturales, la mayoría de autores coinciden en considerar que las probabilidades de que se produzcan daños presentan un aspecto natural y un aspecto humano, relativo a la presencia de la sociedad en el territorio y a su vulnerabilidad. Respecto a este último concepto, algunos autores han definido la vulnerabilidad como las características de una persona o grupo en relación con su capacidad para prever, combatir, resistir y recuperarse del impacto de un suceso natural (Blaikie, 1994). La vulnerabilidad presenta un comportamiento desigual según grupos sociales, actividades productivas o territorio y, por tanto, puede ser estudiada desde estas dimensiones. Por ejemplo, la vulnerabilidad social se puede medir en términos de ingreso económico, edad, etnia, género y otros (Saurí, 1997).

Actualmente, el suelo del área de estudio ha sido utilizado para las actividades agrícolas y pecuarias. La introducción de estas actividades se realizó mediante el desmonte de grandes extensiones de vegetación de selva alta y mediana perennifolia, comunidades vegetales de las cuales solo quedan algunos vestigios. Otro aspecto es la degradación física y química que presentan los suelos de las áreas aledañas a Villa Azueta y se debe a la exportación intensa que se realiza al cultivar la piña, ya que es un cultivo que dura de 2.5 a 3 años, tiempo en el que el suelo permanece desprotegido y con las altas precipitaciones da como resultado que al final del ciclo se tengan suelos muy delgados. Estos factores han alterado el uso de suelo del área de estudio, provocando un cambio que repercute en toda el área de estudio afectando a los habitantes de la región. Lo



Mapa 17. Análisis de vulnerabilidad a inundaciones.

anterior conlleva a que durante las inundaciones el agua quede estancada en las zonas deprimidas por semanas e incluso meses.

Se clasificó como vulnerabilidad media a las unidades que son medianamente afectadas por las inundaciones: llanura alta de inundación y brazo de crecida. Salvo en aquellas inundaciones extraordinarias, estas unidades se ven afectadas y se ven identificadas en la parte media y al final del Río Tesechoacán. El área con este porcentaje representa el 43% del total del área de estudio.

Por último, las unidades clasificadas como vulnerabilidad nula son las que no presentan afectación por las inundaciones como las terrazas y los *levees*, puesto que la altura es un factor determinante para protegerlas de las mismas. Son de menor extensión espacial dentro del mapa. El área con este porcentaje representa el 2% del total del área de estudio.

Conclusiones y recomendaciones.

Partiendo del objetivo general, en el período comprendido entre el año 1955 y 2014, el río Tesechoacán presenta una migración debido a la acción erosiva del mismo dando como resultado la identificación de barras marginales que son de tipo acumulativas identificándose al interior del río. El *talweg* se caracteriza por migrar de lado a lado en el lecho menor del río, coadyuvando a la migración del mismo. De gran importancia fue la elaboración de los mapas geomorfológicos elaborados con fotografías aéreas para el año 1955 y en los años 1973, 1990, 2000 y 2014 se emplearon imágenes de satélite Landsat en los cuales se identificaron las unidades geomorfológicas y su dinámica espacial a través de ese tiempo.

Tomando como referencia las hipótesis de este estudio, los mapas geomorfológicos (elaborados en el período de 1955 al año 2014) se basaron en la metodología del ITC, dando como resultado un mapeo geomorfológico analítico y mapeo geomorfológico pragmático. Dichos mapas indican que el río Tesechoacán manifestó mayor migración en la parte inicial y media de su trayecto. Las unidades geomorfológicas identificadas como meandros abandonados activos en inundaciones, meandros en forma de lago de herradura, meandros abandonados por acortamiento, así como las líneas de acreción asociados a los procesos fluviales son una evidencia de la migración del río.

El empleo del modelo matemático RVR *Meander* fue una herramienta útil para identificar áreas en dónde es más evidente la migración del lecho menor del río Tesechoacán entre los años 1955 al 2014. La desventaja del modelo radica en que es considerado para analizar migración sobre ríos de pequeña longitud, no así en el caso del Río Tesechoacán, el cual presenta una longitud de casi 190,000 metros. Aun con estas condiciones se pretendió buscar la forma de aprovechar su aplicación aunque no fue del todo útil como se esperaba.

Siguiendo con el modelo RVR *Meander*, se realizó un mapa con cuatro perfiles longitudinales del lecho menor para conocer la variación de la migración, obteniéndose el valor máximo en el perfil B-B' con una distancia de 2,800 metros (aproximadamente).

Es importante indicar que en las márgenes del río Tesechoacán se identificaron líneas de acreción lateral en los diferentes mapas geomorfológicos que se realizaron en el período de 1955 a 2014. Estas son producidas por la acción migratoria del lecho menor del río.

Se realizó el índice de sinuosidad dividiendo al río en cuatro secciones similares a los mapas geomorfológicos. Prácticamente en todas las secciones se obtuvo un valor que indica que el río presenta un patrón meándrico a excepción de la segunda sección del año 1990 que presentó un valor de 1.49. La máxima longitud del río Tesechoacán se registró en el año 1955 con 193,138 metros (aproximadamente) y la mínima en el año 2014 con 169,784 metros (aproximadamente).

Con relación a las inundaciones, el área de estudio es muy susceptible a la presencia de eventos meteorológicos extremos que ocasionan precipitaciones importantes. Para dos estaciones hidrométricas se obtuvieron períodos de retorno. En la estación Villa Azueta, con la distribución Gumbel, se calculó un gasto $1,072 \text{ m}^3/\text{s}$ y para la estación Garro se calculó un gasto de $812 \text{ m}^3/\text{s}$, indicando que una vez cada dos años, con este gasto, se puede presentar una inundación en la llanura fluvial del curso bajo del río Tesechoacán.

Por último, en el mapa de vulnerabilidad a inundaciones se obtuvieron tres niveles: Vulnerabilidad alta, vulnerabilidad media y vulnerabilidad baja, clasificándose dentro de estos niveles a las diferentes unidades geomorfológicas del área de estudio.

Con relación a las recomendaciones, es importante utilizar modelos de migración que permitan realizar el análisis de ríos con gran longitud, como es el caso del río Tesechoacán. Es importante mencionar la falta de disponibilidad de datos de las estaciones hidrométricas para poder realizar un análisis más actual.

Bibliografía.

Abad, Jorge D., y García, Marcelo H., (2006). *RVR Meander: A toolbox for re-meandering of channelized streams*. Computer and Geoscience. Vol. 32. pp. 92-101.

Allen, J. R. L. (1982). *Sedimentary structures. Their character and physical basis*. Vol. II, chapter 2, pags. 53-100. Developments in Sedimentology n. 30 B. Elsevier.

Aragón González, 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 p.

Allen, J. R.L. (1964). *Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone*. Anglo-Welsh Basin. Sedimentology, Vol 3, pp-163-198.

Bagnol (1938), *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London.

Barker, J.L. (1976) *Hydrographic charting from LANDSAT satellite: a comparison with aircraft imagery*. *In Oceans '76. Second combined conference, Marine Technology Society/Institute of Electrical and Electronics Engineers*. New York, IEEE Inc. and Washington, D.C. MTS, (CH 1118-90 EC): 6p

Bernard, H. A. y Major, C. F., Jr. (1963). *Recent meander deposit of the Brazos River: an alluvial "sand" model*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. Vol. 47, pp 350.

Blaikie, P. (1994). *At risk. Natural hazards, people's vulnerability, and disasters*. Londres: Routledge, p. 1-71 y 123-146.

Brea, J.D., García, M., Ramonell, C., Spalletti, P. (2009). Estudio del río Bermejo en la zona de Puente Valle. Cuarto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Santa, Argentina. 2009.

Bridge, J. S. (2003). *Rivers and Floodplains*. Blackwell Publishing. United Kingdom. 491 p

Callander R.A. (1978) *River meandering*. Annual Review of Fluid Mechanics 10: 129-158.

Camporeale C., Perona P., Porporato A., and Ridolfi L. (2005) *On the long-term behavior of meandering rivers*. Water Resources Research 41: 1-13.

CENAPRED (1994). Riesgos hidrometeorológicos. Secretaria de Gobernación. México D.F.

CENAPRED (2001). Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos a escala municipal. Secretaria de Gobernación. México.

Chavez, P.S. (1975). *Atmospheric, solar, and MTF corrections for ERTS digital imagery*. Proceedings of the American Society of Photogrammetry, Falls Church, VA.

Chavez, P.S. (1988). *An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data*. Remote Sensing of Environment. Vol. 24, pp-459-479.

Chavez, P.S. (1996). *Imaged-based atmospheric corrections. Revisited and improved*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. Vol. 62, pp. 1025-1036.

Charlton, R. (2012). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge. New York, U.S.A.

Chow, V.T. (1994). *Hidrología aplicada*. Mac Graw Hill. México.

Chuvieco, E. (2000) *Fundamentos de Teledetección espacial*, RIALP, 568 pp.

CNA (1999). *Banco Nacional de Aguas Superficiales*. Comisión Nacional del Agua. México.

Costa, J.E., y Baker, V. (1981): *Surficial Geology, Building with the Earth*. Wiley. New York, 498 pp.

Daniel, J.F. (1971). *Channel movement of meandering Indiana streams*. U.S. Geol., Survey Prof, Vol.732-A, pp- 1-18.

Davis R. A. (1992). *Depositional Systems: An Introduction to Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall. U.S.A.

De La Noe y de Margerie (1888). *Les formes du terrain*. British Library, Historical Print Editions. 348 pp.

Dokuchaev, V.V. (1878). *Sposoby Obrazovaniya Rechnykh Dolin Evropeiskoi Rossii* (Ways of Formation of River Valleys in European Russia), St. Petersburg: Tipografiya V. Demakova, 1878.

Escobar, Antonio (2003). *Desastres Agrícolas en México*. Catálogo Histórico II. Siglo XIX (1822-1900). México, FCE. Pág. 123-124.

ESRI (2009).

Elliot, C.M. (1984). *River meandering, Proc. Conf, Rivers 1983*. New York: Am. Soc. Civ. Eng, 1036 p.

Frascati A. and Lanzoni S. (2009). *Morphodynamic regime and long-term evolution of meandering rivers*. Journal of Geophysical Research – Earth Surface 114.

Fustic, M. (2007). *Stratigraphic Dip Analysis – A novel application for detailed geological modelling of point bars, and predicting bitumen grade, McMurray Formation, Northeast Alberta*. *Natural Resources Research*, 16, 31-43.

Gao, C. (2004): *Sedimentary facies changes and climatic-tectonic controls in a foreland basin, the Urumqi River, Tian Shan, northwest China*. *Sedimentary Geology*, Vol 169, pp 29-46.

Gao, C. (2004): *Sedimentary facies changes and climatic-tectonic controls in a foreland basin, the Urumqi River, Tian Shan, northwest China*. *Sedimentary Geology*, Num. 169, Vol. 29-46. p. 405–426.

Gilvear D, Winterbottom S, and Sickingabula H. (2000). *Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia*. *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 421–436.

Gilvear, D. y Bryant, R. (2003) Chapter 6, *Analysis of Aerial photography and Other Remotely sensed data*. En: Kondolf, G.M. and Piegay, H. *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley. Chichester, England. pp. 135 – 170.

González, A.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 p.

Gopal, S. y Woodcock, C. (1996). *Remote Sensing of forest change using artificial neural networks*, *IEEE Transaction on Geosciences and Remotes Sensings*. Vol. 34, Num 2, p 398-404.

Grau, R. y Sala, M. (1982). *La geomorfología en sus tratados y manuales: un esquema histórico de la disciplina (1870-1982)*. *Revista de Geografía*. Vol. 16-17, Num. 1.p. 175-192.

Greco, S.E. and Plant, R.E. (2003). *Temporal mapping of riparian landscape change on the Sacramento River, miles 196–218, California, USA*. *Landscape Research*.

Greenwood, G. (1857). *Rain and rivers*, London. 195 pp.

Gregory, K.J. (1977). *River Channel Changes*. John Wiley, Chichester, United Kingdom. 448 p. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 36, Issue 11, pages 1550–1553, September 2011.

Gregory, K.J. (2004). *Fluvial Geomorphology*, in Goudie A.S. (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, Londo, pages 392-398.

Güneralp I. and Rhoads BL (2009 b) *Empirical analysis of the planform curvature-migration relation of meandering rivers*. *Water Resources Research*, Vol. 45.

Güneralp I. and Rhoads BL (2010) *Spatial autoregressive structure of meander evolution revisited*. *Geomorphology*, Vol. 120: 91–106.

Güneralp I. and Rhoads B.L. (2011) *Influence of floodplain erosional heterogeneity on planform complexity of meandering rivers*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 38.

Gutiérrez E. M. (2008). *Geomorfología*. Pearson Educación. Madrid, 920 pp.

Halfar, J.; Riegel, W. y Walther, H. (1998). *Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system; a Paleogene example from the Weisselster Basin, Germany*. *Sedimentology*, 45, 1-17.

Harrison, L. R., C. J. Legleiter, M. A. Wyzga, and T. Dunne (2011), *Channel dynamics and habitat development in a meandering, gravel bed river*, *Water Resources Research*, Vol.47.

Horton, R.E. (1932). *Drainage Basin Characteristic*, *American Geophysical Union Transaction* 13, pp.350-361.

Horton, R.E. (1945). *Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to cuantitative morphological*. *Geological Society of America Bulletin* 56, pp. 275-370.

Hooke J.M. (1995). *River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England*. *Geomorphology* 14: 235–253.

Hooke J.M. (2004) *Cutoffs galore!: Occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river*. *Geomorphology* 61: 225–238.

Hooke J.M. (2007). *Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river*. *Geomorphology* 84: 277–296.

Hooke, J. M. (2008) *Fluvial Processes, in Geomorphological Processes and Landscape Change: Britain in the Last 1000 Years* (eds D. L. Higgitt and E. M. Lee), Blackwell Publishers Ltd, Oxford, UK.

Hooke, J.M., Gautier, E. and Zolezzi, G. (2011). *River meander dynamics: developments in modelling and empirical analyses*. *Earth Surface Processes and Landforms*. Volume 36, Issue 11, pages 1550–1553.

Howard, A.D. (1992). *Modelling channel migration and floodplain sedimentation in meandering streams*. In: Carling PA and Petts GE (eds) *Lowland Floodplain River, Geomorphic Perspectives*. New York: Wiley, 1–41.

Hughes, D. (1977). *Incidence of River Erosion*. Published by: *The Royal Geographical Society (with the Institute of British Geographers)*. Vol. 9, No. 3 (1977), pp. 177-180.

Ikeda, S. y Parker, G. (1989). *River Meanders*. Wiley. American Geophysical Union, Washington, D.C. U.S.A.

INEGI (1981). *Guías para la interpretación cartográfica: Edafología*. Primera reimpresión 1981. México.

INEGI (1983). Coatzacoalcos. E15-1-4. Carta Geológica. Escala 1: 250,000.

INEGI (1984). Coatzacoalcos. E15-1-4. Carta Uso de Suelo y Vegetación. Escala 1:250, 000.

INEGI (1994). Coatzacoalcos. E15-1-4. Carta Edafológica. Escala 1:250,000.

- INEGI (1984). Isla. E15A82. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- INEGI (1984). Loma Bonita. E15A81. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- INEGI (1984). Tres Zapotes. E15A72. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- INEGI (2004). Juan Rodríguez Clara. E15C12. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- INEGI (2004). Lerdo de Tejada. E15A62. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- INEGI (2004). Playa Vicente. E15C11. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- INEGI (2006). Ignacio de la Llave. E15A61. Carta Topográfica. Escala 1:50,000.
- ITC (2000). *ILWIS 3.0 Academic. User 's Guide. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences*. Enshede, The Netherlands. 530 p.
- Itten, K. I. y Meyer, P. (1993). *Geometric and Radiometric Correction of TM Data of Mountainous Forested Areas*, IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing, Vol. 31, pp-764-770.
- Jackson, II. R.G. (1978). *Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams*. En "*Fluvial sedimentology*". (A. D. Miall, Ed.) Can. Soc. Petrol. Geol., Vol.5, pp-543-576.
- Jacome, A. (1979). Problemas de inundacion entre los rios Obispo-Papaloapan, Veracruz. Tesis de licenciatura para obtener el grado de Licenciado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México. 98 p.
- Jukes, J.B. (1862). *On the mode of formation of some of the river-valleys in the South of Ireland*. *Quart. Jour. Geol.* Vol.18, pp.378-403.
- King, M.D., Kaufman, Y.J., Tanré, D. y Nakajima, T. (1999). *Remote sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Present and Future*. Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 80, p. 2229-2259.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. Routledge, 2ª.ed., United Kingdome. 400 p.
- Kondolf, G.M. (2003). *Tools in fluvial Geomorphology*. John Wiley and Sons. Chichester, England. 696 p.
- Kondolf, G.M. (2006). *River restoration and meanders*. Ecology and Society, Vol. 11, Num 2, Art. 42.
- (Leica Geosystems, 2011).
- Leopold, B. L. y Wolman, M. G. (1963). *Fluvial processes in geomorphology*. Editorial W. H. Freeman. San Francisco. U. S. A. 535 p.

Lewin, J. (1977), "Channel pattern changes". In: *River Channel Changes* (Ed. by K. J. Gregory), John Wiley. New York, pp. 167-184.

Lewis, C.T., Short, C., (1922). *A Latin Dictionary Founded on Andrews' Edition of Freund's Latin Dictionary*. Clarendon, Oxford, England.

López, A. (2008). Geomorfología fluvial del Río Papaloapan e identificación de áreas con peligro a inundación. Tesis de licenciatura para obtener el grado de Licenciado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México. 104 p.

Luchi, R., Bertoldi, W., Zolezzi, G., Tubino, M. (2007). *Monitoring and predicting channel change in a free-evolving, small Alpine river: Ridanna Creek (North East Italy)*. in *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 32, no. 14. p. 2104-2119.

Lyell, C. (1830). *Principles of Geology*. , being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation. London: John Murray Vol. I.

Martín Vide, J. P. (2003). *Ingeniería de Ríos*. Alfaomega Grupo Editor. México, D. F. 331p.

Marzo, M., Nijman, W. y Puigdefábregas, C. (1988). *Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrennes*, *Sedimentology*.

Marzo, M. (1992). Capítulo 4, Sistemas fluviales de alta sinuosidad. En: Arche, A. *Sedimentología*. CSIC. Madrid. España. pp. 107 – 141.

Maza, J. A. (1987). *Introduction to river engineering*. U. N. A. M. Primera Edición. Facultad de Ingeniería. División de Estudios de Posgrado. 167 p.

Meijerink, M.J. (1988). *Data acquisition and data capture trough terrain mapping units*. ITC Journal, Num 1, The Netherlands, pp.23-44.

Miall, A.D. (1985). *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. *Earth Sci. Rev.* Vol. 22, pp-261-308.

Milton, E.J., Gilvear, D.J., Hooper, I.D. (1995). *Investigating river channel changes using remotely sensed data*. *Chichester. Wiley*. 398 p.

Monsalve Sáenz, G. (1999). *Hidrología en la Ingeniería*. Alfaomega Grupo Editor. México D. F. 359 p.

Morisawa, M. (1968). *Streams; their dynamics and morphology*. McGraw-Hill. New York, U.S.A. 175 p.

Morisawa, M. (1985). *Rivers:Forms and Process*. Longman. Michigan University. U.S.A. 222 p.

Muñoz, E y Castillo, M. (2015). *Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO*. Catena. Vol. 270, pp- 270-278.

Nijman, W. y Puigdefábregas, C. (1978). *Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation South Pyrenean Basin*, En "Fluvial sedimentology" (A.D. Miall, Ed.), Can. Soc. Petrol. Geol, Num.5, pp-487-510.

Ortiz, M.A., y Romo, M. de L. (1994). Modificaciones en la trayectoria meándrica en el curso bajo del río Grande de Santiago, Nayarit, México. Investigaciones Geográficas, número 29. Instituto de Geografía. UNAM, México D.F. pp.9-23.

Ortíz, F., García, A., y Martín, M.A., (1979). *Geometric correction of MSS Landsat images using a ground control point library*, en J. Alla y R. Harris (eds.) Remote Sensing and National Mapping, Londres, Remote Sensing Society, pp-17-26.

Peschel, O. (1879-1880). *Physische Erkunde, nach den hinterlassenen*. Manuscripten Oscar Peschel's, selsbststanding bearbeitet und herausgegeben von Gustav Leipoldt. 1er und 2er Bd.

Playfair, J. (1802). *Illustrations of the Huttonian theory of the earth. Natural History Museum Library*, London. 560 p.

Pedraza Gilsanz, J. (1996). *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*, Ed. Rueda. Madrid, España. 414 p.

Pérez, B. A. (2001). *Vulnerabilidad a inundación en el curso bajo del río Papaloapan, Veracruz*. Tesis de Licenciatura para obtener el título de Licenciado en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México. 171p.

Petts, G. y Foster I. *Rivers and landscape*, Edward Arnold, London, England.1985.

Purkait, B. (2006): Grain-size distribution patterns of a point bar system in the Usri River, India. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 682-702.

Ramsay, A.C. (1864). *The physical geology and geography of Great Britain: Six lectures to working men delivered in the Royal School of Mines in 1863*.

Richards, K. (1987): *River Channels. Environment and Process*. Blackwell, Oxford, United Kingdom. 391 p.

Richthofen, F. (1886). *Guía para expediciones científicas*. 745 pp, Berlin, Alemania.

Ritcher, R. (1996). *Atmospheric correction of satellite data with haze removal including a haze/clear transition region*. Computer and Geosciences. Vol.22, pp. 675-681.

Ritcher, R. (1997). *Correction of atmospheric and topographic effects for high spatial resolution satellite imagery*. International Journal of Remote Sensing. Vol. 18, pp. 1099-1111.

Rodin, M. (1998). *La Teledetección*. Nathan, Paris.

Rodríguez, J. (2010). Modelación hidrológica y análisis de factibilidad técnica y económica del proyecto de temporal tecnificado de ampliación del bajo Papaloapan-Tesechoacán, estado de Veracruz. Tesis de Maestría, Colegio de Postgraduados.

Rubey, W.W. (1938). *The force required to move particles on a stream bed: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 189-E*, pp.121-140.

Ruiz, M. del R. (2002). Programa de automatización de los métodos estadísticos en Hidrología. Facultad de Ingeniería. UNAM. México.

Saurí, D. (1997). *La previsió i gestió de les emergències. Les inundacions*. Barcelona: Diputació de Barcelona, p. 89-105.

Sader, S.A., and J.C. Winne, (1992). *RGB-NDVI colour composites for visualizing forest change dynamics*, International Journal of Remote Sensing, Vol.13, p. 3055-3067.

Schumm, S. A. (1960). *The effect of sediment type on the shape and classification of some modern fluvial deposits*. American Journal of Science, 258, pp. 177–184.

Schumm, S. A., Mosley M. P. y Weaver W. E. (1987). *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley, New York and Chichester. 413 pp.

Schumm, S. A. (1960) *The shape of alluvial channels in relation to sediment type: U.S. Geological Survey Professional Paper 352-B*, p. 17–30.

Schumm, Stanley A., 1977, *The fluvial system*: New York, John Wiley & Sons, 338 p.

Seminara (2006). *Journal of Fluid Mechanics*, Volume 554, May 2006. pp 271-297 Cambridge University Press.

Senciales González, J. (1999), *Redes fluviales*. Metodología de análisis, Universidad de Málaga, España.

Singh, I. B. (1972). *On the bedding in the natural levee and point-bar deposits of the Gomti River Uttar Pradesh, India*. Sedim. Geol., Vol.7, pp. 309-317.

Sobrino, J.A. (2000). Teledetección. Valencia, Servicio de Publicaciones, Universidad de Valencia.

Strabo, 1924. In: Jones, H.L., *The Geography of Strabo*. Harvard University Press, Cambridge, MA, William Heinemann, Ltd., London.

Strahler, A. (1979), *Geografía física*, Omega, Barcelona, España.

Sun T., Meakin P., Jøssang T., and Schwarz K. (1996). *A simulation model for meandering rivers*. Water Resources Research 32: 2937–2954.

Tapia, G., y López, J. (1998). Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000. Revista mexicana de ciencias geológicas, volumen 29, número 1, p. 50-65.

Tejeda, A (2005). Panorámica de las inundaciones en el Estado de Veracruz. Climatología aplicada, Universidad Veracruzana. Xalapa. 120 páginas.

Vázquez Torres, M. (1988). Biodiversidad y problemática en el humedal de Alvarado. Universidad de Veracruz, México, D.F.

Thorndycraft, V. R., G. Benito, K. J. Gregory. (2008). Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. *Geomorphology*. Vol. 98. pp. 2-12.

Urban (2002). *Conceptualizing anthropogenic change in fluvial systems drainage development on the Upper Embarras River, Illinois*. *Professional Geographer*, 54(2): 204–18. (en Charlton)

Van Zuidam, R.A. (1985). *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*. ITC. The Netherlands, 442 p.

Verstappen, H. Th. (1983). *Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Enviromental Development*. Elseviere Science Publishers . 437 pp.

Verstappen, Th. y Van Zuidam, R. (1991). El sistema ITC para levantamientos geomorfológicos. ITC. The Netherlands. 89 p.

(VIS, 2015) 4990 Pearl East Circle Boulder, CO 80301 United States of America <http://www.exelisvis.com/ContactUs.aspx>

Viseras, C., Soria, J. M., Durán, J. J., Pla, S., Garrido, G., García-García, F. y Arribas, A. (2006): *A large mammal site in a meandering fluvial context* (Fonelas P-1, Late Pliocene, Guadix Basin, Spain). Sedimentological keys for its paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeog., Paleoclim., Palaeoecol*, 242, 139-168.

Visher, G. J. (1965). Use of vertical profile in the environmental reconstruction, *A.A.P.G. Bull.*, 49, pp-41-61.

Walker, R. G. (Ed.) (1979). *Facies Models*. Geoscience Canada., Reprint Series, 1, 211 págs.

Wohl Ellen, E. (2000). *Inland flood hazards*. Cambridge University Press. U.S.A. 498 p.

Zavala Cruz, J. (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. 170 p.

Páginas de internet:

(http://www.biesimci.org/satelital/procesada/landsat/indices/Landsat_path.html)

