

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El presente estudio comprende la cartografía y determinación estratigráfica de los sedimentos, elementos y estructuras geomorfológicas pertenecientes al período Cuaternario, es decir, los últimos 1.6 millones de años en el Cañón Santa Rosa.

El estudio sistemático de la geología del Cuaternario no tiene precedentes en la Facultad de Ciencias de la Tierra. Esta investigación se suma a los pocos trabajos (citados más adelante) realizados con fines palinológicos, edafológicos, geomorfológicos, ambientales y cronoestratigráficos en los sedimentos y estructuras cuaternarias del Norte de México. En cambio, la mayor parte de los estudios geológicos realizados se concentran en los sedimentos precuaternarios y la descripción incluida en tales investigaciones sobre los depósitos del Pleistoceno al Reciente sólo generalizan y los clasifican como sedimentos fluviales, caliche, sedimentos lacustres, escombros, suelo, etc.

Los trabajos realizados y que se relacionan con la Geología Aplicada son los que más describen a los sedimentos cuaternarios, ya que en general representan el sustrato en donde se apoyan la mayoría de las obras civiles y asentamientos urbanos, desde pequeñas comunidades hasta las más grandes y pobladas ciudades en el mundo. Cabe destacar que los sedimentos cuaternarios, además de constituir acuíferos importantes, son la cantera para el material de construcción (arena, arcillas, gravas, etc.) y en ciertos lugares son criaderos de Uranio y otros minerales económicamente importantes (metálicos y no metálicos) sin contar, entre otros, que es el estrato geológico que sostiene la vida sobre los continentes.

Uno de los objetivos generales de este estudio es la contribución al conocimiento de las variaciones del clima durante el Cuaternario en los sedimentos fluviales y lacustres del Cañón Santa Rosa. Se ha elegido este sitio debido a la presencia de los niveles de terraza fluvial bien preservados y constantes en su mayoría. Además, porque en este sitio se dieron las condiciones propicias para el desarrollo, formación y duración de paleolagos con la consecuente depositación de sedimentos lacustres.

La importancia de este estudio, el cual se suma a las investigaciones que sobre el mismo tema se están llevando en todo el mundo, es la búsqueda y determinación de las condiciones paleoambientales y climáticas imperantes en el pasado reciente para la depositación de los sedimentos fluviales y lacustres.

A partir de los hallazgos geomorfológicos y geológicos de las regiones de estudio, se interpretan las condiciones paleoambientales bajo las cuales se

formaron. Algunas de las estructuras geomorfológicas estudiadas son los niveles o escalones de restos de terrazas, grandes abanicos de escombros, valles rellenos con las aportaciones continuas de ríos cuyos cauces han variado de dirección en el transcurso del tiempo, entre muchas otras más.

Aunque el mecanismo para la depositación de estos sedimentos es bien conocido, es muy poco lo que se sabe sobre los cambios climáticos del Cuaternario y su influencia con la sedimentación en estas regiones. De ahí la importancia de establecer, mediante criterios morfoestratigráficos, una determinación de las condiciones climáticas pasadas y un pronóstico de las futuras.

1.1 OBJETIVOS

El primer objetivo de esta investigación comprende la cartografía de los depósitos de gravas, que forman las terrazas fluviales del Cañón Santa Rosa, así como los sedimentos lacustres y otros sedimentos cuaternarios de importancia. Con la cartografía y la representación de alturas en un perfil morfoestratigráfico, se determinará la secuencia estratigráfica de los sedimentos fluviales y lacustres. La interpretación de las condiciones paleoambientales para la formación de terrazas y sedimentos lacustres es parte de los objetivos de este trabajo. Esta interpretación estará en función de parámetros tales como altura de los niveles de terraza, litología, sedimentos lacustres, depósitos de derrumbes, paleosuelos e interpretaciones palinológicas y paleomagnéticas.

Un objetivo estratigráfico es el de clasificar las terrazas fluviales dentro de una tabla estratigráfica que incluya a los eventos cuaternarios del área. Buscar la correlación con sedimentos y estructuras cuaternarias de otras regiones más al Norte de América, que tuvieron mayor influencia con los cambios climáticos, y en forma más local, correlacionar la relación estratigráfica de las terrazas del Cañón Santa Rosa con respecto a las terrazas fluviales de la Planicie Costera de la región de Linares.

1.2 ALCANCES DEL PRESENTE TRABAJO

El estudio de los sedimentos y eventos, que han y están ocurriendo durante el Cuaternario, implica la investigación interdisciplinaria de las más diversas especialidades de las ciencias naturales y aplicadas. El presente trabajo se apoyó en diversas metodologías para proveer la información necesaria y así elaborar estimaciones sobre distintos parámetros geológicos y climatológicos, con los cuales se interpreta la historia geológica más reciente. Algunas de estas disciplinas se enmarcan dentro del subcapítulo correspondiente a la Metodología empleada.

Son múltiples los alcances que logra la investigación científica del Cuaternario. En particular, en este trabajo se apoya al reconocimiento geológico de los sedimentos cuaternarios en el Cañón Santa Rosa. Determina la estratigrafía de los sedimentos y eventos del Cuaternario en la región. Contribuye al conocimiento de las condiciones climáticas del Cuaternario para esta parte del país. Incrementa el conocimiento de los procesos sedimentológicos más recientes y, entre otros, colabora en la investigación mundial sobre los procesos climatológicos y geológicos del Cuaternario que han y seguirán afectando a los seres vivos, incluyendo al hombre.

1.3 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra localizada en el frente Este de la Sierra Madre Oriental y se interna en ella aproximadamente 50 km en dirección al Oeste, casi perpendicular a su rumbo general de NNW - SSE. El área se enmarca entre las coordenadas 24° 43' y 24° 46' de Latitud Norte y 99° 42' y 99° 55' de Longitud Oeste (Fig. 1.1). Está limitada al Oeste por la Cabecera Municipal de Iturbide, a la altura del km 46 de la Carretera Nacional Número 58 Linares - San Roberto. Al Este, a la altura del km 18, en el cerro conocido como Loma Larga ó "Cerro Los Cansados". Al Norte y al Sur, las áreas que limitan al cauce del arroyo Santa Rosa.

El acceso al área de estudio es por la Carretera Número 58 Linares - San Roberto, transitable todo el tiempo.

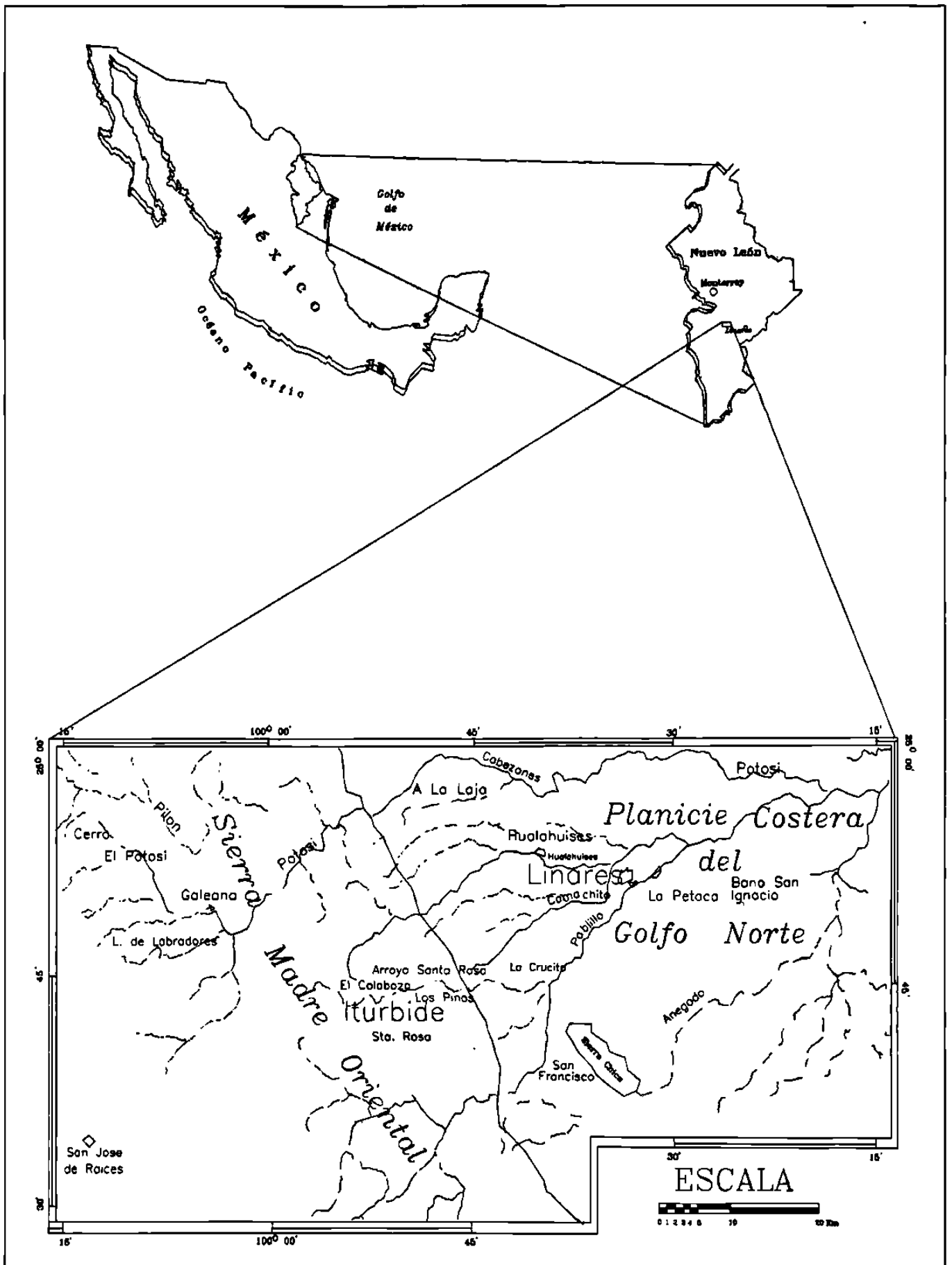


Fig. 1.1 Localización del área de estudio

1.4 METODOLOGÍA

La cartografía de las terrazas y los demás sedimentos cuaternarios tienen como base los mapas topográficos 1 : 10 000 ampliados de las cartas ITURBIDE G14C67 y HUALAHUISES G14C57 escala 1 : 50 000. Debido al carácter del presente trabajo, no se delimitaron las Formaciones precuaternarias.

A continuación se describen las diversas metodologías empleadas en la presente investigación, así como los participantes que apoyaron con sus resultados de laboratorio.

1.4.1 MÉTODO MORFOESTRATIGRÁFICO

Para la determinación estratigráfica de los niveles de terraza se empleó el Método Morfoestratigráfico, propuesto por Penck y Brückner (1909) y descrito en Schreiner (1992) en sus investigaciones sobre los depósitos de origen glaciar. Comprende mediciones con altímetro de alta precisión del lecho del río formando bancos de nivel, así como de cada techo y piso de las terrazas y de los sedimentos lacustres, a lo largo de toda el área de estudio.

Cada punto obtenido se graficó en papel milimétrico confrontando altura y distancia, con lo que se obtuvo el perfil del arroyo, niveles de terraza y las alturas de los diques y paleolagos del área. Las terrazas más jóvenes son las que se encuentran actualmente mejor preservadas y por lo tanto, son las que más valores de altura poseen. En cambio, los niveles más antiguos se presentan como relictos aislados y no siempre es posible su continuación a lo largo del cauce.

Una vez que cada escalón de terraza ha sido determinado, se obtiene su altura con respecto al nivel base del arroyo. De esta manera fue posible determinar cuatro niveles de terrazas en el área de trabajo. De cada terraza se obtuvo un perfil estratigráfico, el cual, cabe decir, no significa que sea representativo, ya que existen grandes variaciones en cada afloramiento, tanto en su proyección vertical como horizontal, incluso en distancias muy cortas. Estas variaciones son debidas a la mecánica misma de la depositación de las gravas y a las variaciones en la carga de los antiguos cauces. Estas condiciones pueden cambiar según sea la amplitud, pendiente y área de erosión de los antiguos cauces del arroyo Santa Rosa, así como de las condiciones climáticas existentes. En las zonas estrechas del cañón, los escalones de terrazas se "pierden" debido a posteriores erosiones de las mismas y por lo tanto no siempre se determinan en un punto dado cada uno de los niveles.

1.4.2 GRADO DE REDONDEZ

La determinación del Grado de Redondez es uno de los parámetros de la sedimentología que se aplican a los depósitos constituidos por arenas, gravas y cantos rodados. Esta determinación se efectuó en las terrazas fluviales, que se encuentran a lo largo del Cañón Santa Rosa, desde Iturbide hasta el frente de la Sierra Madre, en la localidad conocida como Las Crucitas, Linares, N. L.

La forma de los guijarros es una de sus características más obvias y una de las más significativas en la sedimentación. En su origen, los fragmentos de roca son normalmente angulares y de formas muy variadas. Aquellas rocas compuestas de minerales que son quebradizos o que tienen buenos cruceros, tienden a permanecer angulares al ser reducidas en tamaño, principalmente por fractura; pero aquellas compuestas de minerales resistentes, como el cuarzo, son reducidas por fricción durante el transporte. El desgaste de tales partículas está concentrado principalmente en las orillas y esquinas y éstas son desgastadas hasta hacerse romas y los fragmentos se redondean progresivamente. El redondeamiento está entonces en función de la agudeza de las orillas y las esquinas.

La investigación del grado de redondez de las gravas de las terrazas fluviales proporciona información sobre la génesis del sedimento, de tal modo, que al ir aumentando el grado de redondez, es decir, la disminución progresiva de las aristas y esquinas de los clastos en el medio que lo transporta, se incrementa la velocidad de sedimentación y se modifica el mecanismo de transporte. El grado de redondez también está en función de la litología y situación estructural de la roca madre. Esto se explica porque en un mismo afloramiento se encuentran gravas bien redondeadas de una arenisca y gravas angulosas de pedernal, por ejemplo. Por lo que se recomienda realizar las determinaciones de redondez para un mismo tipo litológico, y en el caso de las terrazas fluviales, se aplicó en las gravas de las calizas.

Si a manera breve se observan algunos de los métodos descritos en Mingarro y Ordóñez (1982), resalta el uso de fórmulas para la determinación del grado de redondez, gráficas y de la utilización de dispositivos tales como microscopios e incluso cámaras fotográficas y de televisión. Además de que las determinaciones se realizan a un mínimo de 300 muestras de gravas.

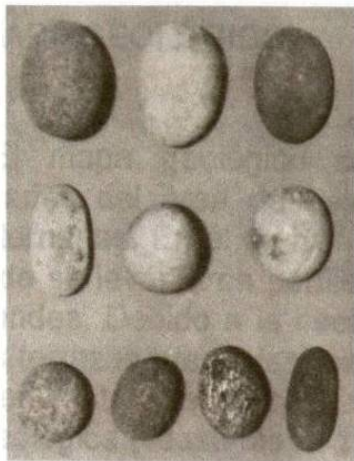
Así también estas determinaciones están en función de las dimensiones a, b, y c, que corresponden a la longitud, ancho y espesor de cada grava, por así nombrarlos, y que además deben ser medidas.

El método empleado en este trabajo es el propuesto por Reichelt (1955, 1961) el cual es un método práctico y de campo. Él propone la formación de un patrón establecido a partir de la determinación y clasificación de las gravas en 4 grupos principales (Fig. 1.2):

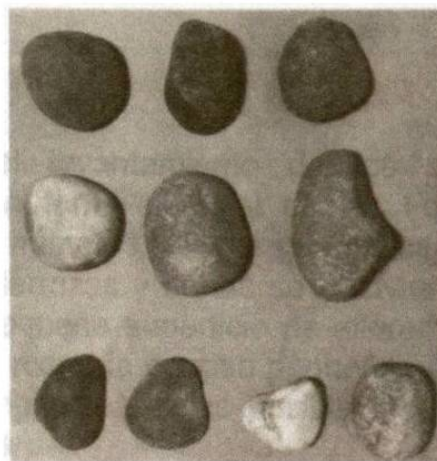
gg ⇒ bien redondeado
g ⇒ redondeado
kg ⇒ subanguloso
kt ⇒ anguloso

La determinación se realiza con 100 gravas de diámetro entre uno a seis centímetros. Para la comparación de los resultados se utiliza el Grado de Redondez °R, que se calcula como sigue: $^{\circ}R = \#gg \times 4 + \#g \times 3 + \#kg \times 2 + \#kt \times 1$

De esta manera se obtienen grados de Redondez de 100 (escombros angulosos) hasta 400 (todo son gravas bien redondeadas; Fig. 1.2).



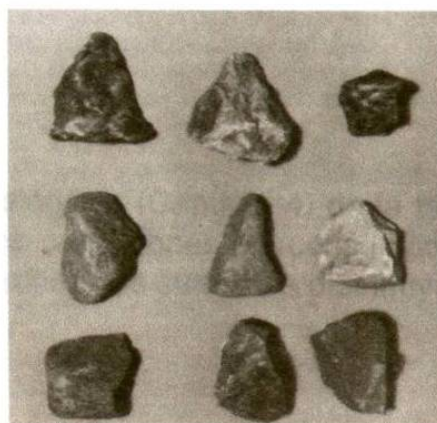
gg



g



kg



kt

Clasificación de gravas según el grado de redondez

- gg** → bien redondeado
- g** → redondeado
- kg** → subanguloso
- kt** → anguloso

Fig. 1.2 Clasificación de gravas según el grado de redondez (Reichelt, 1955, 1961)

1.4.3 MAPA GEOLÓGICO

El mapa geológico contiene el levantamiento de los sedimentos cuaternarios del área de estudio, y en forma general de las Formaciones Precuaternarias. En él se han colocado números y letras que indican los sitios en donde se levantaron perfiles de las terrazas y donde se obtuvieron valores de redondez. Debido a la escala y la pequeña superficie de afloramiento, que muchas terrazas presentan, éstas en su mayoría ocupan pequeñas áreas en el mapa, en tanto que su seguimiento longitudinal si es posible marcarlo en la carta geológica (véase Mapa 1 y Perfiles).

1.4.4 PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS

Se levantaron 7 perfiles sedimentológicos (Capítulo 4) de la terraza baja principalmente, ya que presenta mejores condiciones de conservación. En el mapa se han marcado los sitios de los perfiles, los cuales se distribuyen en toda el área de estudio.

1.4.5 DETERMINACIONES DE LABORATORIO

La interpretación estratigráfica de los levantamientos de campo de las unidades cuaternarias del Cañón Santa Rosa, que representan uno de los objetivos principales de esta investigación, y su ubicación en una Tabla Estratigráfica (véase Capítulo 5) precisaron de datos de laboratorio. Entre estas pruebas de laboratorio se pueden mencionar las determinaciones de polen en el Palinology Laboratory, Department of Anthropology, Texas A & M por el Dr. J. J. Jones; El método de Termoluminiscencia fue empleado por un Instituto de Varsovia, Polonia; el Paleomagnetismo y Tefrocronología por el Dr. J. Urrutia F., del Instituto de Geofísica de la UNAM; dataciones mediante isótopos de ¹⁴C fueron realizadas por el Dr. H.W. Hubberten, del Instituto Alfred Wegener, de Potsdam, Alemania, y de Uranio - Thorio por el Dr. Mangini, de la Universidad de Heidelberg, Alemania. Además de determinaciones de diatomeas por la Dra. M. Caballero, de la UNAM; el Dr. V. Baker, de la Universidad de Arizona, en conjunto con Brandenburg (1995) realizó estudios de paleohidrología de las paleocuencas lacustres del área. El Dr. W. Stinnesbeck (Universidad de Karlsruhe) participó en la restauración y determinación de un molar de mamut del área de Los Pinos.

Es importante señalar que no todas las determinaciones de estos laboratorios han sido contenidas en la presente investigación, ya que forman parte del Proyecto Internacional de CONACYT: "Investigaciones sobre la Geología y las Variaciones Climáticas durante el Cuaternario en el Noreste de México". Sin embargo, algunas de estas determinaciones son incluidas aquí.

1.5 TRABAJOS PREVIOS

1.5.1 PRECUATERNARIO

Gracias a la excelente exposición de las Formaciones mesozoicas y a su geología estructural, el área de estudio es y ha sido tema de numerosas investigaciones geológicas con mucho mayor énfasis en la geología precuaternaria clásica que en los sedimentos más modernos. Las referencias al Cuaternario se limitan a la descripción general de los depósitos fluviales, escombros, caliche y suelos. En la bibliografía y referencias se enlista una amplia serie de artículos de los cuales algunos se citan en el capítulo de Geología General.

El detalle de esas investigaciones varía desde guías de campo con observaciones generales hasta estudios detallados de facies, tectónica y ambientes de depositación para cada formación.

1.5.2 CUATERNARIO

El antecedente más inmediato de la investigación del Cuaternario en los límites del área, recae en el trabajo doctoral de Ruiz (1990). Esta investigación está realizada principalmente en los sedimentos fluviales de la Planicie Costera del Golfo (Fig. 1.3) y propone el mecanismo para la formación de las terrazas y edades relativas para las mismas. Anteriormente, investigadores de la Universidad de Texas colectaron muestras de sedimentos del interior de una cueva, dentro del Cañón Santa Rosa, para determinaciones palinológicas (Epstein, 1972).



Fig. 1.3 Terrazas fluviales de la Planicie Costera del Golfo en la región de Linares. Modificado de Ruiz, 1990.

El estudio sistemático de los sedimentos y estructuras cuaternarias del área de trabajo se limita a muy pocas y recientes investigaciones. Dentro de éstas se encuentran las realizadas por los alumnos de Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, quienes participan en el curso de "Geología del Cuaternario", bajo la asesoría del Dr. Jörg Werner. En este curso se aplica en forma general el método geomorfológico en los sedimentos fluviales del Cañón Santa Rosa.

En la investigación de los sedimentos lacustres se han ocupado Brandenburg (1995) y Eccarius (1995), quienes realizaron estudios de paleohidrología (área El Calabozo) y de sedimentología (área Los Pinos), respectivamente. Denneborg (1992), levantó la geología de los alrededores de la Laguna de Sánchez, que también es una estructura de paleolago con un dique formado por derrumbe y travertino.

El aspecto de los suelos y el paisaje es investigado en forma de tesis de licenciatura por parte de estudiantes de la Facultad de Ciencias Forestales de la UANL. Llamas Martínez (1996) mediante susceptibilidad magnética, estudia la Paleoclimatología y génesis de los suelos del cañón Santa Rosa. Garza Martínez (1996) estudia el desarrollo del suelo y el paisaje en la región al Suroeste de Montemorelos. Un análisis litológico de los sedimentos fluviales de los ríos Pabillo, Potosí, Anegado y Conchos fue realizado por Garza Jiménez en 1993.

En el Cañón Santa Rosa son comunes los derrumbes de enormes dimensiones. Al respecto, se ocupa Pedraza Rodríguez (1996), quien desarrolla su tesis de maestría de la F.C.T. en el área de El Calabozo.

El aspecto climático y estratigráfico de los sedimentos fluviales y lacustres es abordado en trabajos recientes todavía no publicados (Ruiz, *et al.*, 1994, 1996; De León, *et al.*, 1996). Estos estudios forman parte del Proyecto Internacional CONACYT 3207: "Investigaciones sobre la Geología y las Variaciones Climáticas durante el Cuaternario en el Noreste de México".

Al Sur del área de trabajo, en la región de Lampacitos, Aramberri, N.L., González Cortés (1989) desarrolló un estudio sedimentológico de un amplio afloramiento de sedimentos lacustres, sin una orientación interpretativa de su origen y condiciones paleoclimáticas.

Cerca de Aramberri y Zaragoza, se encuentra la Cueva de San Josecito, que es una localidad ampliamente estudiada y en la cual existe una gran cantidad de restos fósiles de mamíferos cuaternarios, algunos ya extinguidos y que representan la prueba fehaciente de cambios climáticos regionales (Lundelius, 1980; Epstein, 1972).

1.6 FISIOGRAFÍA

La zona de estudio abarca dos provincias fisiográficas. La mayor parte, de aproximadamente 25 km de longitud, pertenece a la Provincia de la Sierra Madre Oriental, mientras que el extremo Este, alrededor de 4 km, se ubica dentro de la Provincia de la Planicie Costera del Golfo (Fig. 1.1; Mapa 1)

En la región de estudio, la Sierra Madre Oriental se caracteriza por un relieve montañoso con alternancias de sierras y valles. Las alturas promedio son de 2200 m.s.n.m. La orientación principal de las cordilleras y cañones es del Noroeste al Sureste. Algunas pendientes sobrepasan los 70°, teniendo como promedio 50°. Coronando las crestas se encuentran las calizas formando escarpes verticales. La formación de los valles intermontanos paralelos se explica como una disección producida por un retroceso lateral de las vertientes y penetración de los valles fluviales a lo largo de las estructuras, favorecido por zonas de debilidad de las mismas (núcleos de pliegues compuestos por Formaciones limo- arcillosas poco resistentes, ejes de pliegues, fracturas, contactos entre rocas de distinta resistencia), así como por procesos de erosión fluvial, carst y disecciones preferenciales (Lugo-Hubp, 1990).

La Planicie Costera del Golfo de México, conocida también como Llanura Costera del Golfo Norte, presenta como relieve una superficie nivelada y escalonada, en la que se alternan elevaciones pequeñas de rocas mesozoicas con planicies aluviales y de piedemonte, inclinadas en general hacia el Sureste. Las alturas de la planicie varían de menos de los 1000 m.s.n.m en la base de las montañas del frente Este de la Sierra Madre Oriental, a los 200 m.s.n.m hacia la margen del Río Bravo (Lugo-Hubp, 1990)

La erosión fluvial, a través de barrancos numerosos, actúa con carácter diferencial: las rocas poco resistentes, como las lutitas, expuestas ampliamente, son disectadas más extensamente. La capa de conglomerados (antiguas terrazas fluviales) de edad Plioceno (?) (Ruiz, *et al.*, 1996) ha sido intensamente desmembrada en la superficie, permaneciendo a manera de manchones delimitados por valles fluviales (Lugo-Hubp, 1990).

El área de estudio comprende los lomeríos al pie de la sierra, conformados principalmente por lutitas y limolitas de la Formación Méndez. Así mismo, por valles amplios cubiertos por sedimentos fluviales de poco espesor destinado principalmente al cultivo y como áreas de agostadero. Un estudio geomorfológico bien detallado de esta porción de la Planicie Costera del Golfo, ha sido elaborado por Ruiz (1990).

1.7 GEOMORFOLOGÍA

El área de trabajo ha sido dividida para su presentación en cuatro secciones (véase Mapa 1). De éstas, tres pertenecen a la Provincia de la Sierra Madre Oriental y la última a la Planicie Costera del Golfo. Esto también ayudará para una mejor comprensión de la geomorfología del área y del papel preponderante que juega para la configuración del arroyo Santa Rosa y de las terrazas que lo limitan. Los elementos litológico estructurales son definitivamente condicionantes de la geomorfología de la Sierra Madre Oriental.

1.7.1 SIERRA MADRE ORIENTAL

El paisaje de la Sierra Madre Oriental, en relación con la Planicie Costera del Golfo, da una imagen de montañas altas, por los cortes profundos de hasta 1000 m o más, escarpes de cientos de metros y un cambio brusco de pendientes. Las calizas, rocas muy competentes y resistentes a la erosión, están expuestas en grandes territorios, con Formaciones de espesores de hasta varias decenas de metros (Cap. 1.8, Geología General). Los valles principales son del tipo de cañones y valle en "V", con laderas escalonadas estrechándose hacia la parte más profunda, de 300 a 800 m de corte vertical (Lugo-Hubp, 1990). En su modelado, se conjugan las variaciones litológicas y la geología estructural (diaclasas, fallas, pliegues, orientaciones, etc.) así como los efectos del clima durante el Cuaternario (Lugo-Hubp, 1990).

El área de estudio inicia 2 km al Oeste de la cabecera municipal de Iturbide, casi a la altura del km 46 de la Carretera Número 58 Linares - San Roberto. Se eligió este sitio porque a partir de allí empiezan los sedimentos fluviales y por que terminan los grandes abanicos de escombros que bajan de las laderas que circulan al valle. Se presenta como la zona de mayor amplitud del área de estudio ya que está enclavada en una amplia cuenca de subsidencia, similar a la de la Laguna de Santa Rosa. Las dimensiones de la cuenca de Iturbide son de aproximadamente 2 x 5 km, y representa el relleno del núcleo erosionado del Anticlinal de Iturbide, conformado por las lutitas y margas deleznales de la Formación La Casita (Jurásico Superior) que se encuentra aflorando al pie de los cerros que limitan el área. En esta área, existe un grueso paquete de sedimentos lacustres que refleja condiciones de cuenca cerrada y subsidencia. El paleolago termina en la parte más angosta del valle, con características de un 'paleoparteaguas' (véase Mapa 1). A partir de esta zona, aproximadamente en el km 44, da principio una morfología de cañones estrechos, en forma de "V", limitados por paredes casi verticales, donde el río presenta gradientes muy altos, incluso con formación de cascadas en su trayecto. Son comunes los bloques de grandes dimensiones en el lecho actual del arroyo. Esta morfología, favorecida por los potentes espesores de calizas,

es interrumpida por pequeñas zonas de mayor amplitud, principalmente en las áreas donde existen los núcleos de sinclinales, con litologías limolítico arcillosas. Allí se ensancha el valle, el gradiente del río disminuye y en algunos sitios se presentan abanicos aluviales o derrumbes. También coincide con la presencia de los sedimentos lacustres del área: El Calabozo y Los Pinos.

1.7.2 PLANICIE COSTERA DEL GOLFO

El margen Este de la Sierra Madre Oriental se encuentra aproximadamente en el km 22, cerca de Las Crucitas (véase Mapa 1). Colinda con la Provincia de la Planicie Costera del Golfo. Da inicio entonces una morfología de pendientes suaves, lomeríos conformados casi en su totalidad de las lutitas de la Formación Méndez (Cretácico Superior). Después de esta zona, se extiende un valle muy extenso, de relativamente bajo gradiente, en donde existen pequeñas elevaciones de cerros, de los cuales algunos son coronados por sedimentos fluviales de terrazas más antiguas. Este rasgo geomorfológico es propio de la inversión de relieve, la cual se conforma de varias etapas y es característica para la preservación de los niveles de terrazas fluviales de la región de la Planicie Costera (Fig. 1.4)

1.8 GEOLOGÍA GENERAL Y SUELOS

En este capítulo se incluyen las características geológicas tanto de los sedimentos y estructuras precuaternarias como de los sedimentos y eventos cuaternarios del área de estudio. Se han descrito a partir de la observación de campo y del análisis de la literatura existente.

Como el objetivo de este estudio es solamente lo que concierne al período Cuaternario, se ha creído conveniente describir, en forma general a las Formaciones y estructuras tectónicas precuaternarias, considerando que éstas son las fuentes y el soporte de los sedimentos sueltos en estudio.

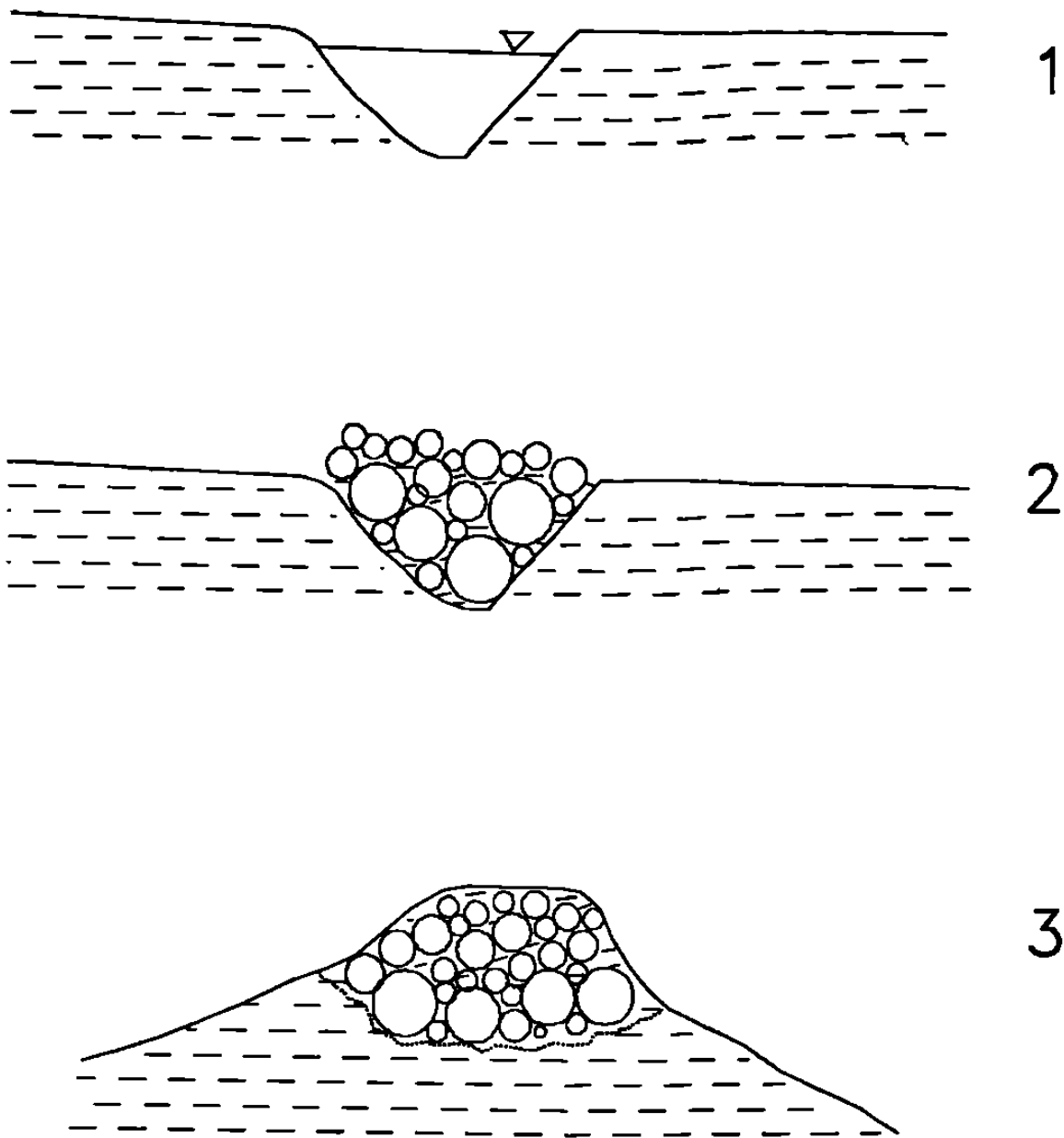


Fig. 1.4 La preservación de antiguas terrazas fluviales se debe al fenómeno de la Inversión de Relieve. La presencia de relieves inversos en la morfología de la Planicie Costera en la región de Linares inicia con: 1 Etapa de Formación del drenaje superficial y arroyos en las lutitas deleznales precuaternarias. 2. Relleno de los cauces con sedimentos fluviales. El depósito puede estar mal clasificado, con matriz de limos calcáreos y posterior formación de costras de caliche. 3. Etapa de intemperismo y erosión del sustrato pre-Cuaternario, y preservación de los sedimentos fluviales.

1.8.1 PRECUATERNARIO

El cauce del arroyo Santa Rosa tiene una dirección de Oeste a Este y cruza casi perpendicularmente en una distancia aproximada de 30 km, al rumbo general de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (SMO). Ésta es una cadena montañosa compuesta principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas de edad Mesozoica y Cenozoica. La SMO fue plegada y fallada durante la Orogenia Laramide de edad Paleoceno Tardío - Eoceno Temprano (Padilla y Sánchez, 1982).

La Sierra Madre Oriental tiene una dirección general NNW - SSE, pero en la región comprendida entre Monterrey, Nuevo León y Saltillo, Coahuila, cambia su rumbo a una dirección E - W, donde recibe el nombre de "Curvatura de Monterrey". Posteriormente continúa hacia el Sur con la dirección NW - SE hasta ser cubierta por el Cinturón Volcánico Mexicano. La Sierra Madre Oriental tiene una longitud aproximada de 600 km, una anchura de 50 - 80 km y llega hasta altitudes de 3000 m.s.n.m., con un promedio de 2000 m.s.n.m.

Cerca del área de trabajo, aproximadamente a 30 km al Sur de Iturbide, en la comunidad de La Purísima, las rocas más antiguas que se pueden encontrar como basamento, están representadas por los Lechos Rojos de la Formación Huizachal (Triásico Sup? - Jurásico Inferior). Michalzik (1986a,b) la incluye junto con otros sitios cercanos dentro de sus investigaciones.

La columna estratigráfica pre Cuaternaria del área de estudio, comprende las unidades mesozoicas, del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Fig. 1.5). En esta columna se han incluido las características litológicas y faciales más representativas de cada Formación. Los siguientes son algunos que han estudiado la región: Lamy, 1994; Michalzik, 1986a,b, 1988, 1991; Padilla y Sánchez, 1982, 1978ab; Wilson, 1970; Mullerried, 1944; Díaz-González, 1951; Díaz et al. , 1959; Tavera, 1960; Hernández Arana, 1966; Ross, 1979; Schmidt, 1986; Götte 1988, 1990, 1992; López Doncel, 1990; De León Gutiérrez, 1991; Barrera, 1991; Lara Tristán, 1991; Peña, 1992; Oviedo, 1991.

Las Formaciones del Jurásico Superior, son la Formación Zuloaga y la Formación La Casita (Fig. 1.5). La primera compuesta por capas medianas y delgadas de calizas oolíticas, y la segunda está formada por lutitas, areniscas y limolitas con alternancias de calizas con concreciones micríticas.

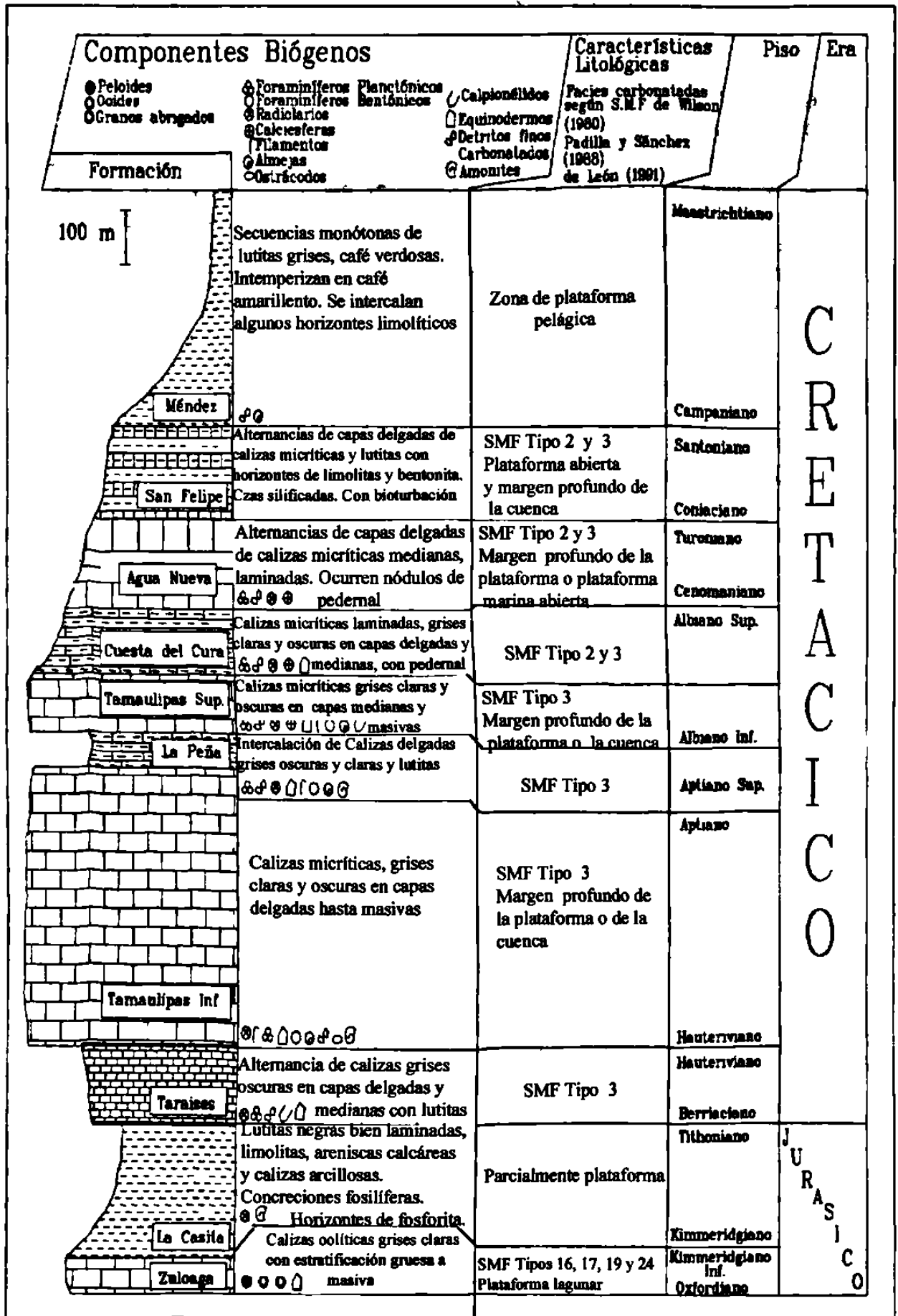


Fig. 1.15 Columna litológica y estratigráfica del pre-Cuaternario de la región de estudio. Modificada de Lamy (1994); Michalzik (1988) y Padilla y Sánchez (1982).

Básicamente, las Formaciones del Cretácico Inferior (Fig. 1.5) están constituidas por capas medianas y gruesas de calizas, con un amplio espectro facial y alternancias de horizontes medianos y delgados de carácter pelítico. Resalta en la Formación Taraises la presencia de miembros potentes de areniscas de grano fino y mediano. En cambio, hacia el Cretácico Superior (Fig. 1.5), las calizas se muestran bien laminadas, en estratos que van de gruesos a delgados dando lugar posteriormente a las capas de lutitas y limolitas que las sobreyacen. Sobresalen las bandas y nódulos de pedernal claro y negro de las Formaciones Aurora y Cuesta del Cura.

La geología estructural de la Sierra Madre Oriental es amplia y compleja. Diversos autores presentan perfiles y modelos de la tectónica del área (Díaz-González, 1951; Díaz, et al. 1959; Padilla y Sánchez 1978b, 1982; Götte, 1988; Meiburg, 1987; Meiburg, 1987b; Doert, 1987; Carlsen, 1987; Lamy, 1994). Estos autores concluyen que la tectónica regional del área de estudio, está representada principalmente por pliegues apretados y fallas normales e inversas hasta cabalgaduras. Los mismos esfuerzos que los produjeron son los responsables de la densa red de diaclasas y esquistosidad que existe en todas la estratigrafía mesozoica.

La Formación Méndez forma el núcleo de los sinclinales, mientras que en los núcleos de los anticlinales aflora la Formación La Casita. Ambas Formaciones son fácilmente erosionables. Coronando las crestas de la sierra se encuentran las Formaciones Cupido (Tamaulipas Inferior) y Aurora (Tamaulipas Superior). Dichas unidades conforman los flancos de los pliegues y en muchos sitios a lo largo del cañón, se observan afloramientos de paredes verticales.

Los arroyos tributarios que convergen al arroyo principal, muchas veces tienen su origen en la erosión de las Formaciones ricas en limos y lutitas, como la Formación La Peña y las del Cretácico Superior. También, deben su origen al intenso fallamiento, que favorece al drenaje superficial.

Las unidades precuaternarias que afloran son la fuente de los bloques y gravas. Debido a la mayor resistencia de las calizas medianas y masivas que lo caracterizan, el Cretácico Inferior (Fig. 1.5) está más representado en la petrografía de gravas. El Cretácico más superior (Fig. 1.5) se encuentra comúnmente en los sitios cercanos a los sinclinales y a las áreas de derrumbes, ya que posteriormente las gravas de rocas de esta edad son desintegradas y cubiertas por gravas de calizas del Cretácico más antiguo. De esta manera, las terrazas poseen un porcentaje mayor de gravas de las Formaciones Taraises, Cupido, Aurora y Cuesta del Cura, a lo largo de todo el cañón.

1.8.2 CUATERNARIO

Las terrazas del área de trabajo están compuestas por lo general de cuerpos de gravas, bloques y arenas, y de material de escombros. En ciertas áreas se encuentran limos interdigitados entre las gravas, lo cual refleja condiciones de deposición tranquila o muy tranquila por disminución en la velocidad de flujo y caudal que los transporta.

Las terrazas que se encuentran en las zonas de ejes de sinclinales, cuyo núcleo lo compone la Formación Méndez, están parcialmente compuestas por clastos de lutitas y limo calcáreo proveniente de los arroyos tributarios paralelos al eje del sinclinal.

Con respecto al grado de redondez ($^{\circ}R$) de las gravas, está previsto un incremento hacia las partes distales del arroyo Santa Rosa. Sin embargo, existen valores relativamente altos de redondez en terrazas que se encuentran todavía lejos de la Planicie, inmediatamente antes de otros cuerpos de terraza con grados de redondez bajos.

Las terrazas con valores altos de $^{\circ}R$ se encuentran en áreas en donde la amplitud del cauce es relativamente mayor y su gradiente es menos pronunciado. Además, el aporte de sedimentos de los arroyos tributarios no tiene un valor significativo.

Los sedimentos lacustres están localizados en las áreas de El Calabozo, Los Pinos y en Iturbide (Mapa 1, Perfiles 3.2, 3.3, 3.4). El origen de los dos primeros se debe a la obstrucción del cauce del río por grandes derrumbes. En Iturbide las condiciones fueron las de una cuenca cerrada, causada por subsidencia cárstica, parecida a la de la Laguna de Santa Rosa. Al erosionarse las calizas y lutitas de las Formaciones La Casita y Taraises, se rompe el "parteaguas" del extremo oriental, iniciándose el desagüe y erosión del lago (perenne o intermitente). Inicia la formación de posteriores niveles de terraza, así como el moldeo de las superficies de las rocas firmes precuaternaria de los márgenes de la cuenca hidrológica. A la fecha no existe un fechamiento de este lago.

El color de los sedimentos es un parámetro que auxilia en la interpretación paleoclimática. Con el tiempo, sobre los antiguos niveles de terraza se desarrollaron suelos, como actualmente sucede. Posteriormente, con el siguiente evento de alta energía del río, éste erosionó y transportó el suelo, depositándolo entre las gravas, con lo que adquiere un tono rojizo la matriz fina en algunos afloramientos de terraza. El color rojizo de los suelos, del tipo Luvisol, es indicador de climas más húmedos (FitzPatrick, 1984). Esta tonalidad es posible apreciarla también en los sedimentos lacustres de El Calabozo.

Los suelos recientes en la región, típicos de montaña, son litosoles y rendzinas. Éstos se encuentran sobre calizas, en laderas con pendientes que van de fuertes a moderadas. Estos suelos son superficiales (entre 10 y 20 cm de profundidad) con un horizonte A de color oscuro y con un alto contenido de materia orgánica. Son muy susceptibles a la erosión (Treviño, 1992).

Los suelos del tipo Luvisol se presentan al pie de la montaña, así como en pequeñas áreas dentro de la Sierra (en zonas húmedas). Son suelos profundos con un horizonte A claro de aproximadamente 20 cm y un horizonte B de 80 cm de profundidad (Treviño, 1992). Se encuentran también como relictos y paleosuelos e indican un paleoclima más húmedo. FitzPatrick (1984) presenta varias clasificaciones de los suelos en Litosoles, rendzinas, luvisoles, etc. Esta nomenclatura forma parte de la clasificación propuesta por la FAO (Organización para la Alimentación y la Agricultura; FitzPatrick, 1984)

1.9 FORMACIÓN DE TERRAZAS

El arroyo Santa Rosa, durante tiempos de intensas precipitaciones y por lo tanto de alta energía fluvial, trasladó sedimentos sueltos compuestos de bloques, gravas, arenas y limos. Éstos se depositaron en forma de cuerpos tabulares, planos, en posición casi horizontal y siguiendo, casi siempre, al gradiente del río, desde Iturbide hasta la Llanura Costera del Golfo. Estos cuerpos, formados en ciclos de acumulación y erosión, son las llamadas terrazas fluviales, que posteriormente son erosionadas y cortadas por el mismo o diferentes cauces.

Las terrazas fluviales representan al antiguo lecho del río, cuyas aguas, en los períodos de baja energía hidráulica, solamente socavan o cortan hacia abajo dentro de su propio lecho. Durante estos períodos prevalece la erosión. Eventualmente, las partes aledañas al cauce van siendo separadas y quedan topográficamente más altas que el cauce actual.

Las razones por las que se forman estos escalones se apoya más en la alternancia de períodos de climas húmedos y secos, que en levantamientos tectónicos regionales, que fueran muy recientes y además rítmicamente periódicos, los cuales pueden existir, pero no son condicionantes de primer grado.

Barsch and Royse (1972) realizaron un estudio al respecto en la región fisiográfica de "basins and ranges" en donde existen niveles de terrazas los cuales no presentan indicios de levantamiento tectónico, mientras que su origen ha sido atribuido a condiciones climatológicas propicias.

¿Porqué podría un río cambiar su régimen de depositación al de erosión? Una razón podría ser el levantamiento regional (Fig. 1.6) elevando un río que una vez fue meandroso cerca del nivel de base hasta una elevación arriba del nivel de base. El levantamiento escalonaría el gradiente de un río, provocando que el río aumente su velocidad e inicie la erosión (Fig. 1.7).

Existen otras razones de porqué un río podría cambiar de depositación a erosión. Un cambio de clima de seco a húmedo puede incrementar la descarga y causar que un río inicie a transportar y depositar grandes volúmenes de carga. Es muy importante destacar el papel que representa la interacción del clima y la vegetación. En un clima seco y bajo un evento pluvial fuerte, se incrementa la carga de la escorrentía superficial por la falta de una vegetación densa que protege a la superficie en contra de la erosión areal. Además, debe señalarse que la erosión areal se produce en períodos de tiempo en donde la precipitación se concentra en pocos pero muy fuertes eventos pluviales que causan la depositación y la erosión areal.

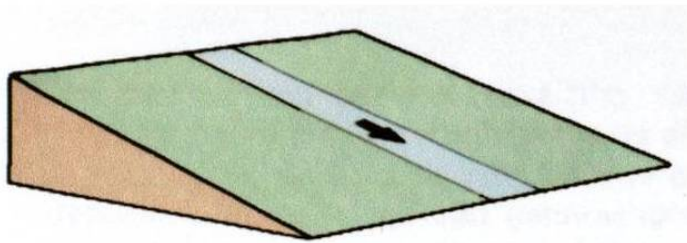
Estas condiciones no prevalecerían en períodos en los cuales la precipitación está bien distribuida en el año y la vegetación cubre eficazmente al suelo. En el cambio de clima húmedo a seco, como actualmente se presenta, el cauce del río, es erosionado hacia abajo, por el menor caudal de agua.

Una caída en el nivel de base (tal como un descenso en el nivel del mar) puede traer el mismo efecto. Este argumento no afecta a las terrazas del cañón debido a la distancia a la costa y a que la pendiente de la misma es suave y gradual. En los sitios cercanos al mar si se refleja el efecto de descensos y ascensos del nivel del mar por la presencia de canales profundos, algunos rellenos de sedimentos, terrazas marinas, etc., sumergidos en el mar o sobre el mismo.

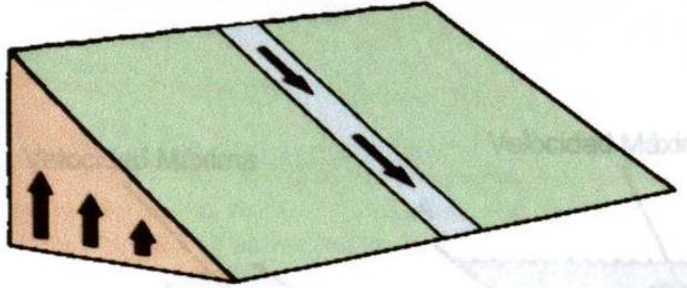
Dentro de la dinámica misma de un río, el parámetro de la velocidad de corriente es un factor importante en la erosión y depositación de sedimentos en su cauce o a los bordes de éste (Fig. 1.8). La erosión de corriente y la depositación están controladas principalmente por la velocidad de un río y, en menor extensión, por su descarga. La velocidad es grandemente controlada por el gradiente de la corriente, la forma del cauce, y la rugosidad del mismo.

La velocidad a la que el agua viaja en una corriente es llamada la velocidad de corriente. Un río moderadamente rápido fluye alrededor de 5 km/h. Los ríos fluyen mucho más rápido durante las inundaciones, excediendo algunas veces a los 25 km/h.

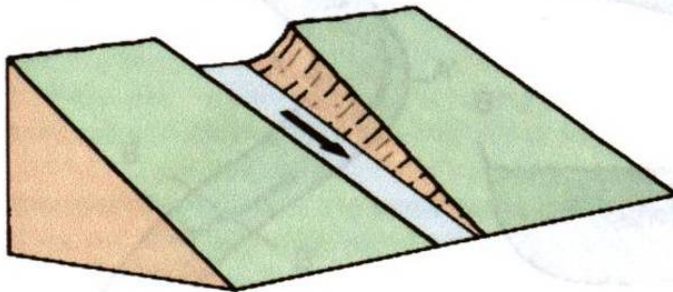
Una corriente vista en sección transversal (Fig. 1.8), muestra que un torrente alcanza su máxima velocidad cerca de la parte media del cauce. Cerca de las paredes y el fondo del cauce la fricción entre el agua y el canal hace más lenta la velocidad.



A) El río fluye lentamente en un gradiente suave, con poca erosión



B) El levantamiento diferencial aumenta el gradiente, el cual incrementa la velocidad del río



C) El valle es profundizado por la rápida erosión que resulta del incremento de la velocidad

Fig. 1.6 El levantamiento de la superficie puede incrementar el grado de erosión. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.

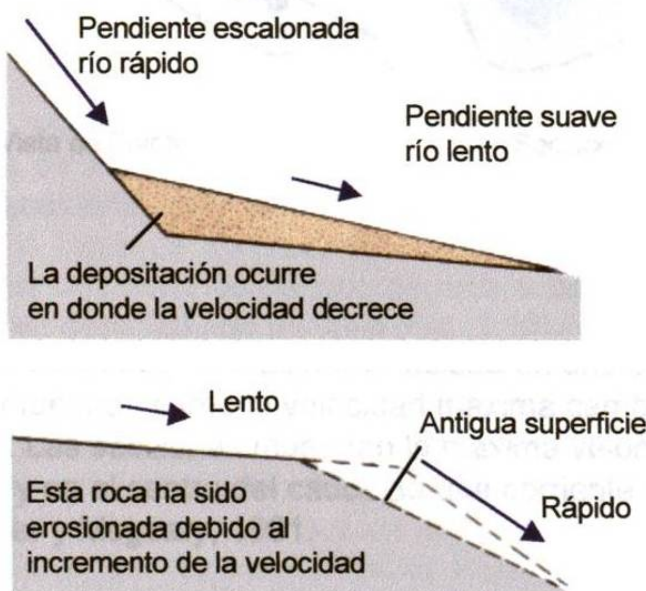


Fig. 1.7 Los cambios en el gradiente de un río pueden causar deposición y erosión. Modificado de Plummer y McGeary, 1991.

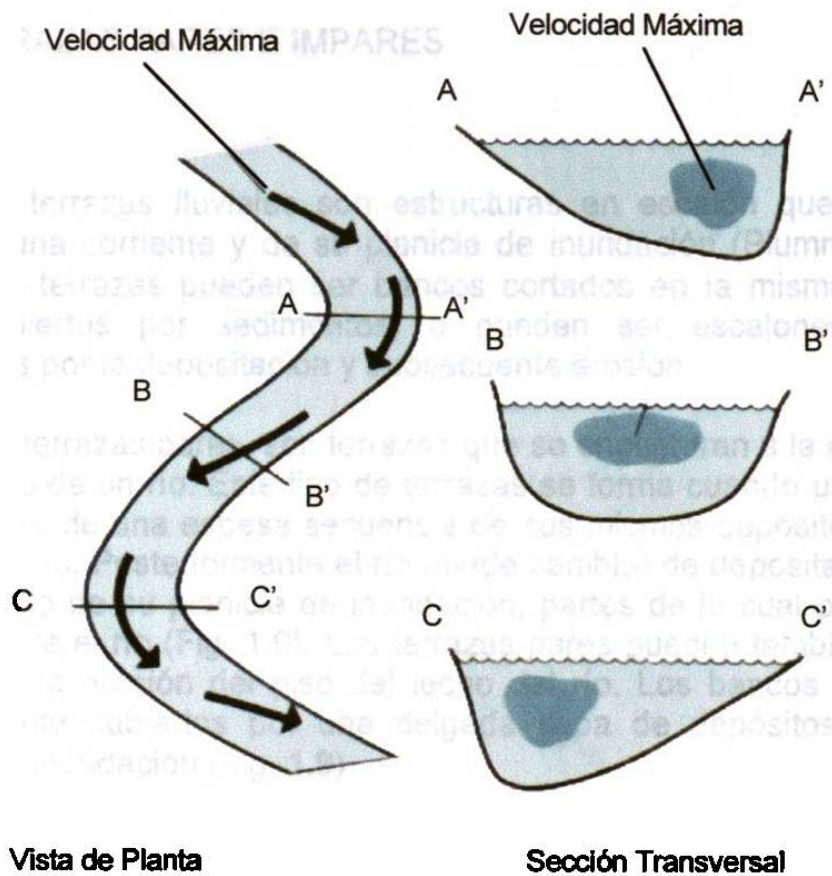


Fig. 1.8 Regiones de máxima velocidad en una corriente. Las flechas en el mapa muestran cómo la velocidad máxima cambia hacia el exterior de las curvas. Las secciones muestran la máxima velocidad en el extremo de las curvas y en el centro del cauce de una corriente estrecha. Modificado de Plummer y Mcgeary, 1991.

Cuando un torrente pasa por una curva (Fig. 1.8), la región de máxima velocidad se desplaza, por la fuerza centrífuga, hacia el exterior de la curva. La velocidad es el factor clave en la capacidad de una corriente para erosionar, transportar y depositar. La velocidad alta generalmente resulta en erosión y transporte; la depositación ocurre cuando un río baja su velocidad. Los cambios ligeros en la velocidad pueden causar grandes cambios en la carga de sedimentos trasladados por un río.

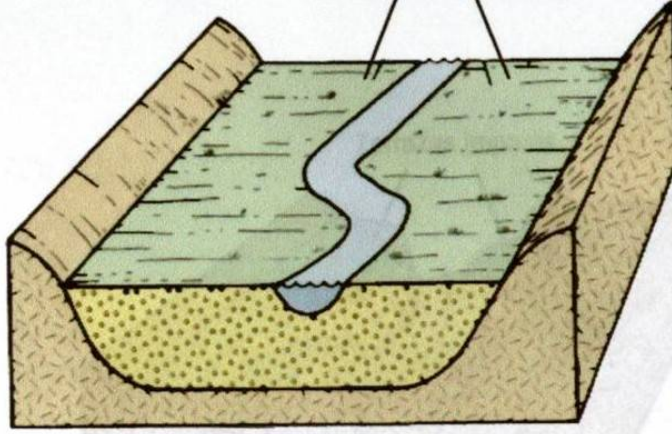
1.9.1 TERRAZAS PARES E IMPARES

Las terrazas fluviales son estructuras en escalón que se encuentran arriba de una corriente y de su planicie de inundación (Plummer & McGeary, 1991). Las terrazas pueden ser bancos cortados en la misma roca (algunas veces cubiertos por sedimentos) o pueden ser escalones formados en sedimentos por la depositación y subsecuente erosión.

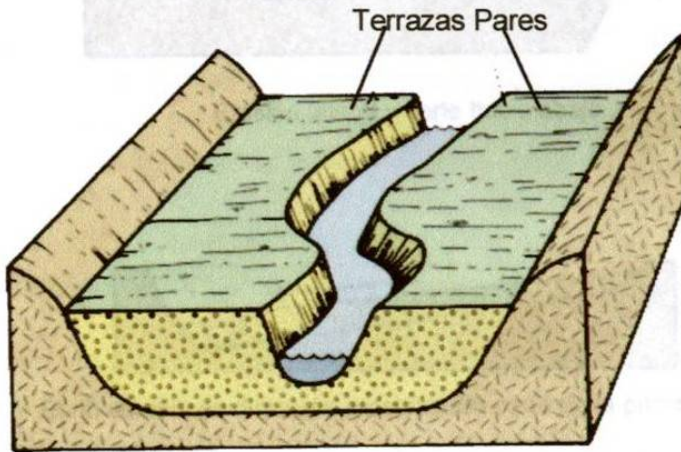
Las terrazas pares son terrazas que se encuentran a la misma elevación a cada lado de un río. Este tipo de terrazas se forma cuando un río corta hacia abajo dentro de una espesa secuencia de sus mismos depósitos de la planicie de inundación. Posteriormente el río puede cambiar de depositación a erosión y cortar dentro de su planicie de inundación, partes de la cual permanece como terraza sobre el río (Fig. 1.9). Las terrazas pares pueden también desarrollarse a partir de la erosión del piso del lecho del río. Los bancos en el lecho son generalmente cubiertos por una delgada capa de depósitos de limo de la planicie de inundación (Fig. 1.9)

Las terrazas impares son terrazas de distinta elevación que se encuentran en los lados opuestos de un río. Un río que está cortando hacia abajo (downcutting) y erosionando lateralmente, al mismo tiempo se retrae y avanza a lo largo de su valle mientras corta hacia abajo. Este movimiento puede cortar una serie de bancos de roca o terraza a niveles progresivamente más bajos en cada lado de un valle (Fig. 1.10).

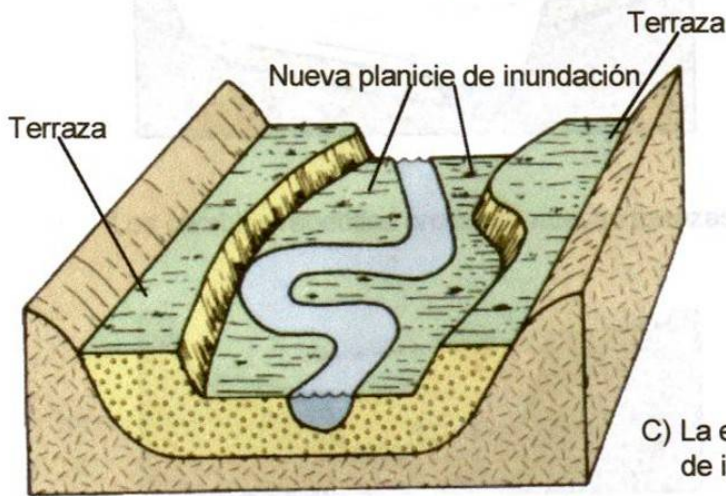
En el área de estudio se identificaron estos tipos de terrazas. Las terrazas pares son más comunes en las zonas en donde se ensancha el cauce, por ejemplo en Los Pinos, El Ebanito (Mapa 1), en donde se suaviza el gradiente del río, ya que corta a las lutitas de la Formación Méndez. El cambio en el gradiente parece ser un factor importante para la depositación de las gravas en forma de terrazas pares. En cambio, en las zonas estrechas, por ejemplo, a la altura del Puente Santa Rosa, y en Los Altares (Mapa 1), se observan diferencias de altura de las terrazas a cada lado del arroyo.



A) El río deposita un grueso paquete de sedimentos



B) El río erosiona su propia planicie de inundación cortando hacia abajo. La superficie de las antiguas planicies de inundación forman las terrazas pares.



C) La erosión lateral forma una nueva planicie de inundación debajo de las terrazas.

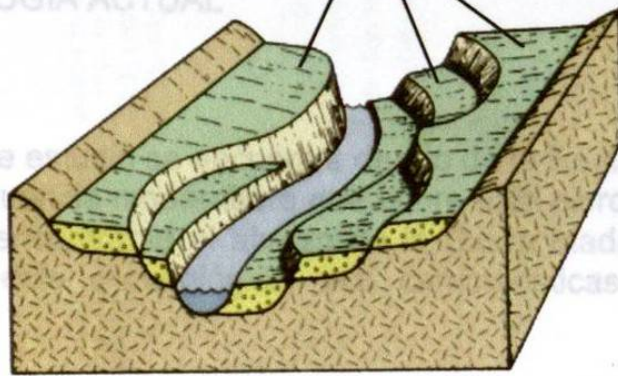


Las terrazas pares pueden ser superficies planas, producto de la erosión del sustrato rocoso

Fig. 1.9 Las terrazas pares se forman cuando un río corta hacia abajo dentro de los depósitos de su propia planicie de inundación. Modificado de Plummer & McGeary, 1991.

1.10 CLIMATOLOGÍA ACTUAL

Terrazas Impares

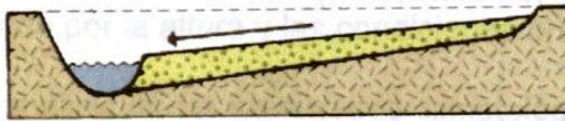


La zona de erosión lateral y corte hacia abajo

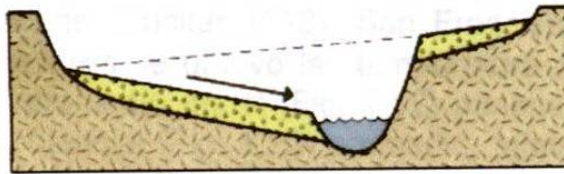
con Hidrológica Número 25, donde la influencia de su vecindad al Golfo de México y al Caribe Oriental, da lugar a que, en el aspecto climático, no sean demasiado extremos.

En cambio, y debido a las diferencias topográficas y geográficas, en la zona de erosión lateral y corte hacia abajo, el margen de diferencia entre los climas de Lineras, por sí solo, refleja una gran variabilidad climática por su ubicación dentro de la Planicie Costera del Golfo y su vecindad con la Sierra Madre Oriental. Por otra parte, el río está enclavado entre valles y grandes confluencias por la topografía.

Erosión lateral y corte hacia abajo



El río cambia de dirección, erosionando parte de la primera terraza



Los cambios repetidos producen nuevas terrazas

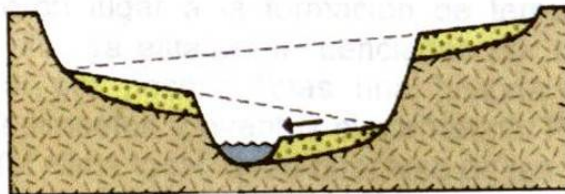


Fig. 1.10. Las terrazas impares no coinciden. Se forman por la simultánea erosión lateral y vertical. Modificado de Plummer y McGeary, 1991

1.10 CLIMATOLOGÍA ACTUAL

La zona de estudio se encuentra dentro de la Región Hidrológica Número 25, donde la influencia moderadora que sobre ésta ejerce su vecindad al Golfo de México y el encontrarse al abrazo de la Sierra Madre Oriental, da lugar a que, en el aspecto climatológico, sus características no sean demasiado extremosas.

En cambio, y debido a las diferencias topográficas y geográficas, en Iturbide y en la región de Linares se observa un margen de diferencia entre los parámetros climatológicos. Linares, por sí solo, refleja una gran variabilidad climática por su ubicación dentro de la Planicie Costera del Golfo y su vecindad con la Sierra Madre Oriental. Por otra parte, Iturbide, enclavado entre valles y sierras es influenciado por la altura y las condiciones orográficas.

Mediante el análisis de los parámetros climatológicos proporcionados por la Oficina de Meteorología de la Comisión Nacional del Agua con sede en Monterrey, N.L., se elaboraron tablas y gráficas de Temperatura, Precipitación y Evapotranspiración potencial. Los datos provienen de las estaciones Camacho (121), Ojo de Agua Las Crucitas (118), San Francisco - La Carrera (122) e Iturbide (123). Del análisis se obtuvo la temperatura media anual (Fig. 1.11), precipitación pluvial promedio anual (Fig. 1.12) mínima y máxima así como la evapotranspiración potencial (Fig. 1.13) promedio, mínima y máxima para cada una de las estaciones.

El manejo e interpretación de estos datos, ayuda a comprender mejor las condiciones climáticas del pasado geológico más inmediato. Cabe señalar que los eventos que dieron lugar a la formación de terrazas, derrumbes, lagos, abanicos aluviales, etc., ya estaban influenciados por las mismas condiciones orográficas actuales, por poseer éstas una historia geológica mucho más temprana que los sedimentos y eventos cuaternarios. Por esta razón, la causa de las variaciones del clima local, debe buscarse en las mismas que produjeron las variaciones climáticas globales: variaciones de la inclinación del eje terrestre, avance, crecimiento, retroceso y fusión de glaciares, variaciones del patrón de los vientos, de los frentes polares continentales ("nortes"), incremento y distribución anual de la precipitación, etc.

DIAGRAMA DE TEMPERATURA MEDIA ANUAL

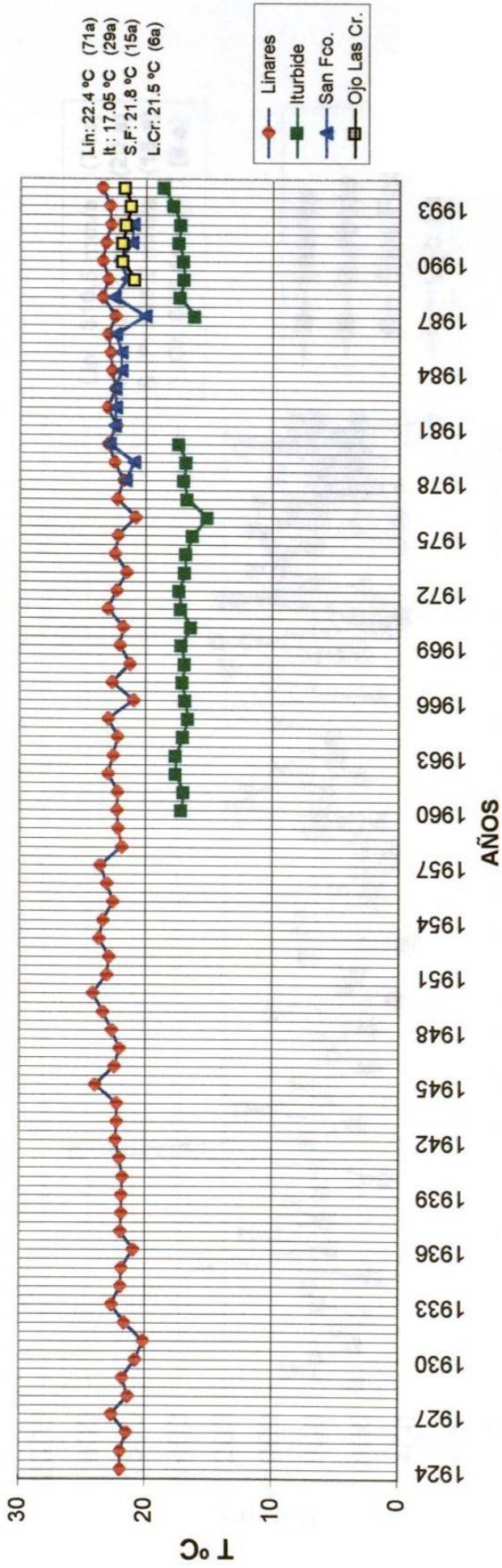


Fig. 1.11 Diagrama de Temperatura Media Anual. Datos procesados de la Comisión Nacional del Agua.

DIAGRAMA DE PRECIPITACIÓN TOTAL ANUAL

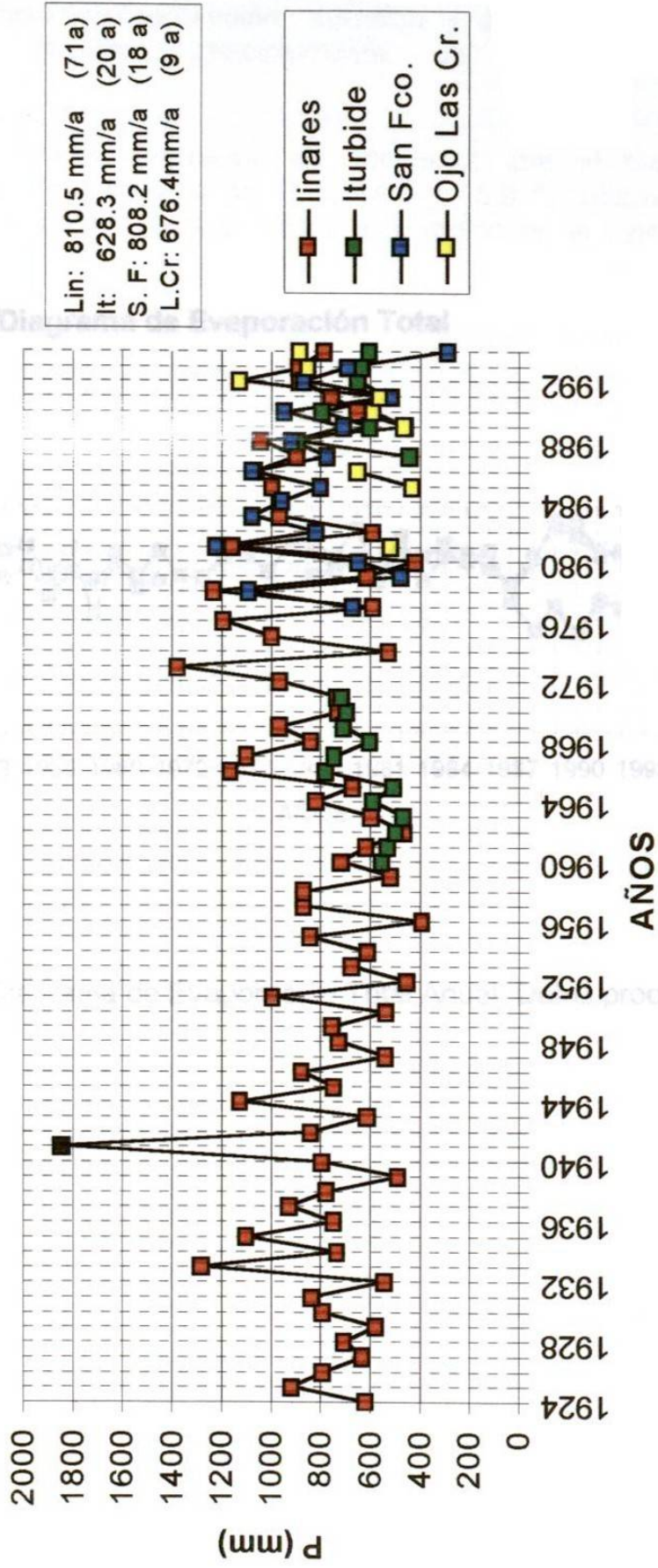


Fig. 1.12 Diagrama de Precipitación Total Anual. Datos procesados de la Comisión Nacional del Agua.

Diagrama de Evaporación Total

Linares 1580 mm (20 años)
 S. Fco. 1573.9 mm (9 años)
 Iturbide 1359 mm (20 años)
 Ojo Las Cr. 1553 mm (2 a.)

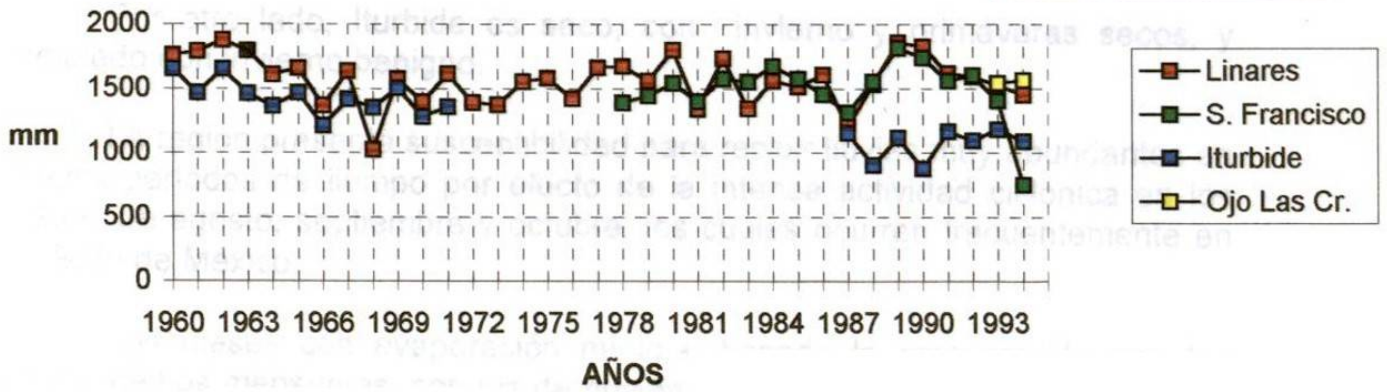


Fig. 1.13 Diagrama de Evaporación Total Anual. Datos procesados de CNA

Es por esta razón que el análisis del clima actual proporciona útiles herramientas para interpretar la geología cuaternaria, ya que como se describe más tarde, el desarrollo, extensión, duración y destrucción de los rasgos geomorfológicos requiere, principalmente, de específicas condiciones climatológicas.

Para los meses invernales, se encuentra que el promedio de la temperatura media mensual es de 15.1, 14.5 y 16.8 °C (diciembre, enero y febrero, respectivamente), lo cual coloca a la región en la categoría de "con invierno benigno"

Desde el punto de vista de las precipitaciones, Linares es seco, sin estación seca bien definida, cálido con invierno benigno. Presenta una ligera disminución en la lámina llovida en los meses de diciembre y enero, que resulta menor a los 10 mm.

Por otro lado, Iturbide es seco, con invierno y primaveras secos, y templado con invierno benigno.

La región presenta susceptibilidad para recibir lluvias muy abundantes en breves períodos de tiempo por efecto de la intensa actividad ciclónica en los meses de agosto, septiembre y octubre, los cuales ocurren frecuentemente en el Golfo de México.

Los meses con evaporación mínima, basada la comparación con los datos medios mensuales, son los de noviembre, diciembre y enero. Los meses con máxima evaporación (promedios mensuales) son los de junio, julio y agosto. A continuación se presenta un resumen de los parámetros climatológicos de cada estación registrada en las cercanías del área de estudio (Tabla 1).

Tabla 1. Resumen de los parámetros climatológicos de la región de estudio. Datos obtenidos de los registros de la Comisión Nacional del Agua.

Precipitación (mm)	Media	Total de años	Mínima	año	Máxima	año
Linares	810.56	71	389.9	1956	1847.7	1941
Iturbide	628.3	20	636.5	1987	892.8	1988
San Francisco	808.26	18	477	1979	1223.7	1981
Ojo de Agua Las Crucitas	747.08	9	465.6	1989	1127.3	1992

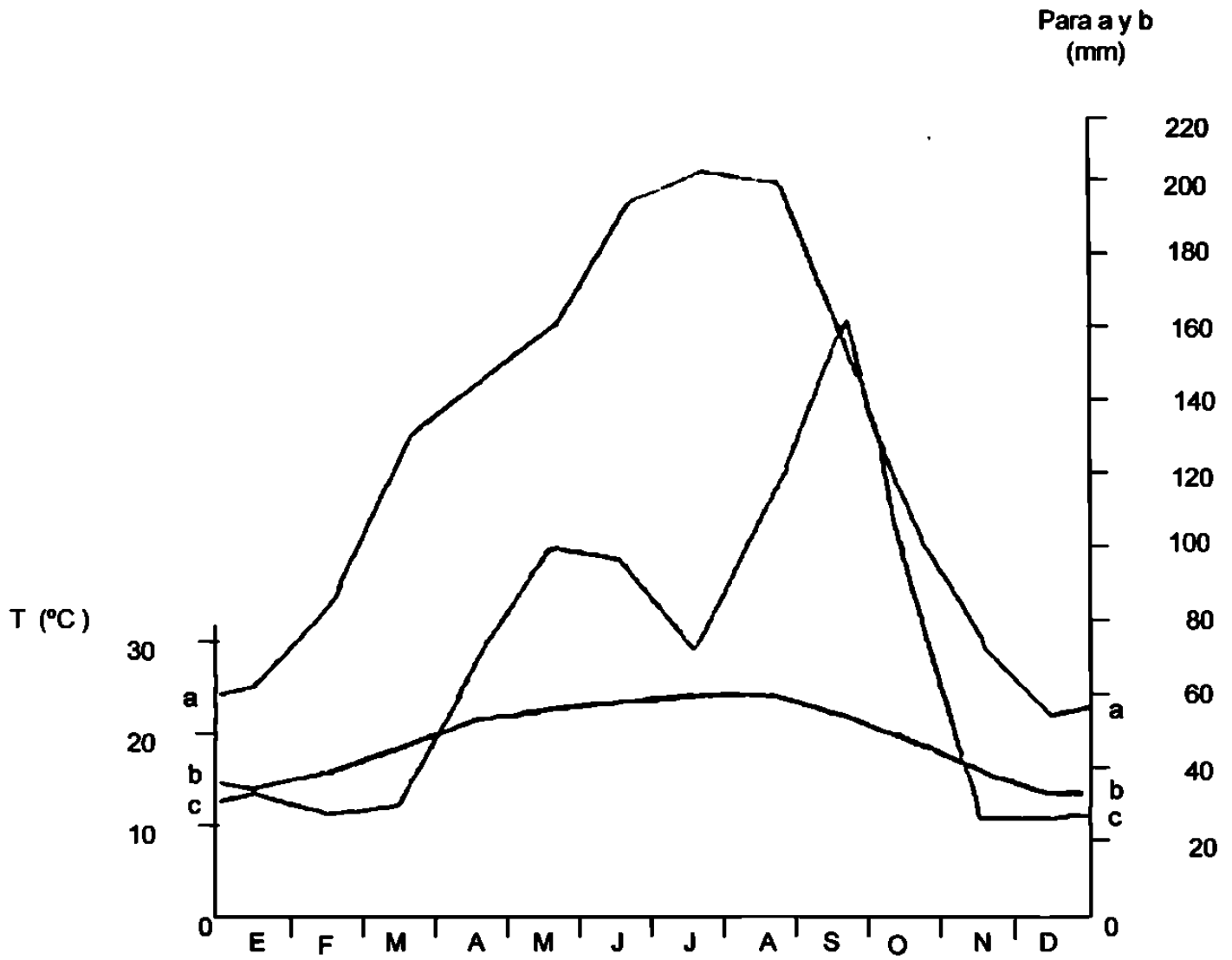
Temperatura (°C)	Media	Total de años	Mínima	año	Máxima	año
Linares	22.4	71	20.2	1931	24.2	1950
Iturbide	17.05	29	15.19	1976	18	1994
San Francisco	21.8	15	20.1	1987	22.55	1988
Ojo de Agua Las Crucitas	21.5	6	20.3	1992	21.88	1990

Evaporación (mm)	Media	Total de años	Mínima	año	Máxima	año
Linares	1580.70	34	1201.9	1987	1876.6	1962
Iturbide	1358.77	20	1091.51	1990	1358	1960
San Francisco	1573.89	9	1388.8	1978	1815.8	1989
Ojo de Agua Las Crucitas	1553.79	2	1542.79	1993	1564.8	1994

Según Villalón y Flores (1991), Linares tiene un clima subhúmedo y moderadamente caliente, ya que su temperatura media anual es superior a los 18°C y las temperaturas en el mes más frío se ubican entre -3°C y 18°C. Las máximas precipitaciones pluviales ocurren en verano, pero son interrumpidas por un periodo seco (la canícula). El mes más caliente tiene una temperatura promedio mayor a los 22°C y las fluctuaciones climáticas entre el mes más frío y el mes más caliente son extremas: 14°C.

El diagrama climático de la región de Linares, (Fig. 1.14) muestra la precipitación media anual (de los últimos 62 años de registro) de 812.31 mm. La temperatura media anual (de los últimos 67 años de registro) es de 22.4°C.

De mayo a octubre cae el 78% de la precipitación anual, o bien de abril a octubre el 85%. Las máximas temperaturas (40°C hasta 45°C a la sombra) se presentan en los meses de julio y agosto. A partir del mes de septiembre las temperaturas empiezan a disminuir paulatinamente hasta el invierno (por lo regular seco), alcanzando -7°C o menores en los meses de diciembre y enero. La evapotranspiración potencial anual promedio es de 1581 mm. Ésta casi dobla la cantidad de precipitación anual promedio.



a EVAPORACIÓN POTENCIAL
 b TEMPERATURA MEDIA MENSUAL
 c PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL

Fig. 1.14 Diagrama climático de la región de Linares. Modificado de Ruiz, 1990

1.11 VEGETACIÓN

La vegetación está determinada principalmente por el clima. Posee un papel muy importante para proteger la cubierta de suelo o, en su ausencia, la erosión areal acarrea grandes volúmenes de material detrítico hacia las cuencas de los sistemas fluviales. Por lo tanto, los cambios en la población vegetal de cualquier región pueden afectar o incidir en el balance de erosión - transporte - acumulación de los ríos y en el relleno de los valles. Además, ciertas especies vegetales son indicadoras de condiciones climáticas específicas.

El área de trabajo presenta una amplia variedad de especies vegetales. Esta diversidad está en función de la altura y de las condiciones geográficas y climáticas de cada región.

Villegas Durán (1972) en un trabajo a detalle incluye los municipios de Linares y Hualahuises. Treviño (1992) abarca en su área de trabajo la región de Iturbide.

Villegas Durán (1972) determinó 6 tipos vegetativos (Fig.1.15) de acuerdo a criterios de población, distribución, uso pecuario y especies nocivas. En el área de trabajo 4 de estos tipos están presentes:

- 1) Matorral alto sub - inerme
- 2) Matorral mediano sub - inerme°
- 3) Matorral alto espinosos con espinas laterales
- 4) Bosque esclerófilo
- 5) Bosque esclero - aciculifolio
- 6) Bosque caducifolio espinoso de *Prosopis*°
(° no incluidos en el área de estudio).

Descripción

1.11.1 MATORRAL ALTO SUB - INERME

Se caracteriza por la predominancia de arbustos altos ó arboles bajos de 2 a 4 m de altura, compuestos principalmente por especies inermes y caducifolias por un período breve. Entre las especies inermes se encuentran barreta *Helietta parvifolia*, zapotillo *Diospyros palmeri*, anacahuita *Cordia boissieri*, chapote amarillo *Sargentia greggii*, coyotillo *Karwinskia humboldtiana*,

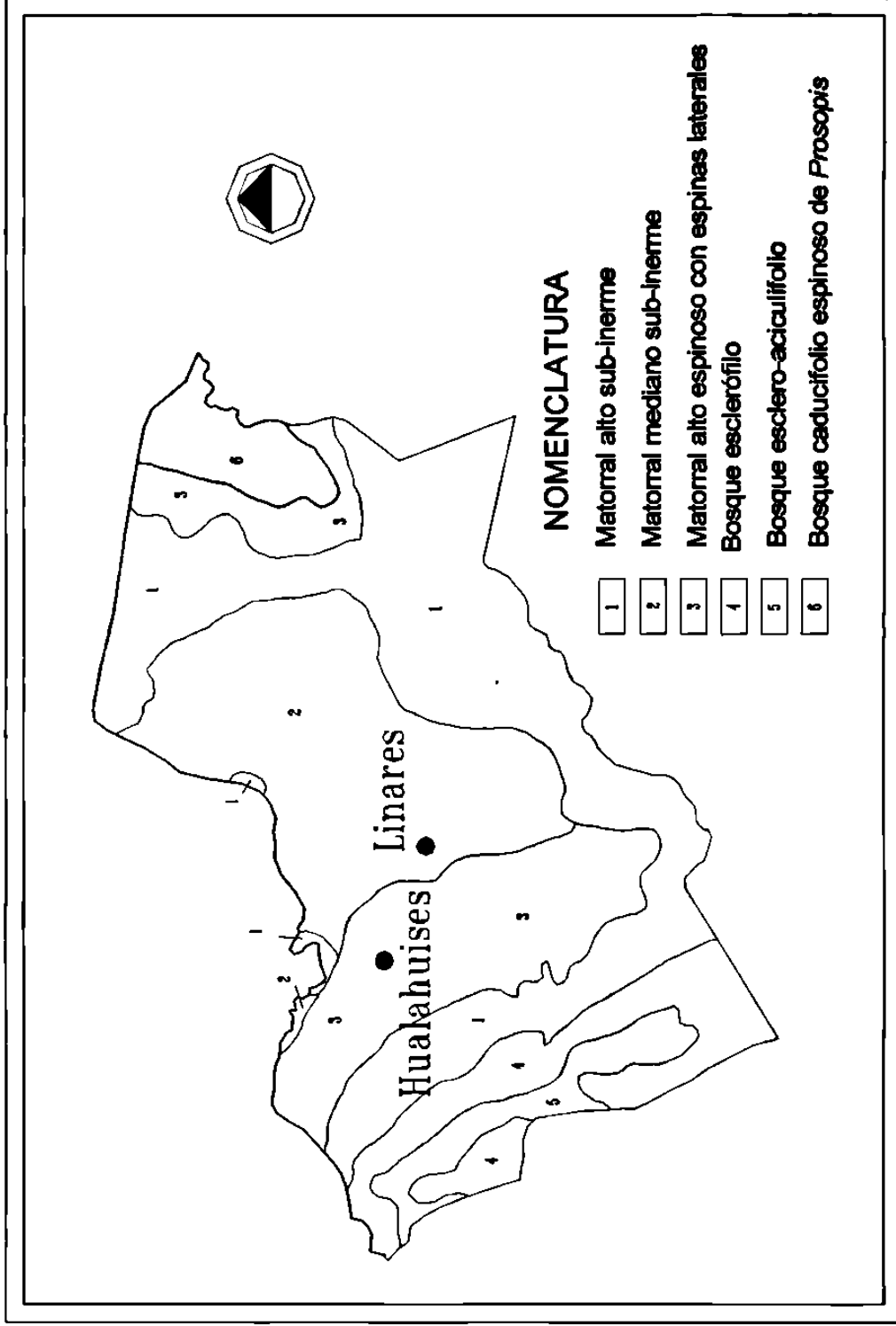


Fig. 1.15 Tipos de vegetación en los municipios de Linares y Hualahuis, N.L. (según Villegas Durán, 1972)

etc., Algunas de las especies espinosas son chaparro amargoso *Castela texana*, granjeno *Celtis pallida*, chaparro prieto *Acacia rigidula*, huajillo *A. Berlandieri*, tenaza *Pithecellobium brevifolium*, ébano *P. flexicaule*, etc. Participan además diversas herbáceas gramíneas.

En el área de trabajo es común el desarrollo de este tipo de vegetación hacia la parte del margen Este de la sierra, hasta alturas de 1000 m.s.n.m., así como en la Planicie Costera, particularmente en la región de Las Crucitas (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima templado con lluvias en verano (Cfb) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial de 800 a 900 mm al año, con una época de lluvias que comienza la segunda quincena de abril y termina la primera quincena de Noviembre, con una época de sequía de 5 meses en Invierno y con una temperatura anual de 20 a 22°C. En la Planicie Costera se le encuentra dentro del clima seco árido (BS₁h) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial de 600 a 737 mm al año, con una época de lluvias de mayo a octubre, una época de sequía de 5 a 7 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 23°C.

1.11.2 MATORRAL MEDIANO SUB - INERME

Se caracteriza por la predominancia de arbustos medianos de 1 a 2 m de altura, compuesto principalmente por especies inermes y más o menos caducifolias, combinado con especies espinosas; entre las primeras las más comunes son: cenizo *Leucophyllum texanum*, anacahuita *Cordia boisieri*, guayacán *Portiera angustifolia*, etc., y entre las segundas chaparro prieto *Acacia rigidula*, tenaza *Pithecellobium brevifolium*, panalero *Condalia spathulata*, cruceto *Lycium carolinianum*, etc.

Esta comunidad predomina principalmente hacia el oriente y áreas de menor altitud de la Planicie Costera, principalmente en las regiones urbanas y circunvecinas de Linares y Hualahuises (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima seco o árido (BS₁h) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 737 mm al año, con una época de lluvias que comienza la segunda quincena de abril y termina a fines de octubre, con una época de sequía de 5 a 6 meses y con una temperatura media anual de 22.9°C.

1.11.3 MATORRAL ALTO ESPINOSO CON ESPINAS LATERALES

Se caracteriza por el predominio de arbustos altos ó árboles bajos de 2 a 4 m de altura, en su mayoría espinosos y con hojas pequeñas. Algunas de estas especies son: chaparro prieto *Acacia rigidula*, huajillo *A. Berlandieri*, huizache *A. farnesiana*, tenaza *Pithecellobium brevifolium*, ébano *P. flexicaule*, etc. Entre las especies inermes, caducifolias se encuentran: anacahuita *Cordia boissieri*, chapote amarillo *Sargentia greggii*, colima *Zanthoxylum fagara*, etc., además de tipos herbáceos.

En el área de estudio este tipo vegetativo es común tanto en la Planicie Costera como en las áreas de cerros y colinas (375 m.s.n.m) cercanas al margen de la Sierra (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima subcálido con lluvias en verano (Cfa) según el sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 752 mm al año, con una época de lluvias de abril a octubre, con una época de sequía de 5 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 22.3°C.

1.11.4 BOSQUE ESCLERÓFILO

Se caracteriza por el predominio de árboles bajos de 4 a 15 m de altura, decíduos en su mayoría por un período breve y con hojas esclerotizadas o duras, con fuste alto y relativamente delgado. Es el predominio de los encinos: *Quercus polymorpha*, *Q. diversifolia*, *Q. fusiformis*, *Q. oleoides*, *Q. laceyi*, *Q. canbyi*, etc., se encuentran además otros géneros de menor importancia por su escasa presencia, pero de gran altura, como son: nogal *Juglans spp.*, nogal morado *Hicoria pecan*, manzanita *Colubrina greggii*, sasafrás *Nectandra salicifolia*, etc., además del estrato herbáceo.

Este tipo vegetativo se encuentra localizado en la ladera expuesta hacia el Este de la Sierra, a una altura que varía de 600 a 1 800 m.s.n.m. en las áreas escarpadas o de mayores pendientes que las que se encuentran en las colinas de la Planicie Costera (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima subcálido con lluvias en verano (Cfa) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 800 a 900 mm al año, con una época de lluvias que dura de abril a noviembre, con una época de sequía de 4 a 6 meses y con una temperatura media anual de 21 a 22°C.

1.11.5 BOSQUE ESCLERO - ACICULIFOLIO

Está formado por árboles bajos y medianos de 10 a 18 m de altura, generalmente sub - perennifolios, caracterizándose por la densidad de población de árboles con fuste alto y relativamente delgado, de hojas esclerosas y aciculares. Las principales especies de los géneros *Quercus* y *Pinus* existentes son las siguientes: *Q. polymorpha*, *Q. fusiformis*, *Q. laceyi*, *Q. affinis*, *Q. cupreata*, *Pinus montezumae*, *P. arizonica*, *P. teocote*, *P. ayacahuite*, *P. pseudostrobus*, etc., encontrándose además, aunque en menor proporción: pinabete *Abies religiosa*, madroño *Arbutus arizonica*, laurel *Litsea schaffneri*, etc., además del estrato herbáceo.

Esta comunidad vegetativa se encuentra localizada en la parte más alta de la Sierra Madre Oriental. Se encuentra a una altura que varía desde los 750 hasta los 2 200 m.s.n.m. (Fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se presenta son de clima templado con lluvias en verano (Cfb) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 800 a 1000 mm al año, con una época de lluvias que dura de marzo a noviembre, una temporada de sequía que dura de 2 a 4 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 19 a 20°C.

1.11.6 BOSQUE CADUCIFOLIO ESPINOSO DE *Prosopis*

Se caracteriza por la predominancia de árboles leguminosos espinosos, que poseen una altura que varía de 4 a 8 m, presentando generalmente hojas compuestas y laminares pequeñas, de textura que varía de pergaminosa a dura y la mayor parte de ellas caducas. El principal componente de esta comunidad es el mezquite *Prosopis glandulosa*. Otras especies son: chaparro prieto *Acacia rigidula*, chaparro amargoso *Castela texana*, granjeno *Celtis pallida*, palo verde *Cercidium floridum*, tasajillo *Opuntia leptocaulis*, nopal *O. Lindheimeri*, colima *Zanthoxylum fagara*, palma loca *Yucca treculeana*, etc., además de diversas especies herbáceas.

Este tipo vegetativo se encuentra hacia el oriente y fuera del área de trabajo (fig. 1.15).

Las condiciones climatológicas donde se desarrolla son de clima caliente subhúmedo (Aw) del sistema de Koeppen; con una precipitación pluvial promedio de 600 a 700 mm al año, una época de lluvias bien definida de mayo a octubre, una época de sequía de 5 a 6 meses en Invierno y con una temperatura media anual de 24 °C.

Presentes en toda el área se encuentran las cactáceas, los magueyes y lechuguillas, así como arbustos diversos (duraznillo, gavia, huizaches, madroño,

lantrisco, pinos piñoneros, juníperos, etc.) Este ecosistema vegetal es común en el área de Iturbide, con condiciones climáticas semiáridas.

Un factor fisiográfico determinante de la densidad de la vegetación, principalmente dentro de la zona de montaña, es la *frontera climática*, que se presenta en las laderas Norte y Sur de la sierra. Las pendientes que están frente al Norte presentan alta densidad y diversidad de especies vegetales, propiciado por las nubes y vientos con humedad que 'chocan' contra ellas, mientras que las del lado Sur, son pobres en densidad y diversidad ya que es menor la concentración de humedad sobre ellas.

Debe resaltarse que en los alrededores de Iturbide, el sobrepastoreo (principalmente de ganado caprino) aunado a litologías de lutitas y margas, producen un paisaje pobre en vegetación, y por lo tanto con un lavado intenso de suelo.

1.12 HIDROGRAFÍA

El drenaje principal del área está representado por el Arroyo Santa Rosa, que inicia en los alrededores del valle de Iturbide y baja por todo el cañón con una dirección constante Oeste – Este. En la región de Las Crucitas cambia abruptamente hacia el Sur, donde se conoce como Arroyo Seco (véase Mapa 1). Posteriormente se une con el Río Pablillo en la localidad de Caja Pinta, Linares N. L.

El Arroyo Santa Rosa tiene un carácter intermitente, presentando un caudal pequeño, en relación con otros ríos alóctonos, y sólo en períodos de lluvias, ya que la mayor parte del año se encuentra seco. Los ríos alóctonos son los ríos que bajan de la sierra al valle de la Planicie. En cambio, los ríos autóctonos son los que tienen su origen en la misma Planicie (ejemplo el Río Camacho, La Laja, etc.).

Gran parte del caudal del Arroyo Santa Rosa, se infiltra en el subsuelo gracias a la permeabilidad de las gravas y arenas de su lecho y al intenso fracturamiento de las unidades mesozoicas por donde transcurre, así como a la diferencia de la altura del nivel base con respecto al Río Pablillo, el cual es más bajo y por lo tanto recibe las infiltraciones de los acuíferos y manantiales.

Una proporción considerable del caudal del Arroyo Santa Rosa es cedida por los manantiales que ocurren a su paso, localizándose los más importantes a la altura del Puente Santa Rosa y en la localidad conocida como "Volcán de

Jáurez" (Mapa 1). Alimentando al drenaje principal se encuentran los arroyos tributarios que también sólo ceden agua en tiempos de lluvia.

En Iturbide, el arroyo presenta un caudal muy pequeño e intermitente el cual es alimentado por pequeños manantiales a lo largo del área urbana. El caudal desaparece (se infiltra) aproximadamente 6 km después, en las cercanías de El Calabozo. Entre estas infiltraciones y los grandes manantiales arriba mencionados, el arroyo es seco, con excepción de cortas avenidas, causadas, principalmente por la temporada de ciclones.

El Arroyo Santa Rosa es un río que nace dentro de la Sierra, la atraviesa y desciende a la Planicie Costera para unirse posteriormente con el Río Pablillo (Fig. 1.1). Este último río, de mayor longitud que el Santa Rosa, también es un río alóctono, que al igual que el Hualahuises y el Cabezones forman parte de los ríos principales de la región (Fig. 1.1). Ellos son testigos de las variaciones climáticas ya que han participado en la erosión, moldeo del relieve y relleno de la Planicie, formando los niveles de terrazas, cambiando su curso repetidas ocasiones (Ruiz, 1990) y transportando sedimentos hasta su confluencia con los ríos que desembocan en el Golfo de México.

Con excepción de pocos tramos (áreas El Calabozo, debajo del Puente Santa Rosa, Mapa 1), el lecho actual del Arroyo Santa Rosa no corta la roca firme, sino a sus propios sedimentos. Una posibilidad es que las secciones en donde el río alcanza las rocas firmes, pertenezcan a tramos epigenéticos. Una sección epigenética se desarrolla con el cambio del curso del río debido a un obstáculo (derrumbe, pared rocosa) y cuando posteriormente rellena su cauce se produce el cambio del curso, algo parecido a la forma de un río meandroso. Otra posibilidad es que las secciones en donde afloran las rocas firmes, son precisamente después de las zonas de derrumbes (El Calabozo, Los Pinos y después del 'paleoparteaguas de Iturbide), que como se explica más adelante, es donde ocurre con mayor energía la erosión vertical (downcutting) produciéndose un cambio muy significativo dentro del gradiente normal del río.

El espesor de los sedimentos sueltos, en las secciones donde el río corta solamente su lecho, alcanza profundidades de relleno superiores a los 37 m. Este dato proviene de la perforación que se realizó a la altura de Los Altares (Mapa 1). En la localidad de Los Pinos se realizó una perforación (para prospección de agua) y alcanzó también 35 m de gravas.

Dentro de los objetivos de esta investigación se incluye el reconocimiento, recopilación e interpretación de algunos de los procesos dinámicos que ocurren actualmente y que moldean el paisaje y que además, por su duración y periodicidad, están dentro del tiempo de vida del hombre.

Pertencen a esta categoría los ríos. El registro de los caudales de los ríos proporciona argumentos válidos para tratar de interpretar las condiciones que existieron en el pasado más reciente.

El río es el medio de erosión, transporte y redepositación de kilómetros cúbicos de sedimentos de cualquier región determinada. Su cauce puede ser estrecho o ancho, somero o profundo, con un gradiente muy alto o muy pequeño. Significa el drenaje de una cuenca de captación y el suministro o alimentación del agua subterránea de las regiones que atraviesa. Cuando el caudal lo permite, el transporte de los sedimentos varía desde partículas coloidales en suspensión, hasta bloques de toneladas en arrastre.

A partir del análisis de los gastos máximos de los ríos Pablillo y Hualahuises (datos de la CNA), que fueron los formadores de los niveles de terraza en el valle de la región de Linares y que tuvieron cambios en la dirección de su cauce en el transcurso del tiempo, se han obtenido las gráficas de los caudales máximos (Fig. 1.16) de las estaciones localizadas a lo largo de su curso. Estos datos ayudan a comprender mejor la interpretación de eventos catastróficos, pluviales y fluviales, en ríos desbordados con caudales muchísimo más grandes que los registrados desde hace 30 años.

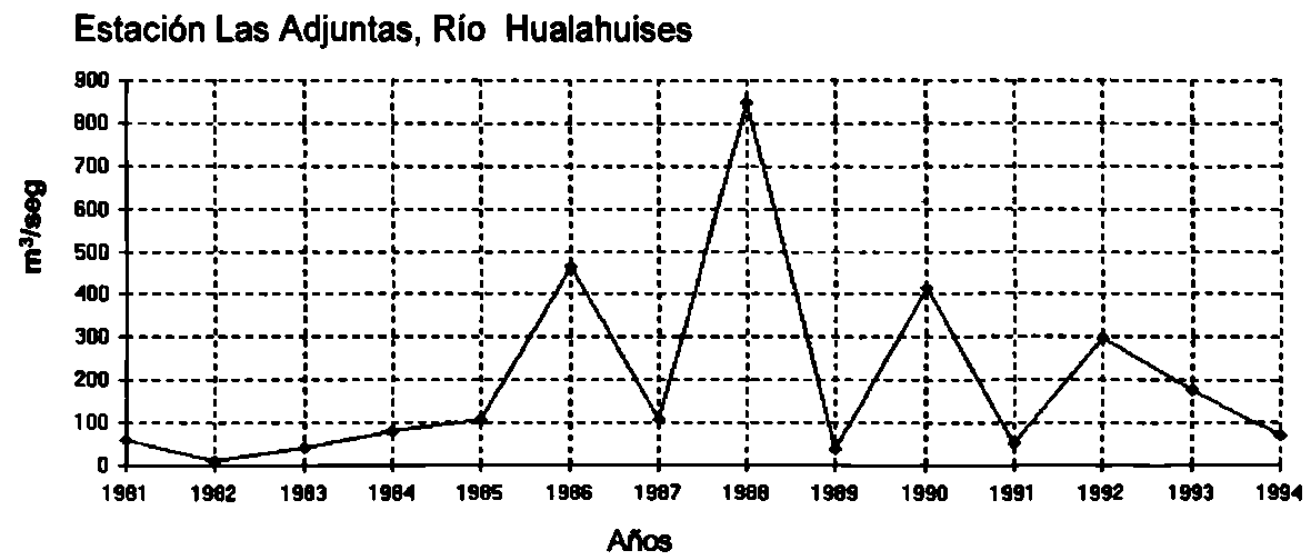
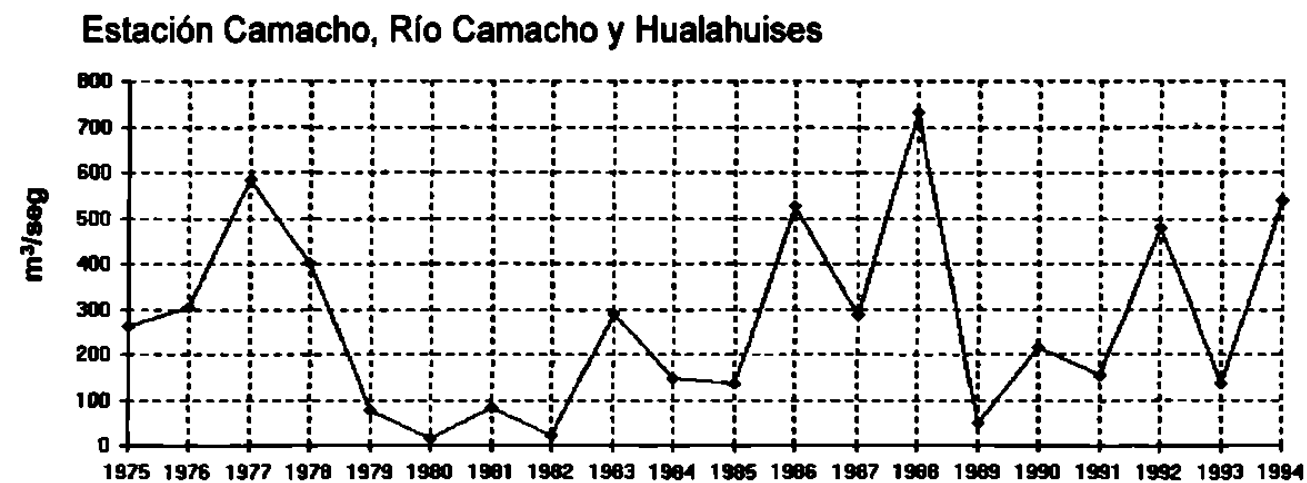
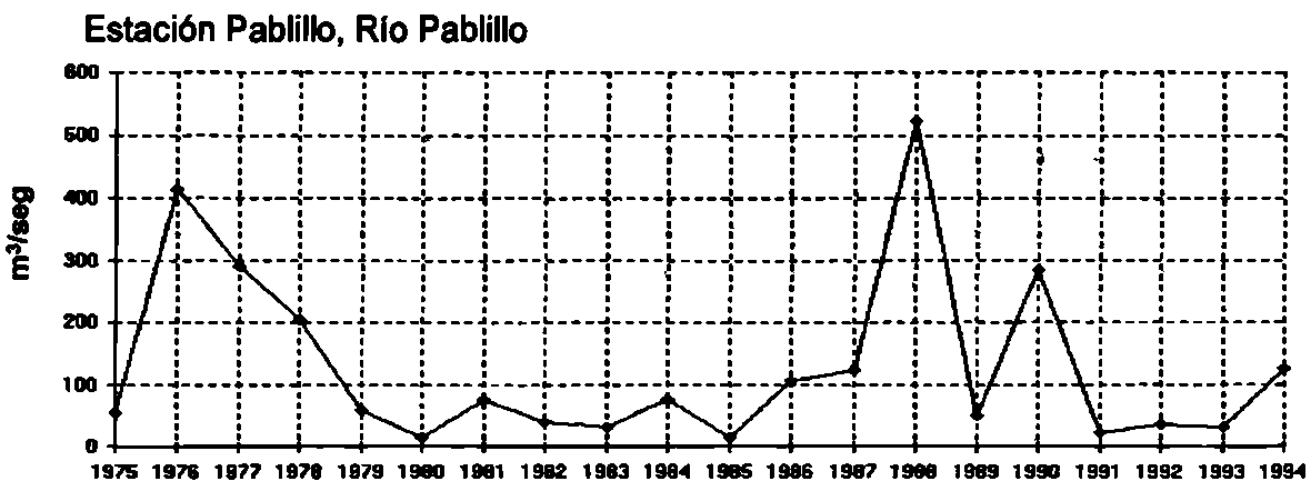
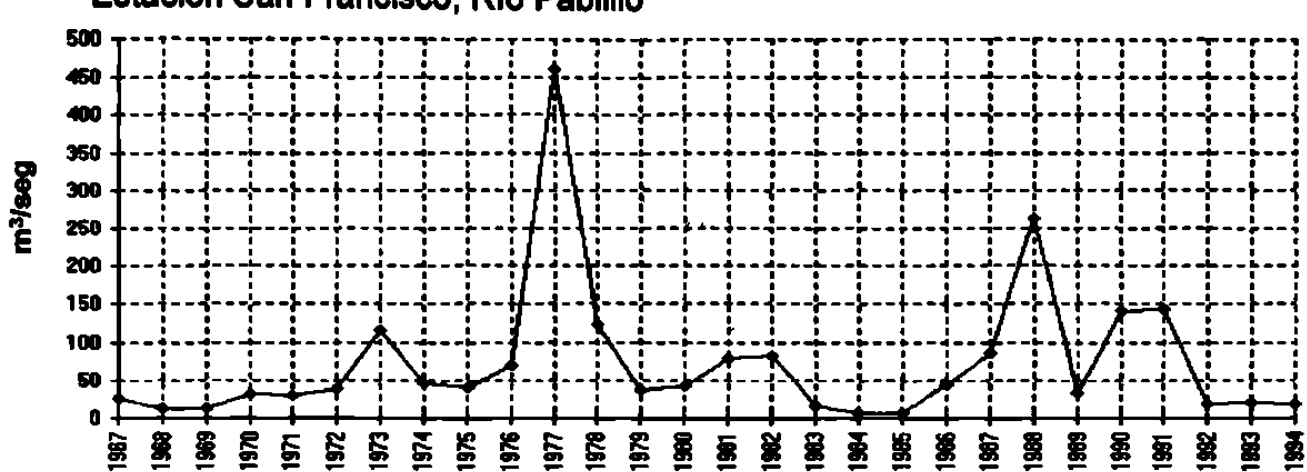


Fig. 1.16 Diagrama de Gastos Máximos de Ríos. Datos procesados de la CNA

CAPÍTULO 2

PALEOLAGOS

INTRODUCCIÓN

A lo largo del Cañón Santa Rosa se dieron las condiciones propicias para el desarrollo de cuencas lacustres. Los sedimentos que se depositaron en ellas atestiguan períodos de mayor precipitación pluvial que la que existe actualmente, así como variaciones en parámetros tales como temperatura y evaporación.

Los sitios en donde se desarrollaron los paleolagos son Iturbide, El Calabozo y Los Pinos. Estas estructuras, excepto la Cuenca de Iturbide, fueron incluidas dentro de los objetivos de trabajo de Brandenburg (1995) y Eccarius (1995) quienes presentan perfiles sedimentológicos de los mismos. El Calabozo se divide en Calabozo 1 y Calabozo 2 (Fig. 1.1). El paleolago de Iturbide es una estructura bastante grande que requiere de una investigación particular. En este trabajo, sólo se han obtenido la altura de sus sedimentos y una aproximación de su edad, siendo el más antiguo y el que posee un origen diferente a los de El Calabozo y Los Pinos.

Las determinaciones de susceptibilidad magnética (Figs. 2.1 y 2.2), se realizaron en primer lugar para encontrar horizontes ricos en minerales ferromagnéticos. Al encontrarse minerales y variaciones en los rangos de susceptibilidad magnética se interpreta el origen de tales minerales. Estos minerales (cromita, magnetita, hematita, etc.) deben su presencia en los sedimentos lacustres ya sea por transporte fluvial, formación in situ, ó formación secundaria, es decir por descomposición y alteración de otros (Urrutia, Com. Personal, 1996). Además, la formación y preservación de algunos de esos minerales se rige con ciertas condiciones climáticas, con lo que se apoya la interpretación paleoclimática. No se descarta tampoco un transporte eólico, a partir de cenizas volcánicas. De encontrarse tales horizontes, la tefrocronología y la correlación de eventos volcánicos cuaternarios auxiliaría enormemente a la estratigrafía de los sedimentos cuaternarios de la región.

2.1 PALEOLAGO DE ITURBIDE

Los sedimentos del paleolago de Iturbide se localizan en las inmediaciones de la cabecera municipal de Iturbide (Mapa 1). Su superficie se encuentra ocupada por instalaciones deportivas, escolares y un cementerio, así como por casas habitación. Desde la carretera Linares - San Roberto, que pasa a través de Iturbide, es posible observar la estructura y sedimentos de este paleolago.

El paleolago de Iturbide (Perfil 3.2) se caracteriza por el tono blanco de sus sedimentos, bien laminados y con una costra calichosa de poco espesor que cubre y que no penetra mucho dentro de los limos y arcillas. Desde el arroyo que se encuentra en la base, se alcanzan a medir hasta la parte más alta 46 m. Sin embargo, los sedimentos lacustres no se encuentran uniformemente depositados desde el arroyo, sino que en algunos sitios cubren relictos de sedimentos fluviales de la Terraza Alta de Iturbide, por lo que desde el techo de esta terraza hasta la parte más alta de los sedimentos lacustres, se midieron 36 m.

El origen de este paleolago se atribuye a una cuenca cerrada dentro del valle de Iturbide, limitada al Este por un parteaguas constituido por las Formaciones La Casita y Taraises (Perfil 3.2). Al Oeste se encuentran grandes abanicos aluviales. Una estructura similar se encuentra en el área de la Laguna de Santa Rosa, 6 km al Sur de Iturbide. En esta cuenca todavía no ocurre la erosión del parteaguas, solamente la depositación de sedimentos en períodos de lluvia intensa. En cambio, en la Cuenca de Iturbide, antes de la erosión del parteaguas, se desarrolló el paleolago. Posteriormente, ocurrió la destrucción del paleoparteaguas.

Mediante la correlación de los diferentes sedimentos cuaternarios del Cañón, se propone una edad para el desarrollo del Paleolago de Iturbide más antigua ó tal vez mucho más antigua que 250 - 350 Ka. Sin embargo hacen falta dataciones radiométricas para precisar la edad del Paleolago de Iturbide.

2.2 PALEOLAGO EL CALABOZO

En la localidad de El Calabozo (km 41, Carretera Nacional Número 58 Linares - San Roberto), 4 km aguas abajo de Iturbide, se encuentran sedimentos lacustres que atestiguan la existencia de un paleolago. Sin embargo, se puede deducir la existencia de otro lago adjunto y más antiguo, por lo que se han denominado El Calabozo 1 y El Calabozo 2 (Mapa 1).

Ambos paleolagos se formaron por la obstrucción del arroyo Santa Rosa debido a las enormes masas de dos derrumbes que se produjeron en forma relativamente rápida, formando paleodiques de enormes proporciones. La avalancha trajo consigo, además de bloques y gravas, sedimentos finos de tamaño de arcilla, con lo que se aumentó la impermeabilidad de los paleodiques.

Con cada lluvia fuerte, el río descargaba sedimentos finos en el lecho del paleolago y el nivel del agua ascendía gradualmente. Con la presencia de huracanes y tormentas, se descargaban además de sedimentos finos, gravas que formaban interdigitaciones, principalmente en la zona de deltas (Perfil 3.1). Según la magnitud de la precipitación, los horizontes de gravas progradaban hacia el centro de la cuenca.

2.2.1 EL CALABOZO 1

La existencia de El Calabozo 1 se deduce a partir de un pequeño afloramiento de sedimentos finos cubiertos por masas de derrumbe del paleodique de El Calabozo 2. Se encuentra en la parte Sur del arroyo Santa Rosa, aproximadamente a la altura del km 41 de la Carretera Linares San Roberto, (Mapa 1; Perfil 3.1). Este paleolago, estratigráficamente más antiguo, está compuesto de limos arcillosos, laminados, con presencia de arenas y un horizonte de gravas. Se estima una altura un poco mayor que la de El Calabozo 2, ya que de alcanzar varias decenas de metros más, el nivel del paleolago alcanzaría la topografía suave de los cerros compuestos de la lutita Méndez (que conforman el núcleo de un sinclinal) y consecuentemente ocurriría un desbordamiento y por lo tanto erosión y destrucción rápida del paleodique. Los sedimentos lacustres se encuentran deformados, plegados, en posición casi vertical. La razón que se propone, por la cual sucedió este fenómeno, es que estos sedimentos formaron parte de un paleolago muy antiguo y erosionado que, al ocurrir el derrumbe que dio lugar al paleolago de El Calabozo 2, la avalancha compuesta de sedimentos y agua deformó los sedimentos lacustres anteriores. Posteriormente la erosión del paleodique y paleolago de El Calabozo 2, contribuyó a la deformación de los relictos del paleolago El Calabozo 1.

De ambos sedimentos lacustres se colectaron muestras de materia orgánica y se enviaron al Instituto Alfred Wegener, en Alemania. De El Calabozo 1 se obtuvo una datación ^{14}C de 70, 524 años. Por el alcance de datación de Carbono 14 se entiende como mayor que 50 mil años.