

2051

ANALISIS DE LOS PROCESOS GEOMORFOLOGICOS
EN LA CUENCA ALTA DEL RIO TEPEJI, HGO.

LICENCIADA EN GEOGRAFÍA
ORALIA OROPEZA OROZCO
TESIS PROFESIONAL
COLEGIO DE GEOGRAFIA,
FACULTAD DE FILOSOFIA Y
LETRAS U. N. A. M.
1976

17152



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis padres Rosendo y Amalia
Con cariño.

Hago patente mi gratitud a la Dra. Ma. Teresa Gutiérrez de MacGregor, Directora del Instituto de Geografía de la UNAM y, particularmente, a la sección de Geomorfología, área donde me proporcionaron los elementos técnicos y el estímulo del ejemplo para llevar al cabo esta tesis.

Mi reconocimiento al Lic. Rubén López Recéndez, quien dirigió y asesoró este trabajo.

A los maestros Gilberto Hernández Corzo y Jorge Cervantes Borja, por sus valiosas sugerencias de orden práctico.

Al Prof. Carlos Jaso Vega, por la revisión de la tesis; Sr. Jorge A. Estrada Alvarez y Srita. Magdalena Meza Sánchez, por su valiosa ayuda; y a todas aquellas personas que directa o indirectamente contribuyeron a su realización.

CONTENIDO

- 1.0.0.0.0 INTRODUCCION
- 2.0.0.0.0 LOS RASGOS DEL PAISAJE GEOMORFOLOGICO
- 3.0.0.0.0 LAS CONDICIONES DE SU FORMACION
- 4.0.0.0.0 EL MARCO ESTRUCTURAL
 - 1.0.0.0 Aspectos Geomórfico-Estructurales
 - 1.1.0.0 Unidades morfoestructurales
 - 1.1.1.0 Macizos volcánicos (elevaciones tectovolcánicas)
 - 1.1.1.1 Sierras de Monte Alto y Monte Bajo
 - 1.1.1.2 Sierra de Las Masas
 - 1.1.1.3 Sierra de Jilotepec
 - 1.1.2.0 Pedimento (subplanicie de piedemonte)
 - 1.1.2.1 Pedimento Villa del Carbón
 - 1.1.2.2 Pedimento La Soledad
 - 1.1.3.0 Depresión residual Taxhimay (planicie)
 - 1.2.0.0 Tipos de relieve
 - 1.2.1.0 Relieve tectovolcánico-denudatorio
 - 1.2.2.0 Relieve acumulativo-denudatorio (depósitos volcánicos y de acarreo)
 - 1.2.3.0 Relieve acumulativo-denudatorio y erosivo-denudatorio
 - 1.2.4.0 Relieve acumulativo (fluvial)
 - 2.0.0.0 Características Litológicas
 - 2.1.0.0 Descripción de las unidades litológicas
 - 2.1.1.0 Derrames de lava andesítica
 - 2.1.2.0 Depósitos volcánicos heterogéneos
 - 2.1.3.0 Aluvión
- 5.0.0.0.0 CONDICIONES MORFOCLIMATICAS
 - 1.0.0.0 La Condición Climática
 - 1.1.0.0 Características de las estaciones analizadas dentro de la cuenca
 - 1.2.0.0 Clasificación climática
 - 1.3.0.0 Circulación atmosférica
 - 1.4.0.0 Temperatura
 - 1.5.0.0 Precipitación

- 2.0.0.0 Características y Clasificación del Sustrato Edáfico
- 2.1.0.0 Clasificación y distribución de suelos
- 2.1.1.0 Unidades de suelos
- 2.1.1.1 Litosol (I)
- 2.1.1.2 Andosol húmico (Th)
- 2.1.1.3 Andosol ócrico (To)
- 2.1.1.4 Luvisol crómico (Lc)
- 2.1.1.5 Feozem háplico (Hh)
- 2.1.1.6 Feozem lúvico (Hl)
- 2.1.1.7 Vertisol pélico (Vp)
- 2.1.2.0 Asociaciones de suelos
- 2.1.2.1 Asociación de Litosol
- 2.1.2.2 Asociación de Andosol húmico
- 2.1.2.3 Asociación de Andosol ócrico
- 2.1.2.4 Asociación de Andosol mólico
- 2.1.2.5 Asociación de Luvisol crómico
- 2.1.2.6 Asociación de Feozem háplico
- 2.1.2.7 Asociación de Feozem lúvico
- 2.1.2.8 Asociación de Vertisol pélico
- 3.0.0.0 Distribución y Panorama Actual de la Vegetación
- 3.1.0.0 Características generales de la vegetación
- 3.1.1.0 Vegetación primaria o nativa
- 3.1.2.0 Vegetación secundaria
- 3.1.3.0 Vegetación inducida
- 3.1.4.0 Vegetación introducida
- 6.0.0.0.0 DINAMICA GEOMORFOLOGICA ACTUAL, COMO MODELADORA DE FORMAS
- 1.0.0.0 Análisis y Génesis de los Procesos
- 2.0.0.0 Procesos Elementales
- 2.1.0.0 Proceso de intemperismo
- 2.2.0.0 Procesos gravitacionales
- 3.0.0.0 Procesos Complejos
- 3.1.0.0 Procesos hídricos
- 3.1.1.0 Escurrimiento subsuperficial o hipodérmico

3.1.2.0 La escorrentía
3.1.3.0 El escurrimiento superficial
4.0.0.0 Acción Antrópica
7.0.0.0.0 CONCLUSIONES
8.0.0.0.0 BIBLIOGRAFIA

GUIÓN DE CUADROS, TABLAS, GRAFICAS Y MAPAS

Tabla	No. 1	Resumen de los datos climáticos de la cuenca
Cuadro	No. 1	Nomenclatura geológica internacional
Cuadro	No. 2	Clasificación de la vegetación y su estado de conservación
Gráfica	No. 1	Frecuencia de las direcciones del viento de la Estación Presa Taxhimay
Gráfica	No. 2	Frecuencia de las direcciones del viento de la Estación Villa del Carbón
Gráfica	No. 3	Temperatura máxima, media y mínima de la Estación Presa Taxhimay
Gráfica	No. 4	Temperatura máxima, media y mínima de la Estación Villa del Carbón
Gráfica	No. 5	Evaporación total, temperatura y precipitación de la Estación Villa del Carbón
Gráfica	No. 6	Climograma de la Estación Presa Taxhimay
Gráfica	No. 7	Climograma de la Estación Villa del Carbón
Mapa	No. 1	Localización de la cuenca alta del Río Tepeji, Hgo.
Mapa	No. 2	Control estructural de la red hidrográfica
Mapa	No. 3	Morfoestructural
Mapa	No. 4	Litología
Mapa	No. 5	Climas
Mapa	No. 6	Suelos
Mapa	No. 7	Vegetación
Mapa	No. 8	Geomorfología climática

1.0.0.0.0 INTRODUCCION

Los inicios de la Geomorfología, como disciplina científica, son muy recientes en nuestro país. Infortunadamente, antes de discutirse las bases conceptuales de esta rama geográfica del conocimiento, y lo que es más, antes de contar con una cantidad aceptable de estudios de nuestro territorio, que permitan emprender una evaluación de los alcances logrados en este terreno, ha surgido una toma de partido amparada inexcusablemente en las bondades de una u otra "escuela", o en las tendencias de este o aquel enfoque. Como era de esperarse, estas actitudes han creado una verdadera escisión con la cual nadie sale beneficiado, pero que, en cambio, ha favorecido el divorcio de actividades que, debiendo ser coordinadas y armónicas, siguen rumbos opuestos difíciles de hacer coincidir en bien de nuestra unidad geográfica. Aunque las tendencias de cada grupo, en su afán de distanciamiento, adquieren diversos matices, se puede hablar de dos inclinaciones básicas: una, de la prevalencia, en la Geomorfología, de lo "estructural"; otra, la exclusividad de lo "climático".

En realidad, estos dos criterios no pueden ni deben disociarse, y la importancia de lo estructural sobre lo climático, o viceversa, la concede en último término la región, de acuerdo con su grado de influencia. En otras palabras, dado el carácter dialéctico de estas dos acciones, llegamos a la conclusión de que no existe más que una sola Geomorfología, separada en un díptico solamente por comodidad de estudio.

En tales términos, uno de los propósitos de este estudio, para el cual se tomó como tema la cuenca baja del río Tepeji, en los estados de México e Hidalgo, es el de utilizar el método geomorfológico (en su dualidad expresada), para analizar las características del relieve (estructural) y del modelado (climático) de la cuenca mencionada, a fin de conocer su

"status". Otro propósito consiste en señalar la génesis y el comportamiento de los mecanismos, tanto internos como externos, que entran en juego en una interacción e interrelación que confieren dinamismo a la cuenca.

De acuerdo con tales propósitos, y sin pecar de falsa modestia, en este estudio se pretende desarrollar una metodología de orden práctico que sirva de modelo para futuros estudios geomorfológicos unitarios de cuencas hidrológicas, previendo su futuro acondicionamiento.

Debe reconocerse que esta metodología se inspira, en buena parte, en la utilizada por un grupo de investigadores de la sección de Geomorfología del Instituto de Geografía de la UNAM, cuyos criterios básicos son los siguientes:

- a) El establecimiento de un diagnóstico del medio natural, a nivel estático, a través del análisis de elementos tales como: marco estructural, características del relieve, comportamiento hidrológico, definición litológica, estudio climático, situación edáfica y características de la cubierta vegetal.
- b) Un manejo interrelacionado de todos y cada uno de dichos elementos, de acuerdo con principios geomorfológicos, para llegar a establecer un nivel dinámico en el que el pronóstico queda implícito.
- c) Una síntesis de hechos geomorfológicos, a fin de fundamentar lineamientos concretos y de uso práctico, para lo cual es necesaria la previa elaboración de una "carta de procesos" cuyo análisis permita explicarlos en su contexto dinámico, en los que la intensidad y frecuencia dependen, a la vez, de las características litológicas y estructurales, de las condiciones mesoclimáticas, del valor de la pendiente,

del grado de cubierta vegetal, de las propiedades estructurales y texturales de los suelos y, desde luego, de la intromisión humana, que es una de las principales causas del desequilibrio morfodinámico.

- d) La proposición de una zonificación con diferentes alternativas de uso del suelo, de acuerdo con las necesidades y premisas de un planeamiento integral.

Por último, y con el ánimo de que este estudio pueda resultar de interés para los estudiosos de la Geomorfología y para los especialistas del planeamiento regional, se ha organizado el trabajo en una forma más o menos temática de exposición, sin que ello signifique en modo alguno un criterio monográfico. Esta inquietud explica, también, el que se haya insistido en la definición de ciertos conceptos de base, principalmente de los que se refieren a los procesos morfoclimáticos. En efecto, sentimos que una buena parte de la escisión geomorfológica, antes mencionada, obedece a la carencia de comunicación, por no manejarse una terminología precisa y asequible.

2.0.0.0.0 LOS RASGOS DEL PAISAJE GEOMORFOLOGICO

La cuenca del río Tepeji se localiza en la porción centro-norte del Sistema Volcánico Transversal, que atraviesa la República Mexicana de este a oeste, aproximadamente a los 19° de latitud Norte, y se encuentra limitado al norte por la Altiplanicie Mexicana, al sur por la cuenca del Balsas-Mexcala, al oriente por la Sierra Madre Oriental y al occidente por la Sierra Madre Occidental.

A la cuenca de captación de los escurrimientos que reconocen como nivel de base local a la presa Taxhimay, corresponde la cuenca alta del río Tepeji en la cual el principal dren es el río San Jerónimo. En cambio, la cuenca baja, según criterio de la Secretaría de Recursos Hidráulicos, está representada por la superficie que capta los escurrimientos controlados por la presa Requena. Ambas subcuencas forman la cuenca del río Tepeji que, a su vez, queda integrada a la gran cuenca del Pánuco, una de las más importantes del país por los recursos hídricos que posee, misma que pertenece a la región hidrológica No. 26 (1).

El río San Jerónimo nace en los cerros Los Potrerillos y La Bufa; sus aguas, como ya se mencionó, están controladas por la presa Taxhimay, y al tramo comprendido entre ella y la confluencia con el río Tula se le conoce con el nombre de río Tepeji. Más adelante, y después de pasar por los valles de Ixmiquilpan y Tasquillo, el río Tula recibe las aportaciones del río San Juan del Río, formando así el río Moctezuma que, a su vez, alimenta al Pánuco, ya en la llanura costera,

(1) S.R.H. 1971, "Datos de los ríos Tula, San Juan del Río y Metztitlán (alto río Pánuco)". Boletín hidrológico No. 14, México.

para, finalmente, desembocar en el Golfo de México, cerca de la ciudad de Tampico, Tamps.

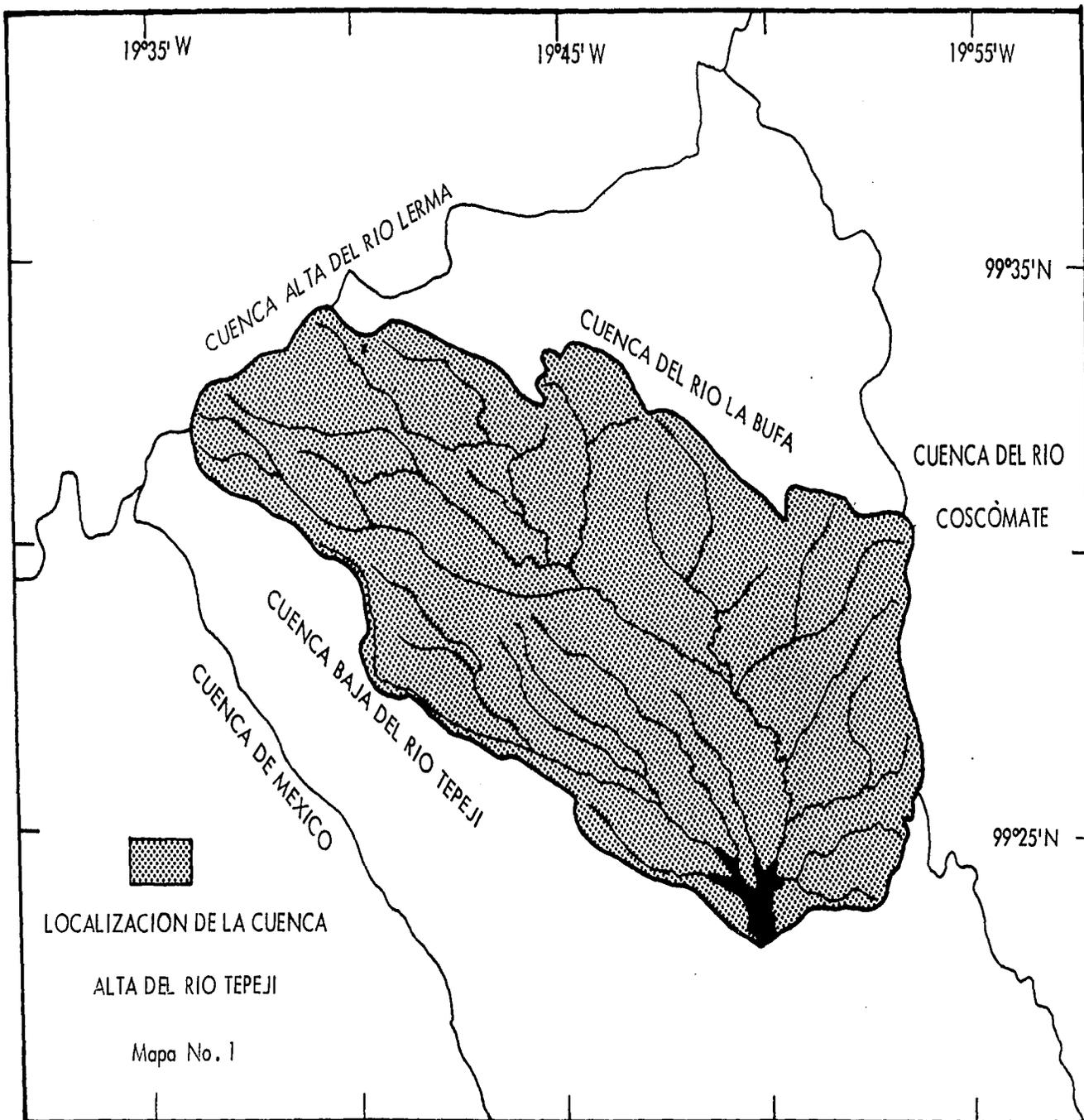
En cuanto a las sierras que sirven de límite a la cuenca del río Tepeji, éstas constituyen parte del gran complejo del Sistema Volcánico Transversal y son: por el sur y oeste, las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, y Las Masas; por el noroeste, la sierra de Jilotepec; por el noreste el macizo montañoso formado por los cerros Veinte Barrancas, La Idolatría, peña El Aguila y Los Jarros y, por último, al este, funciona como línea divisoria de las aguas el pedimento que, a manera de lomeríos, se desprende de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, con una pendiente que va descendiendo suavemente, en dirección suroeste-noreste.

Desde un punto de vista hidrológico, la cuenca alta del río Tepeji limita al noreste, este y sur, con la cuenca baja del mismo nombre; al noroeste, con la cuenca del río Coscomate, al oeste con la del río La Bufa y al suroeste con la cuenca alta del río Lerma.

Las aguas captadas por la cuenca en cuestión se almacenan en la presa Taxhimay, cuya capacidad es de 50 millones de metros cúbicos en un área de embalse de 380 ha.

Aguas arriba de la presa se construyó un canal que tiene su origen en el río San Luis (San Jerónimo), aprovechándose sus aguas para la generación de energía eléctrica en la planta hidroeléctrica Taxhimay, y aproximadamente un kilómetro aguas abajo de la presa se localiza la estación hidrométrica Calabozo, que ha registrado un escurrimiento medio anual de 73.9 millones de metros cúbicos.

El propósito del almacenamiento de agua en la presa, es el riego que beneficia a 5000 hectáreas de suelos agrícolas comprendidos entre la presa Taxhimay y la población de



Tepeji del Río. (2).

La superficie de la cuenca, de forma irregular, pero con tendencia elipsoidal, tiene su eje mayor en dirección suroeste-noreste, y, el menor, se orienta al sureste-noroeste; mide unos 354.8 km^2 , aproximadamente, de superficie, de los cuales 330.7 Km^2 corresponden al Estado de México y el resto, 24.1 km^2 , al Estado de Hidalgo.

Los cerros de mayor altura se localizan al sur, oeste y noroeste de la cuenca.

Como la cuenca del río Tepeji limita hacia el este con la cuenca de México, se supone que entre ellas existe una correlación genética, dadas las características estructurales y litológicas comunes. La cuenca en estudio pertenece a un vasto complejo volcánico del terciario medio (neógeno), de composición petrográfica muy variada, formado por la base de las sierras que limitan la zona. Estos elementos del terciario medio (neógeno) se hallan coronados por los últimos restos de volcanes pliocénicos que derramaron sus lavas sobre un paisaje previamente nivelado y, por tanto, bastante plano. Subsecuente a un periodo de fracturamiento ocurrido probablemente en el plioceno medio, que dio origen a bloques estructurales, se formaron extensos abanicos aluviales que descendieron por los flancos de las sierras hacia el plano, y el hecho de que conserven sus estructuras originales hace suponer que éstos son recientes.

Existen indicios de que a fines del terciario (neógeno) tuvieron lugar importantes erupciones que produjeron

(2) S.R.H. 1971, "Región hidrológica No. 26 parcial. Cuenca del río Tula. Datos hidrométricos". Boletín hidrológico No. 45. tomo 1, México.

aludes ardientes y lahares cuya sobreposición acumulada formó extensos lomeríos al pie de las sierras, en un complejo litológico conocido como formación Tarango. Posterior a una etapa de erosión, durante el cuaternario medio y superior se desarrolló nuevamente vulcanismo, ahora esencialmente andesítico y basáltico (3).

En el área estudiada se encuentran fundamentalmente tres principales tipos de estructuras:

Las elevaciones. Corresponden a las altas montañas y forman los macizos de Monte Alto y Monte Bajo, Las Masas y Jilotepec, cuya génesis es volcánica en sus inicios, pasando después a una actividad tectónica en la que los procesos de fracturamiento y levantamiento son los más importantes.

En estas estructuras la red fluvial está representada esencialmente por corrientes rectilíneas; se observa que los cursos inciden tanto en las zonas de debilidad estructural como litológica, siguiendo el sistema de fracturamiento principal. En la sierra de Monte Alto y Monte Bajo las corrientes más importantes tienen una dirección nornoreste, en la sierra de Las Masas el rumbo es este-oeste y en la sierra de Jilotepec la orientación de las corrientes es noreste y noroeste.

Otra peculiaridad de las elevaciones es que su altura sobrepasa los 3000 m, y su composición litológica es heterogénea: a base de andesitas, traquiandesitas, fonolitas y brechas volcánicas cuya coloración, compactación y estados de alteración son muy diversos.

La litología, junto con otros elementos (clima, re-

(3) Mooser, F. 1961, "Informe sobre la geología de la cuenca del Valle de México y zonas colindantes". S.R.H. Comisión hidrológica de la cuenca del Valle de México, tomo I, México.

lieve, etc.), interviene en la formación de los suelos, los cuales muestran poca edad y desarrollo en las elevaciones, ya que sus características señalan sus semejanzas con el material litológico, indicando en esta forma su corta evolución; en gran parte son Andosoles; sólo en algunos afloramientos rocosos hay Litosoles, pero, en general, son suelos profundos y, por sus cualidades edafológicas (materia orgánica, pH, fertilidad, textura, etc.), son aptos para la vegetación que sustentan.

Fundamentalmente la vegetación es de bosque de coníferas (oyameles y pinos) y de árboles caducifolios, pero se encuentra pastizal natural en algunos valles y planicies intermontanas. Los bosques presentan diferentes grados de conservación, pues son objeto de continuas talas irracionales, para utilizar la madera como leña, o están sujetos a la explotación para obtener resinas; los pastizales, por su parte, también se encuentran degradados, ya que están expuestos al sobrepastoreo.

Por las condiciones atmosféricas (precipitación, temperatura, humedad, vientos, etc.) y los factores (relieve, vegetación, posición geográfica, etc.) que influyen en el clima, éste es templado subhúmedo, con lluvias de verano.

Este subtipo climático es definitivo en el desarrollo de los procesos geomorfológicos que actúan modelando el relieve preexistente. Los principales procesos que se distinguen en las elevaciones son: intemperismo físico-químico y biológico; procesos gravitacionales tales como la sufosión, coluviamiento, derrumbes, deslizamientos, solifluxión y reptación; y procesos hídricos (escurrimiento hipodérmico, escorrentías de tipo laminar y escurrimiento superficial).

Pedimento. La segunda estructura está constituida por una subplanicie de piedemonte, o pedimento, que está re-

presentada por una zona de lomeríos. Aquí también se observa un control estructural en las corrientes, las cuales siguen cursos paralelos entre sí, con dirección general nornoreste. Su litología está compuesta por depósitos volcánicos heterogéneos constituidos por aglomerados, brechas volcánicas, tobas y horizontes de suelos fósiles que se encuentran lo mismo estratificados que en una disposición caótica.

Edafológicamente esta unidad es más variable que la anterior: hay suelos formados "in situ", otros son transportados, algunos más arcillosos; el espesor, el contenido de materia orgánica, la textura y la fertilidad también difieren, ya que, además de existir un cambio litológico, el equilibrio natural se encuentra más alterado por la influencia antrópica. En esta unidad hay Luvisoles, Feozem, Vertisoles y Litosoles (estos últimos en zonas desprovistas de la cubierta vegetal).

La vegetación se caracteriza principalmente por bosque de encinos, matorral subinermecaducifolio, gramíneas y cultivos, elementos muy degradados como consecuencia de la mala utilización que se hace de ellos; en efecto, los bosques son talados, en tanto que las gramíneas están sujetas a un sobrepastoreo excesivo.

El clima continúa siendo templado subhúmedo, con lluvias de verano, y es por esto que los procesos dominantes son los hídricos; la escorrentía, tanto la difusa fuerte como la concentrada, aunada a los escurrimientos, son los encargados de retocar el paisaje.

La depresión Taxhimay. Por último, está un tercer elemento, la planicie de la cuenca hidrográfica o depresión Taxhimay, en donde existen varios tipos de relieve que varían entre sí, ya sea por sus pendientes, por sus estructuras o por su litología. Al igual que en las unidades anteriores, los escurrimientos siguen un patrón estructural. La composición litológica es la siguiente: depósitos volcánicos heterogéneos cuya consti-

tución es semejante a la zona de lomeríos, y material aluvial depositado en las orillas de los ríos y arroyos principales. Estos depósitos son el resultado de la erosión que sufrieron las rocas de las unidades estructurales antes mencionadas. Consecuentemente, los suelos de la depresión son muy heterogéneos en todas sus características (material parental, espesor, contenido de materia orgánica, etc.).

La vegetación de esta unidad es de bosques de encino muy aislados y degradados, matorral, pastizal, y numerosos cultivos, ya que aquí es donde se encuentra la mayor superficie de labor.

El clima es también templado subhúmedo, con lluvias de verano, pero ya se nota una ligera diferencia en humedad; esta zona es menos húmeda que las anteriores, según lo demuestran los datos climáticos analizados, y esto es consecuencia de factores topográficos, de vegetación y, sobre todo, antrópicos.

También los procesos predominantes que se presentan son hídricos, sólo que en este caso el sistema morfodinámico se ve activado por la intervención humana, al hacer uso de la tierra para diversos fines, sin realizar la debida planeación, alterando en esta forma el equilibrio natural de la parte centro-norte de la cuenca.

3.0.0.0.0 LAS CONDICIONES DE SU FORMACION

Basados en la colindancia que existe entre la cuenca del río Tepeji, objeto de este estudio, y la cuenca de México, es posible extrapolar los datos que sobre el origen de la última realizó F. Mooser ⁽³⁾.

La cuenca del río Tepeji quedó constituida en la era cenozoica, o sea que, en la escala del tiempo geológico su formación es reciente. Se considera que desde el oligoceno medio (Pg_3^2)* hasta fines del mioceno (N_1^3) tuvo lugar la aparición del grupo volcánico más antiguo que aflora en la cuenca de México; dicho grupo, según Mooser ⁽³⁾, pertenece a la serie Xochitepec y forma la base de la sierra de Las Cruces cuyas estribaciones (Monte Alto y Monte Bajo) se introducen en la cuenca del río Tepeji.

Los productos volcánicos depositados, de la serie mencionada, son múltiples y considerables y datan de hace aproximadamente 22 millones de años. Se reconocen restos de enormes volcanes estratificados, corrientes de lava, tobas, brechas, suelos fósiles, depósitos laháricos y depósitos fluviales, pero con la circunstancia de que no se conservó ninguna formación volcánica importante, ya que todo está muy alterado. Se trata de una formación volcánica en la que en la actualidad es difícil establecer diferencias estratigráficas o reconocer discordancias. Esta actividad volcánica fue calmándose hacia fines del mioceno (N_1^3), al mismo tiempo que

(3) Mooser, F. 1961, op. cit.

* En lo sucesivo se utilizará la nomenclatura cronológica aprobada internacionalmente. Para ubicar al lector en el uso de esta nomenclatura véase cuadro adjunto.

(3) Mooser, F. 1961, op. cit.

NOMENCLATURA GEOLOGICA INTERNACIONAL

Cuadro No. 1

ERA	PERIODO	E P O C A		CLAVE		
C E N O Z O I C O	CUATERNARIO	(Q) ANTROPOGENO	HOLOCENO (Reciente)	Q _{IV}		
			PLEISTOCENO	Q _{III}	tardío	
				Q _{II}	medio	
	Q _I	temprano				
	O I A R I A C I O	(N) NEOGENO	PLIOCENO N ₂	N ₂ ³	tardío	
				N ₂ ²	medio	
				N ₂ ¹	temprano	
			MIOCENO N ₁	N ₁ ³	tardío	
				N ₁ ²	medio	
				N ₁ ¹	temprano	
		T E R C I A R I O	(Pg) PALEOGENO	OLIGOCENO Pg ₃	Pg ₃ ³	tardío
					Pg ₃ ²	medio
					Pg ₃ ¹	temprano
				EOCENO Pg ₂	Pg ₂ ³	tardío
					Pg ₂ ²	medio
					Pg ₂ ¹	temprano
	PALEOCENO Pg ₁			Pg ₁ ³	tardío	
				Pg ₁ ²	medio	
				Pg ₁ ¹	temprano	

los procesos erosivos* modelaban el paisaje suavizando sus formas. En la actualidad, la superficie de la serie Xochitepec puede ser reconocida a los 3000 m. de altitud en la sierra de Las Cruces.

Posteriormente, después de un lapso de relativa inactividad volcánica simultánea a una acción erosiva, se reanudó el vulcanismo durante el plioceno (N_2), al que se le asigna un lapso de 9 millones de años; probablemente ya en el plioceno medio (N_2^2), al surgir las primeras emisiones de lavas andesíticas se empiezan a formar los macizos de la sierra de Las Cruces (serie volcánica de la sierra de Las Cruces) que, junto con los productos de la serie Xochitepec, constituyen el basamento principal de las formaciones volcánicas posteriores.

Durante el plioceno tardío (N_2^3) se formaron los complejos volcánicos, actualmente erosionados, del cerro del Tigre, cerca de Atizapán de Zaragoza y de la sierra de Tepetzotlán, los cuales limitan la cuenca del río Tepeji por el este, en tanto que la sierra de Las Masas y la sierra de Jilotepec surgían por el oeste. Ya a fines del plioceno (N_2^3) la actividad volcánica disminuyó, predominando, entonces, un tectonismo importante que produjo grandes afallamientos en bloque que se pudieron comprobar durante la perforación del túnel del Lerma, dentro de la sierra de Las Cruces. En la cuenca en estudio este tectonismo también está manifiesto, y se deduce indirectamente al observar que los bloques elevados que forman las serranías terminan casi siempre en forma abrupta-

* Para utilizar una expresión más usual, aunque menos precisa, en lo sucesivo, al referirnos a los procesos niveladores del terreno se utilizará el término "procesos erosivos" en lugar de "procesos denudatorios".

ta y con flancos escarpados.

Este afallamiento en bloques dio lugar a la efusión de las series de lavas que actualmente coronan la sierra de Las Cruces, fenómeno que se manifestó con emisiones de avalanchas ardientes formadas por abundante material piroclástico que constituyen la mayor parte de los depósitos hoy llamados Tarango inferior, a los que se asigna un periodo de formación muy corto. Una característica litológica que resalta en estos depósitos es el estado caótico en el cual aparecen fragmentos angulares, grandes y chicos de andesitas, y pómez cementados en una matriz de vidrio volcánico color rosa, frecuentemente alterados; también abundan, en la parte superior de cada elemento, los horizontes de suelos derivados de la alteración de las cenizas.

Posteriormente a estos sucesos, y gracias a una condición climática semiárida en la que torrenciales lluvias alteraban las formaciones poco consolidadas, se comenzaron a depositar extensos abanicos aluviales a base de elementos que se formaron por importantes series de material clástico y poligénico, derivados de la erosión de los cuerpos del neógeno (N), conteniendo además, gruesos horizontes de tobas pumíticas y horizontes de suelos.

En la actualidad es difícil encontrar una superficie estructural conservada, ya que el terreno se haya muy disecado por la acción de los ríos que han cortado dichos materiales formando numerosas barrancas que se profundizaron cada vez más, debido a un proceso de levantamiento que se continúa, y a que las condiciones climáticas del pleistoceno, en el cual prevaleció el frío y la humedad, ocasionaron una erosión muy marcada en los depósitos poco resistentes del Tarango inferior.

Ya durante el pleistoceno nuevos impulsos tectónicos originaron otra etapa de vulcanismo esencialmente andesítico, caracterizado por la emisión de enormes nubes ardientes que bajaron por las barrancas, relleniéndolas con su material arenoso y brechoide, a la vez que cocían los suelos existentes debajo de ellas. Para F. Mooser ⁽³⁾ los depósitos Tarango están constituidos por la formación Tarango inferior y por la formación Tarango superior, siendo esta última la que se originó por los depósitos de las nubes ardientes pleistocénicas. En cambio, para K. Bryan ⁽⁴⁾, quien definió la formación Tarango, no existe una división de ésta, por tanto, para este estudio, en lo sucesivo no se hará tal división.

Finalmente, ya en el pleistoceno medio y tardío (Q_{II} y Q_{III}) ocurrió una emisión de lavas basálticas que aparecieron simultáneamente con lluvias de material volcánico cubriendo la formación Tarango, aunque sin llegar a alcanzar grandes espesores. Por otra parte, el sistema fluvial, que tenía como nivel de base una zona lacustre (depresión Taxhimay), causó la acumulación de depósitos clásticos fluviales en el fondo de los valles y de la zona lacustre, constituyendo un depósito denominado serie clástica fluvial y aluvial del pleistoceno. Esta serie se caracteriza por los numerosos componentes muy redondeados contenidos en sus bancos, y es en este complejo heterogéneo de materiales donde se han ido entallando los cauces de las corrientes alimentadoras de la presa Taxhimay.

(3) Mooser, F. 1961, op. cit.

(4) Bryan, K. 1948, "Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie Mexicana en relación a los cambios climáticos". Bol. Soc. Geol. Mexicana, V. 13, pp. 1-20, México.

4.0.0.0.0 EL MARCO ESTRUCTURAL

La cuenca alta del río Tepeji, de forma ovalada, se extiende con dirección nornoreste. Su longitud máxima en esta misma dirección alcanza 34.5 km. y el eje máximo transversal, en la parte central, mide aproximadamente 13.5 km.

Genéticamente está íntimamente relacionada con otras estructuras tectónicas de primer orden: la planicie de la cuenca de México y el Sistema Volcánico Transversal. La primera es una planicie regional (a más de 2000 m. de altura) en donde predominan depósitos acumulativos de tipo fluvial, lacustre y volcánico; la segunda está constituida por las elevaciones volcánicas que atraviesan la República Mexicana a la altura del paralelo de 19°, que se levantan ya sea como elevaciones aisladas o, bien, formando macizos volcánicos sobre una altiplanicie subhorizontal.

La actividad volcánica y tectónica que dio origen al Sistema Volcánico Transversal motivó la formación de numerosas cuencas hidrográficas, algunas de grandes dimensiones como la cuenca de México, ya mencionada, y otras menores como la que es motivo de este estudio, junto con las que la limitan: cuenca del río La Bufa, por el oeste, y cuenca baja del río Tepeji, por el este.

Para poder comprender el marco estructural en el cual se inserta nuestra cuenca hidrográfica, es necesario estudiar, por una parte, los aspectos morfoestructurales, dada la presencia de un relieve y, por otra, las características litológicas de los materiales que componen dicho relieve. El análisis de estos aspectos entra en el dominio de la geomorfología y de la geología, disciplinas concurrentes y complementarias.

1.0.0.0 Aspectos Geomórfico-Estructurales

El relieve de la cuenca es el resultado de una interacción de procesos endógenos y exógenos.

Los procesos endógenos formadores del relieve son de dos tipos: tectónicos y volcánicos; los tectónicos, a su vez, pueden expresarse por movimientos verticales (plicativos) y por fracturamientos. Los procesos exógenos actúan en estrecha relación con los anteriores, y son la denudación (removimiento del material preparado por la intemperización), y la acumulación, aspectos que se analizan más adelante con cierto detalle.

Este breve análisis geomorfológico estructural se apoya en el estudio del relieve desde los puntos de vista genético, morfológico y cronológico. El método de investigación que se siguió, cuyo resultado es la carta morfoestructural, se basa en diversos trabajos geomorfológicos soviéticos.

En el área estudiada existen dos tipos principales de estructuras:

a) Las elevaciones. Altas montañas o macizos volcánicos que tienen su origen en la actividad de los procesos endógenos: el vulcanismo en primer término y los movimientos tectónicos de levantamiento y de fracturamiento en segundo. A su vez, estos procesos endógenos determinan la intensidad de los procesos exógenos, mediante la denudación que nivela el relieve, y la acumulación.

b) La planicie de la cuenca hidrográfica. Es el segundo elemento estructural de importancia y abarca distintos tipos de relieve que se diferencian entre sí por sus pendientes, litología génesis, etc.

c) Se puede citar un tercer elemento puente entre los dos an-

teriores: un pedimento o subplanicie de piedemonte que une los macizos volcánicos con la planicie o depresión.

En una regionalización geomorfológica podemos reconocer las siguientes unidades:

1.1.0.0 Unidades morfoestructurales

1.1.1.0 Macizos volcánicos (elevaciones tectovolcánicas)

1.1.1.1 Sierras de Monte Alto y Monte Bajo

1.1.1.2 Sierra de Las Masas

1.1.1.3 Sierra de Jilotepec

1.1.2.0 Pedimento (subplanicie de piedemonte)

1.1.2.1 Pedimento Villa del Carbón

1.1.2.2 Pedimento La Soledad

1.1.3.0 Depresión residual Taxhimay (planicie)

1.1.1.0 Macizos volcánicos (elevaciones tectovolcánicas).

Estas estructuras volcánicas dispuestas a manera de sierras, se formaron por la emanación de grandes volúmenes de magma a través de una zona de fracturamiento que, según Mooser⁽³⁾, se originó en el terciario medio, y cuya actividad prevalece aún en la actualidad.

Esta zona de fracturas, continuación del alineamiento Chapala-Acambay, que se considera un ramal del sistema de fallas de San Andrés, baja por el golfo de California hasta las Islas Marías y, desde la costa de Nayarit, atraviesa la República en dirección general del sureste, con un componente oriental en la zona en estudio⁽⁵⁾.

(3) Mooser, F. 1961, op. cit.

(5) Durán, C. Judith y otros, 1973, "La depresión Chapala-Acambay-México-Oriental". Tesis profesional, UNAM, México.

El material que surgió por dichas fracturas y fallas fue esencialmente andesítico en el neógeno y andesítico-basáltico desde el cuaternario.

1.1.1.1 Sierras de Monte Alto y Monte Bajo.

Son estribaciones de la sierra de Las Cruces, con un rumbo general de sureste a noreste. En la zona constituyen una sierra de tipo andesítico, con abundantes derrames de diversos espesores, que alternan con brechas y depósitos de material piroclástico.

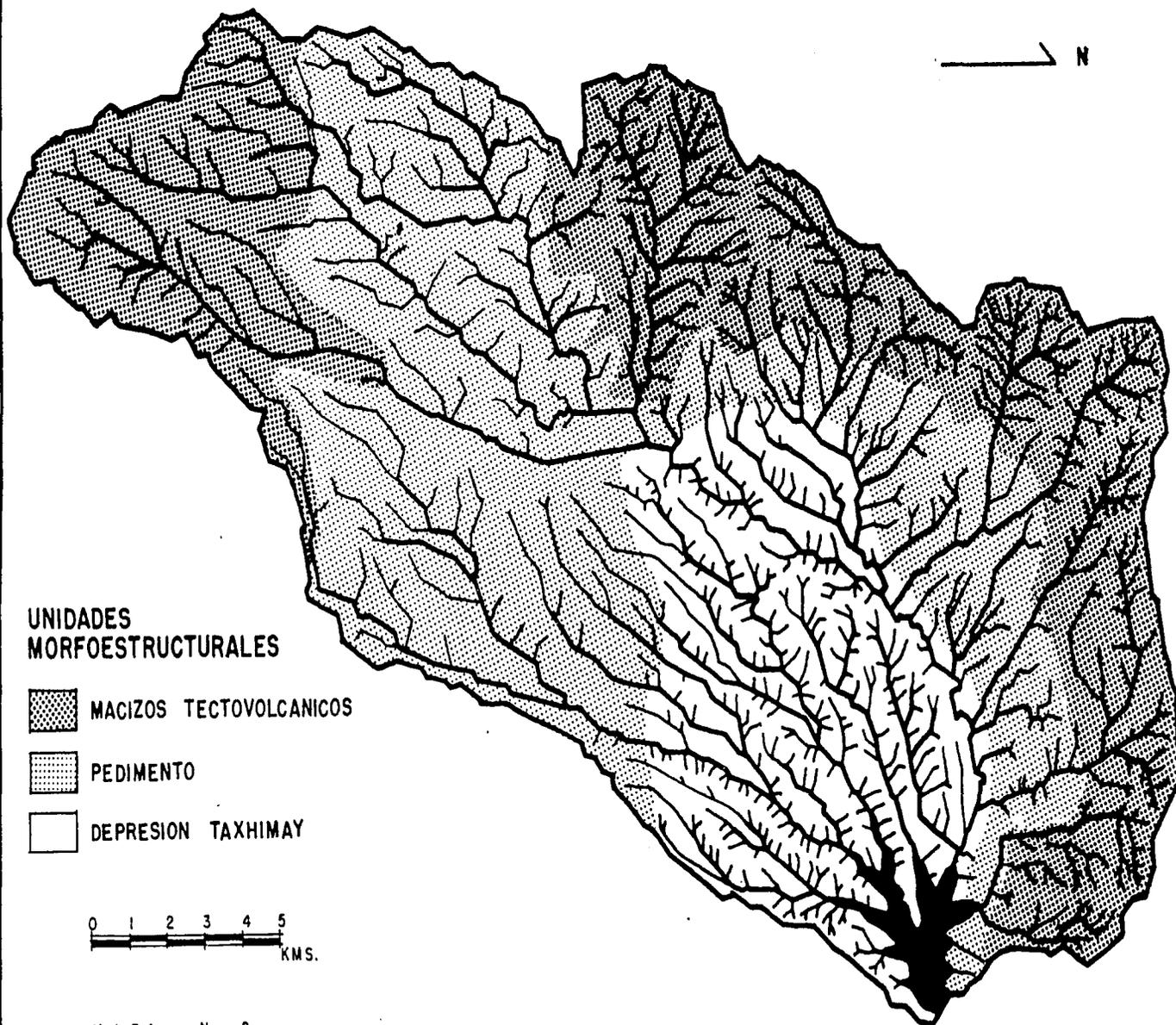
Estas sierras han estado sujetas a un tectonismo intenso desde fines del plioceno (N_2^3) y los esfuerzos que las originaron en su mayoría deben haber sido tensionales, dando lugar a un sistema de fracturas y fallas que se cortan en diferentes direcciones como resultado de los paulatinos movimientos que se han sucedido. Las fallas y fracturas, a su vez, han influido en el relieve al formar declives prominentes y, en ocasiones, acantilados de paredes con fuerte pendiente, como en el caso de las enérgicas laderas en donde se inician las corrientes formadoras del río San Jerónimo, aprovechando grandes fracturas que corren con dirección general nornoreste (véase mapa No. 2).

Los focos eruptivos en esta estructura son difícilmente reconocibles y prácticamente no existen señales evidentes de erupciones por grietas y fracturas. Los picos más elevados son el cerro Los Potrerillos (3600 m.) y el cerro La Bufa (3490 m.) que presenta todas las características de un cuello volcánico.

1.1.1.2 Sierra de Las Masas.

Es una sierra cuya estructura volcánica está formada por derrames andesíticos y brechas que tuvieron origen en

CONTROL ESTRUCTURAL DE LA RED HIDROGRAFICA
CUENCA ALTA DEL RIO TEPEJI, HGO.



UNIDADES
MORFOESTRUCTURALES

-  MACIZOS TECTOVOLCANICOS
-  PEDIMENTO
-  DEPRESION TAXHIMAY

0 1 2 3 4 5
KMS.

en el neógeno (N) y en pleistoceno temprano (Q_1), y también por afloramientos de fonolitas que hicieron su aparición en el cuaternario (Q) en el reciente (Q_{IV}); estos últimos materiales salieron a la superficie por grietas que se originaron por los movimientos tensionales que sufrió la zona, y sus estructuras se encuentran bien conservadas. Los edificios volcánicos que sobresalen son los siguientes: cerro Monte de Peña (3090 m.), cerro Los Idolos (3110 m.), cerro Iglesias Viejas (2950 m.), cerro Las Piedras Coloradas (3100 m.), cerro Las Animas (3070 m.) y cerro Peña (3090 m.).

1.1.1.3 Sierra de Jilotepec.

También es una estructura volcánica que comenzó a constituirse en el neógeno (N) y en el pleistoceno temprano (Q_1), al igual que la sierra de Las Masas; su composición es andesítica principalmente y fonolítica en afloramientos de poca extensión.

Esta sierra ha sido también afectada por movimientos tectónicos que han causado un sistema de fracturas que corren en diferentes direcciones, dominando el rumbo suroeste-noreste, como puede apreciarse en las cartas morfoestructural y litológica (véanse mapas No. 3 y No. 4). Varios edificios constituyentes de la sierra siguen un alineamiento que posiblemente coincida con una fractura o falla por la cual emanaron las lavas que los originaron. Estos edificios son: el cerro Verde (2960 m.), cerro Las Pilas (2920 m.), cerro El Castillo (3120 m.) y otros dos innominados que sobrepasan los 2900 m. En la sierra existen otros edificios volcánicos que no siguen una dirección precisa y son: cerro El Ojo de Agua (2780 m.), cerro Los Baños (2960 m.), cerro El Campamento (2870 m.), cerro El Ocote (2790 m.), cerro De Madó (2940 m.), cerro Iglesia Vieja (3130 m.), cerro El Escorpión (2770 m.) y

cerro Blanco (2700 m.).

En la parte más elevada y oriental de esta estructura se observan pequeños acantilados y barrancas con paredes abruptas; en cambio, en el flanco occidental existe un relieve menos enérgico.

Al noreste de la cuenca hay una pequeña sierra que se considera como una estribación de la sierra de Jilotepec, separada únicamente por el puerto El Panal; su composición también es de rocas andesíticas y brechas cuya matriz es tobácea con fragmentos andesíticos. Los edificios volcánicos de esta sierra tienen alturas menores que los de la sierra anterior, y entre los más representativos están: los cerros Veinte Barrancas (2760 m.), La Idolatría (2730 m.), El Aguila (2670 m.) y el cerro Los Jarros (2650 m.). También aquí el tectonismo actual ha dejado sentir su influencia, al originar una red de fracturas en diferentes direcciones (véanse los mapas No. 3 y No. 4).

1.1.2.0 Pedimento (subplanicie de piedemonte).

Se trata de una zona de lomeríos correspondiente con la unidad litológica que en el mapa (No. 4) se marcó como depósitos volcánicos heterogéneos similares a los depósitos Tarango, que se caracterizan por ser depósitos clásticos (gravas, arenas, limos y depósitos pumíticos). Estos sedimentos se depositaron en una superficie de erosión desarrollada sobre rocas más antiguas, gracias a una condición climática de carácter semiárido. Aquí también los movimientos de tipo tensional han afectado esta zona que, probablemente, formaba un talud transicional entre las sierras y la planicie, dando lugar a un sistema de fracturas y fallas profundas que se reflejan en la superficie por una topografía de lomeríos y abarrancamientos, como ya se expresó.

1.1.2.1 Pedimento Villa del Carbón.

Se localiza al norte de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, aproximadamente desde la cota de los 2600 m. a los 3000 m. de altitud; continúa hacia el este de la sierra de Las Masas, en donde se reduce considerablemente, y en este sitio abarca una superficie que va de los 2450 m. a los 2600 m. de altitud.

En la parte más amplia de este pedimento se encuentran varias planicies elevadas, con escaso desarrollo fluvial, que de este a oeste son: Loma Alta, San Lucas, El Ocotil, Llano de Zacapexco, Los Arana y La Esperanza. Por el contrario, en su parte angosta el relieve es más uniforme y poco disecado.

La alineación del sistema de fracturas (inferido), es predominantemente nornoreste.

1.1.2.2 Pedimento La Soledad

Se encuentra el sureste de la sierra de Jilotepec, desde la cota de los 2300 m. hasta los 2400 m. de altitud; es mucho más angosto que el pedimento anterior, su relieve es más o menos uniforme y su disección es moderada; en esta zona las corrientes que desembocan en el río La Bufa (San Jerónimo) toman una dirección noreste, debido a que sufre un arqueamiento estructural cerca de la latitud de los 19° 49' Norte.

1.1.3.0 Depresión residual Taxhimay (planicie).

Se localiza en la parte centro-nororiental de la cuenca, está limitada al norte por el pedimento de La Soledad, al sur y este por el de Villa del Carbón.

El estudio litológico practicado en esta depresión,

así como la historia geológica del área nos permiten deducir, desde un punto de vista regional, que esta depresión formaba parte de una cuenca lacustre de mayores dimensiones que, por efecto de la actividad tectónica y volcánica, sufrió un levantamiento con respecto al antiguo nivel de base, ascenso que probablemente continúa en la actualidad, convirtiéndola, así, en una cuenca residual. La respuesta a tal levantamiento fue un intenso desarrollo de barrancos muy activos, con interfluvios dispuestos a manera de lomeríos, según pudo apreciarse en el trabajo de campo. La actividad tectónica ha originado un sistema de fracturas de dirección noreste, con un marcado paralelismo entre sí, y otros sistemas de fracturas secundarios, con dirección oeste-este. Los ríos y arroyos localizados en esta unidad estructural han aprovechado estas líneas de debilidad, para labrar sus cauces, de modo que la mayor parte de las corrientes siguen ángulos casi rectos, como, por ejemplo, en el inicio del arroyo Santa María, al este de la cuenca, demostrando una vez más que el drenaje está controlado por la estructura. La misma presa Taxhimay está enclavada en una falla donde el bloque levantado, que se encuentra hacia el sureste, presenta marcadamente los espaldones.

Como quedó expresado, toda la cuenca está aún sujeta a movimientos tectónicos, pero sobre todo en esta unidad, en la depresión abundan áreas que han sufrido colapsos recientes, lo cual se deduce por la disposición de sus paredes que son casi verticales, que no muestran una erosión intensa y en donde, además, la parte caída (en un resalto de falla) encaja perfectamente en la porción superior, de la cual se desprendieron tal como si fuera un rompecabezas.

Del río San Jerónimo, hacia el este, y de Villa del Carbón, hacia la presa Taxhimay, las lomas presentan un paralelismo bastante claro: de este a oeste están: La Tórtola,

El Ocote, El Tanque, La Cebada, La Carrera y Loma de Pendo, esta última al oeste de la presa Taxhimay.

1.2.0.0 Tipos de relieve

La clasificación de tipos del relieve parte de la concepción teórica del origen de los mismos, esto es, formados por procesos endógenos y exógenos en estrecha relación.

1.2.1.0 Relieve tectovolcánico-denudatorio.

Representa a las vertientes de los macizos volcánicos antiguos* que deben su forma actual a los siguientes procesos: volcánicos (depósitos de lavas y materiales piroclásticos), tectónicos (movimientos verticales de levantamiento) y denudatorios (depósitos gravitacionales, erosión**, etc.).

Las sierras de Monte Alto y Monte Bajo presentan en la morfología de sus vertientes, características diferentes a las de las otras sierras; una de las razones de este hecho debe atribuirse a la distinta edad geológica de las mismas; en efecto, la antigüedad de las sierras de Las Masas y de Jilotepec es menor.

En las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, y hasta los 3000 m., predominan las pendientes suaves que se incrementan sensiblemente en vigor conforme se asciende, pero sin llegar a ser muy enérgicas; sólo en sitios muy localizados la pendiente es francamente fuerte. Aquí el grado de disección es moderado y las corrientes principales siguen una orientación nornoreste, lo que nos define la dirección principal de

* Convencionalmente se denomina antiguas a las estructuras volcánicas anteriores al cuaternario, y actuales a las de edad holocénica.

**Sinónimo de desgaste por acción fluvial, según criterio soviético.

las fracturas; otra dirección secundaria es la oestenoeste, que coincide con una falla normal que separa dos bloques comprendidos en estas sierras.

En estas mismas, los tipos de relieve erosivo no se representan cartográficamente, puesto que los valles erosivos en las vertientes, muy estrechos y profundos, escapan a la escala utilizada en la carta morfoestructural.

En cuanto a las vertientes de las sierras de Las Masas y Jilotepec, éstas presentan características morfológicas similares entre sí, con pendientes de valor semejante, un grado de disección moderado en ambas, redes fluviales representadas por corrientes rectilíneas y altitudes correspondientes.

En la sierra de Las Masas las corrientes principales siguen un alineamiento sensible oeste-este, pero sufren un cambio brusco en su dirección hacia el noreste, mismo que coincide con otro cambio en la pendiente, atribuido al levantamiento explicado en páginas anteriores.

En la sierra de Jilotepec el sistema de fracturas sigue dos orientaciones: una noreste y otra noroeste. Los valles fluviales representan un relieve eminentemente erosivo, mismo que tampoco queda representado en la carta morfoestructural, por las razones de escala ya mencionadas.

En estos dos macizos volcánicos descritos, cuyo relieve es francamente tectovolcánico, resaltan las altas montañas con pendientes fuertes, formando cuerpos volcánicos bien definidos; su edad está dada por la geología. En cuanto a la edad geomorfológica de todas estas sierras, sólo es relativa; sin embargo, también con base en la geología, se propone el plioceno-holoceno (N_2-Q_{IV}) para las vertientes de

Monte Alto y Monte Bajo, y plioceno tardío-holoceno (N_2^3 -Q_{IV}) para las vertientes de las sierras Las Masas y Jilotepec.

1.2.2.0 Relieve acumulativo-denudatorio (depósitos volcánicos y de acarreo).

Este tipo de relieve corresponde a la parte comprendida entre las sierras y la planicie de la cuenca, se extiende en forma de una franja amplia al norte de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, sigue paralelamente a la sierra de Las Masas, donde se estrecha y continúa (ya más ancha) equidistante a la sierra de Jilotepec. En la carta morfoestructural se puede apreciar que el mayor desarrollo de este tipo de relieve se ha producido simultáneamente al desarrollo de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo.

Este relieve es de carácter complejo; por un lado, el desarrollo de una estructura montañosa provocó su auto-denudación, lo que dio origen a una planicie de piedemonte (subhorizontal), que actualmente une los altos macizos montañosos con la planicie de nivel de base; más tarde, en su composición heterogénea intervienen no sólo materiales de acarreo, sino depósitos de origen volcánico del tipo de piroclastos y nubes ardientes. Estos sucesos son los que generaron el pedimento.

En general, el grado de disección es débil y sólo localmente se desarrollan formas erosivas de importancia, como el crecimiento de barrancos de la planicie acumulativa hacia la subplanicie acumulativo-denudatoria, en un proceso de retrogradación de las cabeceras de las cárcavas. En la carta morfoestructural sólo se representan los tipos de relieve erosivo que tienen mayor grado de desarrollo; esto es, aquellos valles donde la erosión y la denudación han actuado con mayor intensidad tanto en profundidad como en sentido horizontal.

1.2.3.0 Relieve acumulativo-denudatorio y erosivo-denudatorio.

Estos dos tipos de relieve caracterizan a la depresión Taxhimay.

En esta unidad diferenciamos dos tipos de relieve íntimamente ligados desde el punto de vista genético: uno correspondiente a una superficie ondulada, originada inicialmente por procesos acumulativos y posteriormente afectada por procesos denudatorios (niveladores); otro a base de formas erosivas (barrancos) que ocupan una parte considerable de la depresión Taxhimay. De hecho, en esta zona el grado de disección es muy intenso, con la particularidad de que se efectúa tanto en sentido vertical como horizontal.

La cota más baja de la planicie se encuentra a la altura de la presa (2220 m.), alcanzando su máxima altitud hacia su extremo sur, cerca de los 2600 m.. Los barrancos están dispuestos casi paralelamente, su profundidad alcanza en promedio 90 m. y su anchura unos 350 m., y en su orientación siguen un rumbo nor-noreste, hasta aproximadamente los 19° 49' de latitud Norte, donde sufren un arqueamiento hacia el este, provocado por el levantamiento activo de la parte baja de la depresión.

Las formas erosivas del relieve, analizadas en su orientación, configuración y desarrollo, permitieron inferir un control estructural y litológico a partir de fracturas con una orientación noreste; aquí se presenta el mayor grado de disección de toda la cuenca hidrográfica, a pesar de ser la unidad de menor pendiente (menos de 3°), por lo que la intensa actividad en el abarrancamiento debe explicarse por la influencia de los siguientes factores: por un lado la acción de procesos endógenos con una tectónica de carácter emergente

que clausura la antigua cuenca de acumulación fluviolacustre, y, por otro, la presencia de procesos exógenos de orden climático en los que la pluviosidad es el principal factor que contribuye al rápido crecimiento de los barrancos.

La edad de este relieve es muy reciente, y con base en los estudios litológicos y morfológicos realizados por nuestra cuenta, proponemos una edad holocénica (Q_{IV}). Creemos, además, que la extinción de la cuenca lacustre por un neotectonismo, cuyo levantamiento propició las formas erosivas que observamos en nuestros días, coincide con la aparición del holoceno.

1.2.4.0 Relieve acumulativo (fluvial).

Este relieve acumulativo representa los depósitos de cauce y de llanura aluvial escasamente localizados en la cuenca.

2.0.0.0 Características Litológicas

Para complementar la información geológica consultada, se llevó a cabo una fotointerpretación sobre pares estereoscópicos a escala 1: 25000, diferenciando unidades litológicas y rasgos estructurales; se utilizaron como base topográfica para vaciar la información, las cartas a escala 1: 50000, elaboradas por la Comisión de Estudios del Territorio Nacional.

En el campo se hizo un reconocimiento geológico superficial de la cuenca, en la cual se observaron y anotaron los principales afloramientos, los resacas, espolones, etc., expresados en un marco estructural, pudiendo, además, apreciarse que la litología está constituida casi en su totalidad por rocas volcánicas del neógeno y del cuaternario y por algunos sedimentos recientes que abarcan poca extensión.

Las unidades litológicas cartografiadas son las siguientes: derrames de lava andesítica, depósitos volcánicos heterogéneos, y aluvión, (véase mapa No. 4).

2.1.0.0 Descripción de las unidades litológicas

2.1.2.0 Derrames de lava andesítica.

El vulcanismo de esta zona forma parte de la estructura del Sistema Volcánico Transversal y está representado por rocas de diferente composición. Estas rocas ígneas extrusivas constituyen gruesos derrames que provienen de un gran número de aparatos volcánicos que se encuentran distribuidos en las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, Las Masas y Jilotepec (mapa No. 4).

Aunque se encuentran principalmente andesitas, hay también traquiandesitas, fonolitas y brechas volcánicas.

Andesitas. Abarcan una gran extensión dentro de la cuenca; presentan diferentes grados de coloración y las hay desde el gris pálido al verdoso o gris pálido rosado; en general, su textura es afanítica, pero también se les encuentra con fenocristales de gran tamaño y, por tanto, porfídicas. Según E. Ordóñez (6) y C. Gutiérrez (7), entre los minerales que se encuentran en estas rocas están: sanidino, oligoclasa, feldespatos triclónicos (plagioclasas), augita y hornblenda, labrador y andesina.

Vistas en conjunto, las andesitas se mantienen inal-

(6) Ordóñez, E. 1895, "Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México". Bol. Inst. Geol. de Méx. No. 2, México.

(7) Gutiérrez Muñoz, C. 1974, "Bosquejo geológico e hidrológico de la Cuenca del Valle de México". Tesis profesional, UNAM, México.

terables, pero debido a un intemperismo fisicoquímico se les encuentra fuertemente modificadas, al grado de que en algunos lugares son ya muy deleznable, con la aparición de una coloración verde opaco, aunque conservando los rasgos más toscos de su textura.

Traquiandesitas o latitas. Constituyen una transición entre las rocas andesíticas y las basálticas; es decir, no son igualmente ácidas que las primeras, ni tan básicas como las segundas. Los afloramientos traquiandesíticos se localizaron en la sierra de Las Masas, cerca de las localidades de Monte de Peña y Chapa de Mota; de coloración grisácea, tienen una estructura masiva general, aunque dentro de los mismos afloramientos también se les encontró pseudoestratificadas. Este fenómeno se debe a que, siguiendo las líneas de fluidez, dichas rocas forman numerosas diaclasas como resultado del enfriamiento y consolidación de la lava en la que la estructura fluidal facilita la disyunción de la roca en losas o lajas; por su textura son afaníticas y porfiríticas, y en estas últimas el feldespatos característico se presenta en forma de fenocristales de sanidino. Al igual que los derrames anteriores, estos afloramientos se encuentran muy alterados.

Fonolitas. Las fonolitas están en contacto con las traquiandesitas, por lo que también se encuentran en la sierra de Las Masas. Por el modo como se presentan probablemente forman parte de un domo y tienen, a la vez, estructura masiva o fluidal. Cuando esta estructura es fluidal aparecen también pseudoestratificaciones, con su consecuente desprendimiento en lajas, a partir de las rocas fracturadas. La fonolita es sonora cuando se le golpea, propiedad de la cual proviene su nombre (8).

(8) Pomerol, Ch. y Fouet, R. 1963, "Las rocas eruptivas". Edit. EUDEBA, Buenos Aires, Argentina.

Las fonolitas cercanas a Monte de Peña son de color gris claro, contienen fenocristales de olivino, sanidino y nefelina ⁽⁸⁾; las cercanas a Chapa de Mota varían de color gris claro a oscuro, con fenocristales de olivino, pero muy intemperizados. Sobre el lecho fluvial del arroyo Dañé, al sur de la vertiente de la sierra de Jilotepec, las lajas son muy numerosas.

Brechas volcánicas. Los fragmentos de las brechas volcánicas, por ser de la misma composición que las andesitas, se incluyeron en éstas en la carta litológica. Dichas brechas tienen una matriz tobácea que en ocasiones es muy compacta y en otras incoherente: los fragmentos son agulosos y de colores claros. Las zonas donde se localizan las brechas son: las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, entre los 2800 m. y 3100 m. de altitud; en la vertiente sur de la sierra de Las Masas, entre los 2750 y 2800 metros sobre el nivel del mar; y al oeste de la presa Taxhimay, a los 2350 m.. Intercalados con los materiales antes descritos existen depósitos de cenizas volcánicas cuyo espesor varía de un lugar a otro.

A esta unidad litológica se le asigna una edad que corresponde al plioceno (N_2), aproximadamente 9 millones de años, que es cuando la actividad volcánica provocó la emisión de extensas masas de lavas intermedias como éstas, según se menciona en párrafos anteriores.

2.1.2.0 Depósitos volcánicos heterogéneos

Esta unidad, por su origen y características litológicas, se relaciona con la formación Tarango de K. Bryan ⁽⁴⁾,

(8) Pomerol, Ch. y Fouet, R. 1963, op. cit.

(4) Bryan, K. 1948, op. cit.

la cual se distingue por constituir extensos abanicos aluviales de rocas clásticas de material andesítico que, por destrucción rápida y erosión intensa de los aparatos volcánicos del neógeno (N_1 y N_2), se depositaron en los flancos de las sierras. En la cuenca estos depósitos abarcan la mayor parte de ella y corresponden a la zona de lomeríos del pedimento y de la depresión Taxhimay, donde se encuentran intercalados aglomerados, brechas volcánicas, tobas y horizontes de suelos fósiles.

Aglomerados. Se presentan en una disposición caótica, ya que no se observa una selección del material; los fragmentos son de composición andesítica y están poco redondeados o son francamente angulosos, con diámetros que varían de 5 a 25 cm. o más; su matriz es tobácea y muy deleznable.

Brechas volcánicas. Son brechas tobáceas más compactas que los aglomerados; de colores claros, los fragmentos son angulosos y de la misma composición andesítica, y aun cuando no se observa una igualdad en el diámetro de éstos, no alcanzan el tamaño de los que componen los aglomerados.

Tobas. Las tobas que afloran en la cuenca son principalmente de texturas finas; se encontraron diferentes depósitos que varían en color, lo que nos indica, o bien cambios debidos a la predominancia de algunos minerales, o la sucesión de varios periodos de depositación en los cuales los cambios climáticos influyeron en la alteración de las rocas; también varía el tamaño de los piroclastos (cenizas y arenas), así como su grado de compactación. En algunos lugares existen discordancias angulares en su estratificación, lo que probablemente se deba a pequeños fallamientos y a la erosión de los estratos. Abundan, por otra parte, los horizontes de suelos fósiles con diverso espesor y gran contenido de arci-

llas, horizontes que se encuentran intercalados en las tobas.

En general, los depósitos de la unidad se encuentran estratificados, pero en algunos sitios no existe tal estratificación y, además, carecen de orden en el tamaño de sus fragmentos, aunque su espesor sea considerable. Esta característica es notoria en los cortes sobre las orillas del camino que conduce a Monte de Peña y en las canteras de las cuales se extraen gravas y arenas, donde el material alcanza más de 50 m. de espesor.

A esta unidad se le asigna una edad del plioceno tardío (N_2^3), aunque también se estima que hubo otra deposición durante el pleistoceno temprano (Q_1).

2.1.3.0 Aluvión.

Unidad formada por depósitos clásticos continentales del cuaternario que son el resultado de la erosión que afectó a las rocas de las dos unidades anteriores.

Su constitución es muy diversa: cantos rodados, gravas, arenas, limos y arcillas que varían de tamaño y de grado de redondez, como consecuencia del transporte y de la distancia a que han sido transportados.

Estos depósitos se encuentran sobre las terrazas aluviales que se localizan en los lechos de los ríos San Jerónimo y La Bufa, en los arroyos de Chapa y Barajas y en la desembocadura de los arroyos del norte y noroeste de la presa Taxhimay. Por su extensión y por su uso para fines agrícolas son los sedimentos más importantes. De menor importancia son los que forman los ríos Piedra Azul y Las Peras, y los arroyos El Aserradero, El Salto, Santa María, La Venería y Canchuí.

5.0.0.0.0 CONDICIONES MORFOCLIMATICAS

1.0.0.0 La Condición Climática

El estudio del clima es un factor primordial en el comportamiento de los procesos geomorfológicos y, desde luego, en el régimen hidrológico.

En la determinación del clima se analizaron la temperatura y la precipitación, elementos que juegan un papel muy importante y que son los significativos en la clasificación climática adoptada, la de Koeppen modificada por Enriqueta García ⁽⁹⁾.

Para fijar los diversos caracteres que rigen el patrón climático de esta región se tomaron en cuenta, además de los elementos anteriores, los vientos dominantes, la nubosidad, las heladas, las nevadas, el granizo y la evaporación.

Con el fin de precisar las características climatológicas, se utilizaron datos de las estaciones meteorológicas de la presa Taxhimay y de Villa del Carbón, que se localizan dentro del área en estudio, así como de otras estaciones que se encuentran fuera de ella: presa Danxhó, presa El Tigre, Santa María Nativitas y Santiago Tlazala, en el Estado de México y Tepeji del Río en el Estado de Hidalgo.

1.1.0.0 Características de las estaciones analizadas dentro de la cuenca.

-Estación Presa Taxhimay, Edo. de México

Localización: 19° 50' latitud Norte, 99° 23' lon-

(9) García, E. 1964, "Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koeppen". Edición de la autora, México.

gitud Oeste, altitud 2235 metros sobre el nivel del mar. En esta estación, que pertenece a la Secretaría de Recursos Hidráulicos, se examinó un periodo regular de 10 años de observaciones termopluviométricas (1964-1973).

-Estación Villa del Carbón, Edo. de México.

Localización: 19° 43' latitud Norte, 99° 28' longitud Oeste, altitud 2600 metros sobre el nivel del mar, estación que pertenece al Servicio Meteorológico Mexicano, en la cual se analizó un periodo regular de 3 años de observaciones de temperatura (1971-1973), y 10 años de observaciones pluviométricas (1964-1973).

El resumen de los datos de temperatura media anual y de la altura anual de la lluvia para las estaciones, en los periodos considerados, se expresan en la tabla No. 1, de la que se deducen los elementos necesarios para la clasificación climática por el sistema de Keoppen modificado por E. García.

1.2.0.0 Clasificación climática

Estación presa Taxhimay, Edo. de México.

Mes más caliente: mayo 18.9°C

Mes más frío: enero 13.2°C

Oscilación térmica: 5.7°C

Relación P/T = 50.8

% de precipitación invernal = 2.8%

Clasificación:

Tipo climático C (templado)

Subtipo (w_1), intermedio en cuanto a humedad, entre el C (w_0) y el C(w_2), con lluvias de verano y un cociente P/T que oscila entre 43.2 y 55.0

% de lluvia invernal: menor al 5% de la total anual, (w)

T A B L A No. 1

RESUMEN DE LOS DATOS CLIMATICOS DE LA CUENCA

Temperatura media anual y altura anual de la lluvia

ESTACION	PERIODO CONSIDERADO	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
	T 10 años	13.2	14.6	16.9	18.7	18.9	18.4	17.4	17.4	17.0	16.1	14.9	13.8	16.4°C
Presa Taxhimay														
	P 10 años	10.4	5.5	12.2	19.9	69.1	137.0	161.5	159.3	149.3	84.3	17.1	8.1	833.7mm
	T 3 años	12.5	14.2	16.3	17.7	18.6	17.5	16.2	15.7	16.3	15.3	14.0	11.9	15.5°C
Villa del Carbón														
	P 10 años	15.4	7.8	22.1	42.9	102.6	180.7	246.1	223.5	215.2	95.3	29.9	9.0	1200.5mm

Régimen térmico: b, verano fresco y largo, temperatura media del mes más caliente entre 6.5° y 22°C.

Oscilación térmica: (i') con poca oscilación, entre 5° y 7°C.

Marcha anual de la temperatura: tipo ganges, g

Máximo de claves aceptado:

C (w₁) (w) b (i') g

Definición: Clima templado, intermedio en cuanto a humedad, entre el C (w₀) y el C (w₂), con lluvias en verano, con porcentaje de lluvia invernal menor al 5% de la total anual; por el régimen térmico es de verano fresco y largo, con poca oscilación (entre 5° y 7° C) y presenta la máxima temperatura antes del solsticio de verano.

Estación Villa del Carbón, Edo. de México.

Mes más caliente: mayo 18.6°C

Mes más frío: diciembre 11.9°C

Oscilación térmica: 6.7°C

Relación P/T = 77.4

% de precipitación invernal = 2.6%

Clasificación:

Tipo climático: C (templado)

Subtipo: (w₂) el más húmedo de los templados subhúmedos, con lluvias en verano, cociente P/T mayor de 55.0

% de lluvia invernal: menor al 5% de la anual, (w)

Régimen térmico: b, verano fresco y largo, temperatura media del mes más caliente entre 6.5° y 22°C.

Oscilación térmica: (i') con poca oscilación, entre 5° y 7°C.

Marcha anual de la temperatura: tipo ganges, g.

Máximo de claves aceptado:

C (w₂) (w) b (i') g

Definición: Clima templado, el más húmedo de los

templados subhúmedos, con lluvias en verano, con porcentaje de lluvia invernal menor al 5% de la total anual; por el régimen térmico es de verano fresco y largo, con poca oscilación (entre 5° y 7°C) y presenta la máxima temperatura antes del solsticio de verano.

1.3.0.0 Circulación atmosférica

En el verano la influencia de los vientos alisios predomina en el sur de la Altiplanicie Mexicana, vientos que en esta época son intensos y profundos, de manera que la zona comprendida desde las partes bajas, hasta las altas montañas, se encuentra bajo la influencia de esta corriente que proviene de la margen ecuatorial de la celda anticiclónica que se sitúa en el océano Atlántico, entre las Bermudas y las Azores. Estos vientos, aunque débiles, son portadores de grandes cantidades de humedad y, por lo mismo, causa del establecimiento de la temporada de lluvias en la cuenca en estudio. Pero, también, esta corriente húmeda libera grandes cantidades de energía debido a que la insolación sobre las partes altas (fuente de calor elevado), ocasiona inestabilidad y movimientos convectivos del aire que presentan su clímax en las primeras horas de la tarde.

La Zona Intertropical de Convergencia (ZIC) origina bandas de nubes intertropicales o ecuatoriales que se forman en el Pacífico y se continúan a través de América Central. Estas bandas sufren migraciones estacionales y durante el verano se localizan como a los 20° de latitud Norte. Es en esta época cuando suministran gran cantidad de humedad y de energía a los ciclones tropicales y la cuenca se ve afectada por este fenómeno produciéndose nubosidad y alguna precipitación.

Por otra parte, durante el verano se generan las

ondas del Este que viajan con una dirección general de este a oeste y son perturbaciones propias de la corriente alisia. En la cuenca se manifiestan por un aumento de la precipitación durante dos o tres días precedidos de buen tiempo.

Una intensificación de las ondas del Este trae como resultado tormentas tropicales mayores que pueden llegar a convertirse en ciclones tropicales. Estos se forman en las aguas cálidas del Mar de las Antillas y del Golfo de México, por el este, y en el océano Pacífico por el oeste y sur. La época de dominio de estas tormentas empieza en mayo y termina en noviembre, siendo septiembre el mes que presenta mayor frecuencia de dicho fenómeno. Los ciclones tropicales afectan más a las costas que a la parte continental, ya que no todos logran internarse, pero aquellos que casualmente penetran son importantes porque incrementan la humedad que llevan consigo los vientos alisios, haciendo que en la cuenca varíe el régimen de lluvias de verano.

Posteriormente, ya en plena estación invernal, los vientos alisios y los ciclones tropicales van disminuyendo debido a que las celdas anticiclónicas, tanto del Pacífico como del Atlántico, se desplazan hacia el sur hasta una latitud aproximada de 25° Norte; la circulación del oeste domina desde el nivel del mar hasta las grandes alturas, en tanto que al sur de este paralelo, en los lugares situados a más de 1500 m. de altitud, como son la Altiplanicie Mexicana y, por consiguiente, la cuenca del Tepeji, quedan bajo el influjo de esta corriente que es frecuentemente seca, especialmente en las alturas. La sequía característica de la cuenca, durante la estación fría del año, se debe al dominio de estos vientos, lo cual nos lleva a considerar que una condición climática continental es característica del invierno; sin embargo, pueden presentarse lluvias que son producidas, en este

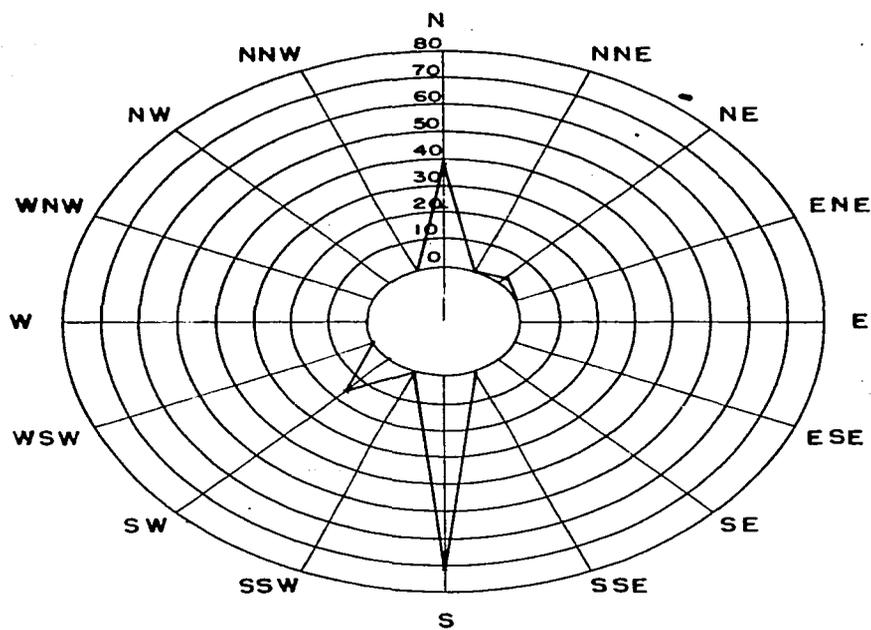
caso, por masas de aire polar procedentes del norte de los Estados Unidos y sur de Canadá, las que se internan al país por la parte norte; estas masas continentales de aire frío, usualmente llamadas "nortes" no sólo provocan descensos térmicos importantes sino, además, llevan humedad a la cuenca, pues al pasar por el Golfo de México la recogen y después la liberan precipitándola. Especialmente en la estación invernal nos llegan masas de aire frío que provienen de vaguadas que tienen su origen en el vórtice circumpolar. El paso de las vaguadas polares, de oeste a este, en las alturas, causa lloviznas y nevadas ligeras, pero una vez que pasan dejan cielos despejados que predominan la mayor parte del tiempo.

Ahora bien, así como se ve la influencia de la circulación general de la atmósfera, también existe una circulación local que se aprecia en la parte noreste, norte, noroeste y suroeste de la cuenca; esto puede observarse en la gráfica de la frecuencia de las direcciones del viento de la Estación presa Taxhimay (gráfica No. 1), así como en las de las otras estaciones de apoyo que se utilizaron, cuyos datos no aparecen en este estudio. La circulación local se debe a las diferencias de presión en el sentido horizontal provocadas, a la vez, por las diferencias de temperatura en el aire, y por esta causa de circulación local, la mayor parte del año los vientos dominantes en la cuenca son del Sur. En cambio, en la gráfica de la frecuencia de las direcciones del viento de la Estación Villa del Carbón (gráfica No. 2) y de otras en las que también se apoyó el estudio climático, se observa que los vientos dominantes que dejan sentir su influencia son del Norte y pertenecen a la circulación general de la atmósfera.

1.4.0.0 Temperatura

La cuenca queda comprendida dentro de la zona intertropical en donde la marcha anual de la temperatura presenta

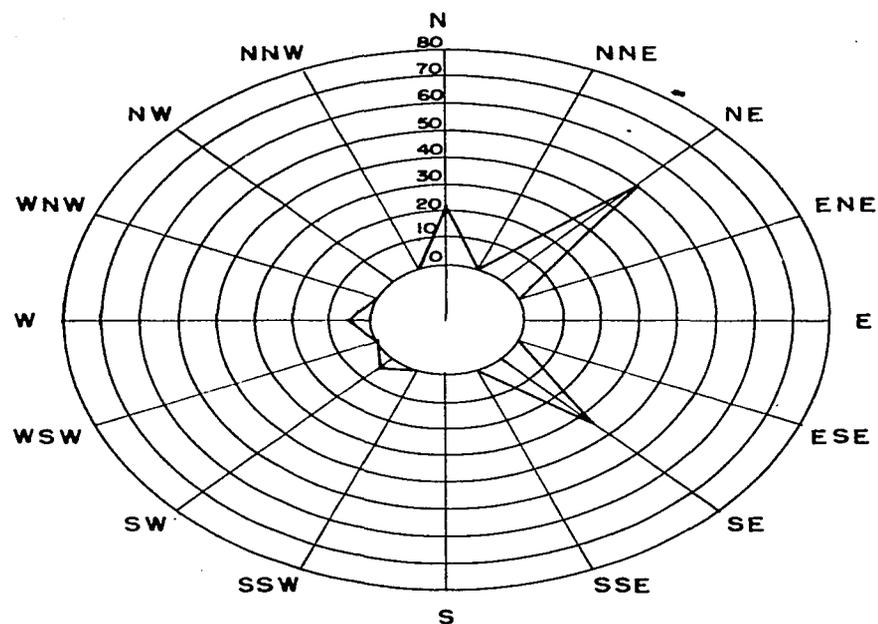
P R E S A T A X H I M A Y



GRAFICA DE LA FRECUENCIA DE
LAS DIRECCIONES DEL VIENTO.

G R A F I C A N O . 1

V I L L A D E L C A R B O N



GRAFICA DE LA FRECUENCIA DE
LAS DIRECCIONES DEL VIENTO.

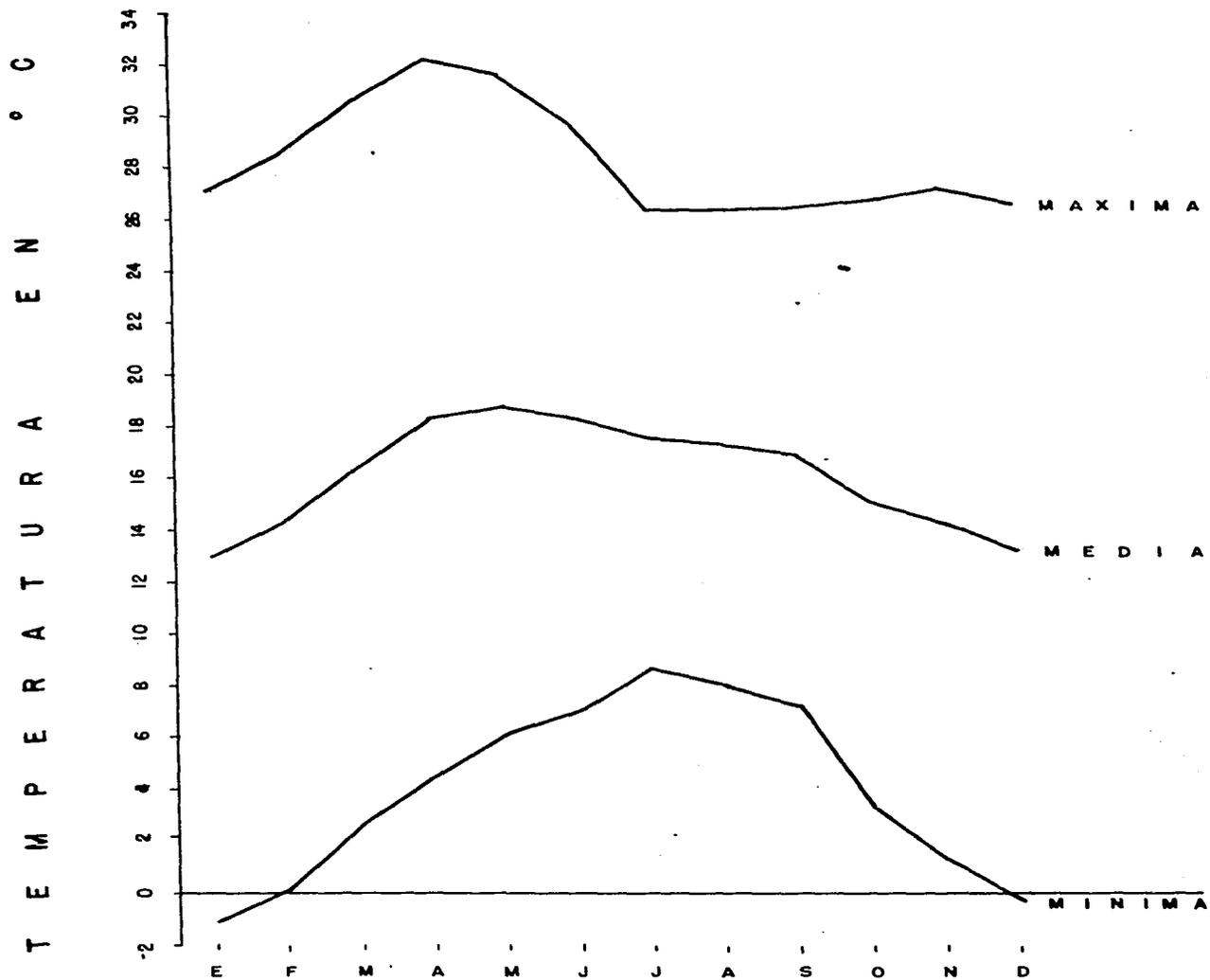
G R A F I C A N o. 2

dos máximos debido al doble paso del Sol por el cenit. El segundo máximo sólo queda indicado por un pequeño aumento o por el estacionamiento de la temperatura, pues coincide con la época de lluvias, lo cual provoca un descenso en la temperatura (véanse gráficas No. 3 y No. 4). El primero y más importante máximo térmico se presenta en abril y mayo, antes del solsticio de verano que es cuando la insolación es mayor, por lo que el régimen térmico se muestra de tipo ganges. Este aumento de temperatura provoca una sequía física y fisiológica que se señala en la zona como clima C (w₁) (w) b (i') g; por otra parte, si se interpretan las gráficas en las que se representa la evaporación total, la temperatura y la precipitación (gráfica No. 5), se observa que la evaporación total sobrepasa los 170 mm. o sea que en ocasiones supera a la precipitación de estos meses indicándonos, en esta forma, la tendencia a la disminución de la humedad.

El segundo máximo varía entre julio, agosto y septiembre, disminuyendo gradualmente en el otoño, para llegar al mínimo térmico que se presenta en los meses invernales de diciembre y enero y, posteriormente, aumentar poco a poco en la primavera y el verano cuando nuevamente las temperaturas son elevadas. Cabe hacer notar que la diferencia entre los meses más calientes y más fríos (oscilación térmica) es muy poca, lo que significa que el régimen térmico no es extremo.

Para tener una idea de la distribución de la temperatura dentro de la cuenca se elaboró una carta de isotermas medias anuales (mapa No. 5), que se disponen de la siguiente manera: la isoterma de los 17°C se localiza a altitudes que varían entre 2650 y 2700 metros sobre el nivel del mar, hacia el noroeste de la cuenca, o sea en las laderas que ven al sur y sureste de la sierra de Jilotepec; más hacia el sur se distribuye la isoterma de 16°C en la zona de lomeríos,

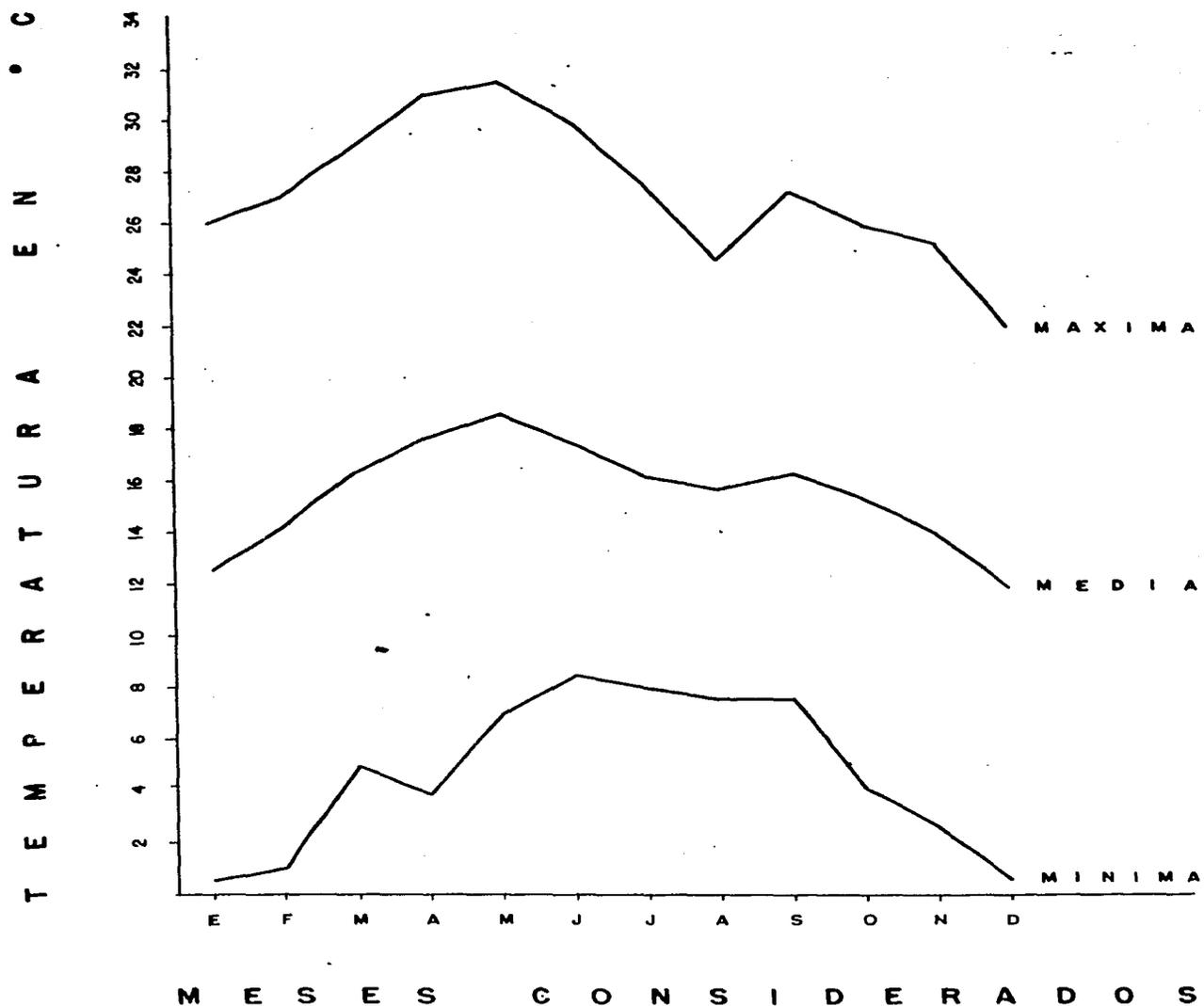
T E R M O G R A M A
P R E S A T A X H I M A Y



M E S E S C O N S I D E R A D O S

G R A F I C A N o. 3

T E R M O G R A M A
V I L L A D E L C A R B O N



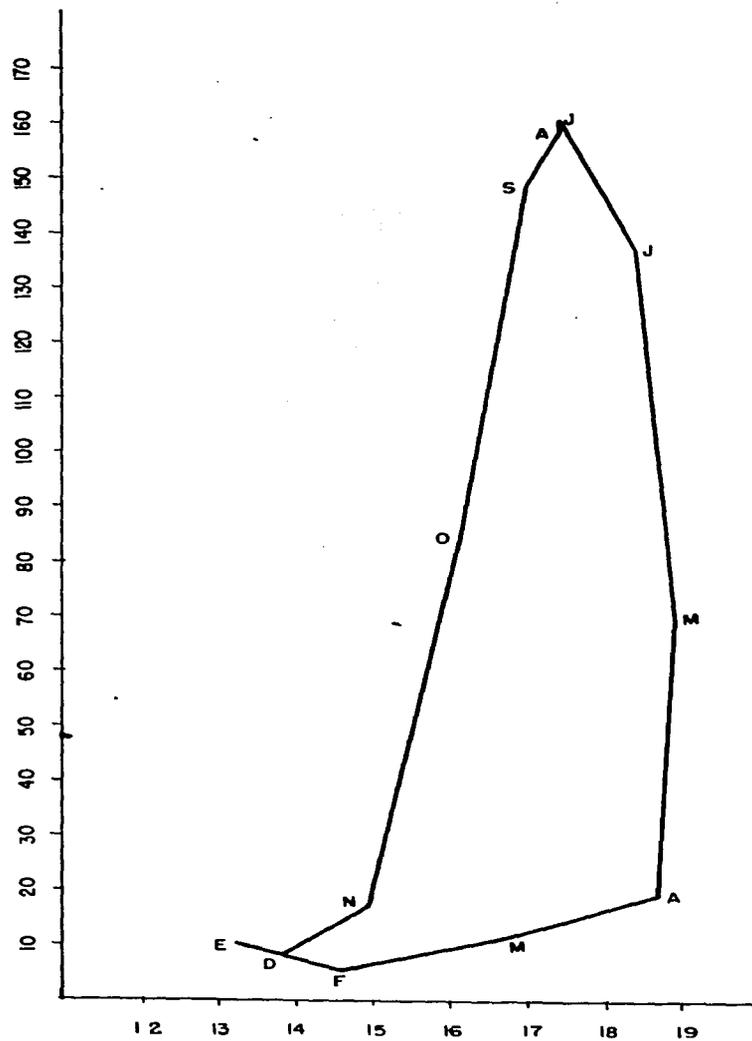
entre las curvas de nivel de 2300 y 2800 m.; luego sigue la de 15°C que circunda la sierra de Las Masas y la base de la sierra de Monte Bajo, entre altitudes de 2600 y 2800 m., la de 14°C entre los 2700 y 3000 m. y la isoterma de 13°C entre los 2800 y los 3100 m.; estas dos últimas isotermas se encuentran en las partes altas de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, al sur de la cuenca. De lo anterior se deduce que la temperatura disminuye con la altura, mostrando así el gradiente altitudinal, y que la diferencia entre las isotermas de mayor y menor temperatura es muy poca (4°C), lo que significa que el cambio de temperatura de la parte norte y baja a la parte sur y alta de la cuenca no es muy brusco.

1.5.0.0 Precipitación

Es a partir de abril cuando se inicia el aumento de la humedad que alcanza su máximo en los meses de junio a agosto (gráficas No. 6 y No. 7), lapso que coincide con la entrada de las masas de aire húmedo del verano (alisios) que colocan a la región bajo un dominio de lluvias de verano que se prolongan hasta septiembre. Estas lluvias son de tipo orográfico y convectivo. En las primeras el relieve actúa como una barrera que obliga al aire a ascender, enfriándose adiabáticamente, para luego formar nubes del grupo de los cúmulos y estratos que se precipitan en abundantes lluvias en las sierras del sur de la cuenca. Las segundas se originan por los movimientos verticales que sufren las masas de aire que, al estar en contacto con el suelo, se calientan, ascienden y se enfrían adiabáticamente; al enfriarse, el vapor de agua que llevan consigo se condensa formando principalmente cúmulos, los que posteriormente dan lugar a tormentas eléctricas, fuertes chubascos y, en ocasiones, granizadas. Estas lluvias convectivas se presentan en toda la cuenca, por las tardes o noches del verano. De otro origen son las lluvias provocadas por las ondas del Este y los ciclones tropicales que fa-

C L I M O G R A M A
P R E S . A T A X H I M A Y

P R E C I P I T A C I O N E N m m .

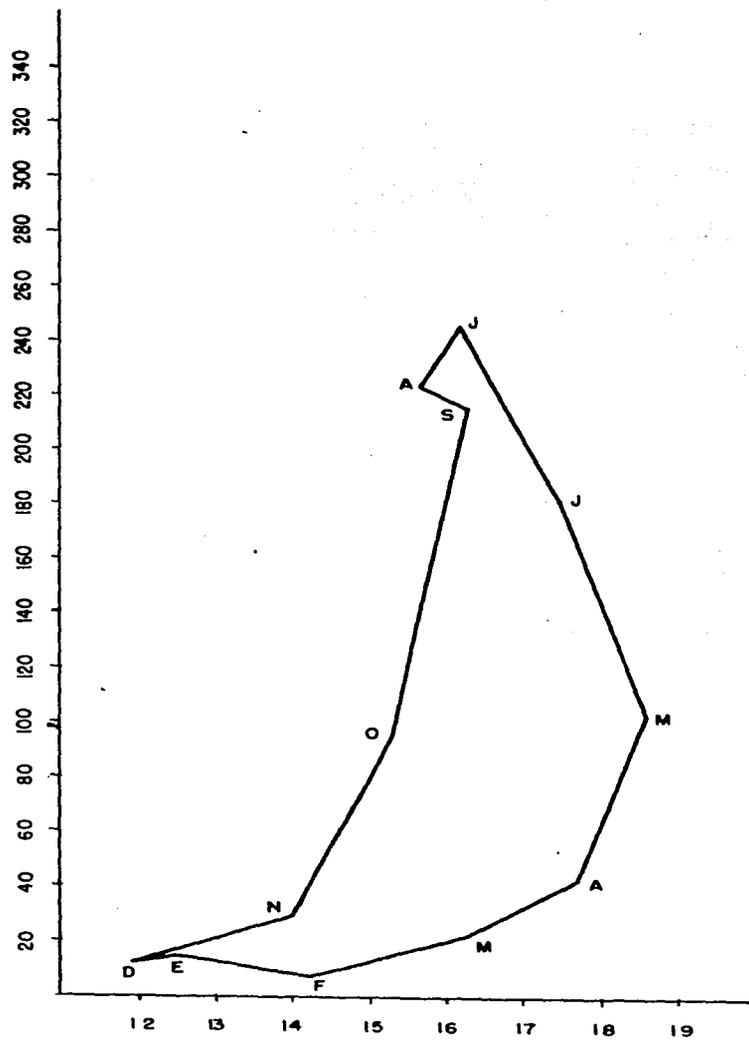


TEMPERATURA MEDIA EN ° C

G R A F I C A N o . 6

C L I M O G R A M A
V I L L A D E L C A R B O N

P R E C I P I T A C I O N E N M M



TEMPERATURA MEDIA EN ° C

GRAFICA No. 7

vorecen las precipitaciones, sobre todo en los meses de agosto y septiembre.

En el invierno, que es cuando dominan los vientos del Oeste, las precipitaciones son escasas, como lo demuestra el porcentaje de lluvia invernal que es inferior al 5%; en esta época sólo se presentan lluvias producidas por las masas de aire frío, como los nortes y las vaguadas, disminuyendo, así, el peligro de las heladas negras o heladas secas que ocurren cuando la humedad ambiental es muy baja y la temperatura desciende los 0°C; dichas heladas ocasionan graves daños a la agricultura, no son visibles pero causan un marcado oscurecimiento en las hojas e incluso en los tallos; en cambio, las heladas blancas o heladas húmedas son más frecuentes que las anteriores, pero menos nocivas. Ambos tipos de heladas aparecen desde octubre hasta marzo, siendo más frecuentes durante el periodo de diciembre a enero.

Así como se trazó una carta de isotermas para la temperatura, se hizo una carta de isoyetas (mapa No. 5) para ver la distribución de la precipitación en la cuenca, encontrándose que las isoyetas de 900 y 1000 mm. se distribuyen en la zona de lomeríos y en la sierra de Jilotepec; y las de 1100 y 1200 mm. corresponden a la zona montañosa del sur de la cuenca. Esto revela que la precipitación aumenta gradualmente de las partes bajas a las partes altas.

Por lo que se refiere a los tipos climáticos, expresados también cartográficamente (mapa No. 5), sólo se tiene un tipo que es el C (templado) con dos subtipos: el C (w₁) (w) b (i') g, templado subhúmedo, con lluvias de verano en la porción centro norte, y el C (w₂) (w) b (i') g, templado, el más húmedo de los templados subhúmedos, con lluvias de verano, en la porción centro-sur, aproximadamente.

Este ligero cambio climático coincide con el análisis que anteriormente se hizo de la temperatura, de la precipitación y de la circulación atmosférica, por lo que las explicaciones vertidas sobre dichos elementos quedan fundamentadas.

2.0.0.0.0 Características y Clasificación del Sustrato Edáfico.

La mayor parte de los suelos de la cuenca son jóvenes y poco desarrollados, es decir, se asemejan bastante al material de origen, toda vez que éste no ha tenido el tiempo suficiente para evolucionar. A través del estudio de campo se vio que, aunque existe gran diversidad de suelos, éstos se pueden unificar desde el punto de vista del material parental, puesto que todos son derivados de rocas volcánicas, ya sea que se hayan formado "in situ" o bien que hayan sido transportados.

2.1.0.0 Clasificación y distribución de suelos.

Para la elaboración de este tema se contó con la carta edafológica y con datos de campo y de laboratorio proporcionados por la Comisión de Estudios del Territorio Nacional, pero, de acuerdo con las propias observaciones de campo, se decidió utilizar la clasificación de suelos del Proyecto FAO-UNESCO, ⁽¹⁰⁾ modificada conforme a las características presentes en los suelos de nuestro país.

2.1.1.0 Unidades de suelos.

Las unidades de suelo que se localizan en la cuenca son las siguientes (véase mapa No. 6):

2.1.1.1 Litosol (I).

Esta unidad corresponde a suelos constituidos por una masa reciente e imperfectamente intemperizada de fragmen-

(10) S.R.H. 1973, "Proyecto: FAO-UNESCO. Definiciones de las unidades de suelos para el mapa de suelos del mundo". Dirección General de Estudios, Dirección de Agrología, México, D.F.

tos rocosos, o sea que, en nuestra región, son suelos desarrollados débilmente a partir de materiales andesíticos; su profundidad es muy superficial, variando de 10 a 25 cm; son de una textura media y están confinados a zonas de pendientes bastante fuertes, razón por la cual no presentan un desarrollo edáfico característico; toda vez que su extensión es muy reducida, no son de importancia. En la cuenca se localizan, hacia el sur, en el cerro La Bufa, y hacia el noroeste en las estribaciones del cerro Iglesia Vieja, en pendientes mayores del 30%.

2.1.1.2 Andosol húmico (Th).

Los suelos que constituyen esta unidad se forman a partir de materiales piroclásticos volcánicos, básicamente arenas y cenizas volcánicas ricas en vidrio; presentan colores oscuros, particularmente en la parte superficial, debido a una notable acumulación de materia orgánica y a la propia coloración de los minerales constituyentes que han sido intemperizados.

En estos suelos los materiales constituyentes sufren una rápida intemperización, lo que da lugar a una textura media que va desde franco-arenosa, franca, franco-arcillo-limosa, hasta arcillo-limosa, textura que les permite aceptar bastante humedad. Por su contenido de materia orgánica, que varía entre 7 y 12% en los primeros 30 cm de suelo, su densidad aparente es baja.

Tienen una profundidad entre 90 y 120 cm y, por lo mismo, se consideran profundos.⁽¹¹⁾ Su permeabilidad es buena debido a que son suelos porosos y, a la vez, poseen alta capacidad para absorber agua; en cuanto a la estructura, ésta queda comprendida dentro de la de migajón dado que son pequeños agregados porosos, de forma irregular.

(11) Storie, Earl R. 1970, "Manual de Evaluación de Suelos". Edit. UTEHA, México.

Algunas de sus características químicas son las que a continuación se mencionan:

Tienen un contenido entre medio y medio alto de nitrógeno; su capacidad de intercambio catiónico total es alta, en un rango que va de 12 a 30 miliequivalentes por 100 g. de suelo; estos valores tienden a disminuir con la profundidad. Entre las bases intercambiables dominantes está el calcio, en primer lugar, después el fósforo, y le siguen el magnesio y el potasio; nutrientes asimilables, todos disminuyendo hacia los niveles más bajos. La reacción del suelo (pH) es de 5.5 a 6.5, o sea, moderadamente ácida.

De acuerdo con la composición mineral de estos suelos, se encuentran: sanidino, oligoclasa, plagioclasas, andesina (6), cuarzo, óxidos de fierro, vidrios volcánicos y arcillas tales como haloisita y alofano (12).

La unidad se presenta en una zona muy reducida, con pendientes de 8 a 30%, sobre las vertientes occidentales por donde corren el arroyo La Piedra y otros, formadores del arroyo Aserradero que pasa al sur del poblado Monte de Peña.

2.1.1.3 Andosol ócrico (To).

Forman esta unidad los suelos derivados de cenizas volcánicas recientes, muy ligeros, con colores más pálidos que los de la unidad anterior, debido a la existencia de una fuerte fijación de fósforo en los horizontes superficiales, lo que les confiere tonalidades claras.

Su profundidad es moderada (60-90 cm), la permeabi-

(6) Ordoñez, E. 1895, Op. cit.

(12)Aguilera, H.N. 1965, "Suelos de ando, génesis, morfología y clasificación". Serie Investigaciones, No. 6, Col. de Post-graduados, ENA, Chapingo, México.

lidad es buena y la capacidad de retención de agua es alta; son suelos porosos con una estructura que corresponde a la de migajón. En cuanto a su clase textural, se incluyen en las texturas medias, predominando el migajón arcilloso.

El contenido de materia orgánica se encuentra entre 5 y 8% en los primeros 30 cm de suelo, lo que significa una densidad aparente baja.

En cuanto a sus características químicas, se señala la mediana cantidad de nitrógeno existente, teniendo en cuenta que la cantidad de este elemento en un suelo corresponde aproximadamente al 5% de la materia orgánica del mismo; la capacidad de intercambio catiónico total es alta (aproximadamente 35 miliequivalentes por 100 g de suelo), relacionándosele con la alta aptitud de retención de nutrientes entre los cuales se encuentran el fósforo, el calcio y el magnesio, si bien esta capacidad disminuye en profundidad. El pH es ligeramente ácido, de 6.3 a 6.5.

Los suelos descritos también ocupan un área pequeña situada al este de la localidad de Monte de Peña y al sur de la sierra de Las Masas, donde la pendiente es suave (de 0 a 8%).

2.1.1.4 Luvisol crómico (Lc).

En esta unidad los suelos se forman a partir de los depósitos de tobas, aglomerados y brechas volcánicas de matriz tobácea, localizados en la zona de lomeríos de la cuenca. Presentan un horizonte "A" con un espesor máximo de 22 cm, de coloración café rojiza fuerte. En el horizonte "B" existe acumulación iluvial de arcilla, lo mismo que concreciones de óxidos de hierro de coloración pardo rojiza u ocre. Son suelos profundos (90-120 cm), y en el horizonte "A" la capacidad de retención de agua es buena, así como la permeabilidad;

por otra parte, son porosos, con una estructura aterronada (agregados de tamaño medio y de forma irregular, por lo general de 2.5 a 5.0 cm de diámetro). En tanto que en el horizonte "B" la capacidad de retención de agua sigue siendo buena, pero la permeabilidad se ve disminuida porque existe acumulación iluvial de arcillas poco expandibles que actúan como una capa impermeable; su textura es media en el horizonte "A" y de media a fina en el horizonte "B", texturas equivalentes a franca, en el primer caso, y de migajón-arcillosa a arcillosa, en el segundo.

El contenido de materia orgánica, aunque en algunos lugares llega a 4.7%, es, en general, bajo, encontrándose un mínimo de 0.8%, lo que explica que sean algo deficientes en nitrógeno asimilable; en cuanto a la capacidad de intercambio catiónico, ésta es baja en el primer horizonte, pero aumenta en el horizonte "B" (de 15 a 22 miliequivalentes por 100 g de suelo), ya que aquí se encuentra mayor cantidad de arcilla y, por tanto, mayor intercambio de los nutrientes calcio, magnesio, fósforo y potasio. El pH del suelo es moderadamente ácido (entre 5.5 y 5.7).

Estos suelos se localizan en Villa del Carbón y en los terrenos de cultivo aledaños; también están presentes en la localidad El Magueyal, al noreste de Villa del Carbón, sobre pendientes muy suaves que varían entre 0 y 8%.

2.1.1.5 Feozem háplico (Hh).

A partir de depósitos volcánicos heterogéneos se desarrollan los suelos que constituyen esta unidad, los cuales poseen un horizonte "A" de color café oscuro y de un espesor de 34 cm aproximadamente. Es raro encontrar un horizonte "B", aunque en algunos perfiles sí existe, y menos aún el horizonte "C". Cuando existen alcanzan en conjunto una profundidad moderada, entre 60 y 90 cm. Los Feozem tienen es-

estructura de pequeños bloques subangulares, lo que les confiere buena capacidad para retener agua, a la vez que permeabilidad; su textura se encuentra entre franco, migajón-arcillosa y migajón-arenosa. En muchos sitios presentan fases líticas y pedregosas a una profundidad menor de 50 cm, mientras que en otros la fase lítica es profunda, o sea a más de 50 cm de la superficie del suelo donde se encuentra la roca.

En cuanto a algunas de sus características químicas, estos suelos tienen regular contenido de materia orgánica (5.1%), valor que disminuye con la profundidad. El contenido de materia orgánica influye tanto en la densidad aparente del suelo, haciéndola baja en el horizonte "A", como en la cantidad de nitrógeno asimilable la cual, en este caso, es media; la capacidad de intercambio catiónico total en este horizonte es de 21.1 miliequivalentes por 100 g de suelo, capacidad que es menor en los otros horizontes, en los que los nutrientes intercambiables son, en orden de abundancia, calcio, magnesio, fósforo y potasio; por su pH de 5.6 a 6.1 son suelos moderadamente ácidos.

La localización de esta unidad se restringe a la parte alta de la zona de lomeríos cercanos a la presa Taxhimay, cuyas pendientes son suaves (de 0 a 8%).

2.1.1.6 Feozem lúvico (H1).

Los suelos de esta unidad se caracterizan por presentar un horizonte "A" de color café oscuro, cuyo espesor es aproximadamente de 25 cm, y un horizonte "B" con acumulación de arcilla iluvial. Son suelos profundos (entre 90 y 120 cm) con una estructura de pequeños bloques subangulares y aceptable capacidad para retener agua; en el primer horizonte la permeabilidad es buena, pero en el segundo disminuye a causa de la acumulación de arcilla iluvial que no es muy expandible. La textura varía conforme se profundiza, de migajón-ar-

cillosa a arenosa. En algunos casos se encontraron suelos con fases: dúricas, dúricas profundas, líticas y líticas profundas; las dos primeras corresponden a cementaciones con capas de sílice, en tanto que las segundas a estratos rocosos constituidos por tobas.

Por el contenido de materia orgánica, que es medio bajo (3.5% en la parte superficial y 0.8% en el horizonte subyacente), la cantidad de nitrógeno es insignificante; la capacidad de intercambio catiónico es de 18.7 miliequivalentes por 100 g de suelo, en el horizonte "A", y de 19.6 en el horizonte "B"; en lo que se refiere a nutrientes intercambiables, están presentes calcio, magnesio, fósforo y potasio; el PH de estos suelos oscila entre 5.6 y 5.7, siendo moderadamente ácidos y, por tanto, ligeramente deficientes en bases.

La unidad se localiza en los vallecitos de los arroyos Santa María y Platitos, al sureste de la cuenca, y en el valle del río San Jerónimo, dentro del área que geológicamente corresponde a los depósitos volcánicos heterogéneos ubicados en el sur de la cuenca. Esta unidad descansa sobre pendientes muy suaves (de 0 a 8%).

2.1.1.7 Vertisol pélico (Vp).

Son suelos cuyas características particulares son las siguientes: se encuentran dentro del área de los depósitos volcánicos heterogéneos, son de color muy oscuro, casi negro, y opacos, con una profundidad moderada entre 60 y 90 cm, presentando un horizonte "A" con un espesor aproximado de 75 cm; muchas de sus propiedades están sujetas a su textura fina que va de migajón-arcillosa a arcillosa; su estructura es masiva por la elevada cantidad de arcillas que tiene, las cuales se dilatan y contraen produciendo grietas que son más grandes y profundas en los periodos de humedad de-

ficiente. Este fenómeno no sucede si los suelos están sujetos a riego. Son vertisoles plásticos y pegajosos, en constante movimiento generado por la aparición de grietas; la capacidad de intercambio catiónico es alta (entre 26.9 y 28.5 miliequivalentes por 100 g de suelo), y como consecuencia de su gran capacidad de expansión y contracción muestran un relieve típico de "gilgai" y "slikensides" (el primero es un relieve típico de arcillas de retícula de dilatación que normalmente no miden más de 60 cm y rara vez llegan hasta 1.5 y 1.8 m. Los slikensides son superficies pulidas de los agregados, pulimento producido por la fricción entre los mismos (13).

El contenido de materia orgánica es bajo, de 2.3 a 1.7%; el nitrógeno asimilable es poco, dentro de los nutrientes intercambiables intervienen en orden de importancia: el calcio, el magnesio, poco fósforo y muy poco potasio; su pH es ligeramente ácido, entre 6.2 y 6.8.

Estos suelos, como unidad, se localizan únicamente al noroeste de la presa Taxhimay, muy especialmente cerca de la desembocadura del arroyo Las Moras y del río La Bufo, sobre pendientes muy suaves, de 0 a 8%.

2.1.2.0 Asociaciones de suelos

Debido a los procesos geomorfológicos intensificados por la acción antrópica hay una heterogeneidad de suelos que cubren una superficie mayor a la ocupada por las unidades, razón por la cual se les ha asociado de manera que el suelo predominante en un área dada sea el que se represente en primer término. Por otra parte, como ya se dieron las caracterís-

(13) Maldonado, Fausto P. 1968, "Apuntes sobre el curso de Génesis y Clasificación de Suelos". Primer seminario para profesores de suelos, IICA, Turrialba, Costa Rica.

ticas de cada unidad, al tratar las asociaciones sólo se hará mención de los aspectos más notables.

2.1.2.1 Asociación de Litosol.

Estos suelos están asociados con Luvisol crómico y Feozem háptico; en ambos casos se encuentran en lugares muy alterados en donde tanto los Luvisoles como los Feozem hápticos se han perdido, principalmente por la acción inconsciente del hombre que ha originado una serie de procesos erosivos que actúan rápidamente sobre los suelos fácilmente degradables, dejando al descubierto la roca madre. Su área de distribución es muy pequeña, afortunadamente, y se localiza entre los contactos geológicos de las andesitas y de los depósitos volcánicos heterogéneos, sobre pendientes que varían de 8 a 30% y aun más.

2.1.2.2 Asociación de Andosol húmico.

Los Andosoles húmicos se encuentran asociados con Andosoles ócricos y Feozem hápticos.

En el primer caso se localizan en los lugares planos y en los vallecitos intermontanos de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo. En pendientes suaves, son suelos profundos de texturas medias, pero en los sitios de pendientes medias son menos profundos y presentan fases líticas profundas (a una profundidad mayor de 50 cm); cuando descansan sobre rocas de origen andesítico sus texturas también son medias.

El segundo caso (asociación con Feozem hápticos), sólo se presenta en un vallecito de suave pendiente, labrado por un arroyo que desemboca en el del Aserradero, al este de la localidad de Monte de Peña; la textura media de estos suelos es de migajón arcillosa y suprayacen a una profundidad moderada de 60 a 90 cm.

2.1.2.3 Asociación de Andosol ócrico.

Están asociados con Andosoles húmicos, Luvisoles crómicos y Feozem lúvicos.

Con los Andosoles húmicos presentan las siguientes características: son suelos de textura media, con una cantidad de materia orgánica menor que la existente en la asociación de Andosol húmico, razón por la cual la coloración es más clara. Son suelos someros que presentan fases líticas de material andesítico. Su área de distribución es muy pequeña y sólo se localizan en el sureste de la sierra de Las Masas, en pendientes medias de 8 a 30%.

La asociación con los Luvisoles crómicos se establece sobre materiales tobáceos, en lugares cubiertos por vegetación boscosa y en otros que actualmente están sufriendo degradación provocada por el hombre; presentan fases dúricas profundas constituidas por concreciones de sílice y de óxido de fierro, en pendientes de 8 a 30%; se localizan al sur de la sierra de Las Masas y al norte de las de Monte Alto y Monte Bajo.

Con los Feozem háplicos la asociación se localiza en el suroeste de la sierra de Las Masas, en el inicio del arroyo Piedra Azul, en donde los suelos que descansan sobre suaves pendientes presentan una fase lítica profunda.

2.1.2.4 Asociación de Andosol mólico.

En la sierra de Las Masas, el Andosol mólico se presenta únicamente asociado con Luvisoles crómicos y con Feozem háplicos y lúvicos. En general, puede decirse que el Andosol mólico presenta las características del Andosol húmico, variando únicamente en el contenido de materia orgánica que es menor en el primero. Se localiza asociado con Luvisoles

crómicos en las subcuencas de los ríos Piedra Azul y Las Animas. La asociación coincide con los campos de cultivo en donde se observa que el Andosol mólico se está degradando; de textura media, en algunos sitios de pendientes de 8 a 30% presenta fases líticas profundas, sobre un estrato rocoso ande-sítico. Andosoles mólicos con Feozem háplicos y lúvicos se localizan en el resto de la sierra de Las Masas, predominando la asociación con los Feozem lúvicos en los valles intermon-tanos, y con los Feozem háplicos en las laderas. Los dos son de textura media, con fases líticas profundas y, en general, descienden hasta los 90 o 120 cm, siendo mayor la profundidad en los vallecitos (donde hay material de relleno aluvial, co-luvial y diluvial) que en las laderas (de donde proviene di-cho material).

2.1.2.5 Asociación de Luvisol crómico.

Al Luvisol crómico lo encontramos asociado con: Andosol ócrico, Litosol, Feozem háplico, y Feozem lúvico. En los lugares donde se concentra la agricultura, esta prácti-ca constituye un factor que ha influido en la heterogeneidad del suelo. En los sitios cercanos a los bosques, se presenta el Luvisol crómico asociado con el Andosol ócrico; con textu-ra media, contenido de materia orgánica aceptable (entre 4 y 6%) y con fases dúricas profundas, constituidas por concre-ciones de óxidos de hierro y de sílice; cuando se le encuen-tra asociado con Litosol, de inmediato surge la certeza de que el suelo ha sido erosionado, con el consecuente afloramiento de la roca original; con el Feozem háplico se localiza en las zonas de lomeríos, mientras que con el Feozem lúvico se le identifica en los valles. Esta asociación es importante por encontrarse en las zonas de cultivos donde existe un constan-te movimiento del suelo. La asociación se deriva de depósitos clásticos heterogéneos y presenta una textura media; descansan

sobre una pendiente que varía de 0 a 30% y su profundidad es variable: de 0 a 30 cm en los lomeríos y laderas, puede llegar hasta 90 y 120 cm en los valles donde existe un importante material de relleno. Suele presentar fases líticas y dúricas profundas.

2.1.2.6 Asociación de Feozem háplico.

El Feozem háplico está asociado con Litosol, con Andosol húmico y con Vertisol pélico. La asociación con el Litosol es muy importante porque representa la zona más degradada de la cuenca, correspondiente a la parte central-norte de la misma. Sus factores limitantes son: en profundidad, las características de la roca madre o de la regolita; su espesor, que es muy reducido, y la presencia de fases lítica superficial y lítica profunda en rocas andesíticas y tobas. Sus texturas son medias y reposa sobre pendientes de 0 a 30%.

Asociado con Andosol húmico se localiza en una pequeña región correspondiente al valle del Arroyo Verde, al sur de la sierra de Las Masas; en este valle, de ligera pendiente, existe material de acarreo con un buen contenido de materia orgánica (5%), lo que favorece la presencia de suelos bien desarrollados; su profundidad va de (90 a 120 cm), la textura es media y varía de migajón arcillosa a migajón arenosa.

Con el Vertisol pélico la asociación se localiza en los valles de los ríos San Jerónimo y la Bufa, nombre éste que adopta el San Jerónimo cerca de la presa Taxhimay. También se distribuyen estos suelos en las localidades de Cruz y Carrizal, en las faldas de la sierra de Jilotepec que dan hacia la presa Taxhimay, y en los arroyos El Panal, Barrajas y De Chapa; un rasgo característico de estos suelos es

que contienen arcilla expandible a la hidratación y retractable en seco, lo que ocasiona el agrietamiento de los suelos en la época de mayor sequía. La pendiente de estas zonas es de 0 a 8%, donde la asociación profundiza de 60 a 90 cm, límite en el que se presentan fases líticas profundas, en ocasiones pedregosas.

2.1.2.7 Asociación de Feozem lúvico.

Con el Feozem lúvico se asocian los Andosoles húmico, mólico y ócrico, además de Litosol, Feozem háptico y Luvisol crómico.

Con los Andosoles húmico y ócrico se encuentra en los valles del arroyo Paso de Las Mulas y en la ladera oriental del arroyo Verde, al sur de la sierra de Las Masas; estos son suelos profundos (90 a 120 cm), de texturas medias y de color café oscuro debido principalmente a la materia orgánica que contienen. Se originaron a partir de los sedimentos depositados a las orillas de los arroyos ya mencionados, sobre pendientes suaves de 0 a 8%. Con Andosol mólico, Luvisol crómico y Litosol, se encuentra en toda la sierra de Jilotepec y en la parte más elevada de la sierra de Las Masas, sobre la ladera orientada hacia el río Piedra Azul; su fondo varía de profundo a somero; profundo en los lugares donde existe Andosol mólico o Luvisol crómico, y somero en donde existe Litosol. En general, esta asociación es de color café oscuro, café rojizo u ocre, y el contenido de materia orgánica es muy bajo sólo en el Litosol de los afloramientos rocosos o en las zonas que han sido muy erosionadas; su textura es media; presenta fase lítica y lítica profunda y se origina a partir de rocas de tipo andesítico.

Por último, el Feozem lúvico se asocia con Feozem háptico sólo en pequeños lugares como en el valle del río Pie-

dra Azul, casi en su confluencia con el San Jerónimo; también donde se inicia el arroyo de los Baños y en el valle del arroyo Grande. Todos ellos son suelos de color café oscuro, con textura media (migajón arcillosa) y una profundidad que está entre 60 y 90 cm. En los dos últimos lugares presentan fase lítica profunda en el sitio donde la roca madre es de tipo andeítico, y la pendiente de los mismos es ligera, entre 0 y 8%.

2.1.2.8 Asociación de Vertisol pélico.

El Vertisol pélico se asocia con el Feozem háplico en una zona que funciona como límite oriental de la cuenca, desde Villa del Carbón hasta la presa Taxhimay. Son suelos que contienen arcillas expandibles que, al secarse, producen agrietamientos del terreno; su textura media varía de migajón arenosa a migajón arcillosa; tienen estructura masiva, y presentan superficies pulidas ("slickensides") así como relieve de "gilgai"; sus colores son muy oscuros, casi negros y su profundidad moderada (60 a 90 cm). Sus limitantes obedecen a una fase dúrica profunda gracias a concreciones calichosas; además, a fases pedregosas localizadas; la pendiente donde reposan estos suelos es suave y va de 0 a 8%.

3.0.0.0 Distribución y Panorama Actual de la Vegetación.

3.1.0.0 Características generales de la vegetación

La vegetación actual de la cuenca puede, de acuerdo con su desarrollo, separarse en cuatro agrupaciones importantes:

3.1.1.0 Vegetación primaria o nativa, constituida por bosque de oyamel, de pino y de encino.

3.1.2.0 Vegetación secundaria, mezcla de individuos nativos y plantas índice de perturbación como la Opuntia sp.

3.1.3.0 Vegetación inducida, de gramíneas que anteriormente abarcaban pequeñas áreas planas, que en la actualidad ocupan extensas superficies de las lomas, valles y terrenos con pendientes suaves.

3.1.4.0 Vegetación introducida, a base de cultivos agrícolas.

3.1.1.0 Vegetación primaria o nativa.

Constituye el elemento biológico más representativo de la cuenca; la integran elementos arbóreos de la especie Abies religiosa, así como los géneros Pinus sp. y Quercus sp., vulgarmente conocidos como oyameles, pinos y encinos, respectivamente.

Es la vegetación propia de bosques que están involucionando como consecuencia de la acción antrópica, combinada con la incidencia de fuegos y plagas, que alteran su equilibrio ecológico.

El bosque de oyameles (Abies religiosa) se encuen-

tra cubriendo las superficies que están por arriba de los 2700 metros sobre el nivel del mar; la estructura general está formada por cuatro estratos vegetales: el mayor o arbóreo, el arbustivo, el herbáceo y el rasante; los tres últimos constituyen el sotobosque.

El estrato arbóreo agrupa árboles altos, de 35 a 40 m de altura, aproximadamente, que se desarrollan casi siempre en suelos profundos, formando núcleos densos y puros; el ecotono que forman con pinos y, en ocasiones, con encinos, es estrecho.

El estrato arbustivo es poco constante, su distribución es discontinua y es común encontrarlo en manchones junto con elementos de matorral aislado. Entre las principales especies que integran este estrato están: Baccharis conferta (hierba del carbonero), B. heterophylla, B. ramulosa, Senecio salignus (jarilla), S. tolucanus (rabanillo), S. sanguisorbae (rabanillo) y Ribes affine (capulincillo cimarrón).

El estrato herbáceo, constituido por grámneas de tipo amacollado, como Muhlenbergia macroura y plantas de la familia de las compuestas, como Achillea millefolium (plumajillo, cientoenrama), Gnaphalium conoideum (gordolobo) y otras hierbas, como Eruca sativa, Cyperus hermafroditus, Oxalis alpina, Brunella vulgaris, Oenothera rosea (agua de azar) y Urtica urens, tiene una distribución homogénea en todo el bosque de oyamel. El estrato rasante se limita a pequeñas áreas del terreno en donde existe mayor humedad, siendo sus representantes los musgos, hongos, líquenes y helechos; dentro de estos últimos existen las siguientes especies: Adiantum trapeziforme (cilantrillo), A. capillis, Polypodium sp., Driopteris sp. y Woodwardia sp.

Los cuatro estratos, en conjunto, dan una cubierta foliar muy buena, lo que es importante en la conservación del suelo y del agua.

El bosque de pinos (Pinus sp.) forma una comunidad localizada, aproximadamente, de los 2500 a los 3500 m, en la que también se encuentran individuos de la especie Pinus hartwegii, que llegan a sobrepasar la cota de 3500 m, sobre suelos poco profundos. La comunidad de pinos, al igual que la anterior, se encuentra estructurada por tres estratos vegetales que constituyen el sotobosque, cuyas características son similares entre sí, más el estrato arbóreo en el cual se encuentra una población abundante de la especie Pinus leiophylla.

La altura media del estrato arbóreo es aproximadamente de 30 a 40 m y, en general, se desarrolla en suelos profundos. El bosque de pino crea un ecotono difuso en el límite superior con el bosque de oyamel, mientras que en el inferior lo crea con el de encinos. Los dos bosques anteriores son perennifolios, y en los lugares donde se les ha conservado su cubierta foliar es excelente, disminuyendo en los sitios sujetos a talas; se nota, sin embargo, que existe una regeneración natural de los bosques cuando hay condiciones apropiadas para su desarrollo y siempre que no haya competencia con otras plantas como hierbas y pastos.

El bosque de encinos (Quercus sp.) se encuentra desde los 2300 m hasta los 2800 m; es una comunidad dominante ya que su repoblado excede al de las coníferas cuyo aprovechamiento es abusivo.

En el bosque de encino se observa un estrato arbóreo y otros tres estratos que integran el sotobosque. El estrato arbóreo lo forman los encinos representados por las especies:

Quercus crassifolia, Q. mexicana, Q. crassipes, así como otros árboles de las especies: Arbutus xalapensis (madroño), Crataegus mexicana (tejocote) y Prunus capulli (capulín), cuya altura media es aproximadamente de 8 a 15 m. Son árboles caducifolios muy importantes desde el punto de vista del control de la erosión del suelo, debido a su densa cubierta foliar así como a su sistema radicular. El estrato arbustivo es muy escaso y en muchos sitios está constituido por encinos matorraleros de la especie Q. microphilla, que crecen más en amplitud que en altitud; el estrato herbáceo es el más abundante y está formado por gramíneas de las especies: Trisetum sp., Aegopogon sp., Andropogon sp., Panicum sp.; por plantas de la familia de las compuestas, de las especies: Baccharis termifolia (trompetilla), Senecio salignus (jari-lla), S. tolucanus (rabanillo), S. sanguisorbae, y otras hierbas como Salvia elegans (mirto), S. mexicana (mirto) y Penstemon campanulatus (cebadilla falsa o tarritos). El estrato rasante se reduce al espacio que contiene mayor humedad, en el que predominan: musgos, líquenes, hongos, hepáticas y helechos (Polypodium sp.)

Se observa una clara tendencia involutiva del bosque, en un futuro próximo, hacia la existencia de densos bosques de encino en sustitución del pino, del oyamel y de las coníferas en general.

Todos los bosques de la cuenca son explotados para obtener los siguientes productos: del oyamel, leña; del pino, resina y leña en raja, para papel; del encino, brazuelo, carbón y leña en raja, para papel (14).

(14) 1971, "Panorama socioeconómica en 1970". Gobierno del Estado de México, Palacio de Gobierno, tomo II, Toluca, Edo. de México.

3.1.2.0 Vegetación secundaria.

Se caracteriza por la presencia de individuos invasores que, poco a poco, y de acuerdo con las condiciones alteradas del terreno, van desplazando a los elementos nativos que tienden a desaparecer.

Esta vegetación es una mezcla constituida por elementos dominantes del género Quercus sp., (Quercus crassifolia, Q. mexicana, Q. crassipes, Q. microphylla), matorral subinermecaducifolio (Buddleia lanceolata (tepozán), Eupatorium sp., Ranunculus petiolaris), Opuntias sp. y gramíneas (Bouteloua sp., Aegopogon sp., Panicum sp.). De acuerdo con su estructura vegetal la comunidad está en una fase intermedia entre las condiciones nativas, con tendencia a extinguirse, y las condiciones de transición, mejor adaptadas a las actuales características del ambiente.

El grado de perturbación en esta vegetación se hace notar en sus elementos así como en la función que desempeña en el medio físico; los encinos arbóreos alternan con arbustos (muchas veces encinos arbustivos) que se disponen aislados en algunos sitios, o a manera de manchones en otros, razón por la que la cubierta foliar no es muy buena, lo que afecta las condiciones de suelo y la captación del agua favoreciendo el escurrimiento superficial.

Fenotípicamente la vegetación se muestra de la siguiente manera: encino-matorral, que es la más común, cuya presencia permite estimar cuál fue la extensión boscosa y su importancia en el pasado; matorral, cuya ubicación coincide con las áreas más perturbadas por la influencia de los factores físicos y humanos; encino-pastizal, que es una vegetación secundaria poco degradada. Aunque el área de distribución de esta última es restringida, su presencia ayuda a conservar ciertas condiciones nativas, evitando la invasión y

proliferación del matorral; y por último, el pastizal que, a la vez, presenta dos fenotipos: por arriba de los 2600 m está constituido por gramíneas amacolladas (Muhlenbergia macroura), que tienen un desarrollo favorable durante todo el año toda vez que no hay grandes perturbaciones (por ejemplo, un pastoreo excesivo). Por abajo de los 2600 m las gramíneas forman un estrato continuo pero muy ralo, ya que a esta altitud sí es notoria la influencia del sobrepastoreo; las especies dominantes en este estrato son: Bouteloua sp., Aegopogon sp. y Panicum sp..

3.1.3.0 Vegetación inducida.

Corresponde al pastizal que en forma natural crece en grandes proporciones de terrenos poco accidentados y que se ha desarrollado por la influencia de la actividad humana o por otros factores físicos como talas y quemas que han alterado el medio, por lo que en muchas áreas el pastizal se incrementa como vegetación secundaria.

El uso de este pastizal es importante como recurso en las actividades ganaderas de la cuenca, por tanto se debe mantener y controlar su crecimiento.

3.1.4.0 Vegetación introducida.

Se refiere a plantas que el hombre ha introducido con fines de explotación agrícola.

Se cultivan: maíz, papa, cebada, haba, trigo, frijol, alafalfa, chícharo y árboles frutales, principalmente durazno, manzano, peral y nogal de castilla.

También dentro de las zonas de cultivo crecen algunas hierbas como Cosmos bipinnatus (girasol morado), Lopezia racimosa (perlilla), Bidens triplinervia, Rumex sp. (lengua

de vaca), Rumex obtusifolia (hierba del cáncer) y Stachys agraria. Estas plantas son llamadas ruderales porque se desarrollan también en zonas de perturbación como: a los lados de los caminos, de los ríos y arroyos y en los campos de cultivo abandonados.

Ya que existe dificultad para delimitar y cartografiar las diferentes comunidades vegetales, toda vez que se encuentran estrechamente relacionadas entre sí, se optó por separarlas de acuerdo con el estado de conservación que presentan en la actualidad ⁽¹⁵⁾. Este punto de vista es válido para los requerimientos de este estudio, ya que no se altera la realidad del paisaje biótico y, por otra parte, constituye un valioso elemento para la planeación de los recursos (véase mapa No. 7).

Según este criterio, el bosque presenta básicamente tres estados de conservación: uno, el de bosque "conservado" que se localiza en las porciones elevadas de la cuenca, a una altitud que varía de los 2500 o 2600 m, hasta los 3600 m; abarca un área aproximada de 13461.25 Ha (ver cuadro adjunto) que representa el 46.70% del área total de bosques (este porcentaje no aparece en el cuadro adjunto), 37.94% de la superficie total de la cuenca. Dichas cifras incluyen los bosques de oyamel, pino y encino que forman un estrato uniforme, que debe ser conservado para proteger los suelos de la acción de los procesos erosivos, que influye en el aumento de la infiltración y en la disminución del escurrimiento superficial. Por sus condiciones, este bosque conservado debe ser explotado racionalmente para mejorar las condiciones económicas de la población.

(15) Melo Gallegos, C. 1975, "La vegetación de la Cuenca de México" (inédito).

El siguiente estado del bosque corresponde al "semiperturbado"; los individuos que representan dicho bosque son pinos y encinos que se encuentran a una altitud que varía entre los 2350 y los 2850 m, en las sierras y en las lomas; la superficie que cubren es de 3256.00 Ha. que corresponden al 11.29% del área total de bosque y al 9.18% del total de la cuenca. La clasificación de este bosque puede considerarse un estado de transición entre el bosque conservado y el bosque perturbado. En este bosque se requieren prácticas de conservación para evitar que sigan desapareciendo los elementos que lo constituyen.

El otro estado del bosque es el de "perturbado", y lo representan el encinar y algunos elementos de vegetación secundaria, como los encinos matorraleros, el matorral subinmerme caducifolio y las gramíneas. Se localiza en las laderas de la sierra de Jilotepec y en las barrancas que se encuentran entre las lomas, abarcando una superficie, muy degradada, de 6406.75 Ha., área que equivale al 22.22% del estrato boscoso general y al 18.06% de la superficie total de la cuenca; estas cifras revelan la actividad nociva del hombre, que efectúa talas, roturamientos agrícolas y pastoreo intensivo ocasionando, de esta manera, la alteración del bosque.

La zona "desforestada" o completamente perdida es la superficie de mayor perturbación causada por la acción antrópica; abarca aproximadamente 5704.00 Ha. que fueron de bosque de encinos y pinos y que en la actualidad están cubiertas por pastizales; en esta superficie se consideran también los pequeños afloramientos rocosos y representan, en conjunto, el 16.07% del área total de la cuenca; la distribución de las gramíneas se efectúa en los terrenos planos de toda la cuenca, así como en las ligeras pendientes de la sierra de Jilotepec y en los perfiles de algunas barrancas labradas sobre las lomas.

El área agrícola está integrada por 6180.00 Ha. que representan el 17.42% de la superficie total de la cuenca; los cultivos se encuentran en grandes y pequeños terrenos dispersos por toda la cuenca, sobre pendientes suaves. La zona más extensa del cultivo circunda a Villa del Carbón, después la siguen en importancia el valle del río San Jerónimo, los lugares aledaños a la presa Taxhimay y los alrededores de la localidad de San Francisco de las Tablas, lo mismo que las cercanías de Chapa de Mota.

CLASIFICACION DE LA VEGETACION Y SU
ESTADO DE CONSERVACION

Quadro No. 2

I. VEGETACION NATURAL	DEFINICION Y ESTADO ACTUAL DE CONSERVACION	SUPERFICIE CUBIERTA (Ha)	PORCENTAJE RESPECTO A LA SUP. DE LA CUENCA
. MEDIO FORESTAL	Bosque Conservado	13,461.25	37.94
	Bosque Semiperturbado	3,256.00	9.18
	Bosque Perturbado	6,406.75	18.06
. PASTIZAL	Vegetación Secundaria en zona desforestada.	5,704.00	16.07
II. VEGETACION INTRODUCIDA	Cultivos Varios	6,180.00	17.42
SUP. TOTAL DE LA VEGETACION		35,008.00	98.67
III. OTROS ELEMENTOS	Variable		
. CUERPOS DE AGUA			
. ASENTAMIENTOS HUMANOS		97.75	0.28
SUP. TOTAL DE LA CUENCA		35,480.00	100.00

6.0.0.0.0 DINAMICA GEOMORFOLOGICA ACTUAL COMO MODELADORA DE FORMAS

Como se sabe, todos los elementos anteriormente descritos no actúan por sí solos en la naturaleza, sino que están interactuando en un sistema bastante complejo. En esta parte del estudio se tratará de integrar a todos estos elementos (el relieve, la litología, las condiciones climáticas y edáficas, la cubierta vegetal y la acción antrópica) en su mutua relación, al hacer el análisis de los procesos geomorfológicos que actualmente operan en la cuenca. Asimismo, debe aclararse que dicho análisis tiene un valor meramente cualitativo, puesto que para hacer la cuantificación de los procesos se presentan varios problemas cuya solución se encuentra en el establecimiento de "campos experimentales". Existen, desde luego, algunos factores que son medibles: como la precipitación, la intensidad y frecuencia de la misma, y el valor de la pendiente; pero también hay otros de los que es necesario, para apreciar sus efectos, considerar algunas características peculiares no medibles. Por ejemplo, los diferentes tipos de vegetación actúan como pantallas protectoras del suelo, con una eficacia que depende de su cobertura foliar así como de su densidad. Esta eficacia se estima, pero no se mide. Otro tanto sucede con el suelo, del cual se pueden medir en el laboratorio algunas de sus características, tales como el coeficiente de erodabilidad; sin embargo, ya en el terreno las condiciones cambian y resulta muy difícil cuantificar los procesos.

En tales condiciones nos concretaremos únicamente a analizar cualitativamente la dinámica de los procesos morfo-genéticos.

1.0.0.0 Análisis y Génesis de los Procesos.

Según Thornbury (16) "los procesos geomórficos o geomorfológicos son todos esos cambios físicos y químicos que determinan una modificación de la forma superficial de la Tierra", en tanto que los agentes son "los elementos que dan o han dado forma al modelado; estos son: el agua en sus diferentes estados, el viento, los animales, incluyendo también como agente al mismo hombre". (16)

Los procesos morfogenéticos que se van a tratar son los referentes a la obra externa de la naturaleza, llamados procesos externos que afectan el área considerada, ya que son los más importantes para los objetivos fijados en este trabajo.

Considerando todos los procesos que se llevan a cabo en la cuenca, se pudo observar que unos son simples y se diferencian fácilmente, en cambio otros son más complejos y resultan de la intervención de varios procesos simples, a la vez. Viers (17) explica que los procesos mecánicos son fáciles de distinguir, así como los procesos químicos, pero también determinados procesos están ligados a un clima determinado o a un grupo de climas emparentados: son los llamados procesos zonales. Algunos otros que no son tan específicos de un dominio climático, constituyen los llamados procesos azonales. Por lo anterior, puede verse que resultan combinaciones regionales de procesos que modifican el relieve y que están en relación con los climas, lo que constituye un sistema morfogenético. Así, pues, para cada tipo de clima corresponde, en principio, un sistema morfogenético, o mejor dicho, morfoclimático, con las condiciones particulares de cada región.

(16) Thornbury, D. W. 1960, "Principios de Geomorfología"
Edit. KAPELUSZ, Buenos Aires.

(16) Thornbury, D. W. 1960, op. cit.

(17) Viers, G. 1973, "Geomorfología" Edit. Oikos-tau, S.A.
Barcelona.

Ahora bien, en el área se presenta todo un sistema morfoclimático típico de regiones templadas y, dentro de él, el proceso que reviste mayor interés desde un punto de vista práctico es el flujo superficial que se presenta en dos modalidades: la escorrentía, o flujo no encauzado, y el escurrimiento concentrado. Ambos repercuten directa o indirectamente en el arrastre de sedimentos hacia el ambalse que constituye la presa Taxhimay, y de ahí la importancia de su conocimiento.

Este flujo superficial conduce a una erosión fluvial en la que intervienen varios pasos que habrán de analizarse: la alteración de las rocas por un intemperismo mecánico o químico. La acción del intemperismo es la preparación del material que más tarde va a ser transportado, ya sea por gravedad o por el agua, en tanto que agentes. La secuencia temporo-espacial de este enunciado tiene su correlativo en procesos casuales cuya sucesión va de los elementales a los complejos y, de éstos, al sistema morfoclimático.

2.0.0.0 Procesos Elementales

2.1.0.0 Proceso de intemperismo.

El intemperismo mecánico actúa de la siguiente manera: las rocas no son perfectamente compactas y presentan pequeñas diaclasas que, al agrandarse, disgregan la roca en fragmentos. El hielo es el agente principal de esta disgregación, y aun en climas templados, como el de la cuenca, en la época de heladas más frecuentes (diciembre-enero) se manifiesta este proceso cuando las hendiduras de las rocas se llenan de agua que al alcanzar bajas temperaturas se congela aumentando su volumen, haciéndola estallar con una presión considerable. Este proceso se conoce como gelifracción y ocurre en toda la cuenca, aunque en algunos lugares se ve atenuado por la existencia de la cubierta vegetal que actúa como termorregulador.

Las variaciones de temperatura son menos activas, pero pueden dislocar la roca contribuyendo a disgregarla por medio de otros agentes; este proceso es el termoclastismo cuya acción, en la cuenca, es mayor en áreas donde el suelo carece de protección.

También se ha observado que en el intemperismo mecánico pueden intervenir los seres vivos, como por ejemplo, las plantas que con sus raíces actúan como cuñas en las hendiduras, llegando a fragmentar la roca. Este fenómeno es frecuente en la zona boscosa.

Ahora bien, estos procesos descritos brevemente dan por resultado partículas de material que adopta distintas formas según las características litológicas. Por ejemplo, la fragmentación en bloques angulosos es propia de rocas coherentes como andesitas, fonolitas y traquiandesitas que afloran en las altas montañas y en áreas de pendientes fuertes; la descamación ocurre en rocas foliáceas de las cuales existen algunos afloramientos en la zona; así, las fonolitas que presentan pseudoestratificación se fragmentan en pequeñas lajas. También en rocas masivas (andesitas y traquiandesitas) hay descamación, pero éstas ya son modalidades que obedecen a la estructura litológica interna y a acciones microclimáticas.

Por otro lado se encuentra la alteración química o intemperismo químico que es muy importante porque influye considerablemente en la morfogénesis y en la pedogénesis. En el ataque químico interviene el agua que altera las paredes rocosas o, más a menudo, las partículas de roca sueltas. El agua puede actuar en estado puro o bajo cierta acidificación (por ejemplo cuando está cargada de ácidos orgánicos procedentes de la descomposición de los vegetales) ⁽¹⁸⁾. Esta aci-

(18) Derruau, M. 1970, "Geomorfología" Edit. Ariel, España.

dificación es característica de toda la zona cubierta por bosque, ya que los suelos de esas superficies se muestran moderadamente ácidos. El intemperismo químico actúa principalmente sobre los silicatos, que son los minerales más frecuentes entre las rocas, y el resultado final es la obtención de arcillas y óxidos e hidróxidos de fierro. Las andesitas de la región son susceptibles de alterarse por hidratación de los minerales que las componen, dando como resultado fragmentos con rasgos más toscos en su textura y con una coloración verde opaco. En cuanto a las arcillas (derivadas de los feldespatos intemperizados), es fundamental considerarlas en primer lugar en los estudios geomorfológicos y edáficos. En efecto, los minerales arcillosos son poco resistentes a la erosión mecánica, ya que el agua puede excavarlos fácilmente. Además, las arcillas modifican la coherencia de una formación:⁽¹⁸⁾ algunas se convierten en plásticas, por lo que se deforman, o bien en líquidas (al sobrepasar el límite de liquidez de Atteberg), y fluyen con facilidad por las vertientes; otras veces dan lugar al microrelieve de gilgai y a los agrietamientos característicos de las mismas (juntas de desecación), en lugares con Vertisoles pélicos. De igual manera, existe estrecha relación entre las arcillas que forman parte del suelo y la vegetación, ya que contribuyen a la nutrición de los vegetales, toda vez que constituyen una reserva de iones intercambiables, como pudo apreciarse al hacer el análisis de la capacidad de intercambio catiónico, la cual es alta en los Andosoles húmico, mólico, ócrico y en los Luvisoles crómicos. Así, pues, estas arcillas son una reserva de iones nutritivos que pasan a las raíces, lo que propicia mejor desarrollo de la cubierta que, a su vez, contribuye a mantener el suelo de lugares con pendientes fuertes.

(18) Derruau, M. 1970, op. cit.

2.2.0.0 Procesos gravitacionales (*).

Una vez desarrollada la primera etapa que corresponde a la alteración "in situ" de los materiales, sigue un movimiento de los mismos en el que intervienen otros procesos, llamados gravitacionales porque la gravedad es el principal agente que origina el avance de las partículas, aunque también influyen en menor grado otros tales como: el agua.

Dentro de estos procesos gravitacionales se dan algunos movimientos bruscos y otros lentos y continuos. Estos procesos son los siguientes:

Sufosión. Dentro del intemperismo existe un mecanismo, llamado lavado, que consiste en el arrastre, hacia las partes inferiores, de materiales acarreados por el agua, ya sea que formen una solución de sustancias químicas o una suspensión coloidal (en la que las partículas minerales se presentan en pequeños agregados menores de 2 micras). Tomando en consideración esto, el agua propicia la lixiviación (sinónimo también de lavado) de las partículas más finas del suelo, ocasionando oquedades que más tarde traen como consecuencia pequeños asentamientos y deslizamientos del terreno, dando formas escalonadas; este proceso se presenta, en general, en toda la cuenca, pero es más frecuente en zonas que tuvieron bosques y que actualmente se encuentran cubiertas por pastos que, a su vez, han sido afectadas por el sobrepastoreo.

El coluviamiento es otro fenómeno caracterizado por el descenso, por gravedad, de los materiales sobre las ver-

(*) En lo sucesivo, y a diferencia del criterio seguido en el estudio del sustrato edáfico, las pendientes las designaremos en grados. En efecto, existen valores límite, asignados en grados, que corresponden al predominio de tal o cual proceso.

tientes; para que se efectúe el movimiento es necesario que el material pierda resistencia; ésta también se vence por influencia de otros agentes como el agua, la vegetación o los animales. El resultado es la formación de suelos pedregosos al pie de las vertientes, por acumulación de los escombros o derrubios de gravedad o coluviones. Los depósitos acumulados varían de acuerdo con la pendiente, y el efecto de este fenómeno pudo observarse en la zona de lomeríos, en donde la distribución de los derrubios es más dispersa sobre las lomas cuyas pendientes se encuentran entre el rango de 0° a 5°, mientras que en las partes bajas de las mismas los derrubios forman verdaderos taludes.

Por lo que respecta a los derrumbes, éstos suelen producirse sobre los terrenos de pendientes muy fuertes. Los derrumbes resultan de la acción de la gravedad: primeramente la roca "in situ" es disgregada por acción del intemperismo, quedando recortada en una serie de bloques inestables. Cuando la pendiente del terreno es superior a la pendiente de equilibrio de los bloques, éstos caen unos arriba de otros formando también un talud de escombros, en el que los materiales más grandes avanzan más lejos que los finos, a diferencia del transporte fluvial. En ambos procesos (coluviamiento y derrumbes) se nota que: el relieve muy accidentado, el tipo de material poco coherente y muy alterado (brechas, tobas, aglomerados), y la escasa cubierta vegetal aceleran estos fenómenos.

Los deslizamientos constituyen un proceso denudatorio de gran importancia dentro de la cuenca, no sólo por las extensiones de terreno que afectan la utilización de las tierras de cultivo, sino, también, por la cantidad de material de arrastre que remueven, dispuesto a la acción de las escorrentías difusa y concentrada. Incluso estos deslizamientos llegan a presentarse directamente en las partes bajas de las vertientes,

en su contacto con los ríos y arroyos.

Todos los factores naturales de la zona actuando en conjunto, más las acciones antrópicas, favorecen la producción y desarrollo del fenómeno. En efecto, nos encontramos con una litología altamente propicia, con andesitas y traquiandesitas muy fracturadas, con espesores considerables de sedimentos sueltos derivados de las tobas y aglomerados, y con suelos de un alto contenido en arcillas aptos para la retención de la humedad; si a esto se une el régimen de lluvias torrenciales y persistentes durante el verano, el relieve accidentado y la escasa cubierta vegetal poco protectora, se podrá observar un desequilibrio notable que es el punto de partida de la ocurrencia de los deslizamientos. Estos movimientos de tierra se presentan de manera brusca y son capaces de poner en acción varias toneladas de materiales. La gravedad, en relación con la pendiente, influye como elemento determinante. Así, los deslizamientos ocurren más comúnmente en áreas con pendientes fuertes, de 15 a 35°, pero también pueden producirse sobre pendientes menores, como se observó en la región. Los deslizamientos ligados a otros procesos como la sufosión, las escorrentías y la acción de animales socavadores, dan lugar a suelos leprosos cuya característica particular, que los define, es el desprendimiento selectivo por paquetes, que se encuentran separados entre sí por pequeñas áreas aparentemente sanas.

La solifluxión es un proceso que en la zona dio lugar a formas relictas. (Véase mapa No. 8) Consiste en un movimiento en masa de los suelos que, en este sector, tienen un contenido elevado de arcillas (como sucede, por ejemplo, con los Luvisoles crómicos y los Feozem háplicos). Este mecanismo es lento, aunque continuo, en vertientes cuyo rango de pendiente oscila entre 15 y 25°; se produce cuando hay suficiente humedad que haga sobrepasar el límite de plasticidad del

material y, por consiguiente, éste debe contener una alta proporción de arcilla capaz de retener mucha humedad. De esta manera se originan superficies con bastantes agrietamientos, así como pequeñas lomas sobre las vertientes, dando un modelado de terracitas. Como estas formas de solifluación se encontraron en un área muy localizada y, además, por la condición climática que prevalece en la cuenca, se piensa que este mecanismo pertenece a una época anterior a la actual (cuaternario), en un clima más húmedo, y que ahora el modelado original está siendo retocado por otros procesos como las escorrentías.

Un proceso muy característico de la cuenca es el desarrollado por la acción del ganado, sobre todo del ganado bovino, que es el más frecuente, que al pastar sobre terrenos con pendientes de rangos entre 5° y 25° y, en ocasiones hasta mayores de 25°, sobre un estrato de rocas poco coherentes y de fragmentos muy heterogéneos en cuanto a su calibre, así como una cubierta vegetal rala y discontinua, forman pequeñas terrazas llamadas "pie de vaca". Este modelado es muy frecuente en toda el área de pastizales apisonados, en donde se suceden otros procesos como los deslizamientos, la sufosión, las escorrentías, etc.

Otro movimiento gravitacional que se analizó en la cuenca es la reptación, creep o creeping. Según Pierre Birot (19), " se ordenan comúnmente bajo el nombre de "creep" todos los modos de desplazamiento individual de las partículas que no sufren acarreo por la influencia de un fluido exterior y cuyo recorrido medio no pasa de algunos centímetros".

(19) Birot, P. 1960, "Le cycle d'érosion sous les différents climats". Curso de altos estudios geográficos, No. 1. Centro de pesquisas de Geografía do Brasil, Faculdade Nacional de Filosofia, Universidade do Brasil, Capítulo II. Rio de Janeiro, Brasil.

Este fenómeno típico de las vertientes es provocado por todas las causas susceptibles de hacer oscilar la posición de una partícula; al intervenir la gravedad provoca que esta oscilación se traduzca en un desplazamiento aguas abajo de las vertientes.

Este proceso se lleva a cabo por movimientos muy variados, por ejemplo: en la cuenca, cuando se presentan heladas, una aguja de hielo levanta una partícula opuesta al sentido de la vertiente; la fusión de la aguja precipita la partícula en el sentido de la gravedad, lo que produce un desplazamiento de algunos centímetros; intervienen también los cambios de volumen resultantes de variaciones de temperatura y humedad, hidratación, disolución, alteración química; así, una partícula sujeta a alternancias de contracción y dilatación, por el efecto de estas variaciones térmicas sufre una fatiga mecánica que incide sobre su cohesión, y se desplaza hacia abajo. Las gotas de un chubasco al golpear el suelo hacen saltar partículas en todas direcciones, pero siempre con una componente aguas abajo. Aquí la vegetación actúa de dos maneras: por un lado, las raíces, al fijar las partículas del suelo, disminuyen el transporte y la velocidad del descenso, pero no por completo, ya que dichas raíces, sobre todo las de los árboles, fragmentan las rocas proporcionando, por otra parte, el material disponible. Los animales socavadores también participan en este proceso, al expulsar el material socavado que, sin cohesión, cae siempre aguas abajo. En las condiciones climáticas de esta cuenca con un régimen templado, la evolución de las vertientes en la zona forestal es lenta. En dicha evolución intervienen, además del creeping, otros procesos elementales que unidos en su acción determinan procesos complejos.

3.0.0.0 Procesos Complejos.

3.1.0.0 Procesos hídricos

En este conjunto de procesos complejos formados por la acción conjunta de dos ó más elementos, destacan en importancia los procesos hídricos que, para comodidad en la exposición, analizaremos por medio de: el escurrimiento hipodérmico o subsuperficial, la escorrentía en todas sus gamas y el escurrimiento superficial.

3.1.1.0 Escurrimiento subsuperficial o hipodérmico.

El escurrimiento subsuperficial o hipodérmico es la fracción de agua que se infiltra en el suelo y que a cierto nivel, por las condiciones del suelo, no puede continuar profundamente su camino, para formar un escurrimiento subterráneo; entonces el agua sigue a poca profundidad y reaparece en fuentes superficiales, manantiales u ojos de agua, en los repliegues del terreno y al pie de las vertientes.

Otra característica del flujo hipodérmico es que disminuye muchas veces la acción de la escorrentía, y provoca fenómenos de sufosión que aceleran el desprendimiento del suelo, por paquetes, dando lugar a formas denominadas "suelos leprosos".

Este tipo de escurrimiento se presenta en toda la cuenca y es más intenso en la zona boscosa, donde facilita la pedogénesis, disminuyendo en donde la vegetación es escasa o nula, contribuyendo a la erosión.

3.1.2.0 La escorrentía.

Este es el proceso principal por su distribución y por las formas que origina (véase mapa No. 8).

La escorrentía es una forma de flujo superficial que se caracteriza porque el agua de precipitación no llega a con-

centrarse en un cauce definido, de tal manera que su movimiento sobre el terreno adquiere un carácter desordenado, en forma de lámina de agua (20).

La escorrentía presenta varias etapas, ya que es un fenómeno secuencial, o sea que, a partir de la intensidad de la lluvia se presentan una o varias etapas de una sola precipitación; también sucede que en un periodo determinado de precipitaciones se desarrollen todos los tipos de escorrentías en una distribución espacio-temporal; aunque en la cuenca se desarrollan todas las etapas, sólo cuatro de ellas son las más peculiares y, por tanto, se les describe más ampliamente.

De acuerdo con los estudios de Cervantes B. (20) la primera etapa corresponde a la escorrentía areolar o peculiar. "En esta etapa se observa que ciertos lugares, en especial aquellos situados bajo las goteras en un medio forestal, se impermeabilizan como consecuencia de la erosión pluvial (provocada por la energía cinética de las gotas de lluvia). Estas superficies (húmedas) se organizan en una escorrentía que adquiere la forma de una lámina de tres a cinco metros de diámetro y de un milímetro de espesor, que se desplaza muy lentamente y tiende a infiltrarse en la zona marginal en donde el suelo es menos atacado por las gotas de la lluvia y, por lo mismo, no han impermeabilizado el terreno". La acción de este tipo de escorrentía se refleja de manera débil en la cuenca, pero contribuye a la disgregación de las partículas del suelo y a la impermeabilización del terreno en áreas cada vez más extensas. El resultado es un micromodelado de conjunto; puesto que es un proceso bastante lento, hay tiempo suficiente para la regeneración de los suelos. En este proceso, en las

(20) Cervantes B.J.F. 1974, "Modificación del Método de Storie por el Método Geomorfológico". Sobretiro de Bol. del Insitituto de Geografía, Vol. V, México

(20) Cervantes, B.J.F. 1974, op. cit.

vertientes, solamente hay un ligero transporte, aguas abajo, de pequeñas partículas y restos orgánicos.

Escorrentía discontinua o embrionaria. Corresponde a la segunda etapa. Si la precipitación continúa con la misma intensidad, sin que necesariamente aumente, llega un momento en que las láminas de agua o charcos crecen de tal manera que hay mayor concentración del agua y aumento del espesor de los charcos, lo que origina hilillos que, de acuerdo con la pendiente del terreno, recorren las vertientes en todo su conjunto; es decir, como una lámina. Para que se realice este tipo de escorrentía la precipitación debe tener cierta duración o, bien, un incremento en su intensidad. En la cuenca, en donde la pendiente es menos de 1° , como es a lo largo de los lomeríos, la escorrentía permanece en su primera etapa, la areolar; en este caso los charcos no se concentran y el agua termina por infiltrarse o evaporarse; en cambio, cuando la pendiente aumenta, se forman los hilillos mencionados que avanzan hacia abajo y que al encontrarse con obstáculos se frenan, infiltrándose de nuevo y desapareciendo; por tanto no forman cauces. Este tipo de escorrentía ya tiene una capacidad de transporte un poco mayor, pero no es regular ya que al desaparecer los hilillos los depósitos se dispersan. El calibre del material transportado es del orden de 20 a 100 micras y está constituido por arenas finas, limos y restos orgánicos.

Escorrentía difusa. Representa la tercera etapa y reviste dos modalidades: la escorrentía difusa moderada y la escorrentía difusa fuerte. En la escorrentía difusa moderada la acción erosiva es laminar y afecta, por tanto, las capas muy delgadas, extendiéndose más o menos uniformemente en toda la superficie sobre la que actúa. Esta erosión laminar resulta, en primera instancia, de la disgregación de los elementos terrosos por el impacto que ejercen las gotas de lluvia y,

posteriormente, por la acción del agua que escurre y forma un flujo superficial homogéneo constituido por numerosos hilillos anastomosados, capaz de transportar las partículas, previamente disgregadas, susceptibles de ser arrastradas o puestas en suspensión. De este modo, el conjunto formado por el agua y la tierra corre a lo largo de las pendientes como una lámina y el suelo se va degradando por capas sucesivas. El tipo de materiales de remoción consiste en arenas finas y limos cuyas partículas van de 20 a 100 micras, tamaño del mismo orden que el material transportado por la escorrentía embrionaria, sólo que en mayor cantidad; además de la presencia de arcillas.

En el caso de la escorrentía difusa fuerte los hilos de agua no se pierden, llegan a recorrer el conjunto de la vertiente y su gasto es mayor; es decir, están lo suficientemente alimentados como para no desaparecer, pero para esto es necesario que también la infiltración sea débil y que la precipitación sea muy intensa, de tal modo que exista un excedente que permita el flujo continuo. Por otra parte, la pendiente debe ser mayor, ya que si ésta es fuerte el flujo es más rápido y las pérdidas por infiltración son menores.

Los hilos de agua también se encuentran anastomosados, pues al chorrear y encontrar un obstáculo se dividen librándolo y volviendo a unirse, no sin antes dejar un pequeño depósito visible en el terreno. Como esta operación se realiza infinidad de veces, de acuerdo con las asperezas del terreno, la traza del flujo se maneja por un anastomosamiento, o sea, una consecuencia de separaciones y concentraciones de los hilos de agua.

Como ya se mencionó, los hilos de agua son suficientemente abundantes como para no perderse, lo que provoca una escorrentía continua que, por otra parte, no es suficiente-

mente potente para incidir el suelo, ya que dicho flujo sólo se adapta a las irregularidades del terreno.

Sin embargo, en este caso la capacidad de transporte es mucho mayor, y el desplazamiento de los materiales, que son de tamaño un poco mayor, alcanza distancias más lejanas. Dentro de las formas resultantes se encuentran pequeños montículos de sedimentos, mayor abundancia de fragmentos en la superficie del suelo, de naturaleza análoga a los que se encuentran en el sustrato, y microformas muy frecuentes en los lugares con litología de brechas y aglomerados, llamadas "mesas basculantes" (demoiselles coiffés),⁽¹⁸⁾ en que los fragmentos mayores protegen contra la escorrentía el material subyacente, que se conserva como una columna rematada por el fragmento protector.

En la escorrentía difusa (en sus dos modalidades) intervienen varios factores que son determinantes: en primer lugar el clima, que es la causa más directa del fenómeno, del cual el elemento más importante es la precipitación y, a su vez, de ésta, la intensidad, la abundancia y la frecuencia.

Al analizar las condiciones climáticas se observa que después de los meses de sequía (abril y mayo), al iniciarse el periodo de las lluvias, con aguaceros prolongados y alta intensidad, es cuando se favorece este tipo de escorrentía.

Por otra parte, las características predominantes del relieve son favorables a la generación de este proceso erosivo. El factor relieve demuestra que a diferentes pendientes corresponde una acción mayor o menor de la erosión. En las zonas montañosas de las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, Las Masas y Jilotepec, que contienen valores de pendiente

(18) Derruau, M. 1970, op. cit.

mayores de 15°, la escorrentía difusa adquiere mayor importancia, disminuyendo en el área de pendientes suaves correspondiente al talud de las sierras y a la parte alta de los lomeríos.

Pero también interviene un factor muy importante que acelera o atenúa este proceso, se trata de la vegetación. Los diferentes estratos vegetales sirven de pantalla protectora según sus características foliares por cuanto se refiere al grado de cobertura. En las áreas de bosque bien conservado este tipo de escorrentía es más difícil de identificar, ya que en este medio el agua casi no transporta, mientras en el bosque perturbado el fenómeno es más notorio, pues existen numerosas plantas (entre ellas los encinos) con el sistema radicular descubierto indicador de que el suelo que lo cubría ha sido transportado. En el caso de zonas desforestadas cubiertas por pastizales existe predominio de la escorrentía difusa fuerte, pues aunque los pastos son buenos protectores, en términos generales, se trata de una cubierta rala sobre superficies empinadas. El área con cultivos no ofrece ninguna garantía de estabilidad para estos terrenos; en ella se nota un empobrecimiento de la fertilidad de los suelos así como manchas de erosión ocasionadas por el flujo laminar descrito.

La litología regional también favorece el desarrollo de este tipo de escorrentía; en efecto, los materiales de la zona están muy fracturados o poco consolidados; hay sedimentos sueltos e incoherentes que fácilmente son puestos en movimiento, ya sea en forma de bloques, de guijarros, o de material en suspensión.

En general, las condiciones edáficas son propicias a la erosión. Los suelos que presentan altos contenidos de arcillas (por ejemplo, los Luvisoles crómicos), al quedar saturados de humedad favorecen la escorrentía. Donde hay Lito-

soles, los cuales son muy delgados, no existe infiltración adecuada que pueda evitar el flujo laminar sobre pendientes abruptas.

La escorrentía concentrada. Corresponde a la cuarta etapa, que sería la etapa final antes de que el flujo hídrico pase a ser verdadero escurrimiento.

Cervantes B. dice al respecto: (20) "Si la precipitación se intensifica o dura mucho tiempo, si la pendiente de la vertiente aumenta, si el suelo se hace menos permeable, cada uno de esos cuatro factores, solos o combinados, son capaces de acrecentar el gasto de la escorrentía, lo que hace que los hilos de agua, a partir de cierto lugar, sean suficientemente abundantes y capaces de incidir hasta modelar un pequeño lecho que anuncia, por otra parte, el abarrancamiento. Esta horadación marca una cicatriz en el terreno, y podrá ser utilizada por las precipitaciones siguientes hasta llegar a formar, posteriormente, un verdadero lecho fluvial. Este límite de concentración de las aguas, como consecuencia de la incisión sobre el terreno, en geomorfología se llama aparición de un talweg elemental, y es el que marca el principio de la organización de una red hidrológica".

La escorrentía concentrada puede originar varias formas que, en la cuenca, se identifican como alveolos de escorrentía concentrada, badenes, cárcavas y badlands.

Los alveolos se forman por la intervención, primero, del flujo hipodérmico que se concentra en determinadas áreas en donde la debilidad del terreno lo permite; por ejemplo, donde existen tunelamientos provocados por sufosión, en los suelos arcillo-arenosos de la cuenca; viene posteriormente un asentamiento seguido de un desprendimiento que favorecen la

(20) Cervantes B.J.F. 1974, op. cit.

acción de la escorrentía que provoca una incisión en el suelo, y, más adelante, se engendra un pequeño depósito en los lugares donde el agua encuentra resistencias tales como rocas, matas de vegetación aisladas, etc., en su curso aguas abajo. Se puede decir, entonces, que un alveolo de escorrentía consta de varias porciones: una de desprendimiento que forma un pequeño circo, una de asentamiento, un talweg incipiente y una de acumulación.

Los badenes son causados por la escorrentía concentrada con regueras, que consiste en el arrastre de elementos del suelo los cuales, al correr por la superficie da lugar a surcos o badenes orientados más o menos perpendicularmente a las curvas de nivel. La formación de estas regueras acontece cuando el agua no escurre uniformemente por toda la superficie, sino que fluye de manera concentrada en corrientes cuya potencia erosiva es capaz de abrir pequeñas incisiones en el suelo, a manera de arañazos (griffures, en francés).

Durante la época de lluvias, con aguaceros de gran intensidad y bajo ciertas condiciones, este tipo de escorrentía concentrada origina los badenes: las áreas más propicias son los terrenos agrícolas labrados en pendientes pronunciadas, sobre suelos con horizontes superficiales constituidos por elementos muy heterogéneos como los Feozem háplicos y sus asociaciones, localizados justamente en la parte dedicada a la agricultura, dentro de la cuenca en estudio. En conjunto los badenes dan una forma de "suelo estriado", sin embargo, para que esta etapa se desarrolle se requiere de la influencia previa de la escorrentía difusa que es la responsable del transporte de los sedimentos sueltos prestos a la incisión.

Las cárcavas son profundas incisiones del terreno originadas generalmente por una gran profusión de la escorrentía concentrada en una determinada área. La formación de estas

cárcavas suele ir precedida de una intensa erosión laminar y del previo establecimiento de surcos o canales donde se concentra el agua. Cuando estos surcos no se frenan por cualquier resistencia u oposición, las siguientes precipitaciones se encauzarán allí y paulatinamente se intensificará la acción erosiva hasta ocasionar verdaderos barrancos que quedan separados por interfluvios convexos y denudados, llamados "lomos de elefante", ⁽¹⁷⁾ o bien muy agudos.

Una vez que se forman las cárcavas éstas pueden seguir evolucionando según la consistencia que ofrezcan los diferentes estratos del suelo y subsuelo, llegando a presentar una topografía de barrancos ramificados, casi paralelos, muy estrechos, próximos entre sí y bastante profundos (algunos alcanzan varios metros).

Estas formas predominan en la cuenca en áreas que no tienen protección vegetal, donde la pendiente es muy fuerte (mayor de 15°) y en donde los suelos, que son arcillosos, facilitan el retroceso de las cabeceras de los bad-lands en cada periodo de lluvias.

3.1.3.0 El escurrimiento superficial.

A partir de la formación de un talweg elemental que no se pierda; es decir, que siga funcionando gracias a que periódicamente las aguas sigan escurriendo sobre él, es cuando se inicia el escurrimiento superficial que, al organizarse, constituye una cabellera hidrológica o red de drenaje.

Al estudiar el escurrimiento concentrado es necesario tomar en cuenta varios factores que lo determinan, los más importantes son: la estructura, el clima, la litología, los suelos y la vegetación.

(17) Viers, G. 1973, op. cit.

La influencia de la estructura en el control del escurrimiento pudo observarse en el capítulo respectivo; los ríos y arroyos siguen cursos rectos y con cierto paralelismo entre sí, pero los valles que originan son asimétricos, con las vertientes orientales más pronunciadas que las occidentales, cuya explicación ya fue hecha. Por otra parte, existen corrientes de confluencias en ángulo recto, atribuibles a fallas o posibles capturas.

El clima es determinante en el régimen hidrológico, y de acuerdo con este último los escurrimientos se clasificaron en perennes y estacionales. Los perennes son los ríos San Jerónimo, Piedra Azul y Las Peras, y los arroyos El Palomar, Paso de las Mulas, El Aserradero y de Chapa. Todos los demás cursos tienen un régimen estacional, existiendo algunos con régimen esporádico que funcionan como torrenciales. Estos cursos, que descienden con gran velocidad mientras la pendiente es fuerte (mayor de 5°), al llegar a la parte baja, de suave inclinación frenan su velocidad y dejan sus depósitos formando pequeños conos de deyección.

La litología determina muchas de las características de dichos escurrimientos. Por un lado, las rocas más coherentes se encuentran bastante intemperizadas, en tanto que las incoherentes son fáciles de erosionar. En tales términos, las condiciones litológicas, aunadas a las de la vegetación, permiten ver, de modo cualitativo, que las áreas con rocas coherentes, que en general corresponden a las sierras cuya vegetación es boscosa, tienen una densidad de drenaje menor que las áreas de rocas incoherentes correspondientes a los lomeríos en los que la vegetación es de pastos, bosque degradado y cultivos, lugares correspondientes a mayor densidad del avenamiento. Se trata, pues, en este caso, de una erosión diferencial que se refleja en la traza de la red hidrológica.

Por otra parte, existe una diferencia muy clara entre los ríos que cortan materiales coherentes y los que modelan materiales muebles, lo que conduce a establecer una diferencia geomorfológica entre ríos con lecho de fondo móvil y ríos con lecho de fondo fijo o estable (21).

En la cuenca las corrientes principales presentan, de hecho, los dos tipos de fondo. En sus inicios, aguas arriba, atraviesan materiales coherentes tales como andesitas y traquiandesitas, pero dadas las particularidades de estas rocas los lechos varían en anchura y profundidad de un sitio a otro, con una pendiente longitudinal que es muy irregular como consecuencia de la oposición litológica a la corriente, que da por resultado rupturas de pendiente que se traducen en pequeños rápidos.

De acuerdo con el medio climático en el que se desarrollan estos ríos, se observa que el desgaste hidrológico directo es mínimo, así que es, entonces, la influencia de la intemperización la que permite el modelado a base de un principio de disgregación o de disolución de la roca coherente.

Al seguir su recorrido estas corrientes llegan a los depósitos volcánicos heterogéneos en donde cambia el fondo del lecho, de fijo a móvil. En este caso el lecho se adapta a las condiciones hidrológicas del escurrimiento.

En cuanto a la anchura de los cauces, ella se debe principalmente a las características litológicas; la socavación de márgenes, junto con la intervención de otros procesos (intemperismo, deslizamientos, derrumbes, etc.), ensancha más los cauces a medida que es más friable el material. Este fenómeno se observa sobre todo en la depresión Taxhimay.

(21) López Recéndez, R. "El escurrimiento y su importancia geomorfológica". Manuscrito inédito.

Otra acción importante del mismo escurrimiento es la marcada erosión regresiva. La evolución de las cabeceras, por erosión, es muy rápida y progresa gracias a los deslizamientos sucesivos y a las socavaciones de los materiales arcillosos. La acción conjunta de los fenómenos estructurales y de la erosión regresiva acelera la formación de algunas posibles capturas que se observaron en la cuenca.

Se sabe que la vegetación ribereña juega, entre otros un papel importante en el control de azolves, fijando el suelo proveniente de las vertientes, lo que permite su desarrollo y anclaje sobre los lechos de los cauces; dichos fenómenos tan amplios y complejos caen en el dominio de la dinámica fluvial, tema que en este trabajo no se trata.

Teniendo en cuenta los factores que influyen en el escurrimiento de la cuenca, se procederá a definir algunos de los procesos más comunes que se determinaron "in situ".

Acción hidráulica. Cuando el agua choca con el fondo del lecho ejerce sobre él una acción de arrastre, y erosiona los materiales mal consolidados, tales como arenas, gravas y arcillas; dichos materiales se encuentran generalmente a lo largo de todos los ríos, pero como dominan allí donde la litología corresponde a los depósitos volcánicos heterogéneos del pedimento y de la depresión Taxhimay, el arrastre en estas zonas es mayor.

Incisión de torrente. El agua erosiona verticalmente profundizando los cauces, hecho que se observa sobre todo en la depresión Taxhimay debido a lo friable del material, por una parte, y al levantamiento tectónico expresado, por otra.

Socavación de márgenes. El agua no solamente profundiza el cauce, sino que, además, excava sus márgenes y origina desprendimientos de grandes masas de aluviones, a la vez

que ensancha el lecho. Este proceso es una fuente importante de sedimentos durante la crecida de los ríos, en la época de lluvias, sedimentos que van a ser depositados en la presa, por lo que su capacidad de almacenamiento disminuye.

De modo general, el escurrimiento concentrado en la cuenca tiende al encajonamiento, lo que causa mayor desequilibrio hidrológico, ya que se hace más torrencial, a la vez que adquiere gran potencia de arrastre. Este hecho es consecuencia de las propiedades del material litológico propicio a la incisión vertical o incisión de torrente, de las fuertes pendientes, de la escasa cubierta vegetal y de los aguaceros abundantes durante la época de lluvias, pero, sobre todo, del carácter neotectónico de buena parte de la cuenca expresado por un reciente levantamiento. Las formas resultantes son los lechos encajonados, valles en "V" y valles con rebordes de terrazas variables que alcanzan alturas hasta de más de 5 metros.

4.0.0.0 Acción Antrópica.

Se ha visto que todos los procesos ocurren en la naturaleza de manera regular; sin embargo, el hombre puede modificar el clima, los suelos, la vegetación y, en términos generales, el ambiente. La acción del hombre es decisiva, si no en la provocación de algunos procesos, sí en su intensificación, y la cuenca en estudio no escapa a estas consideraciones.

La acción erosiva más representativa es la correspondiente a las escorrentías difusa fuerte, y concentrada, así como al escurrimiento superficial; las causas principales que hemos podido determinar son las siguientes: la vegetación boscosa de las laderas de las vertientes está sufriendo una tala irracional con el fin de introducir cultivos que, por otra parte, son impropios dadas las características edáficas. Los pastizales que son sobrepastoreados también se ven afectados, en tanto que los cauces se profundizan más a partir de los cami-

nos por donde se sacan los productos forestales.

Muchos de los deslizamientos señalados en páginas anteriores, se producen bajo los bosques como un fenómeno normal, es decir, como procesos climáticos del modelado dentro de la cuenca, pero en donde el hombre ha cortado el estrato arbóreo los mecanismos erosivos se aceleran. Ciertos deslizamientos, por ejemplo, se generan en los linderos de un cultivo o en los caminos de uso constante. Con esto se rompe el equilibrio natural, y es siempre el hombre quien activa los procesos.

La negativa participación antrópica en la cuenca no es reciente, es un problema que ya desde 1933 se había observado, como lo demuestra el estudio realizado por Mariano Alvarez Jr. y Daniel J. Galicia ⁽²²⁾. Estos autores señalan la gran necesidad de proteger toda la vegetación forestal de la cuenca de alimentación de las corrientes que abastecen a la presa Taxhimay, que se construyó en 1912. Posteriormente, en 1934, y debido a que se azolvó, hubo necesidad de levantar aún más la cortina, analizando previamente las causas del azolvamiento. En la actualidad se ve claramente que este fenómeno continúa, lo que hace pensar que no se ha seguido una política conservacionista, y se corre el peligro de que la presa pueda quedar de nuevo colmada.

(22) Alvarez, M. Jr. y Galicia, D.J. 1933, "Estudio preliminar sobre la necesidad de proteger la vegetación forestal de la cuenca de alimentación de las corrientes que abastecen las presas "Requena y Taxhimay" del Sistema Nacional de Riego No. 3, Río Tula, Hgo." Irrigación en México, Comisión Nacional de Irrigación, pp. 156-162, México.

7.0.0.0.0 CONCLUSIONES

Este trabajo manifiesta la importancia que tiene la geomorfología en los estudios del medio natural, cuyo dinamismo y evolución dependen tanto de acciones propias del medio físico como del medio humano. Entre ambas partes existe una constante interacción reflejada en el aprovechamiento actual de la cuenca, pero no hay que olvidar que dichas acciones, al producirse lenta o rápidamente, generan cambios palpables en el sistema morfogenético, de modo que las posibilidades de aprovechamiento se reducen considerablemente.

La observación y el análisis de estas alteraciones, que determinan una modificación del terreno, permiten asegurar que la investigación geomorfológica constituye una base que permite establecer algunas recomendaciones que pueden resultar valiosas para el futuro acondicionamiento de la cuenca; y aun cuando la metodología utilizada fue un tanto cualitativa, debido a la insuficiencia y poca confiabilidad de datos precisos, cuantificables, se trató de integrar en la parte correspondiente a la dinámica geomorfológica actual todos los aspectos mencionados en los capítulos del trabajo; por tanto, esta síntesis se justifica.

Además la elaboración del mapa geomorfológico expresa claramente un panorama general de la cuenca, por lo cual constituye la base fundamental para la apertura de nuevos cuestionamientos, o la implementación de proyectos específicos como: el fomento de campañas tendientes a la rehabilitación, protección conservación y explotación equilibrada de sus recursos naturales. Planes que para su éxito cabal requieren de la participación coordinada, integrada y multidisciplinaria de profesionistas especializados en diversos campos científicos y técnicos (agrónomos, edafólogos, ingenieros, urbanistas, etc.). Así, la tarea para lograr un cambio que erradique la tradicional y no

civa práctica en el uso del suelo, será más factible.

Ya en lo particular, en la sustentación de esta tesis se observa lo siguiente:

El tectonismo es un factor que juega un papel importante en la cuenca del río Tepeji; aunque la evolución en la escala del tiempo humano es lenta, su influencia en la generación de formas del relieve debe tomarse en cuenta ya que éstas, posteriormente, serán retocadas por los procesos climáticos.

Así, al hacer el análisis estructural de la cuenca se deduce lo siguiente:

1. El drenaje tiene un control estructural en casi su totalidad, debido fundamentalmente al sistema de fracturas preexistentes.
2. Dicho sistema, de carácter policíclico, está también en función de las elevaciones sobresalientes. Las sierras de Monte Alto y Monte Bajo, de acuerdo con la geología, son las más antiguas y su sistema principal de fracturas es de noroeste o casi norte-sur, por lo que se deduce que éste sea el sistema primario de fracturas.
3. Las sierras de Las Masas y Jilotepec, de origen posterior, tienen su propio sistema importante de fracturas más recientes, con un patrón general este-oeste, para Las Masas, y noreste y noroeste para la de Jilotepec. Estas sierras provocaron un cambio estructural por jalonamiento, en la parte baja de la depresión Taxhimay, en donde las corrientes y las elevaciones que las separan se arquean tomando un rumbo noreste provocado por el levantamiento activo que está sufriendo.

endo la parte baja de la depresión.

4. Se atribuye al neotectonismo surgido en la cuenca, expresado en un levantamiento general, el cambio de dirección de las corrientes, así como también las inminentes capturas de algunos escurrimientos que forman la cuenca del río La Bufa, hacia la cuenca alta del río Tepeji y de algunas aguas de esta cuenca hacia la cuenca baja del mismo río. Tampoco hay que olvidar que, a raíz del levantamiento en la parte baja de la depresión Taxhimay, los cauces se inciden más.

El otro factor importante en el modelado de la cuenca lo constituyen los procesos morfoclimáticos cuya acción se manifiesta en forma natural, es decir, sin la intervención del hombre.

En toda la cuenca se evidencian como procesos naturales los siguientes: el intemperismo, tanto físico-químico como biológico; procesos gravitacionales (sufosión, coluvionamiento, derrumbes, deslizamientos, soliflución, reptación); procesos hídricos (escurrimiento hipodérmico, escorrentía y escurrimiento superficial). Pero en determinados sitios dominan más unos procesos que otros.

Haciendo una zonificación de procesos dominantes, de acuerdo con la delimitación de las unidades morfoestructurales, encontramos:

1. Sierras de Monte Alto y Monte Bajo. Dentro del área cubierta por bosque predomina sobre otros procesos la escorrentía en todas sus etapas, pero de manera notable la escorrentía difusa moderada.
2. Sierra Las Masas. En esta sierra, en sus partes altas

que coinciden con el bosque conservado, se desarrolla la escorrentía difusa moderada; en las laderas con una vegetación boscosa semiperturbada, la escorrentía difusa fuerte; en las partes bajas con escasa vegetación arbórea es más notable la escorrentía concentrada.

3. Sierra de Jilotepec. En su parte alta y boscosa las escorrentías son difusa moderada y fuerte; por el contrario, en las partes bajas con bosques perturbados dominan la escorrentía difusa fuerte y la concentrada.
4. Pedimento de Villa del Carbón. Aquí también impera la escorrentía difusa moderada, la fuerte y los escurrimientos.
5. Pedimento de la Soledad. La escorrentía concentrada es el proceso más espectacular.
6. Depresión Taxhimay. Esta zona es la más afectada por procesos hídricos, en donde las escorrentías y los escurrimientos inciden considerablemente el terreno, los derrumbes, deslizamientos y asentamientos son también los más frecuentes.

La participación negativa del hombre, en la cuenca, se observa en los siguientes puntos.

1. La explotación forestal se ha efectuado sistemáticamente desde hace muchos años, toda vez que la cercanía de la ciudad de México ofrece un mercado continuo y seguro para la leña y el carbón elaborados con los pinos y encinos que se desarrollan en la zona. Esta acción depredadora tiende al exterminio de toda la zona forestal, que cada vez se va confinando a los sitios más elevados y abruptos de las sierras de Mon-

te alto y Monte Bajo, Las Masas y Jilotepec.

2. Los terrenos que quedaron desprotegidos de la cubierta forestal son ocupados agrícolamente, imperando casi siempre el monocultivo del maíz, con lo que se reduce la capacidad agrológica de los suelos que, además, no son objeto ni de las mínimas técnicas de conservación; por otra parte, dadas las características edafológicas y litológicas de los terrenos, en los que se abandonan se intensifican los procesos erosivos, por carecer de una capa vegetal protectora. Antes de la intervención del hombre dichos procesos actuaban como fenómenos normales modeladores del paisaje forestal, permitiendo, a la vez, la formación del suelo, pero, en la actualidad, la acción erosiva se ha incrementado en los lugares que corresponden al pedimento y a la depresión Taxhimay. El resultado es la aparición de mayores áreas de cárcavas, de badlands y de suelos leprosos y estriados que, prácticamente, son inútiles. Pero, además, los materiales desprendidos de las vertientes desforestadas son acarreados por los ríos y arroyos que alimentan la presa, por lo que el azolvamiento cada vez aumenta más.
3. Las áreas de pastizales están sobrepastoreadas. Se deja que los ganados bovino, ovino y caprino pasten libremente; no hay control sobre los pastos, el suelo es bastante apisonado y esto se traduce en la formación de terracillas, llamadas "pie de vaca", cuya aparición marca una etapa en la evolución de otros procesos erosivos.

Ya en otro orden de cosas, somos conscientes de que este trabajo carece de ordenamiento y cuantificación de las acciones de cada uno de los procesos, ponderadas en una jerar-

quía de intensidades con el fin de determinar puntualmente la participación secuencial de los mecanismos degradatorios o agradatorios. Esta etapa, eminentemente de orden cuantitativo y estadístico, sería objeto de un estudio ulterior cuya empresa escapa a los propósitos de esta tesis.

8.0.0.0 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA:

1. Arroyo Varela, M. y otros, 1967, "Diez temas sobre el clima". Ministerio de Agricultura, Madrid.
2. Birot, P. 1968, "The cycle of erosion in different climates". B. T. Batsford LTD, London.
3. Cailleux, A. 1970, "Las rocas". Edit. EUDEBA, Buenos Aires, Argentina.
4. De Fina, A. L., Ravelo, A. C. 1973, "Climatología y fenología agrícolas." EDIT. EUDEBA, Argentina.
5. Demek, J. 1972. "Manual of detailed geomorphological mapping." Academia, Prague.
6. Fournier, F. 1960, "Climat et érosion; la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques." Presses Universitaires de France, Paris.
7. García, E. 1966, "Los climas del Valle de México según el sistema de clasificación climática de Koeppen modificado por la autora." Memoria de la Conferencia Regional Latinoamericana, Unión Geográfica Internacional, Tomo IV, Simposio sobre el Valle y la Cd. de México, Edic. de la Soc. Mex. de Geog. y Estadística, México.
8. García, E. 1967, "Apuntes de Climatología." Según el programa vigente en las carreras de biólogos de la Facultad de Ciencias, UNAM y de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas del IPN.
9. Guerra, P. F. 1961, "Las doce principales reglas de la interpretación fotogeológica y las bases fundamentales de que se derivan." Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Sobretiro del Anuario de Geografía Año I, México.
10. Guerra, P. F. 1964, "Importancia de la red hidrográfica, considerada como clave analítica para la iden-

tificación de las imágenes fotográficas aéreas de los rasgos naturales." Anuario de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Año IV. UNAM, México.

11. Huang, T. W. 1968, "Petrología." Edit. UTEHA México.
12. Melo Gallegos, C. y Contretas, D. W. 1974, "Importancia biológica y social de las reservas naturales." Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, A. C. México, D.F.
13. Miranda F. y E. Hernández X. 1963, "Los tipos de vegetación de México y su clasificación". Sobretiro del Boletín de la Soc. Bot. de México, Num. 28, México, D.F.
14. Mooser, F. 1957, "Los ciclos de vulcanismo que formaron la Cuenca de México, XX Congreso Geológico Internacional, México.
15. Rzedowski, J. 1974, "Cartografía de los principales tipos de vegetación de la mitad septentrional del Valle de México." Anales de la Es. Nal. de Ciencias Biológicas, IPN, Vol. 13, Nos. 1-4, México, D.F.
16. Segerstrom, K. 1956, "Estratigrafía, y tectónica del Cenozoico entre México, D.F. y Zimapán, Hgo". XX Congreso Geológico Internacional, Libreto Guía Escursión A-14 y C-6, México.
17. Strahler, A.N. 1974, "geografía física". Ediciones Omega, Barcelona.
18. Vivas, L. 1966. "Métodos de investigación hidrogeomorfológica aplicados en el estudio de una cuenca hidrográfica". Revista geográfica, Universidad de los Andes, vol. VII, Nos. 16-17, enero-diciembre, Mérida, Venezuela.
19. Vivas, L. 1968, "Los mapas geomorfológicos detallados y su utilización en el aprovechamiento de los recursos naturales." Revista Geográfica, Universidad de los Andes, Vol IX, No. 20, pp.25-

41, Mérida, Venezuela.

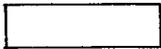
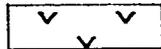
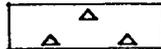
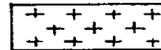
20. SRH, 1973, "Estudio Geomorfológico de la Cuenca del Río La Laja", Dirección de Manejo de Cuencas, Instituto de Geografía, UNAM, México.
21. SRH. 1973, "Cutzamala (geomorfología de la cuenca baja)", Dirección de Manejo de Cuencas, Instituto de Geografía, UNAM, México.

FUENTES CARTOGRAFICAS:

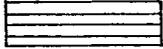
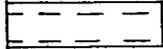
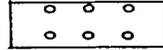
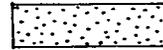
1. Carta Topográfica Villa del Carbón E-14-A-28, 1973. Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Escala 1:50 000, México.
2. Carta Topográfica Tepeji del Río E-14-A-18, 1974. Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Escala 1:50 000, México.
3. Carta Geológica Villa del Carbón E-14-A-28, 1975. Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Escala 1:50 000, México.
4. Carta Geológica Tepeji del Río E-14-A-18, 1975. Comisión de Estudios del Territorio Nacional. Escala 1:50 000, México.

S U E L O S

UNIDADES

	Litosol (I)
	Andosol húmico (Th)
	Andosol ócrico (To)
	Luvisol crómico (Lc)
	Feozem háplico (Hh)
	Feozem lúvico (Hl)
	Vertisol pélico (Vp)

ASOCIACIONES

	Litosol + Luvisol crómico + Feozem háplico
	Andosol húmico + Andosol ócrico + Feozem háplico.
	Andosol ócrico + Andosol húmico + Luvisol crómico + Feozem lúvico.
	Andosol mólico + Luvisol crómico + Feozem háplico + Feozem lúvico.
	Luvisol crómico + Andosol ócrico + Litosol + Feozem háplico + Feozem lúvico.
	Feozem háplico + Litosol + Andosol húmico + Vertisol pélico.
	Feozem lúvico + Andosol húmico + Andosol mólico + Andosol ócrico + Litosol + Feozem háplico + Luvisol crómico.
	Vertisol pélico + Feozem háplico.

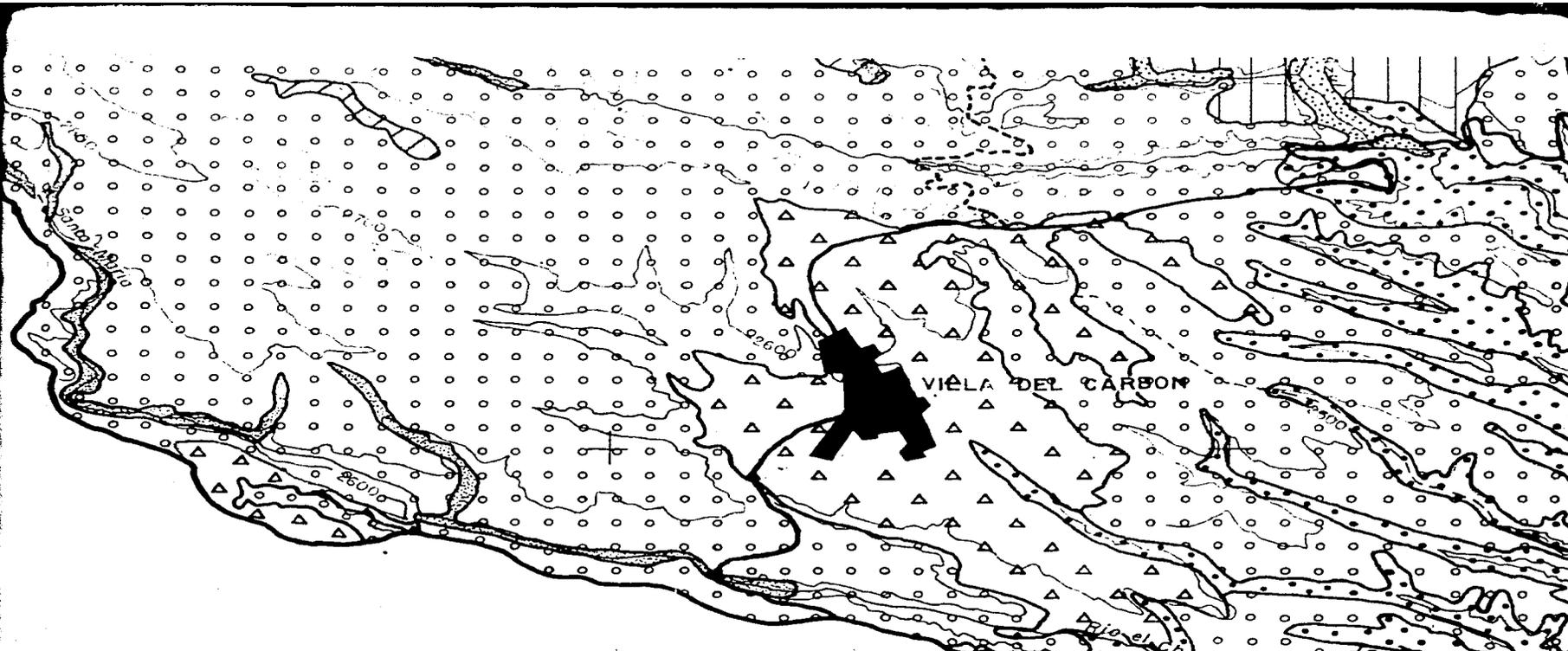
M A P A No. 6



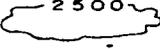
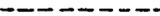
99°25'

19°35'

19°40'



CUENCA ALTA DEL RIO TEPEJI

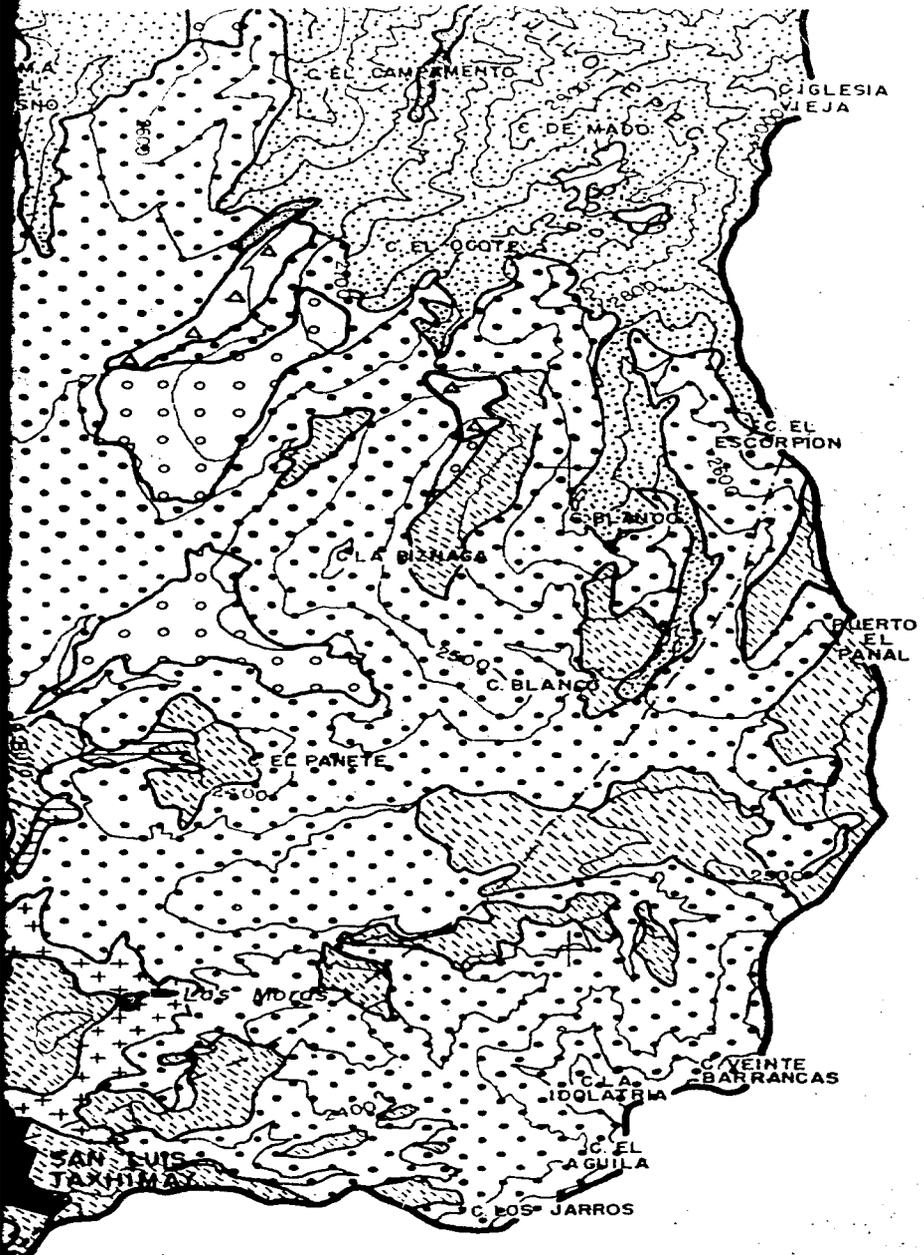
-  2500 CURVAS DE NIVEL
(Equidistancias cada 100 m)
-  CUERPOS DE AGUA
-  CARRETERAS PAVIMENTADAS
-  CAMINO DE TERRACERIA
-  ASENTAMIENTOS HUMANOS
-  LIMITE DE LA CUENCA
(Linea divisoria de las aguas)
-  LIMITE DE ENTIDADES FEDERATIVAS

MEXICO, 1976

ESCALA 1 : 50 000

Carta elaborada por

ORALIA OROPEZA OROZCO



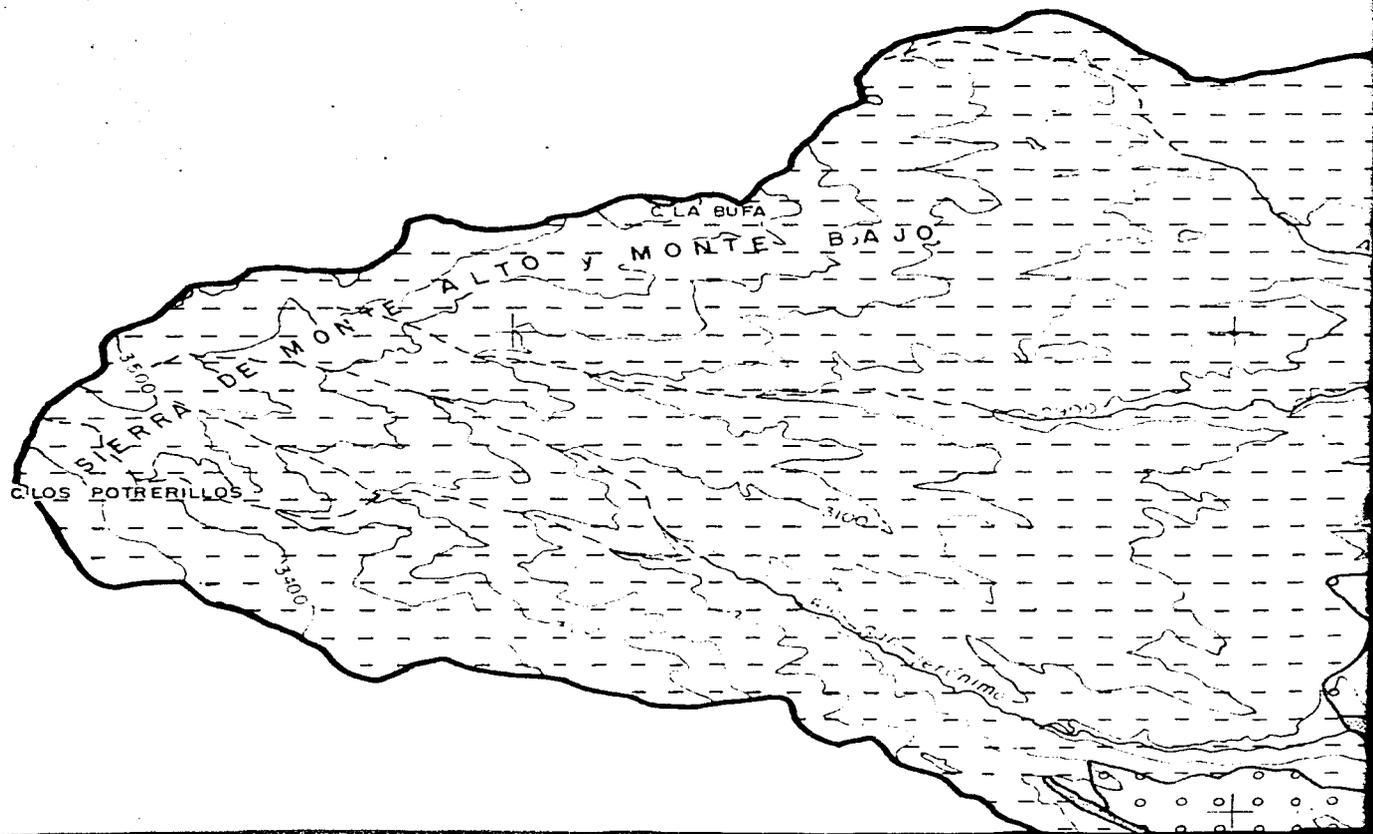
99°25'

19°55'

19° 35'

19° 40'

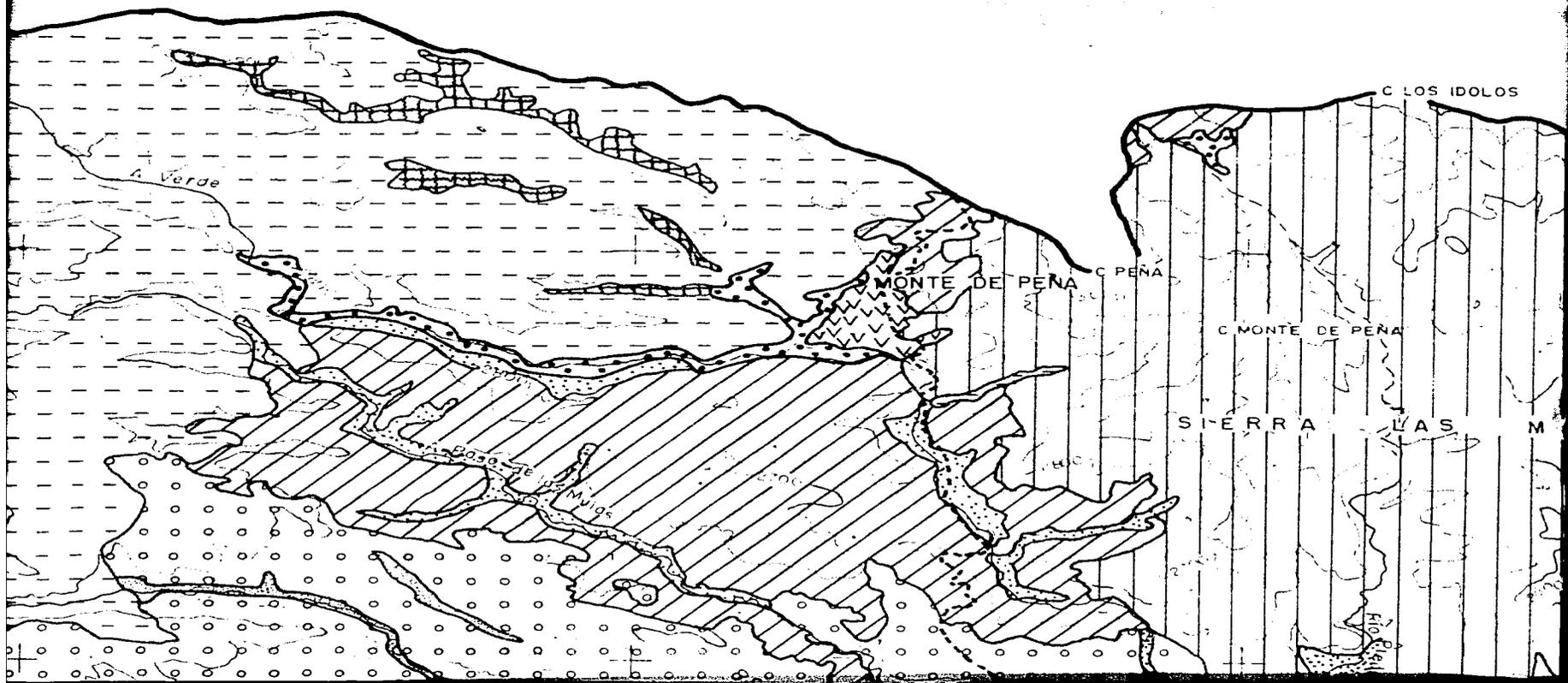
99° 35'



99° 30'

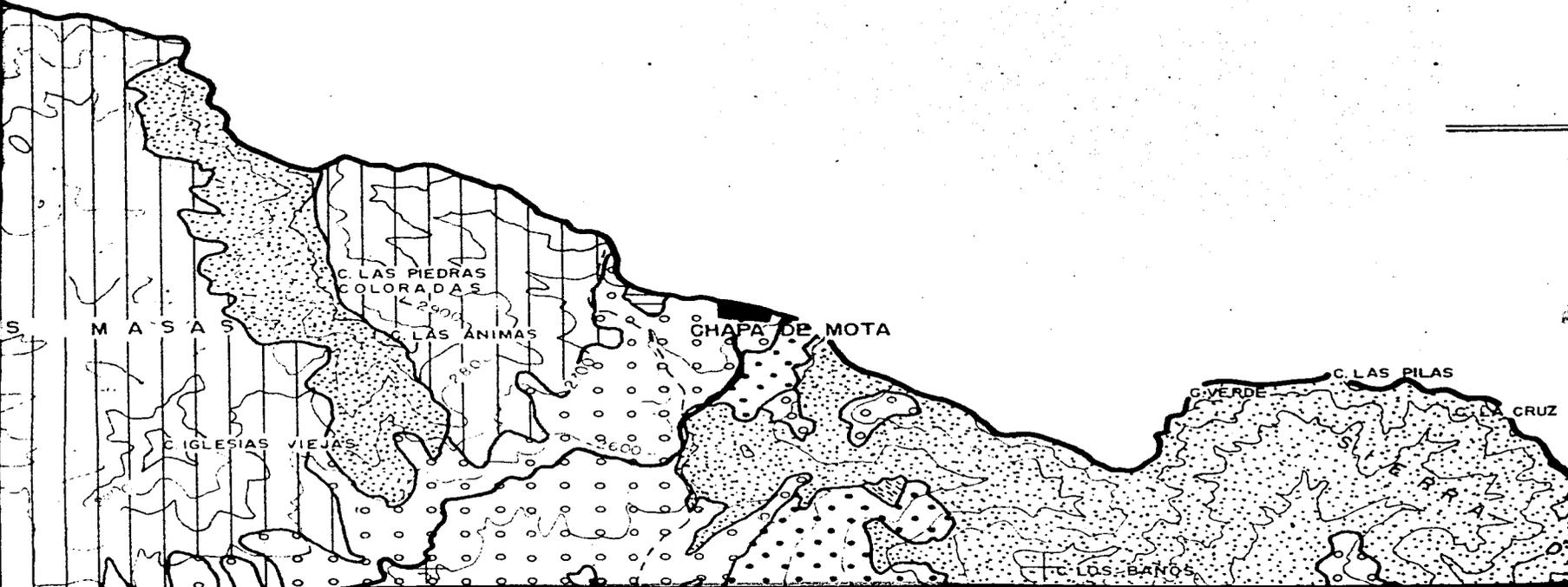
P40'

19° 45'



19° 50'

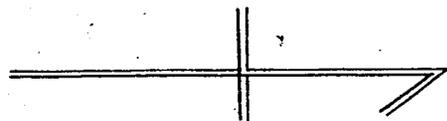
IDOLOS



50'

19° 55'

99° 35'



C. VERDE

C. LAS PILAS

C. LA CRUZ

C. ALTO

C. EL CASTILLO

C. LOS BAÑOS

99° 30'

CLIMAS



$C(w_1)(w)b(i)'g$

TEMPLADO, SUBHUMEDO, INTERMEDIO, CON LLUVIAS EN VERANO.



$C(w_2)(w)b(i)'g$

TEMPLADO, EL MAS HUMEDO DE LOS TEMPLADOS SUBHUMEDOS, CON LLUVIAS EN VERANO.

— 900 — Isoyetas en mm.

-- 15 -- Isotermas en grados centigrados.

99°25'

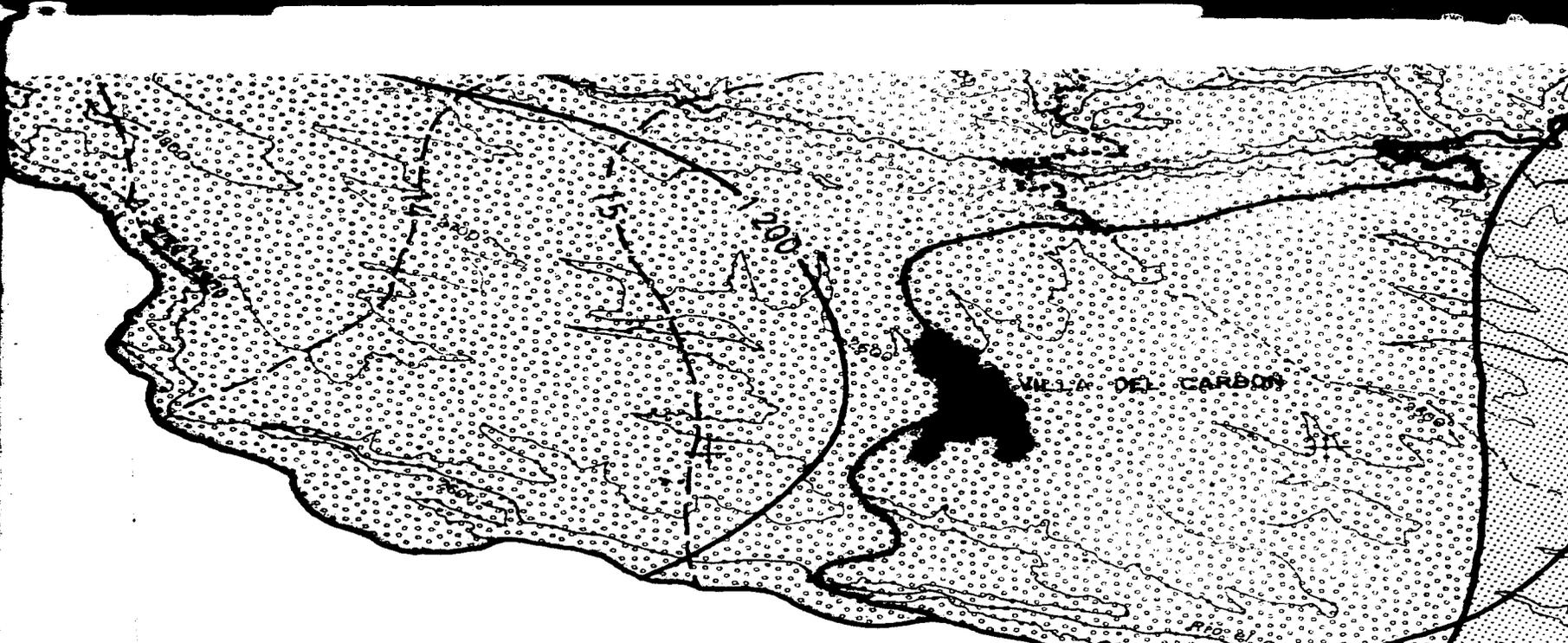
ESCALA GRAFICA



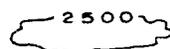
M A P A No. 5

19°35'

19°40'



CUENCA ALTA DEL RIO TEPEJI



CURVAS DE NIVEL
(Equidistancias cada 100 m)



CUERPOS DE AGUA



CARRETERAS PAVIMENTADAS



CAMINO DE TERRACERIA



ASENTAMIENTOS HUMANOS



LIMITE DE LA CUENCA
(Linea divisoria de las aguas)

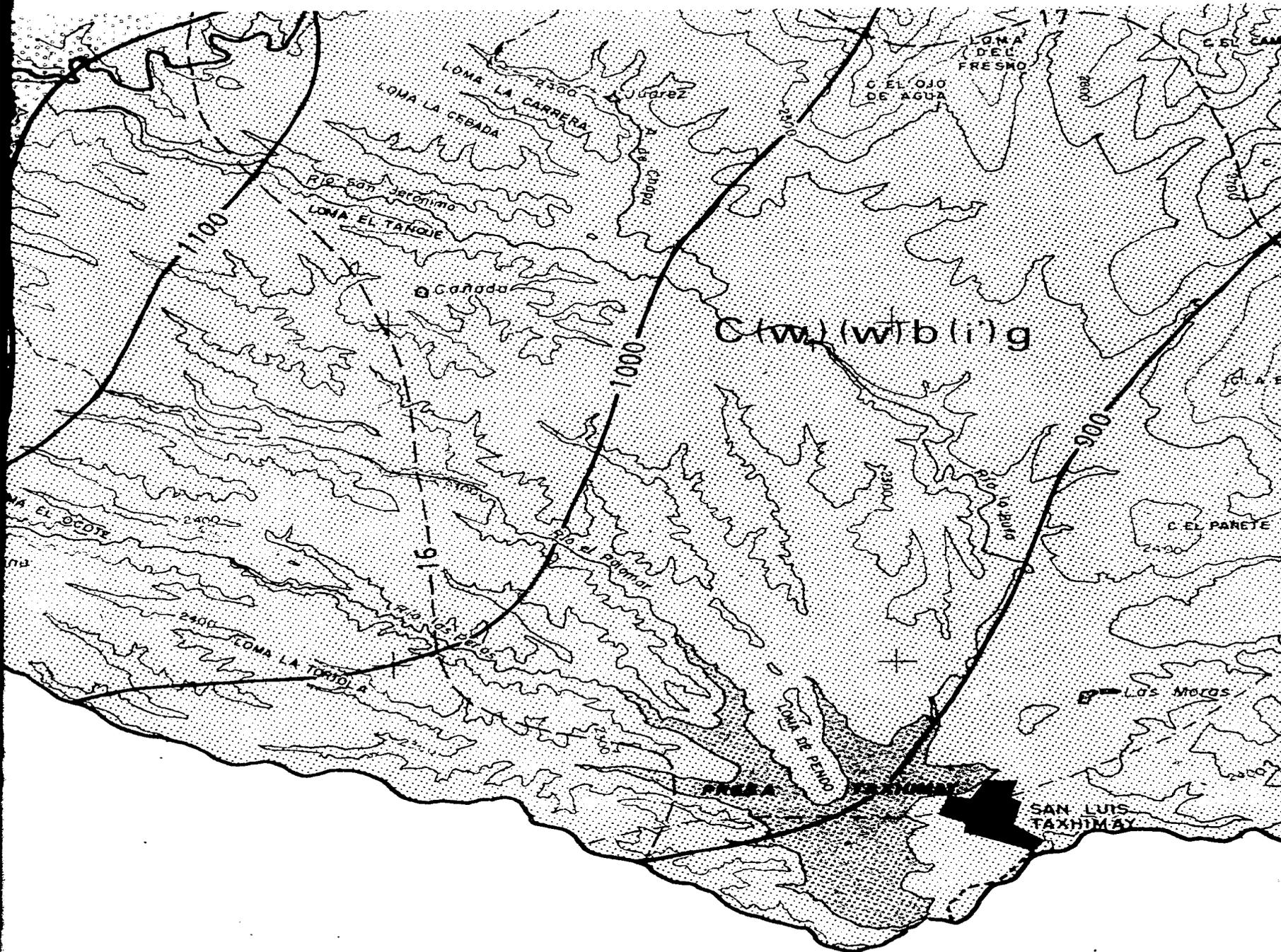


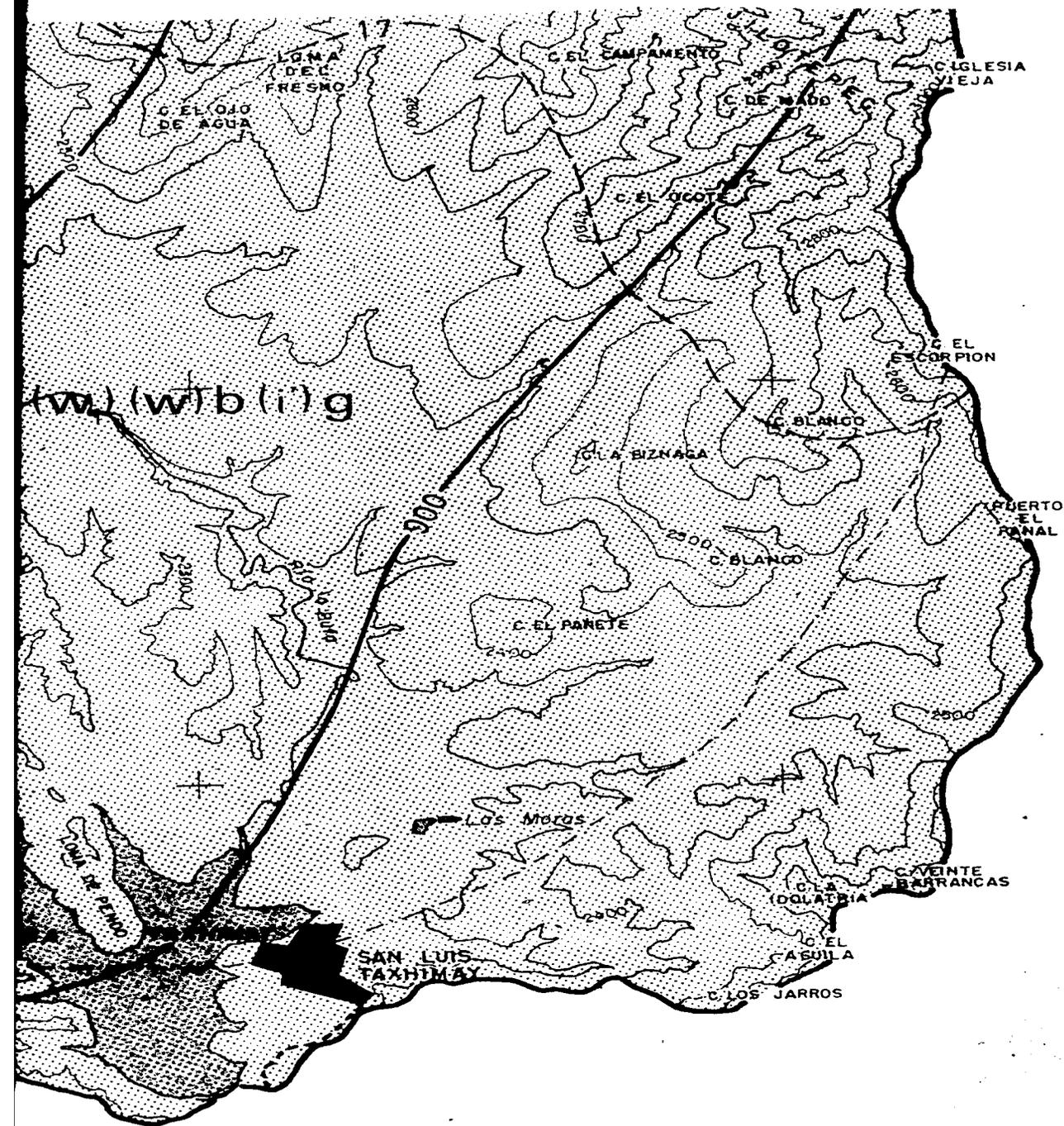
LIMITE DE ENTIDADES FEDERATIVAS

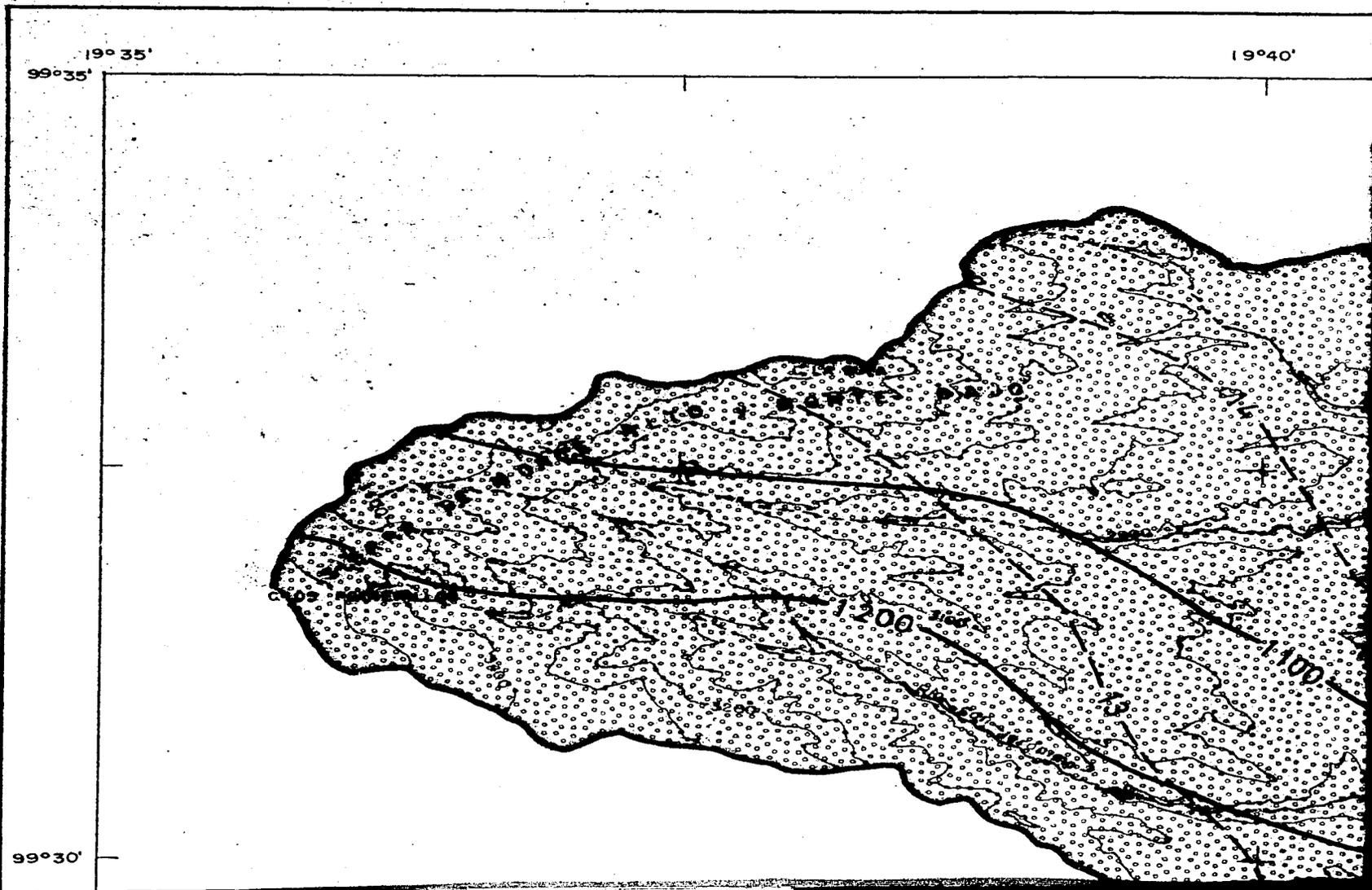
MEXICO, 1976.

ESCALA 1 : 50 000

Carta elaborada por ORALIA OROPEZA OROZCO







0'

19° 45'

C-LOS IDOLOS

MONTE DE PENA

MONTE DE PENA

C (w) (w) b (r) g

SERRAN LAS M

100

15

19° 50'

DE IDOLOS

C. LAS PIEDRAS
C. LOS CAJAS

C. DE MOTA

C. LAS PILAS

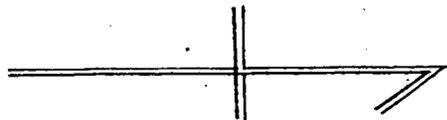
C. LA CRU

C. LOS BAÑOS

50'

1-97-55

99°35'



C. LAS PILAS

C. LA CRUZ

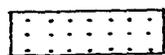
EL CASTILLO

C. LOS BAÑOS

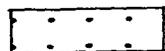
99°30'

LITOLOGIA

UNIDADES LITOLOGICAS



DERRAMES DE LAVA ANDESITICA



DEPOSITOS VOLCANICOS HETEROGENEOS



ALUVION



CIMAS AGUDAS



VOLCAN



BANCO DE MATERIAL

SISTEMAS DE FRACTURAS



DETERMINADAS



INFERIDAS

M A P A

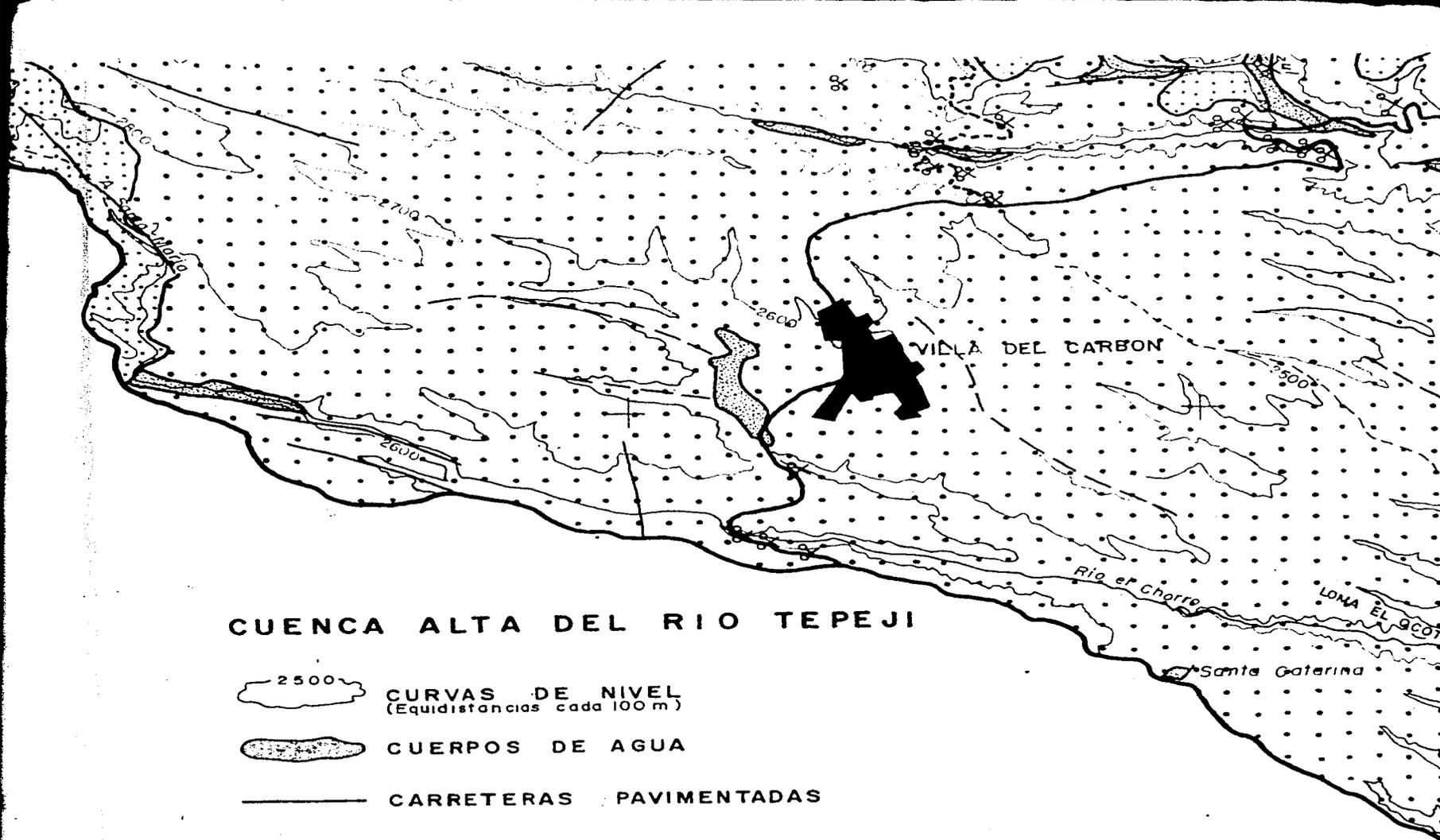
No. 4

39°25'

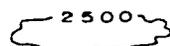
19°35'

19°40'

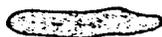




CUENCA ALTA DEL RIO TEPEJI



CURVAS DE NIVEL
(Equidistancias cada 100 m)



CUERPOS DE AGUA



CARRETERAS PAVIMENTADAS



CAMINO DE TERRACERIA



ASENTAMIENTOS HUMANOS



LIMITE DE LA CUENCA
(Linea divisoria de las aguas)



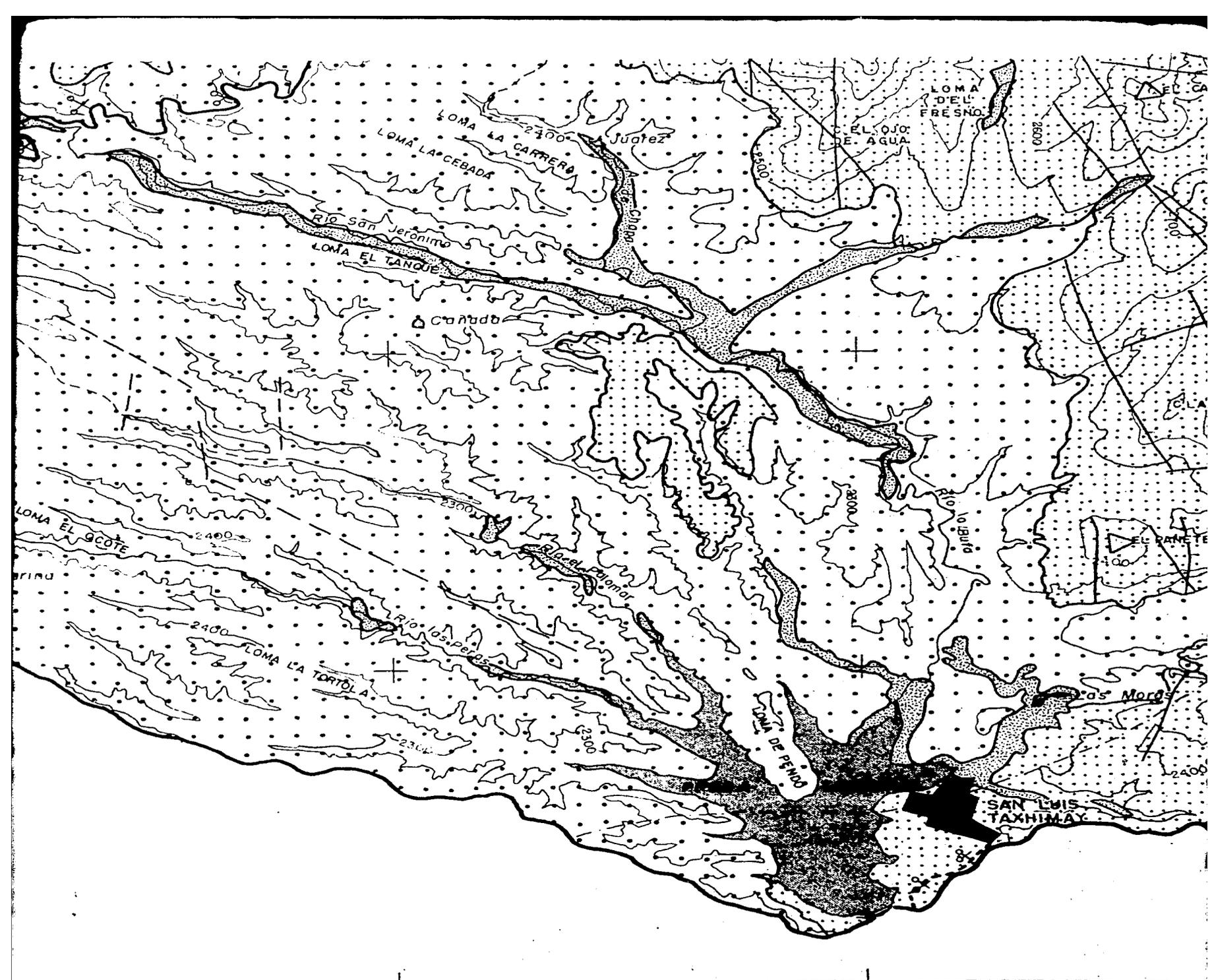
LIMITE DE ENTIDADES FEDERATIVAS

MEXICO, 1976.

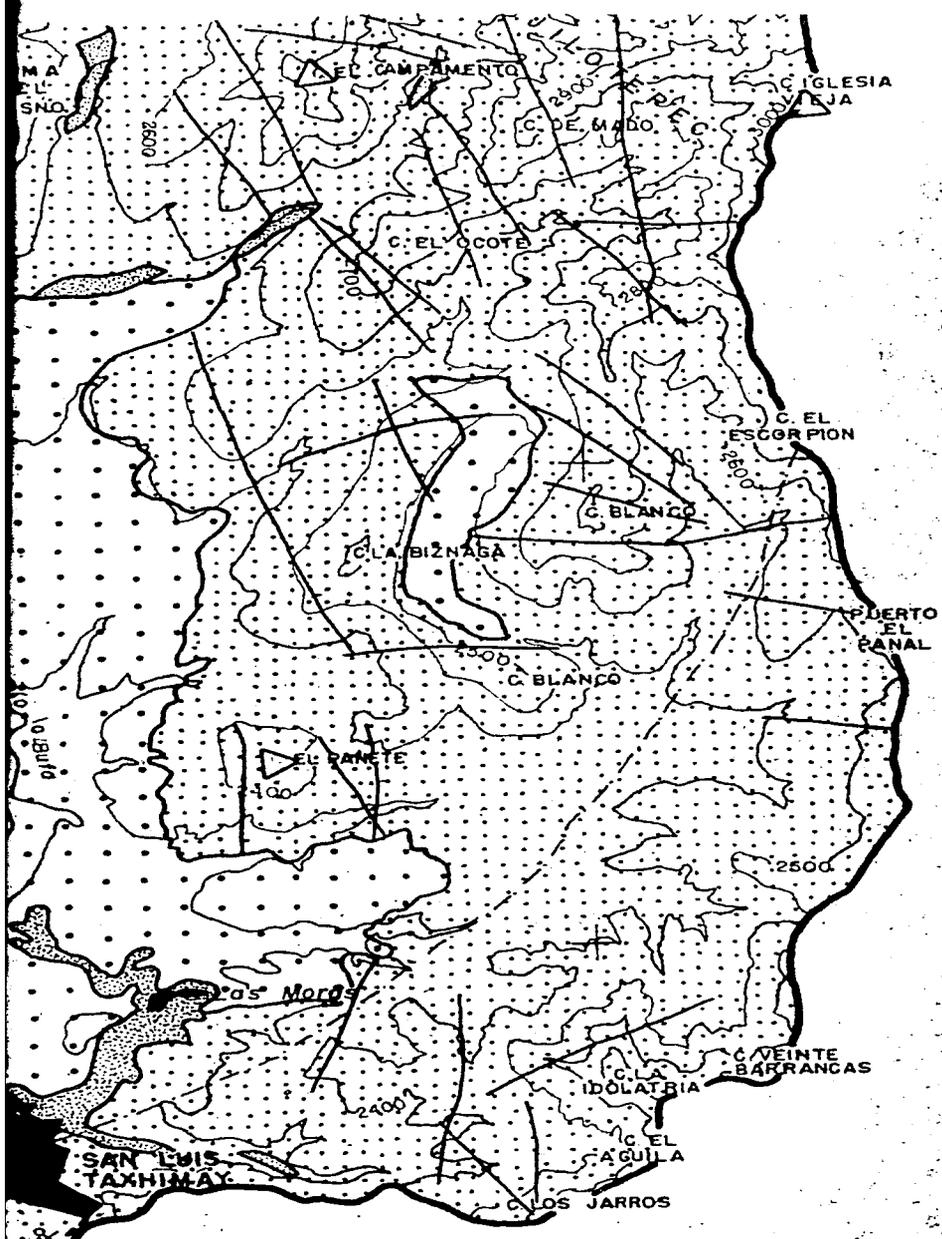
ESCALA 1 : 50 000

Carta elaborada por

ORALIA OROPEZA OROZCO



19° 50'



99°25'

19°55'

19°40'

19°45'



19 50'

IDOLOS

C. LAS PIEDRAS
COLORADAS

LAS ANIMAS

CHAPA DE MOTA

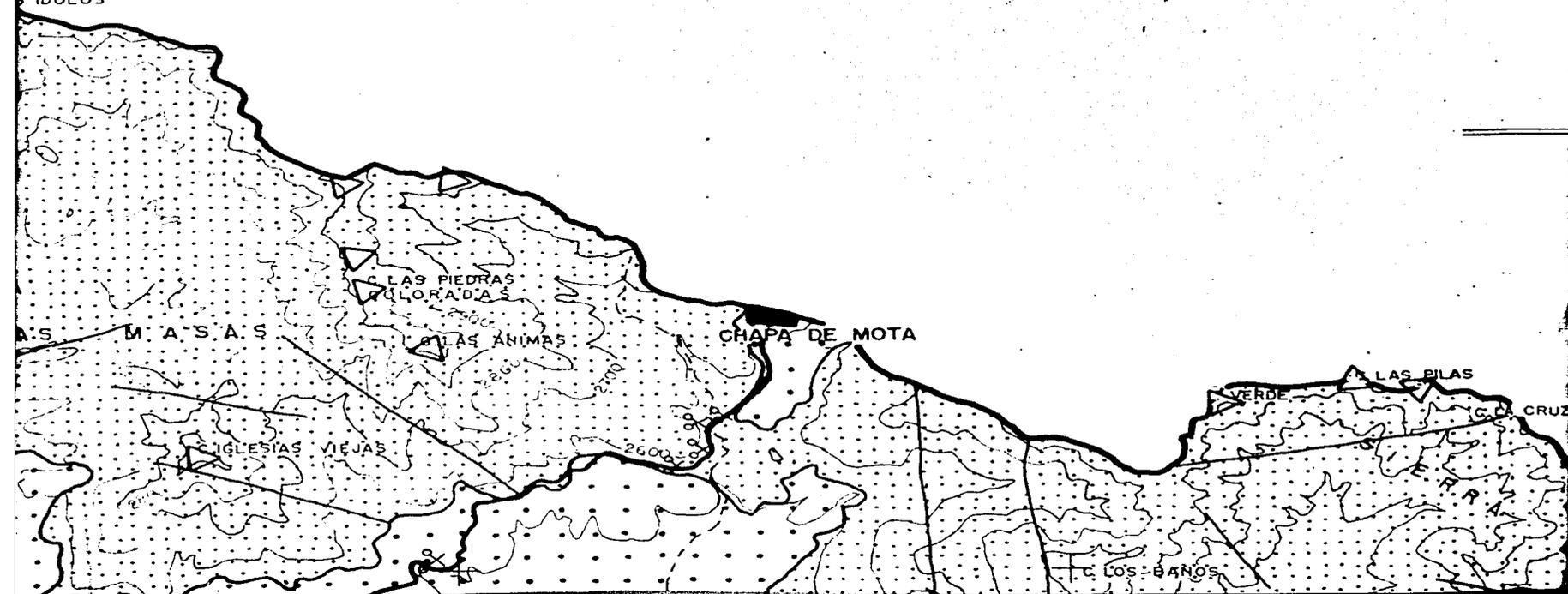
IGLESIAS VIEJAS

VERDE

LAS PILAS

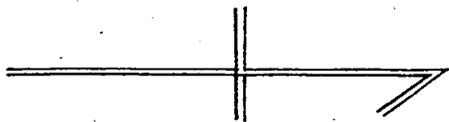
C. LA CRUZ

C. LOS BAÑOS



19° 55'

99° 36'



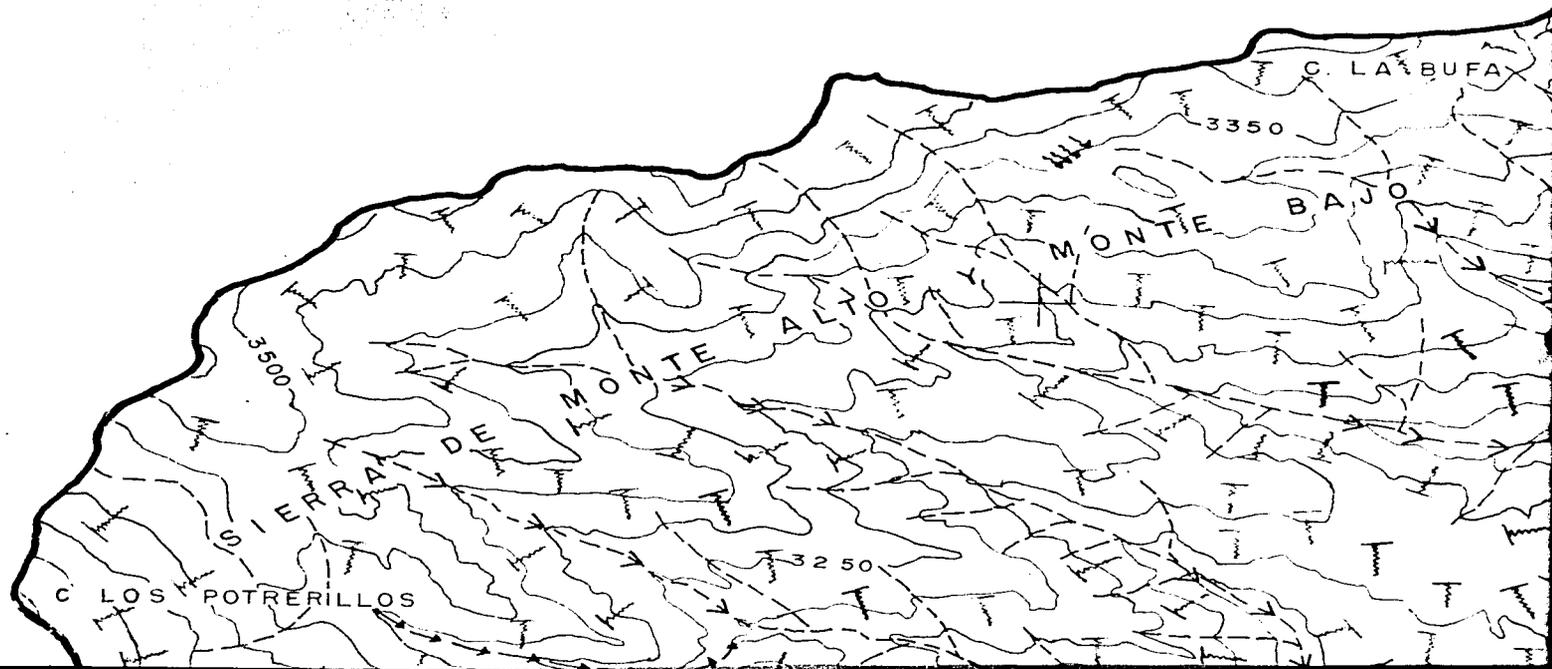
LAS PILAS

C. LA CRUZ

C. ALTO

C. EL CASTILLO

99° 30'



19° 40'

64

LLANOTGRANDE

2900

3050

2950

A. Verde

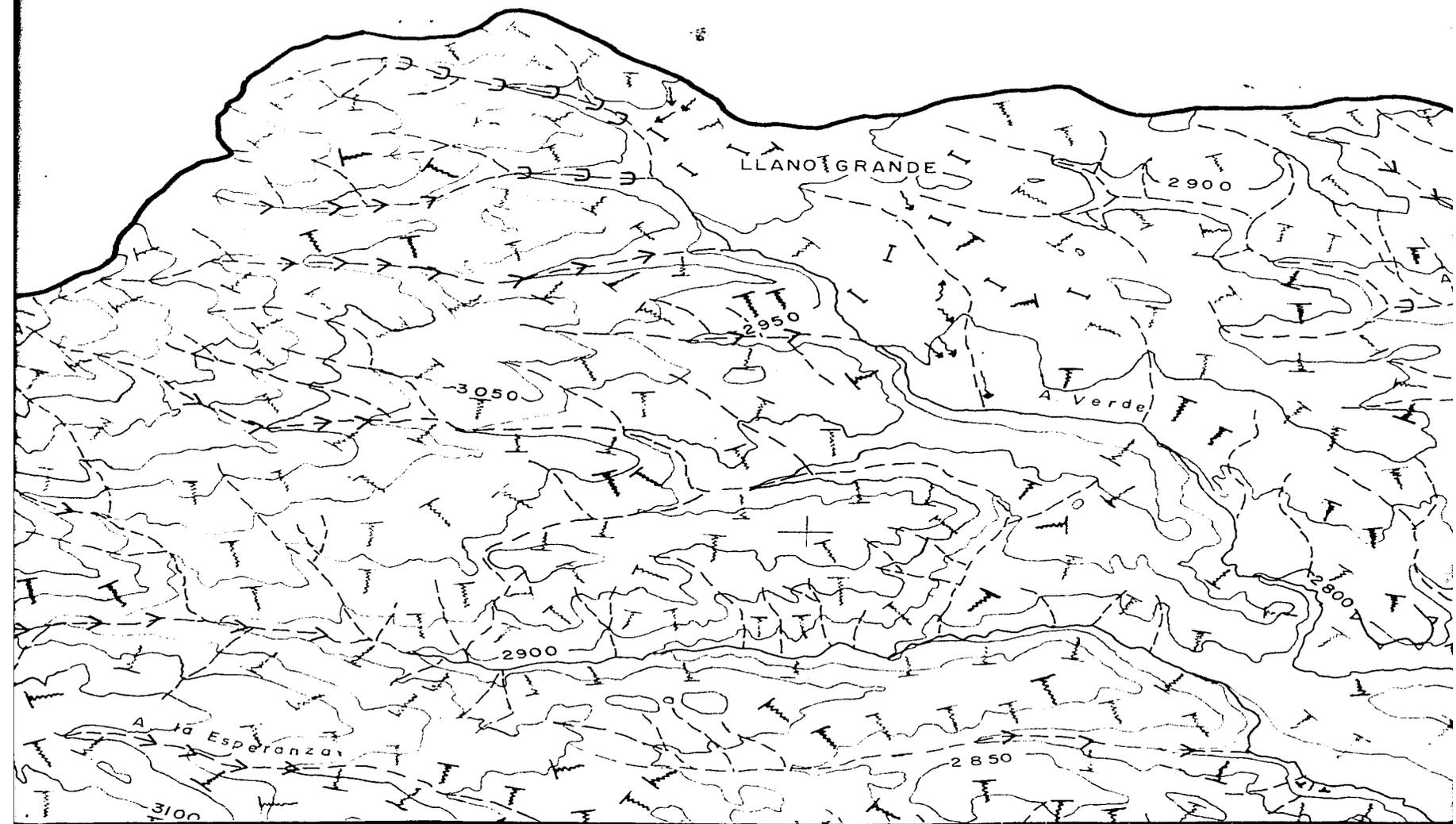
2900

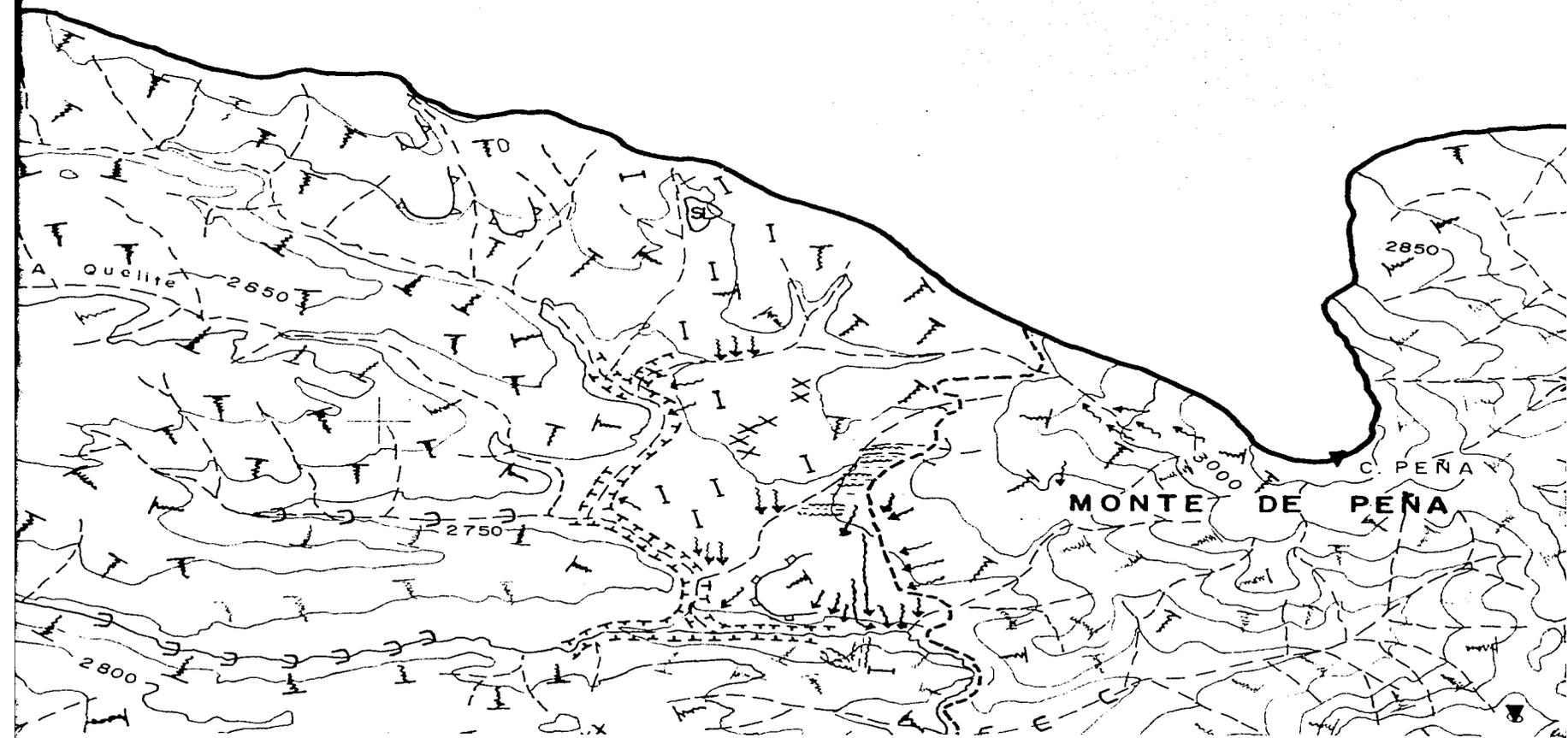
2800

A. la Esperanza

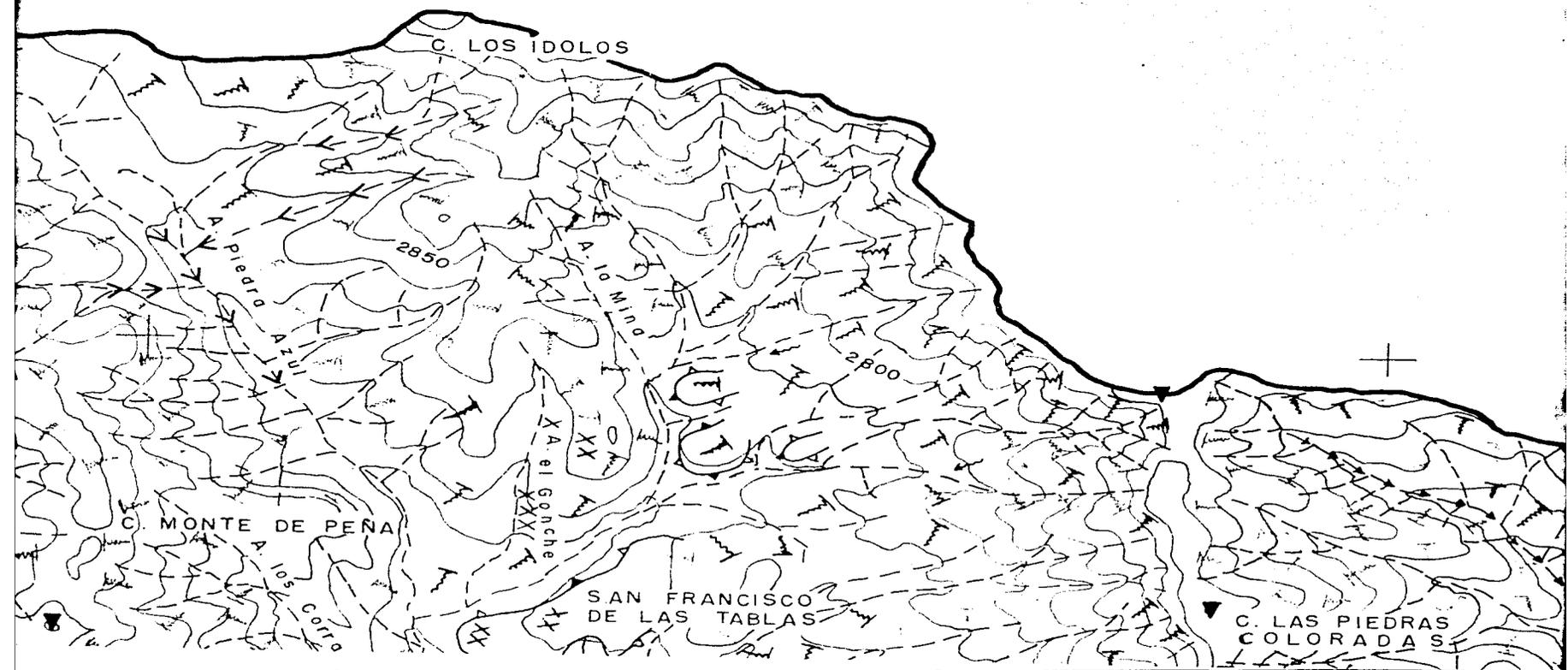
2850

3100

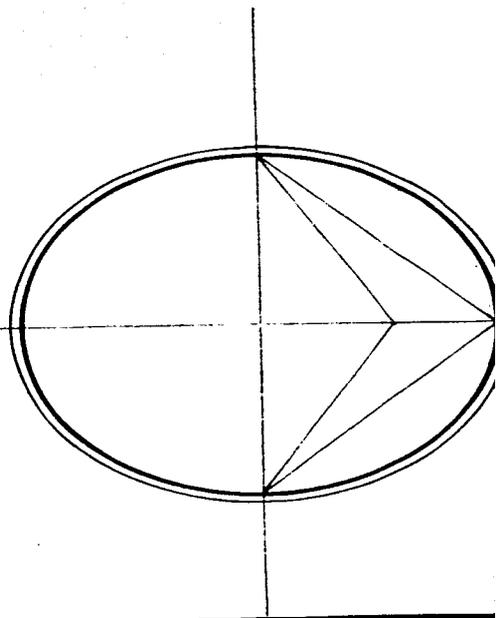


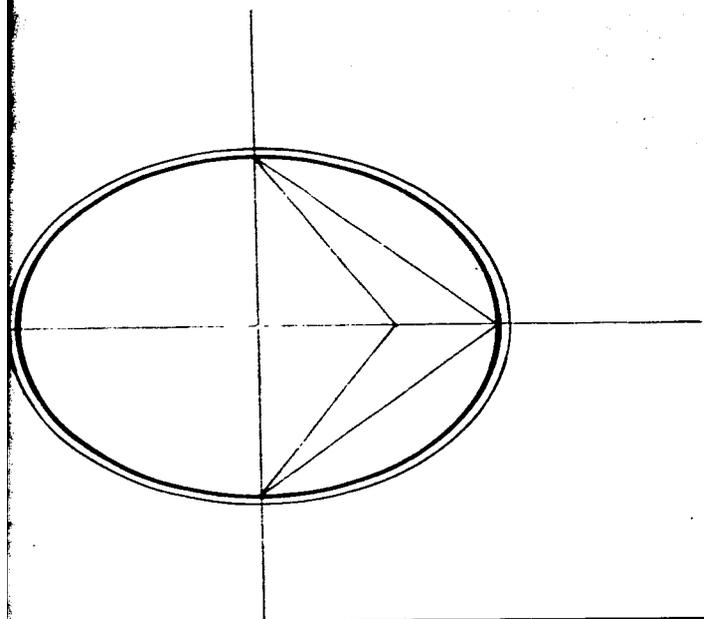


19° 45'

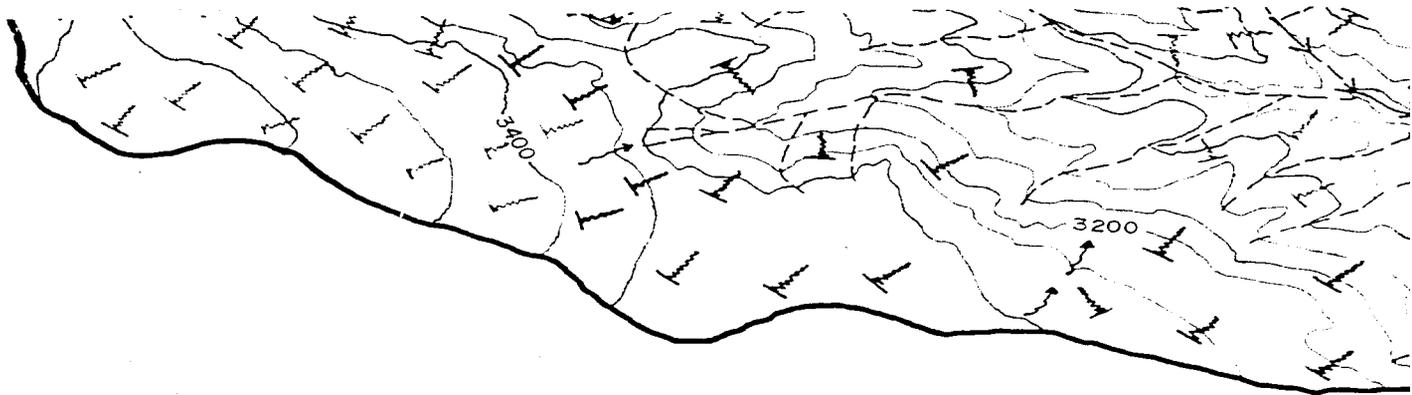


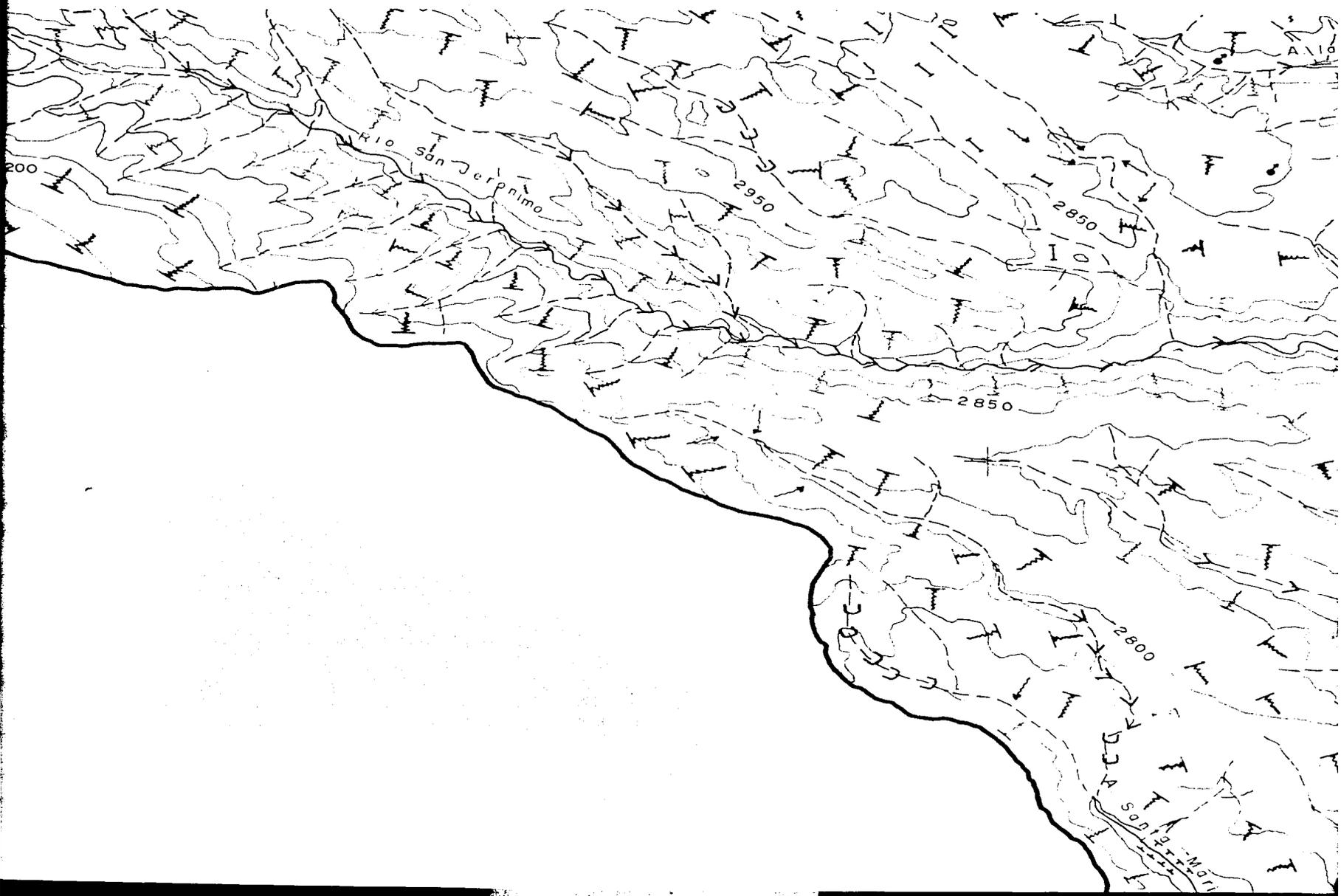
19° 50'

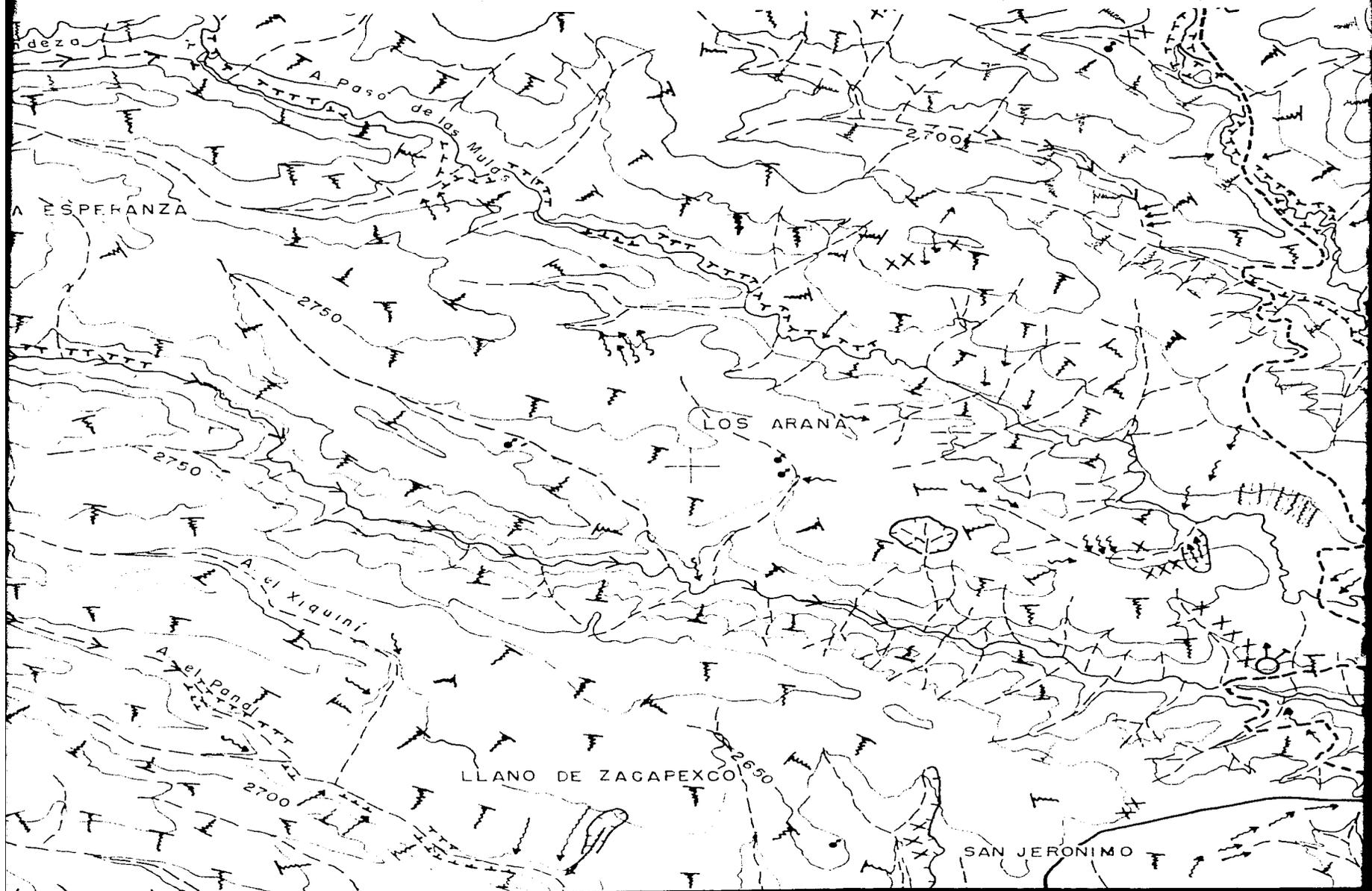


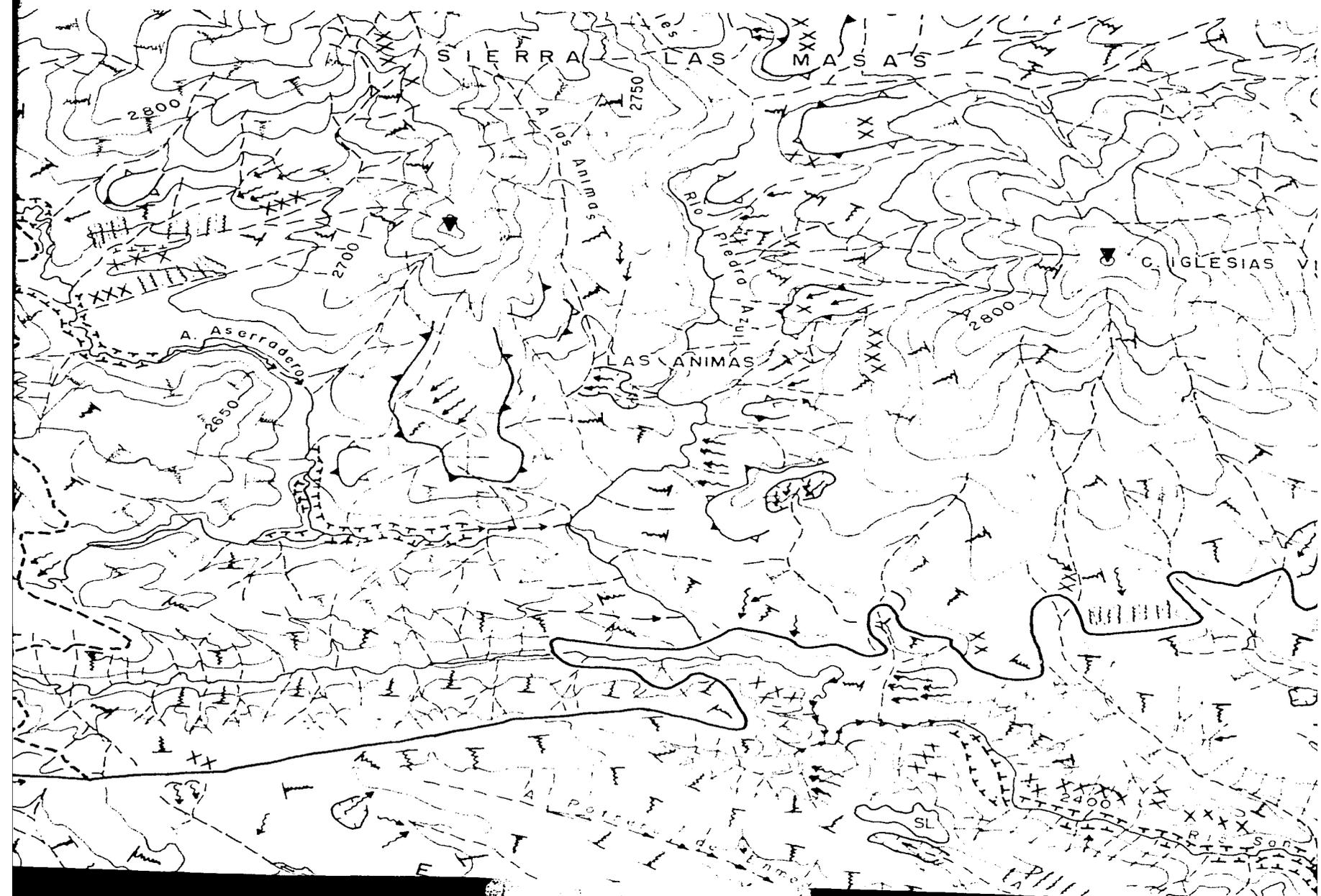


99° 30'

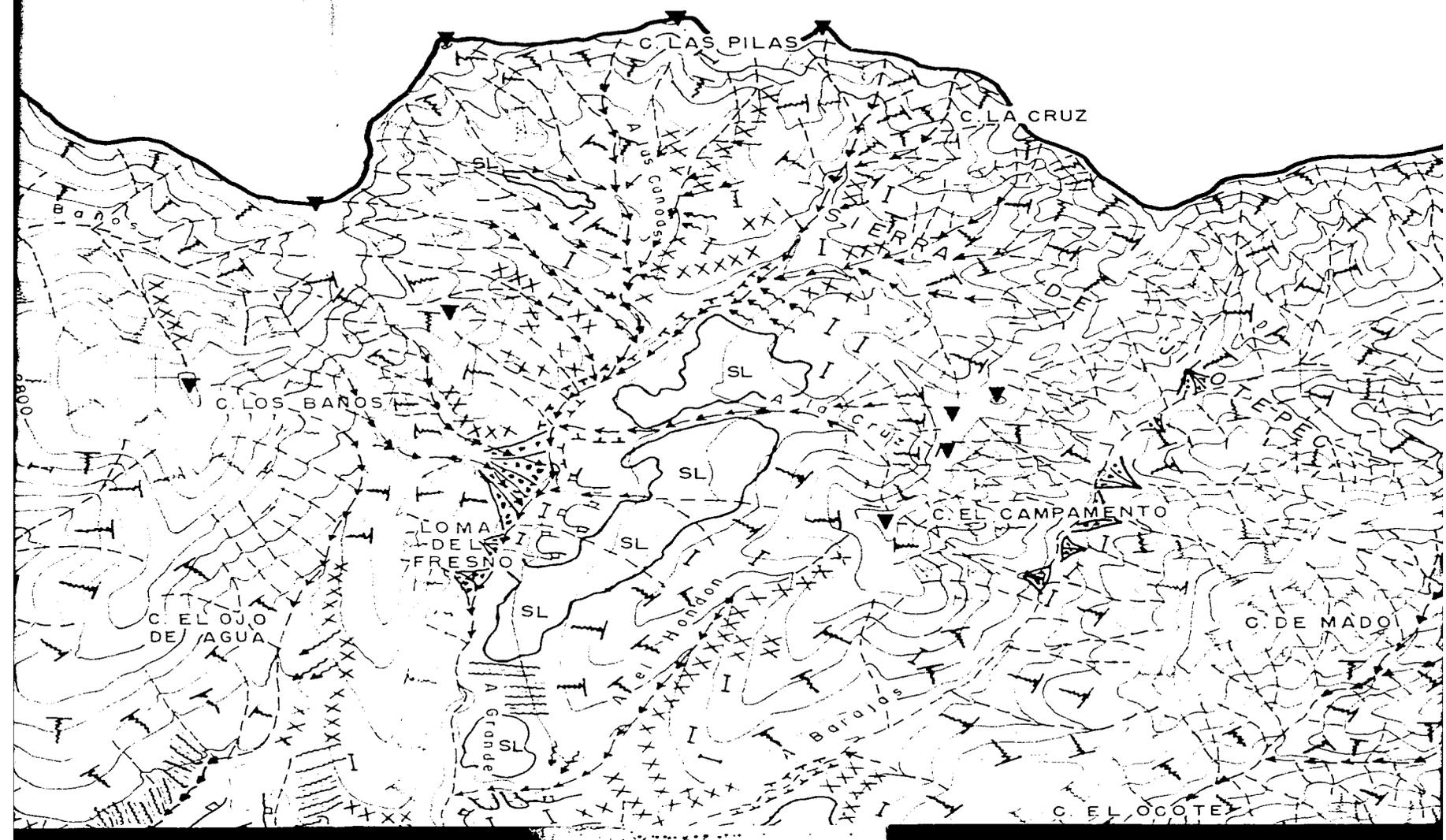


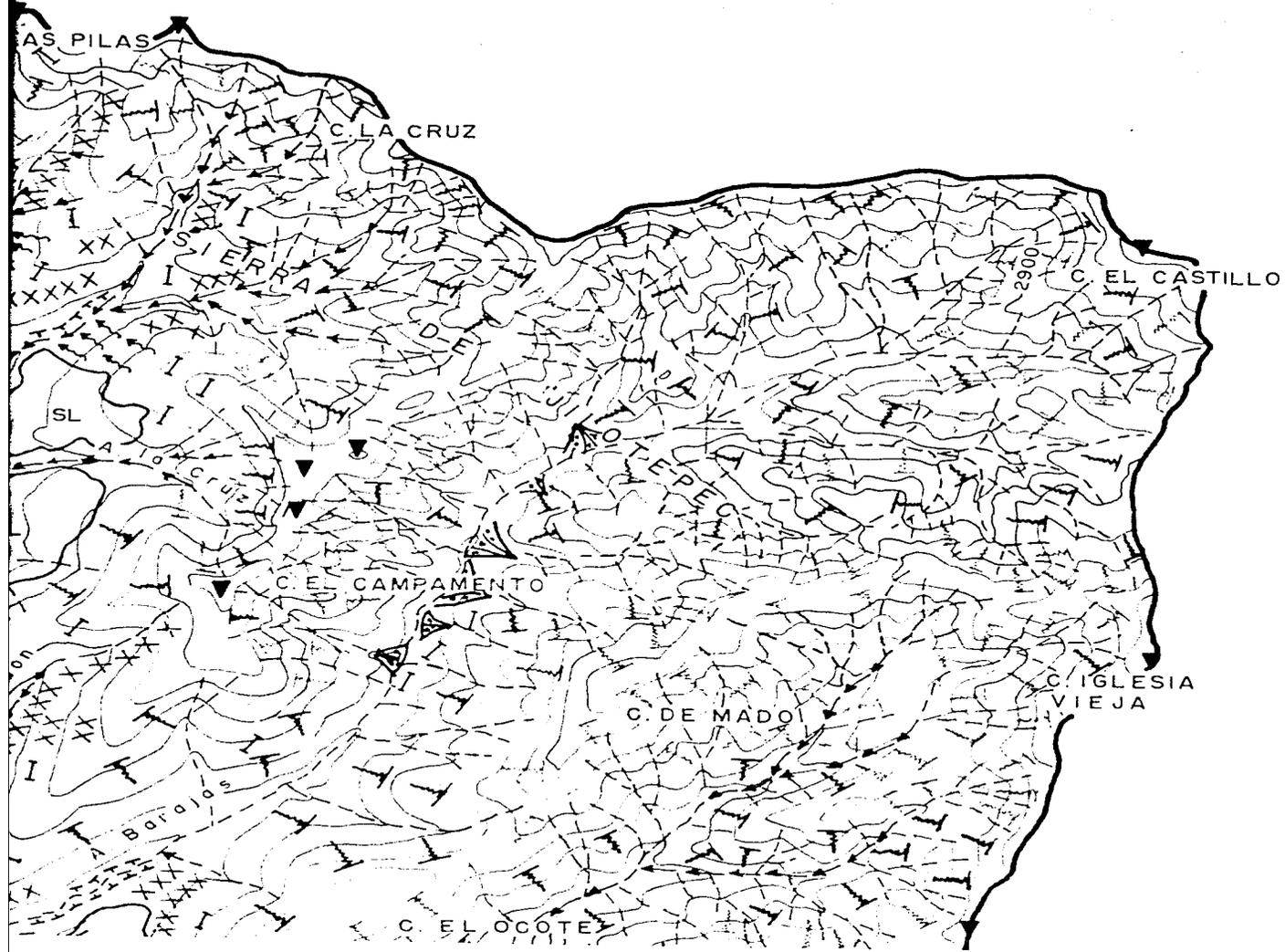












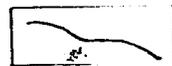
CUENCA ALTA TEPEJI

GEOMORFOLOGIA

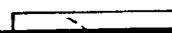
DATOS HIDROGRAFICOS



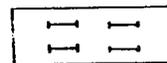
m a n a n t i a l



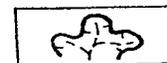
e s c u r r i m i e n t o p e r e n n e .



MODELADO



p i e d e



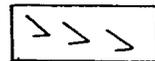
c á r c a v a



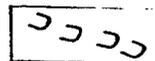
ALTA DEL RIO EJI. HGO.

OGIA CLIMATICA

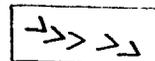
VALLECILLOS



asimétricos.



en u



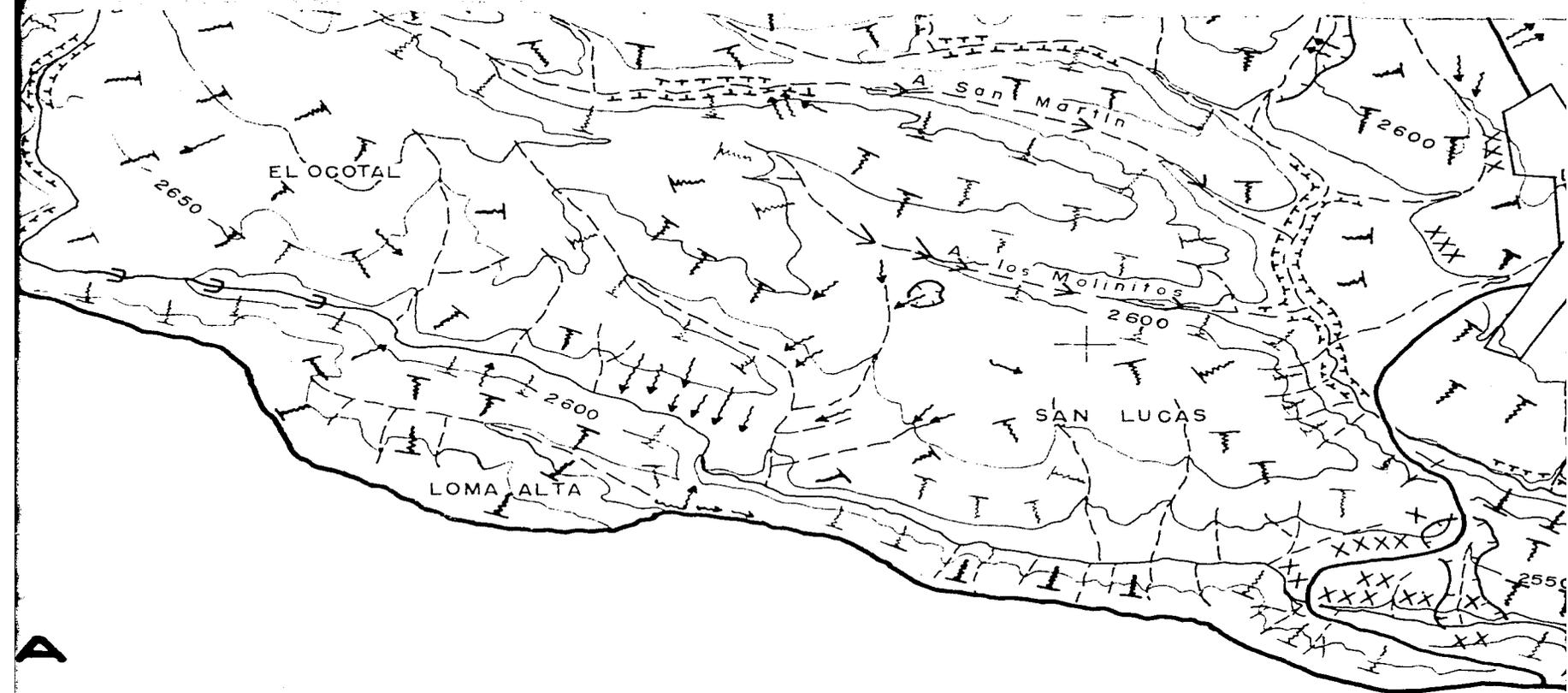
en v

MODELADO DE ENTALLAMIENTO

MODELADO LOCALIZADO

pie de vaca

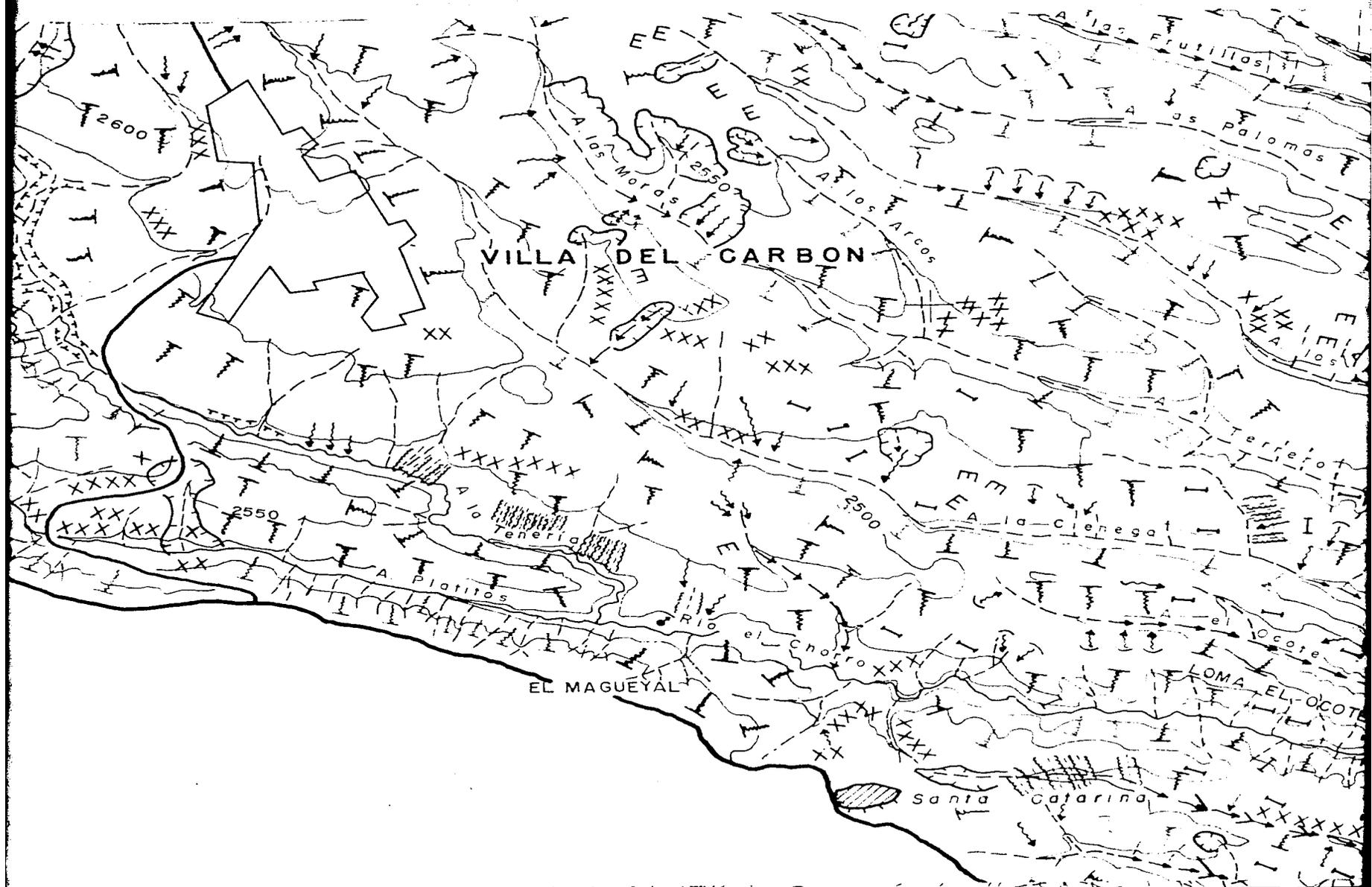
cárcavas

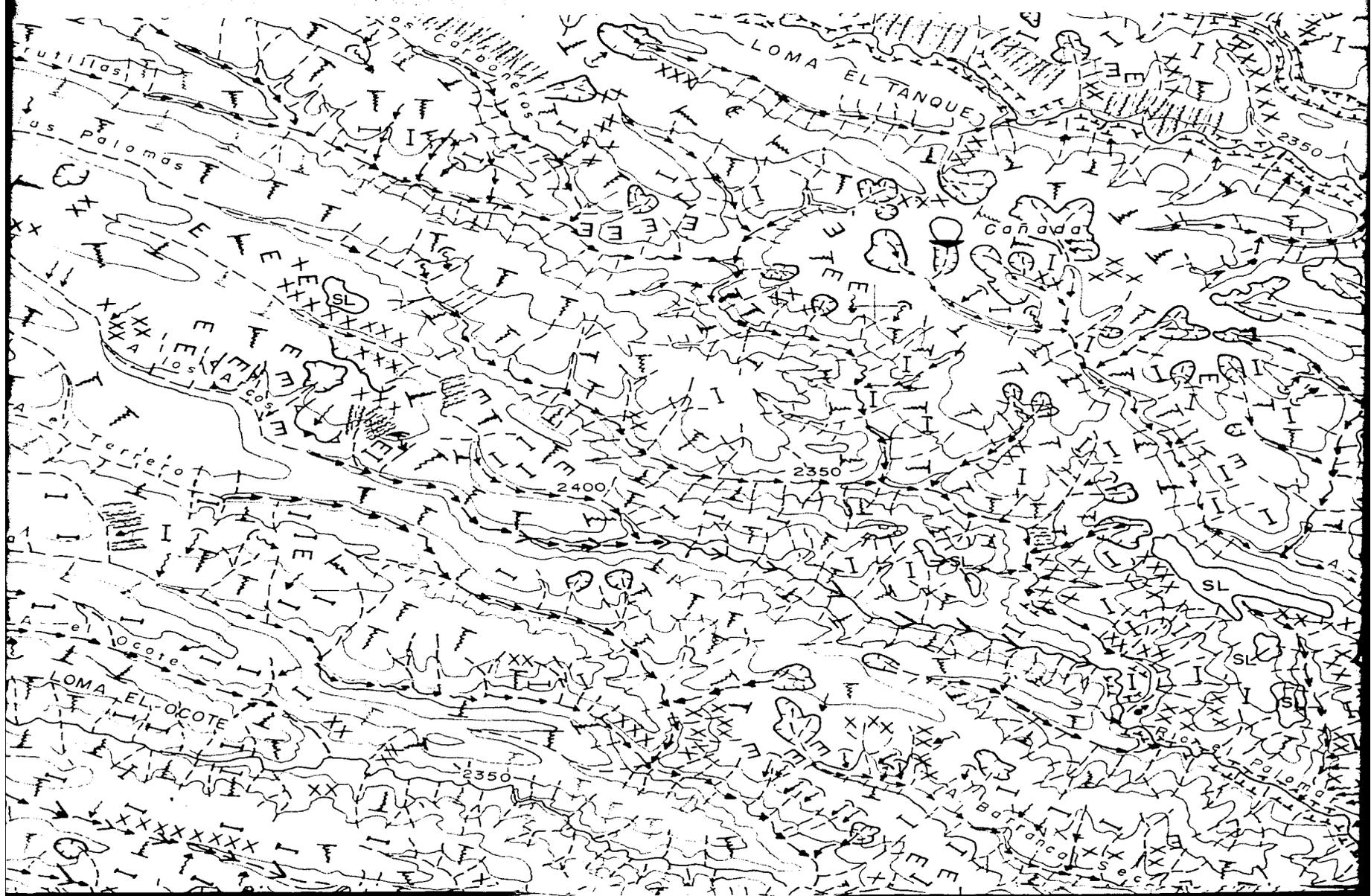


A

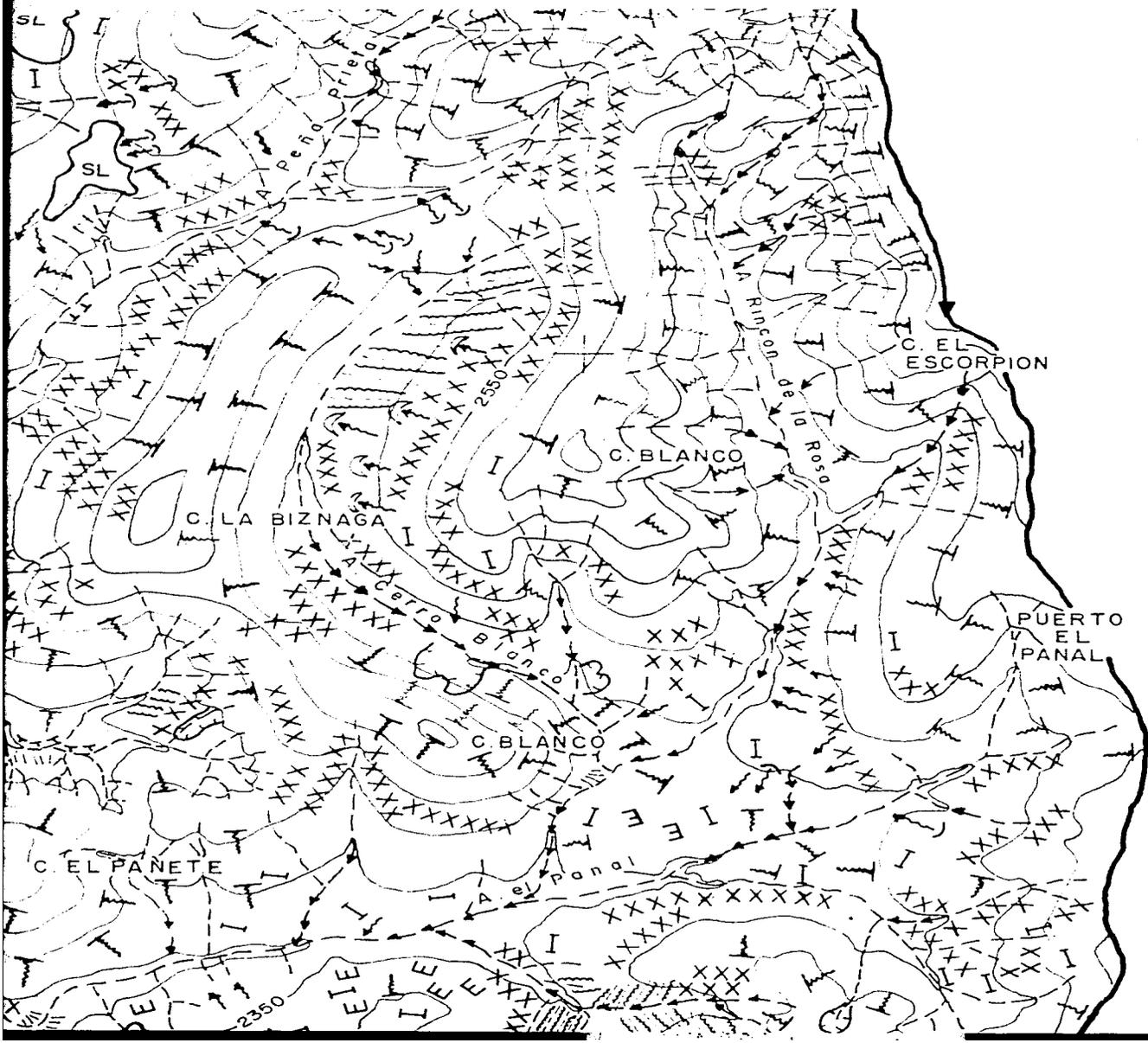
S

TO









99° 25'



escurrimiento estacional

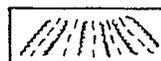


badland

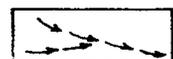
EVOLUCION DE VERTIENTES E INTERFLUVIOS
FORMAS DE ABLACION
HECHURA GENERAL



suelo l



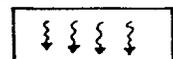
suelo e



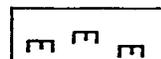
incisión de torrente



solifluxio



badlands



asentamientos

ESCORRENTIAS

CORN



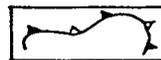
concentrada con regueras



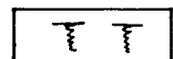
menor de



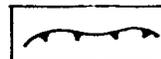
difusa moderada



entre l



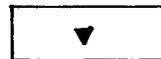
difusa fuerte



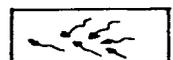
mayor de



alveolo de escorrentía concentrada



cima a



concentrada

Esc. 1:25 000

0 0.5 1 2

KILOMETROS.

M A P A No 8

Carta elaborada por: ORALIA

adlands

uelo leproso

uelo estriado

olifluxión

entamientos del terreno

O R N I S A S

enor de 15 m

ntre 15 y 50 m

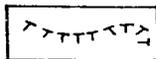
ayor de 50 m

lma aguda

REBORDE DE TERRAZA



menor de 1 m

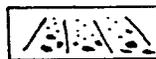


entre 1 y 5 m

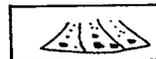


mayor de 5 m

FORMAS DE ACUMULACION.

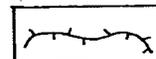


escombros de gravedad.



cóno de deyecciones.

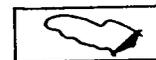
OBRAS CULTURALES



acueducto



bordos



presas.

1:25 000

2

3

OMETROS.

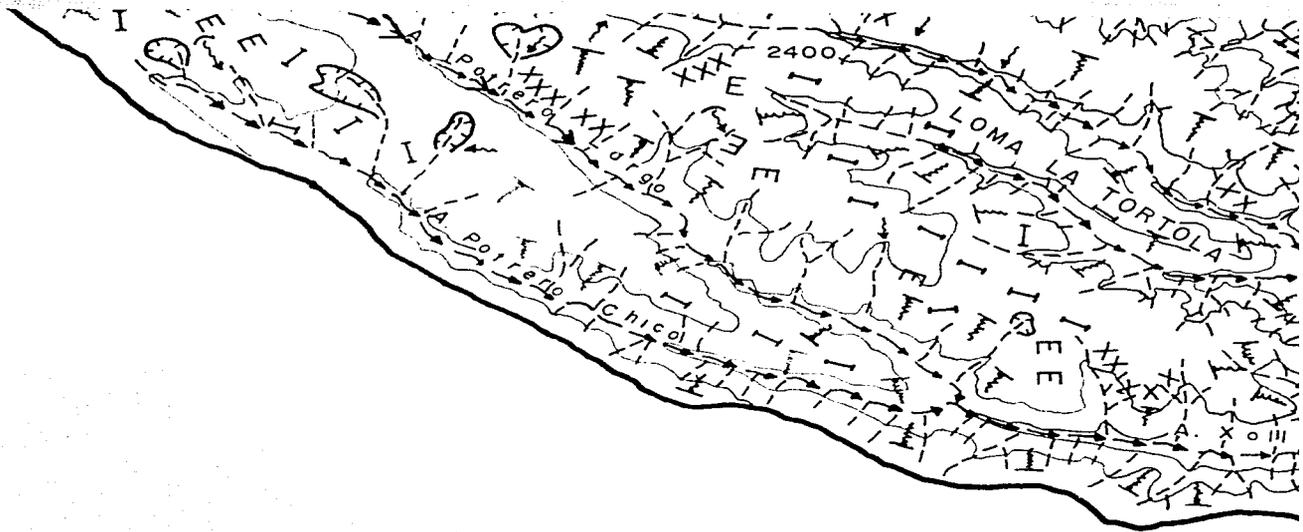
A L I A

O R O P E Z A

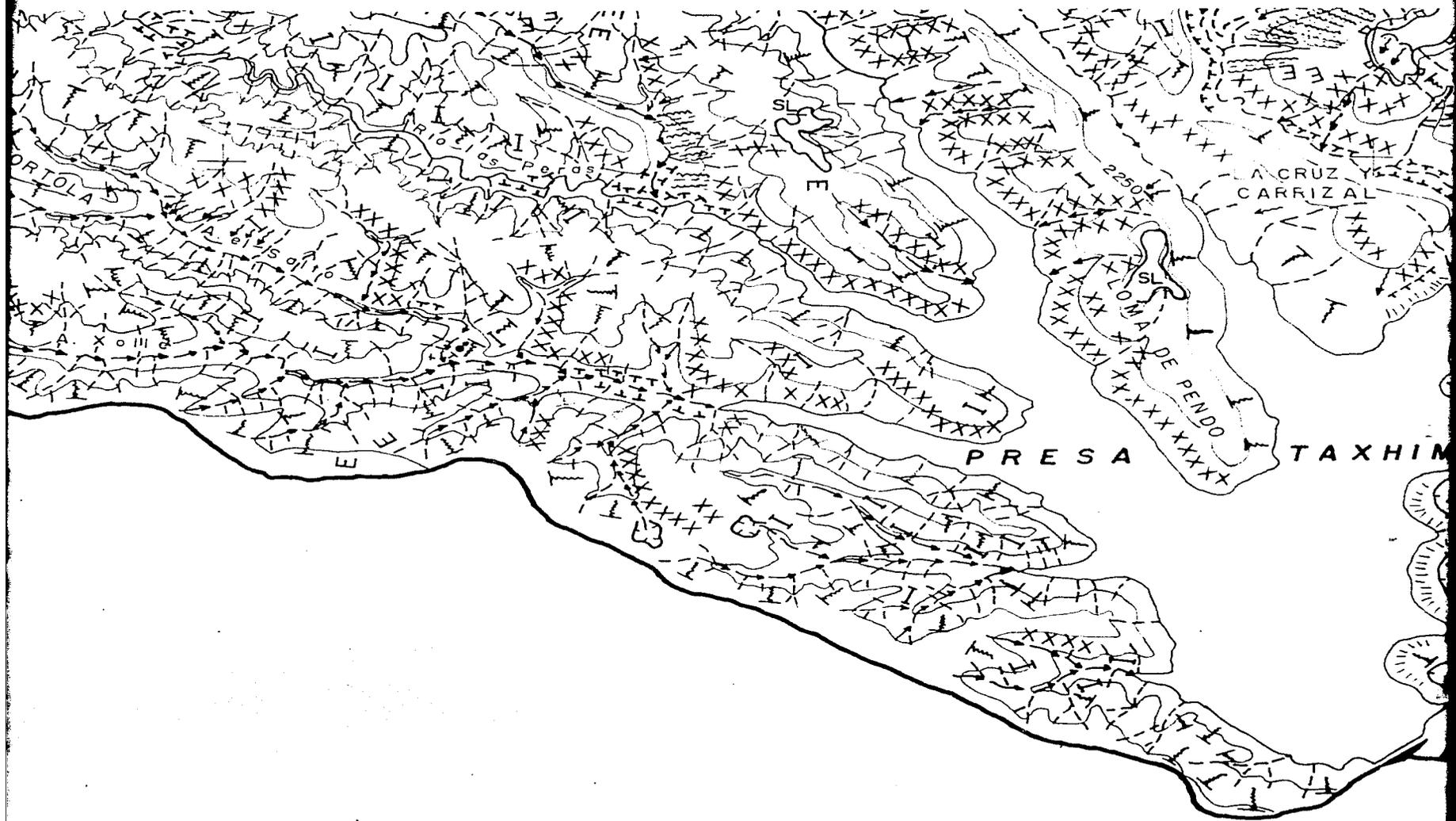
O R O Z C O .

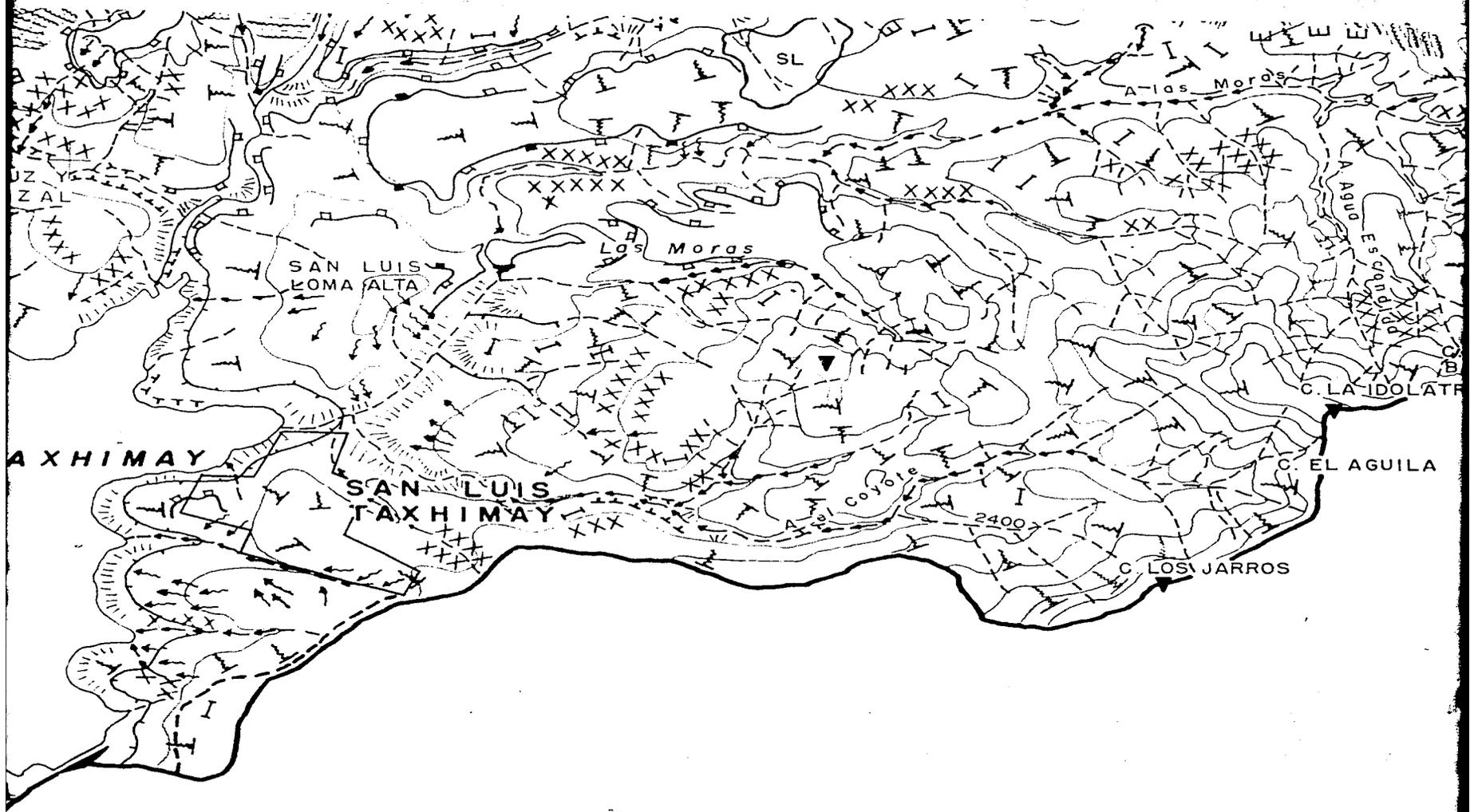
Mexico, 1976

19° 40'

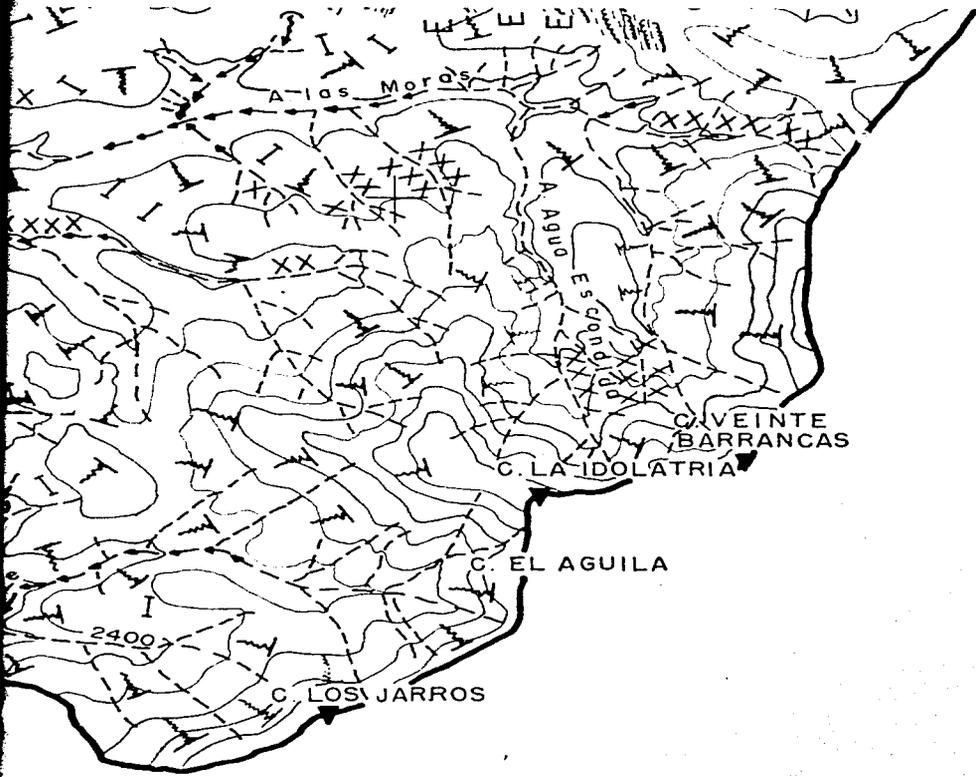


19° 45'





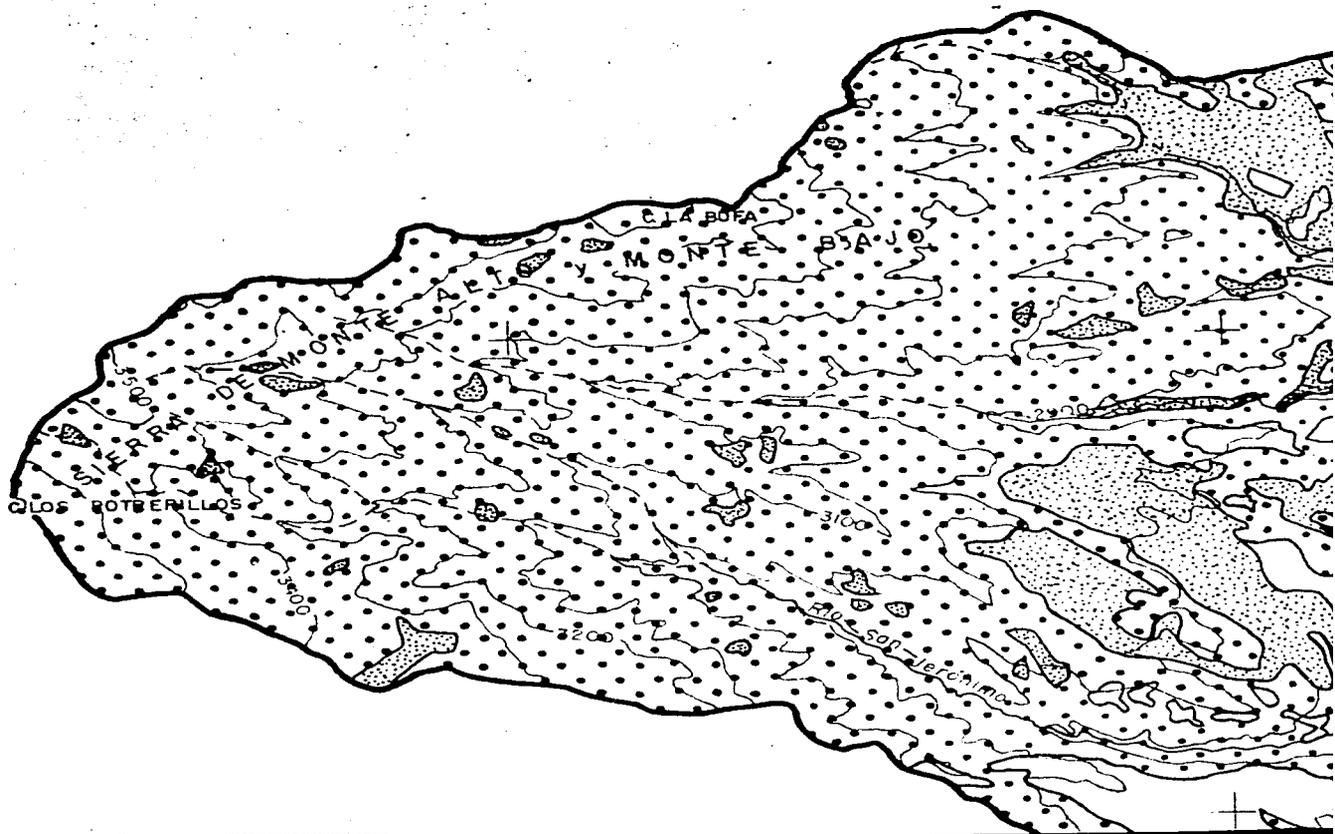
19° 50'



99°25'

19° 35'
99° 35'

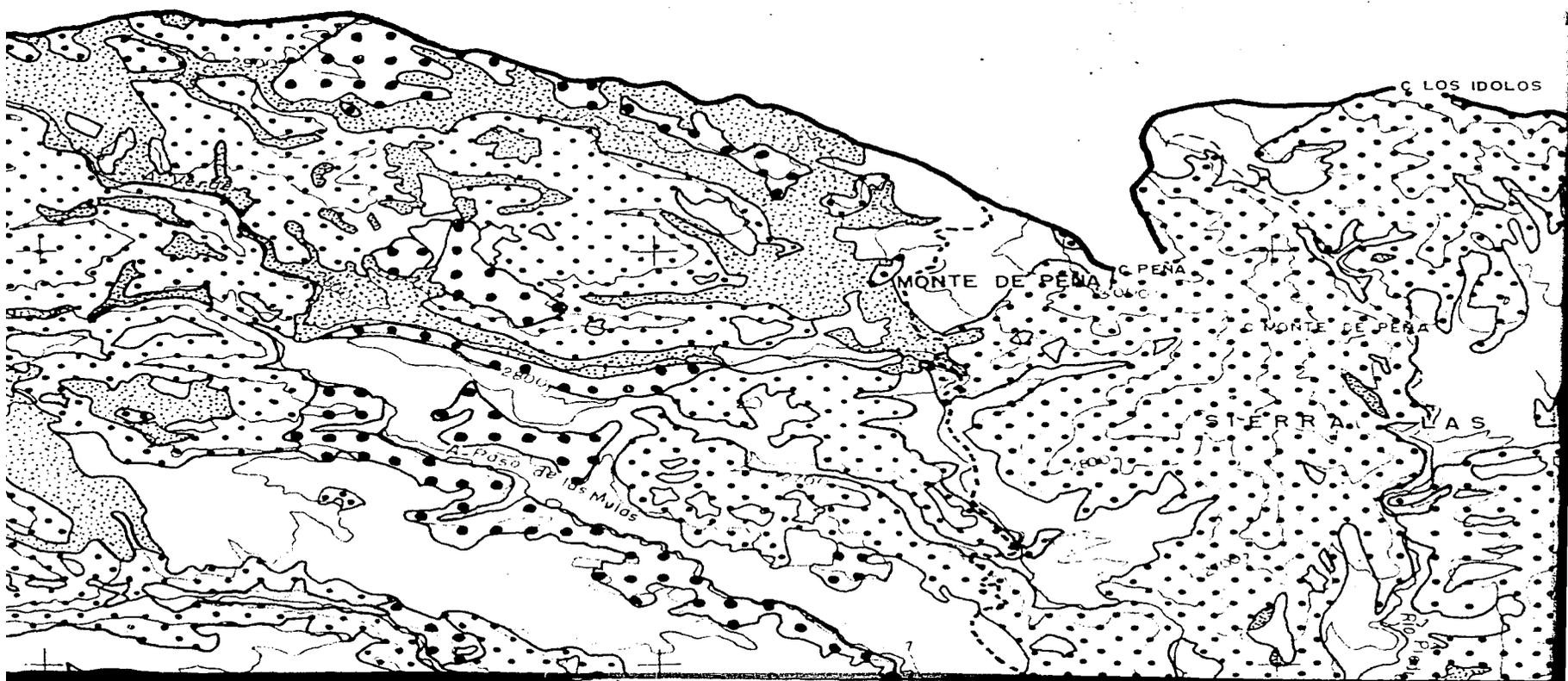
19° 40'



99° 30'

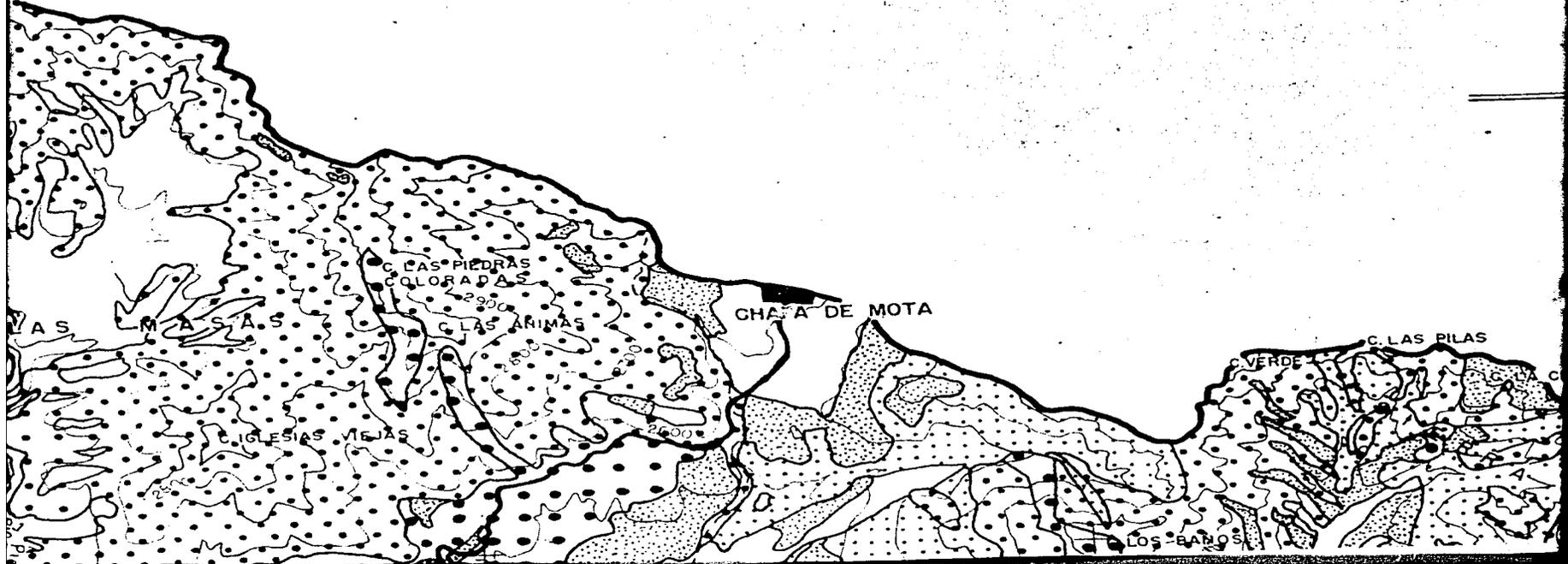
9°40'

19°45'



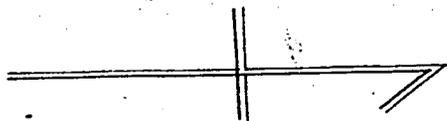
19° 50'

OS IDOLOS



19° 55'

99° 35'



PILAS

CRUZ

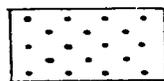
ALTO

C. EL CASTILLO

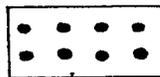
-- 99°30'



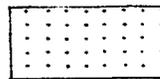
VEGETACION



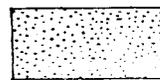
Bosque conservado.



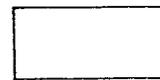
Bosque semiperturbado.



Bosque Perturbado.



Zona desforestada.



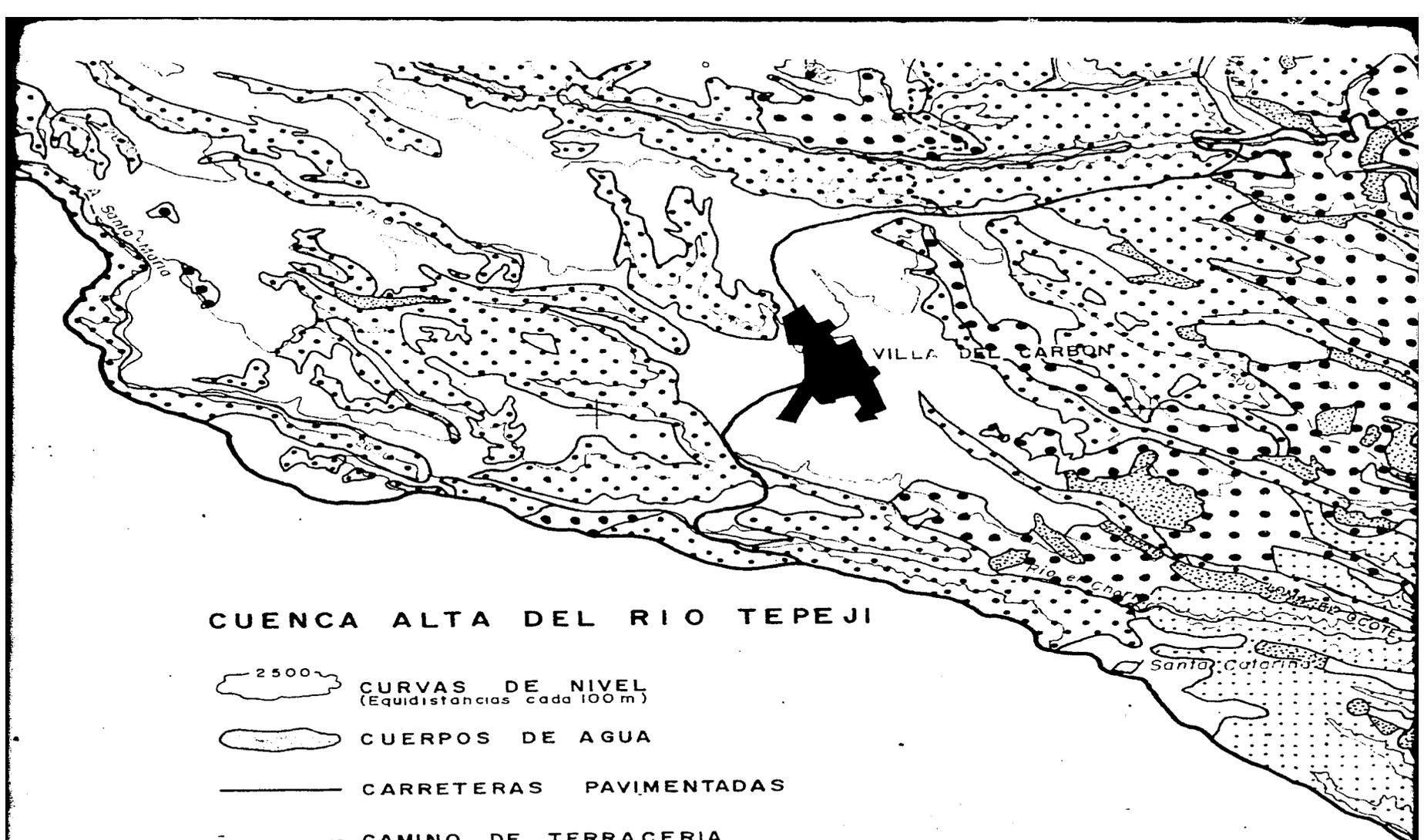
Cultivos.

99°25'

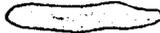
M A P A No. 7

19°35'

19°40'



CUENCA ALTA DEL RIO TEPEJI

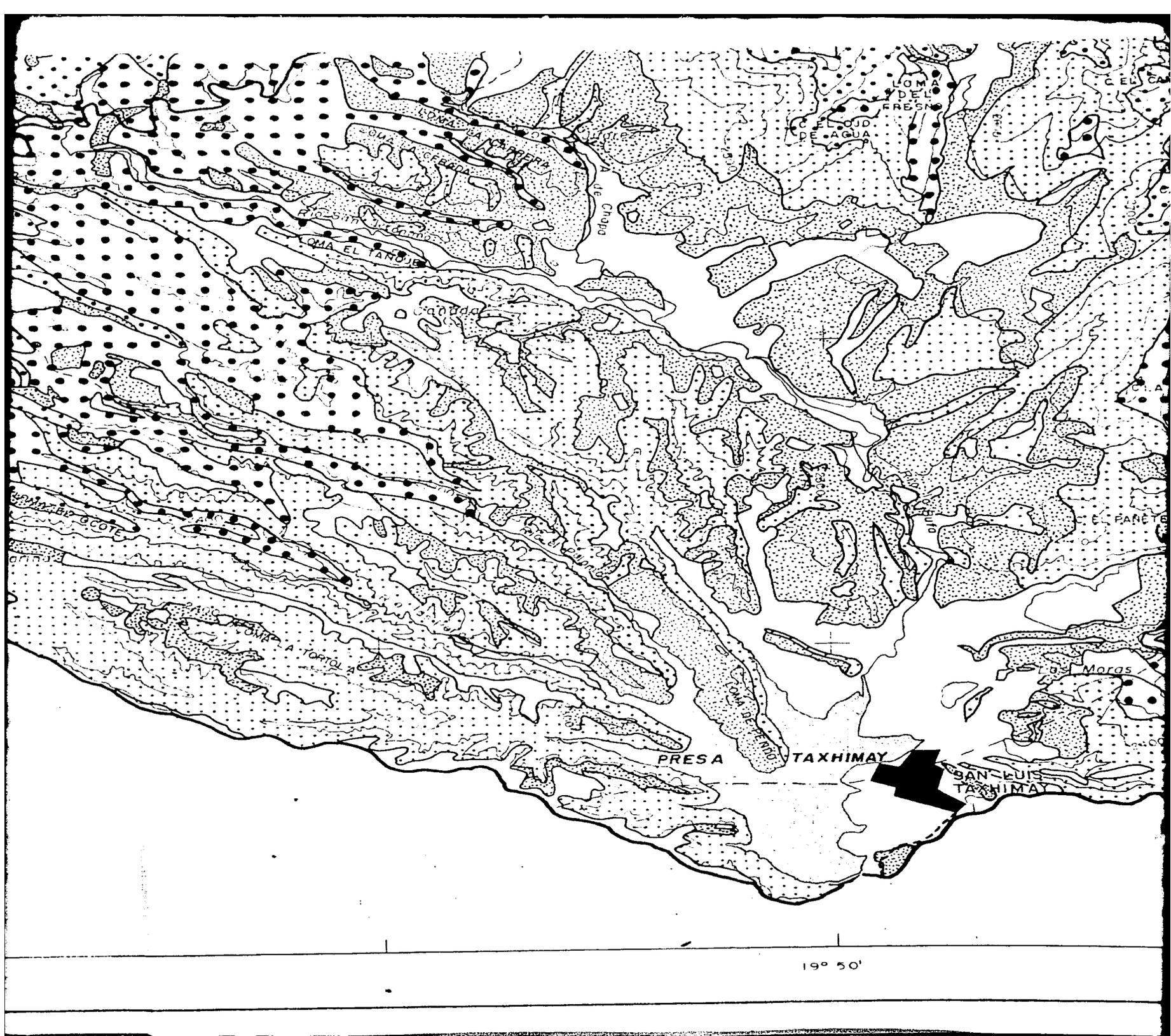
-  2500 CURVAS DE NIVEL
(Equidistancias cada 100 m)
-  CUERPOS DE AGUA
-  CARRETERAS PAVIMENTADAS
-  CAMINO DE TERRACERIA
-  ASENTAMIENTOS HUMANOS
-  LIMITE DE LA CUENCA
(Linea divisoria de las aguas)
-  LIMITE DE ENTIDADES FEDERATIVAS

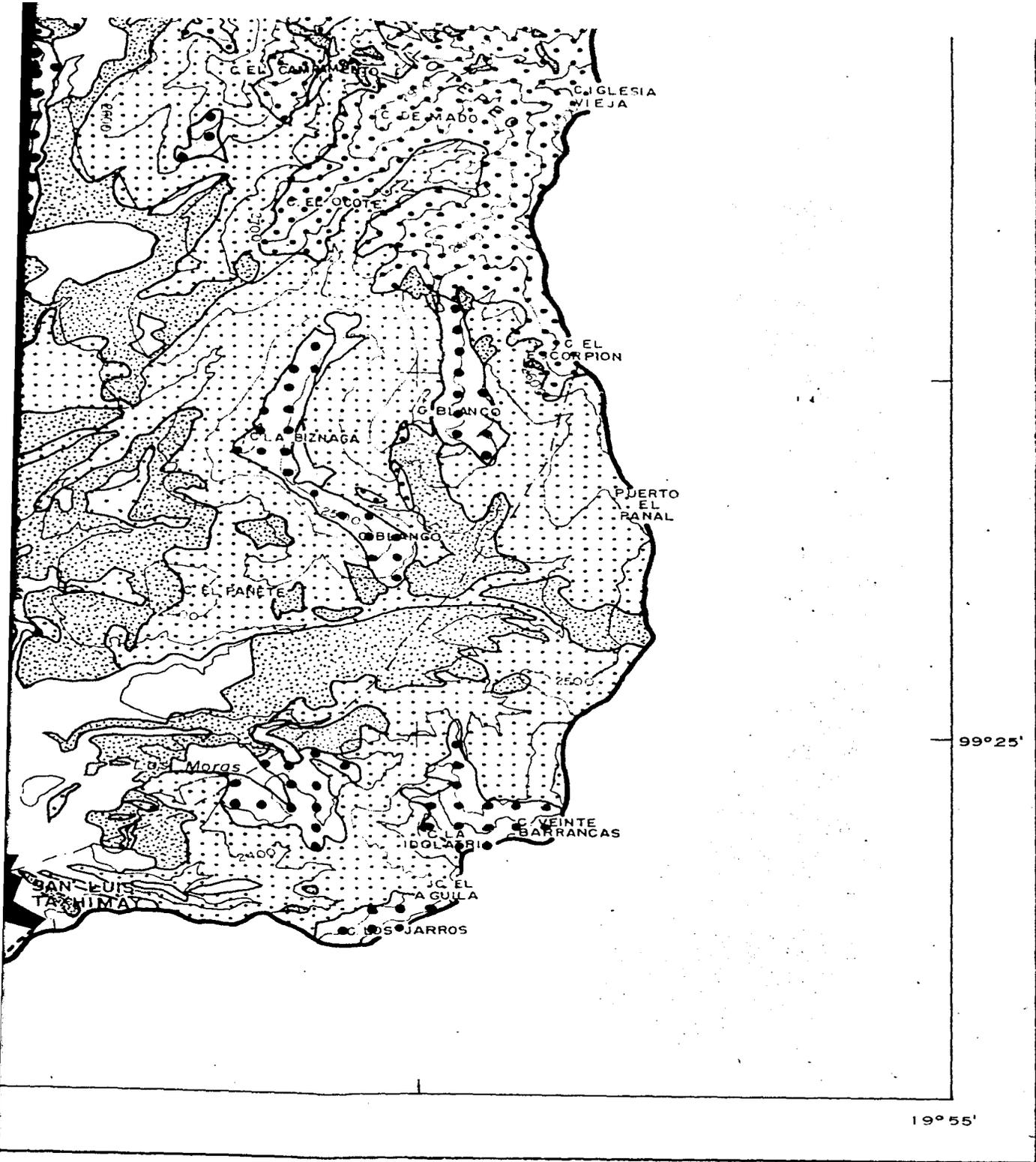
MEXICO, 1976

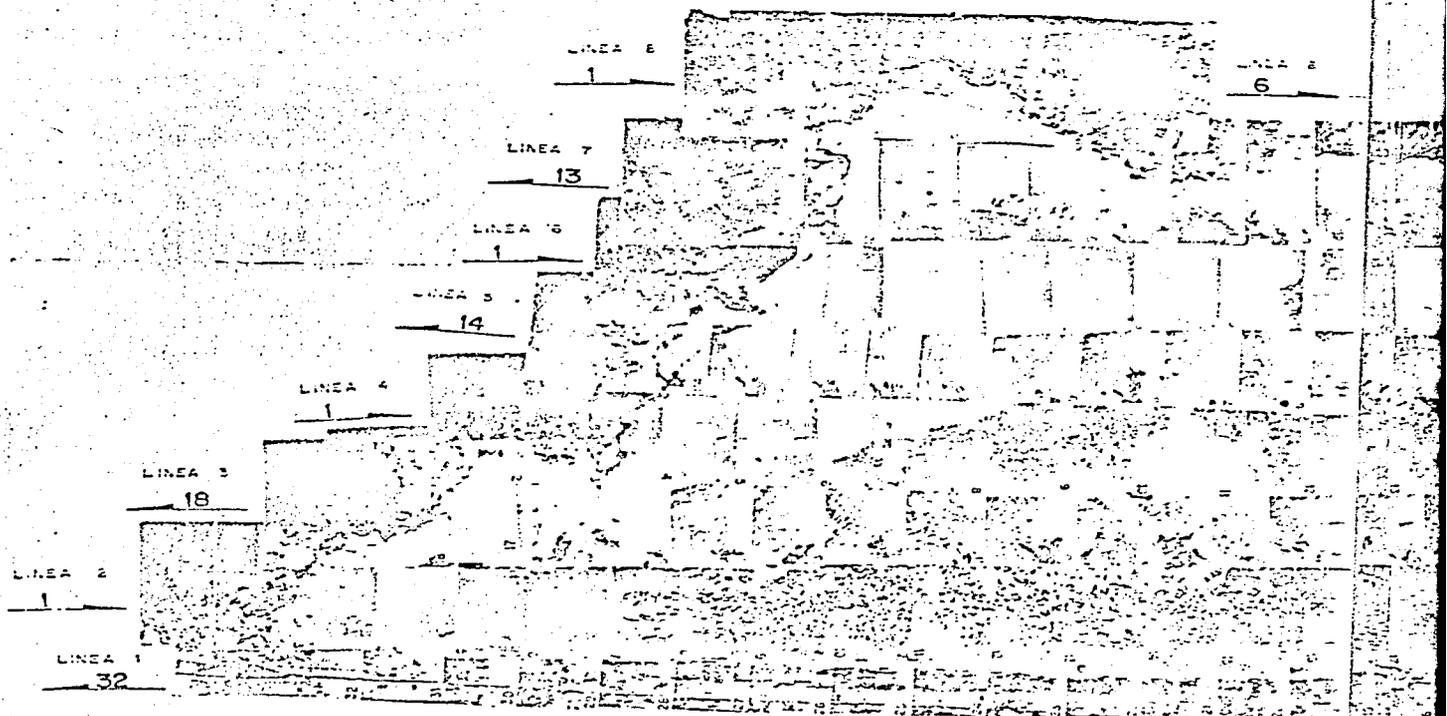
ESCALA 1 : 50 000

Carta elaborada por

ORALIA OROPEZA OROZCO

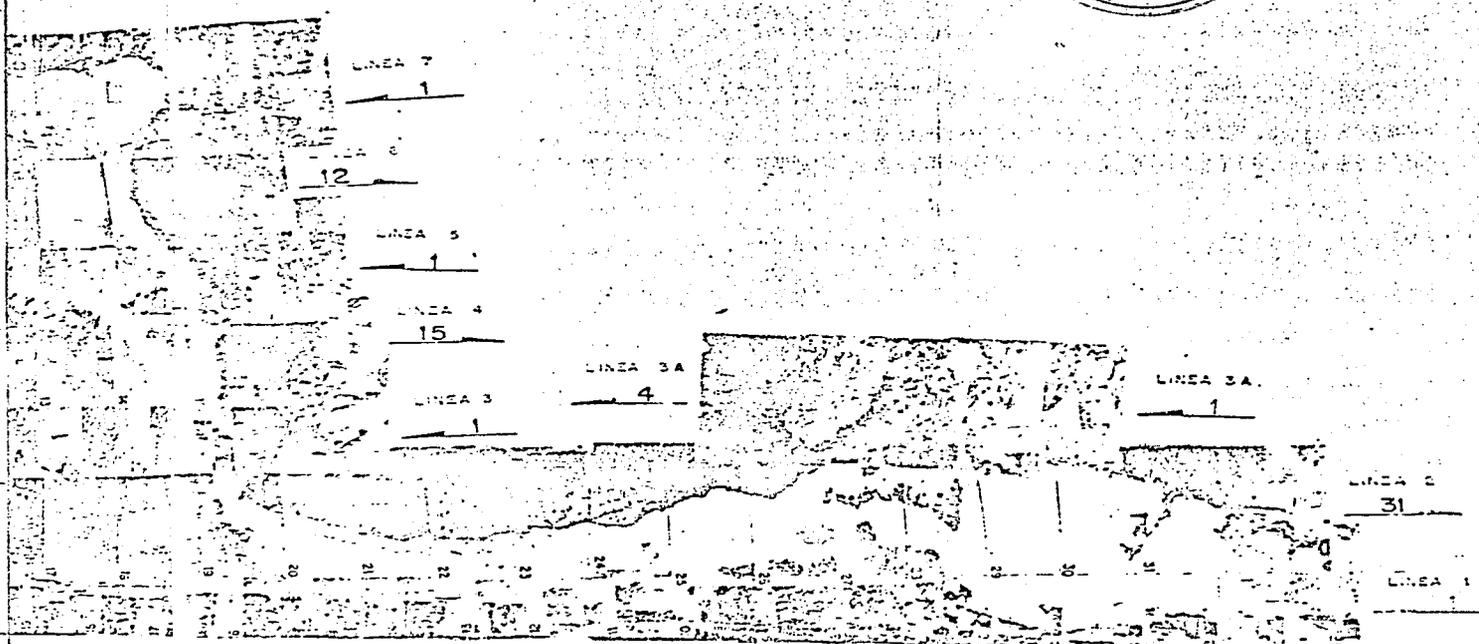
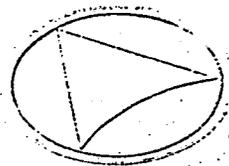






ESCALA APROXIMADA DE VUELO
ESTE VUELO SE TOMO CON PELICULA DE 70mm EN C
EL INDICE SE FORMO CON FOTOS DE CONTACTO DE LA P

Fotografía por astronomía, etc. etc. etc. etc. etc. etc.
Hecho en el Observatorio de la Universidad de Chile



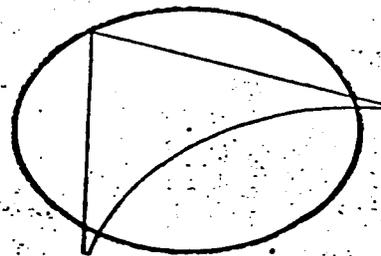
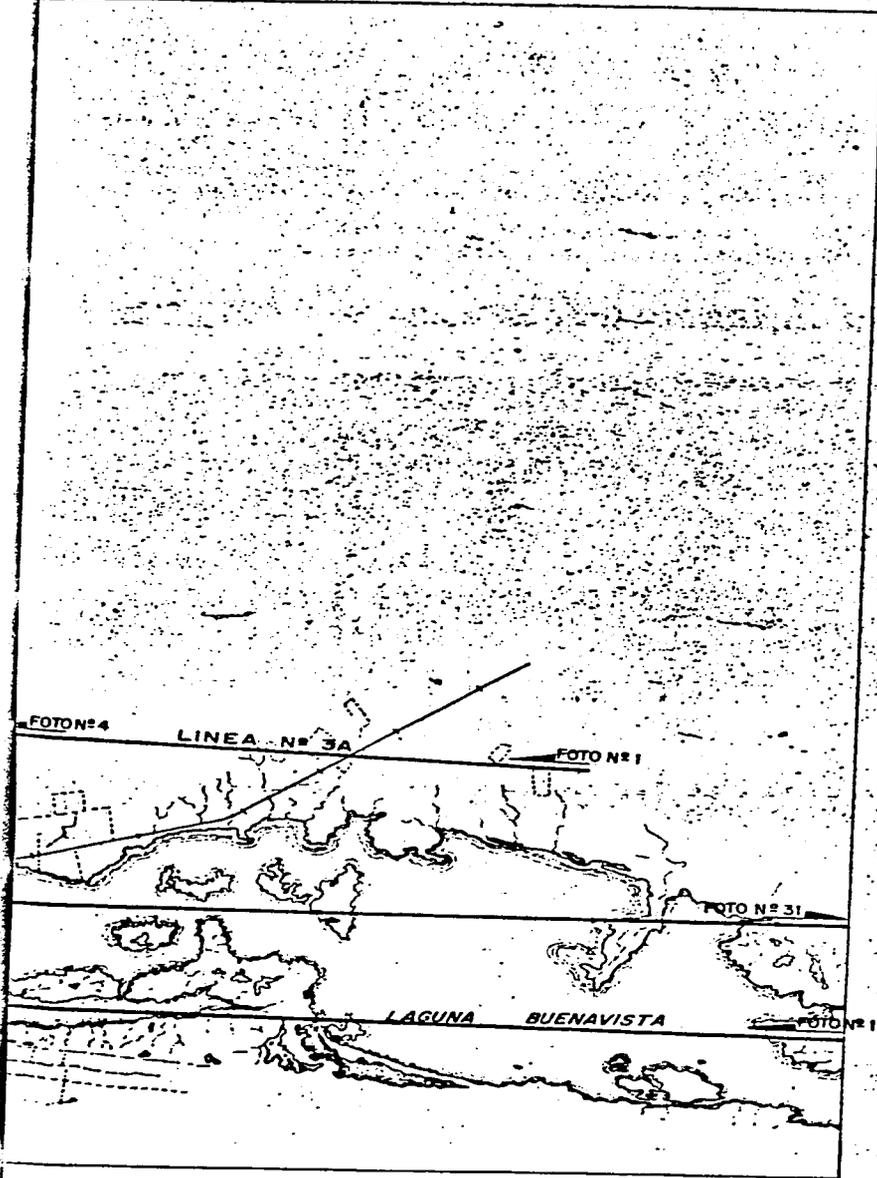
DE VUELO 1:30 000

70cm EN COLOR E INFRARROJO COLOR

TO DE LA PELICULA INFRARROJO COLOR

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS	
DIRECCION DE VUELO N° 6-71	
LAGUNAS LA JOYA Y BUENAVISTA, ESTADO DE CHIAPAS	
FOTO INDICE	
Conformado:	ELABORADO POR: _____
	REVISADO POR: _____
	FECHA: _____

PLANO No.6



SIMBOLOGIA

POBLADOS	
CARRETERAS	
FERROCARRIL	
BRECHAS	
SEMBRADOS	
ZONAS INUNDADAS	
ARROYOS	
BAJOS	
COSTAS	
LAGUNAS	

NOTA:

Este croquis se formó a partir de impresiones de contacto blanco y negro de la película infrarrojo color con formato de 70x70mm.

ESCALA APROX. 1:30,000



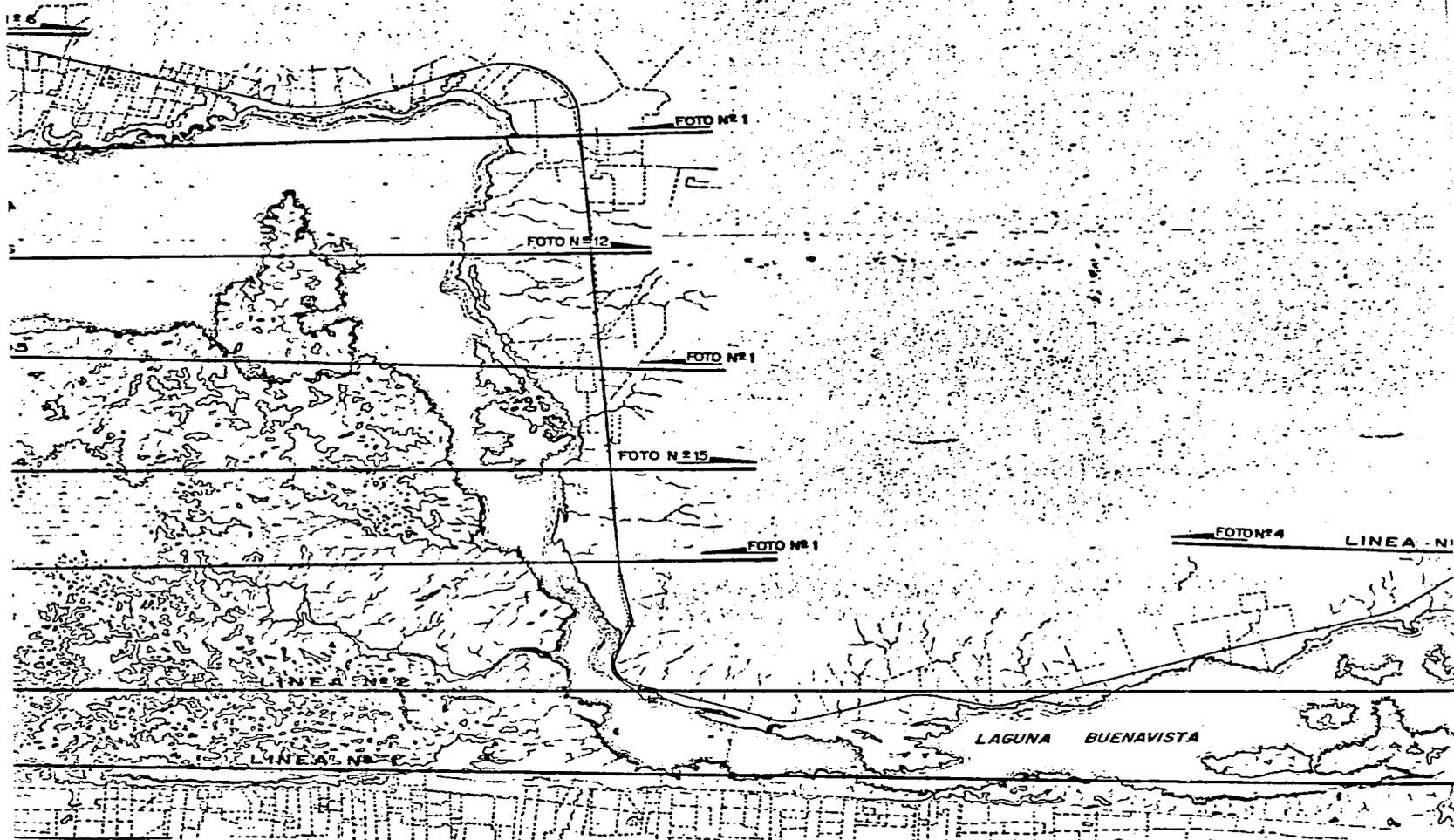
SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS
 SUBSECRETARIA DE PLANEACION-DIRECCION GENERAL DE ESTUDIOS
 DIRECCION DE INVESTIGACIONES TECNOLOGICAS

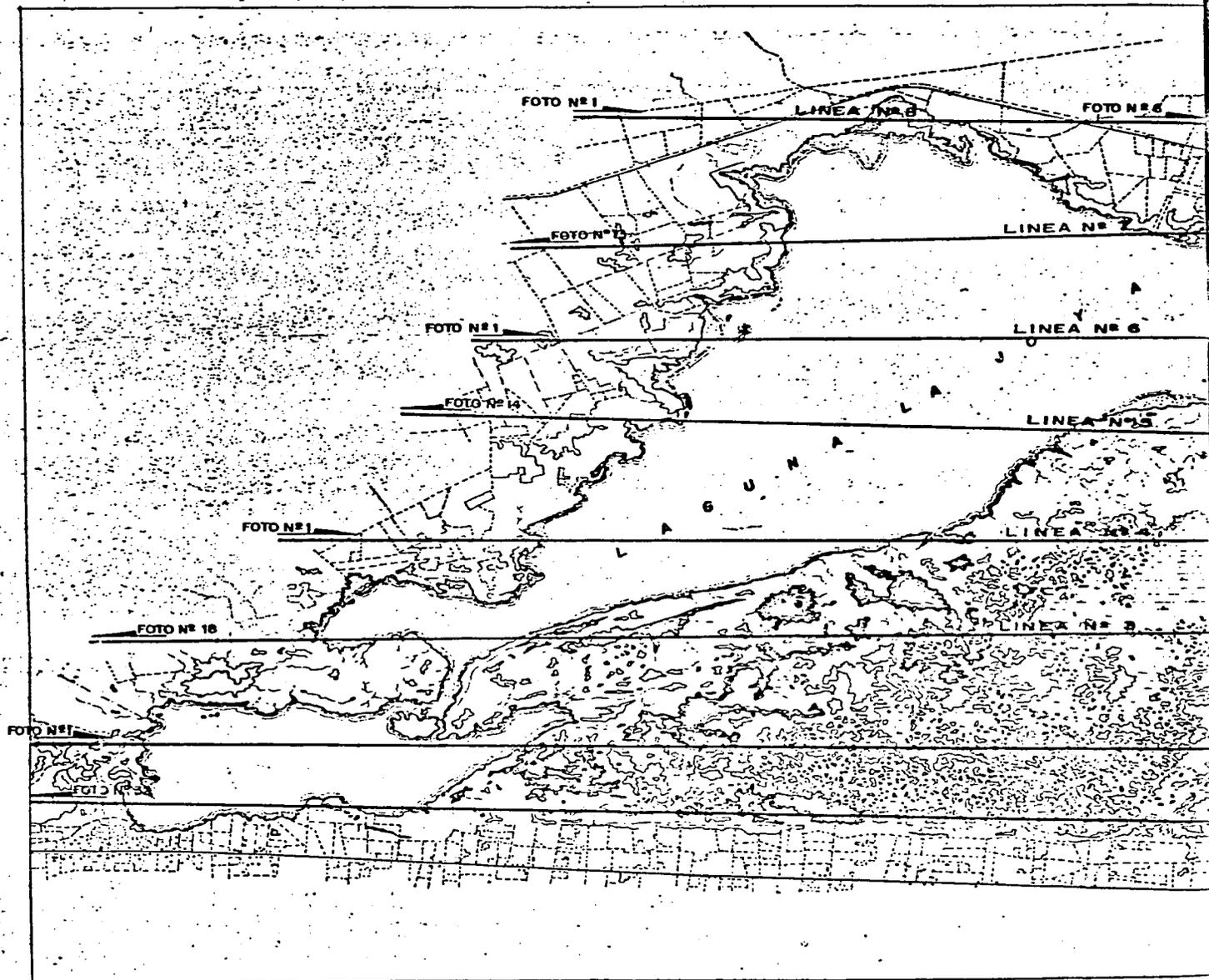
MISION DE VUELO N° 6-71
 LOCALIZACION DE LAS LINEAS EN PELICULAS
 COLOR E INFRARROJO COLOR DE LAS LAGUNAS
 LA JOYA Y BUENAVISTA, ESTADO DE CHIAPAS

Conforme: _____
 DIR. DE INVEST. TECNOLOGICAS CONSULTIVO TECNICO
 Aprobó: _____
 DIRECTOR GENERAL SECRETARIO

México, D.F.
 Febrero, 1972

PLANO No 5



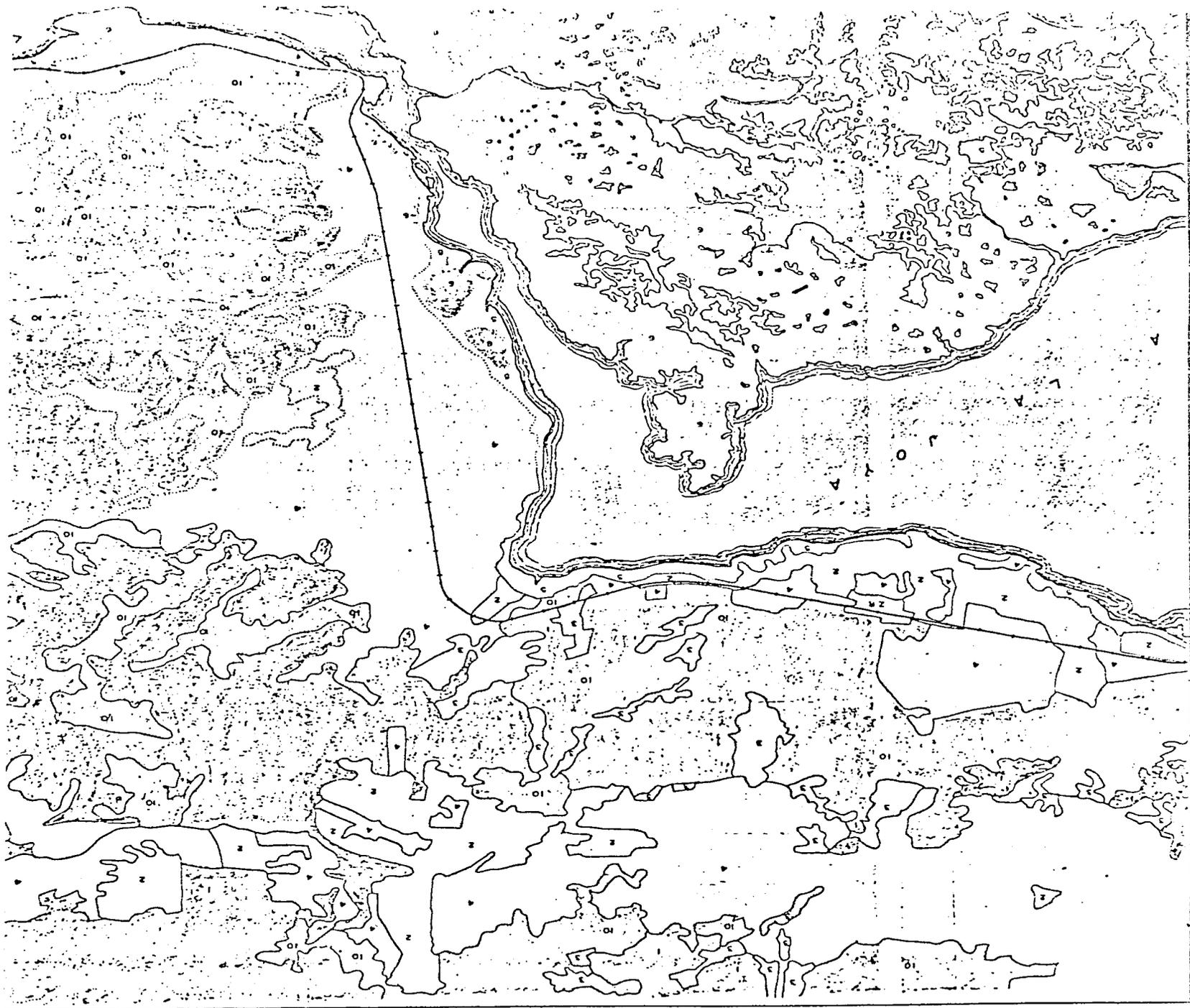


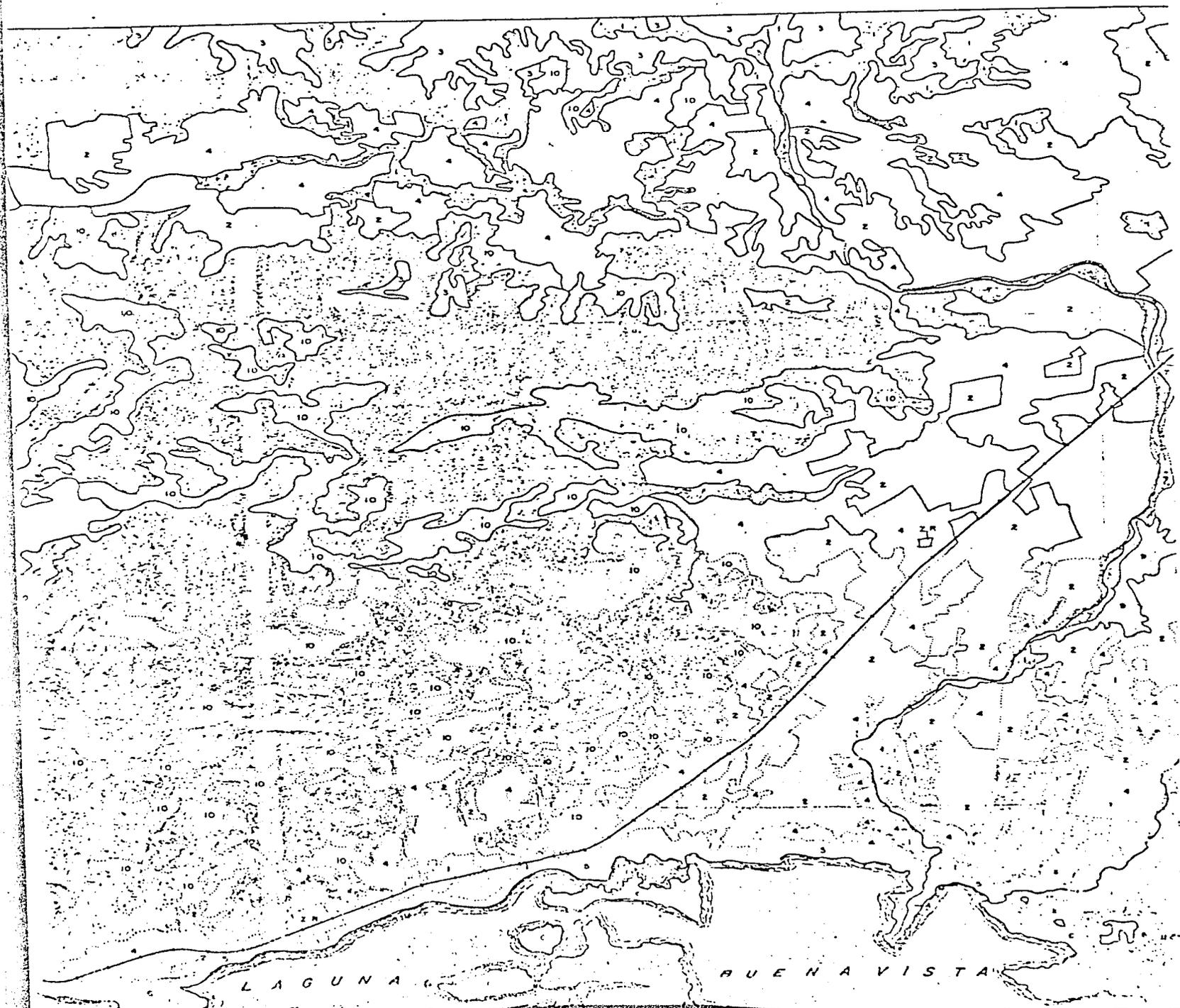
Restituyó	Dibujó
Ing. Humberto Arceles L.	F. Delgado
Revisó	Verificó
Ing. Humberto Arceles L.	Ing. R. E. Priego

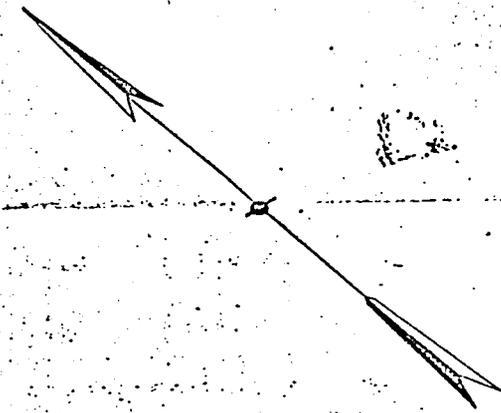
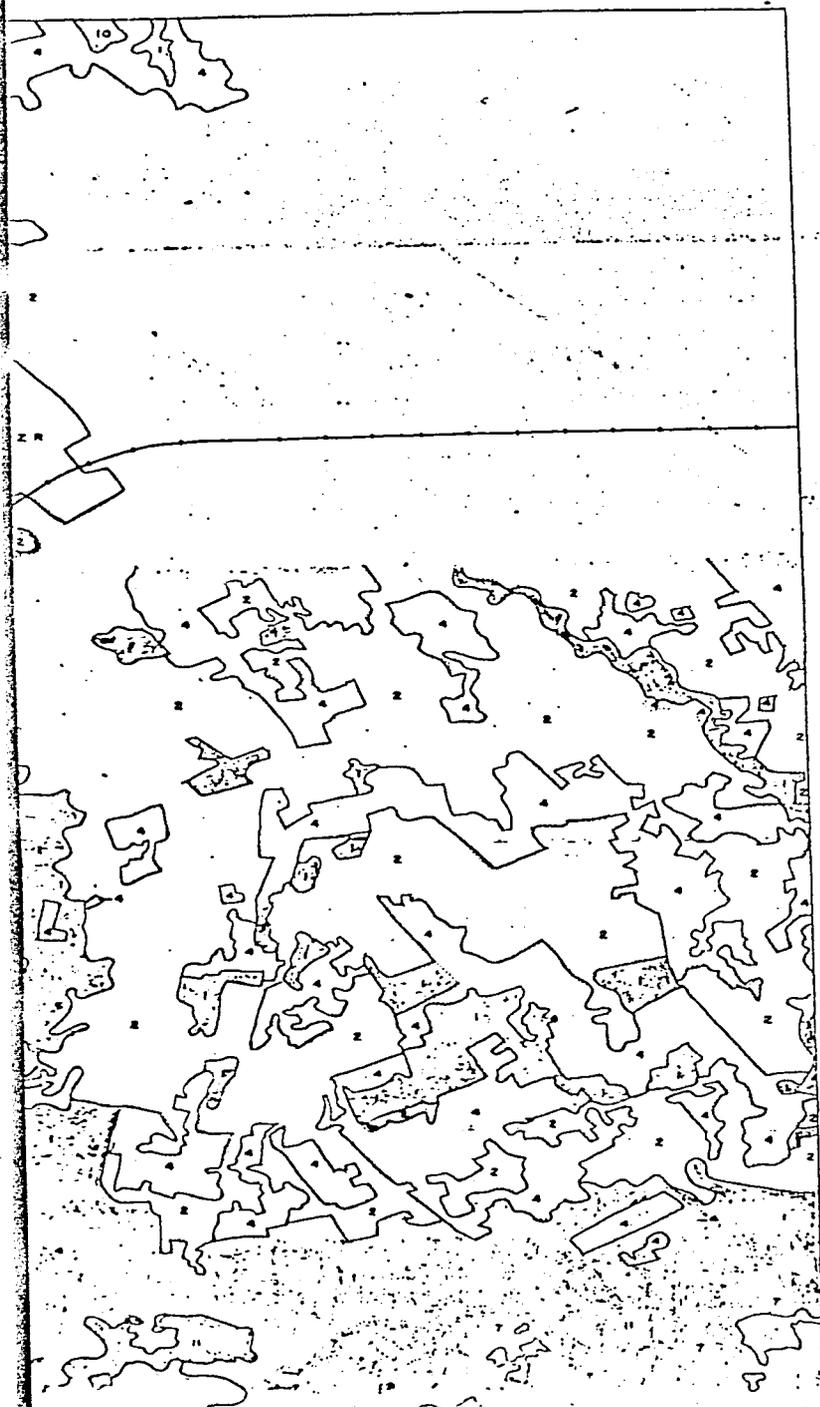
DISTRIBUCION DE HOJAS DEL PLANO NUM. 4

1	2	3	4	
5	6	7	8	

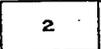
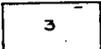
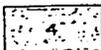
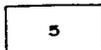
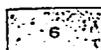
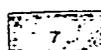
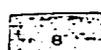
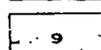
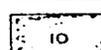
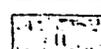




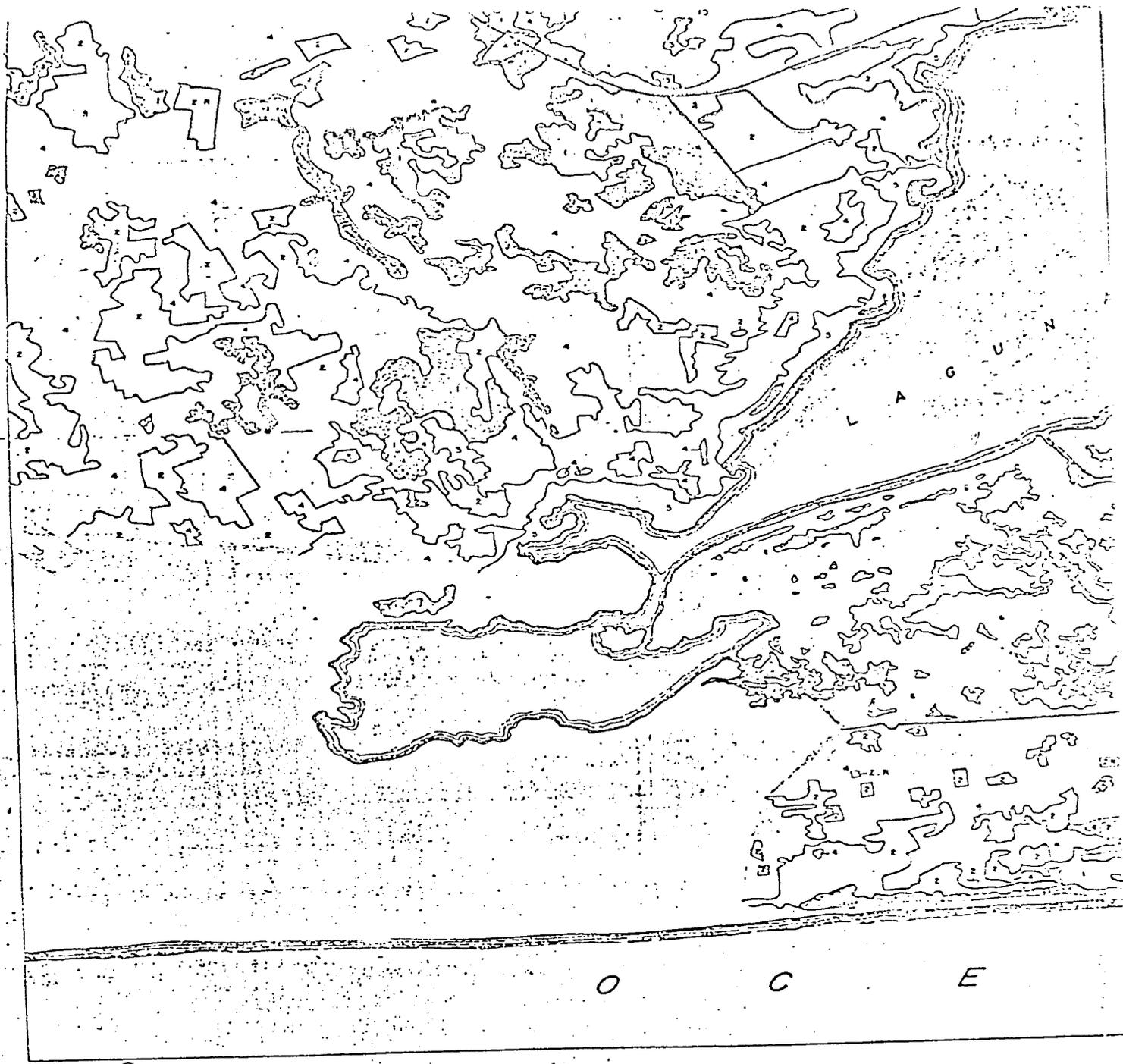


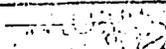
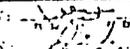
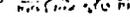


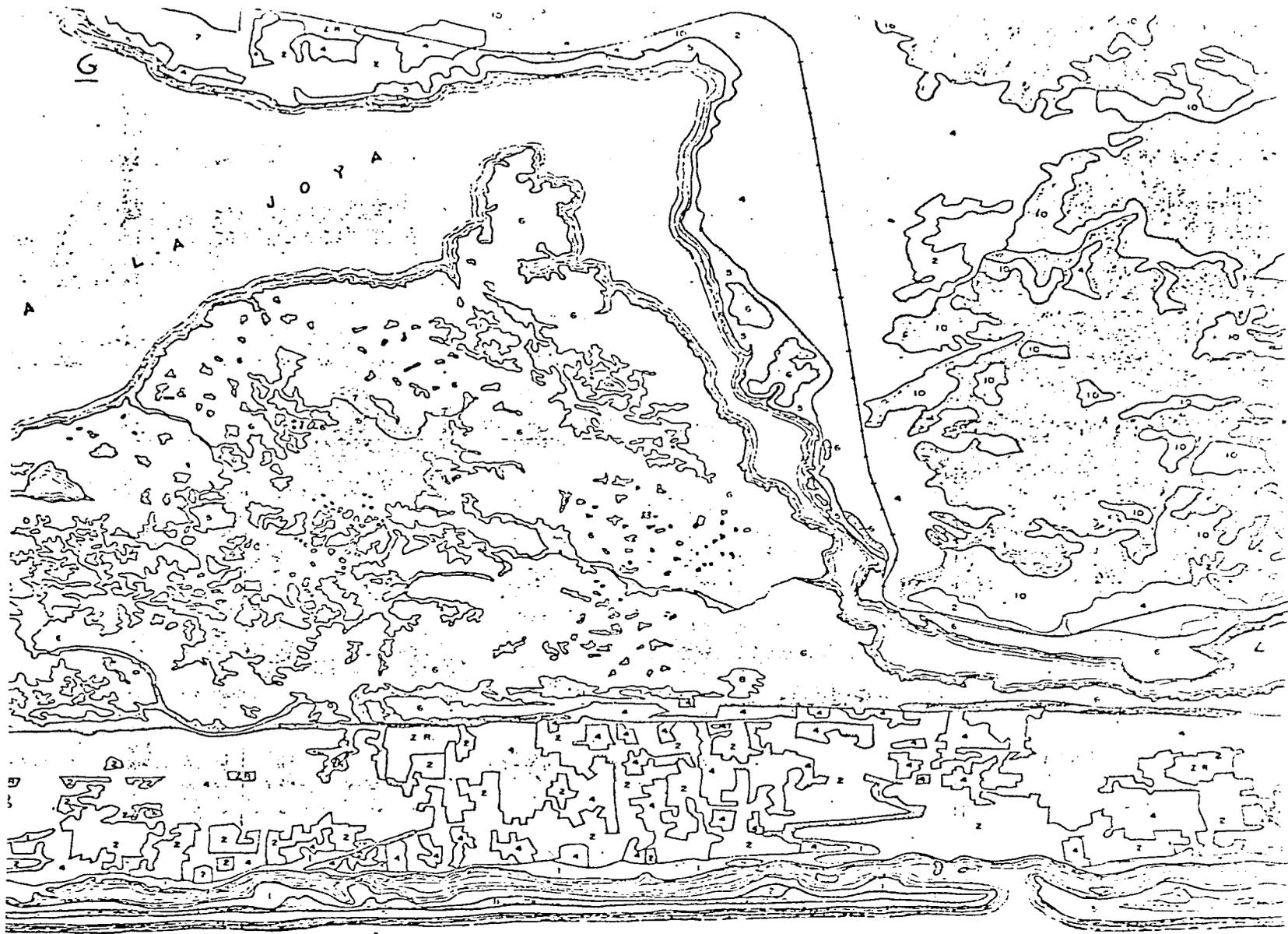
S I M B O L O S

	VEGETACION ARBOREA
	VEGETACION SECUNDARIA
	ZONA DESMONTADA
	PASTO INDUCIDO
	DUNAS
	VEGETACION DE MANGLE
	SUELOS ARENOSOS
	CUERPOS DE AGUA
	EROSION HIDRICA LEVE
	MONTE BAJO
	PASTO HALOFITO NATURAL

5



Fermo:  Dibujo:  B.S.
Verificó:  Revisó:  P. S. P. S.



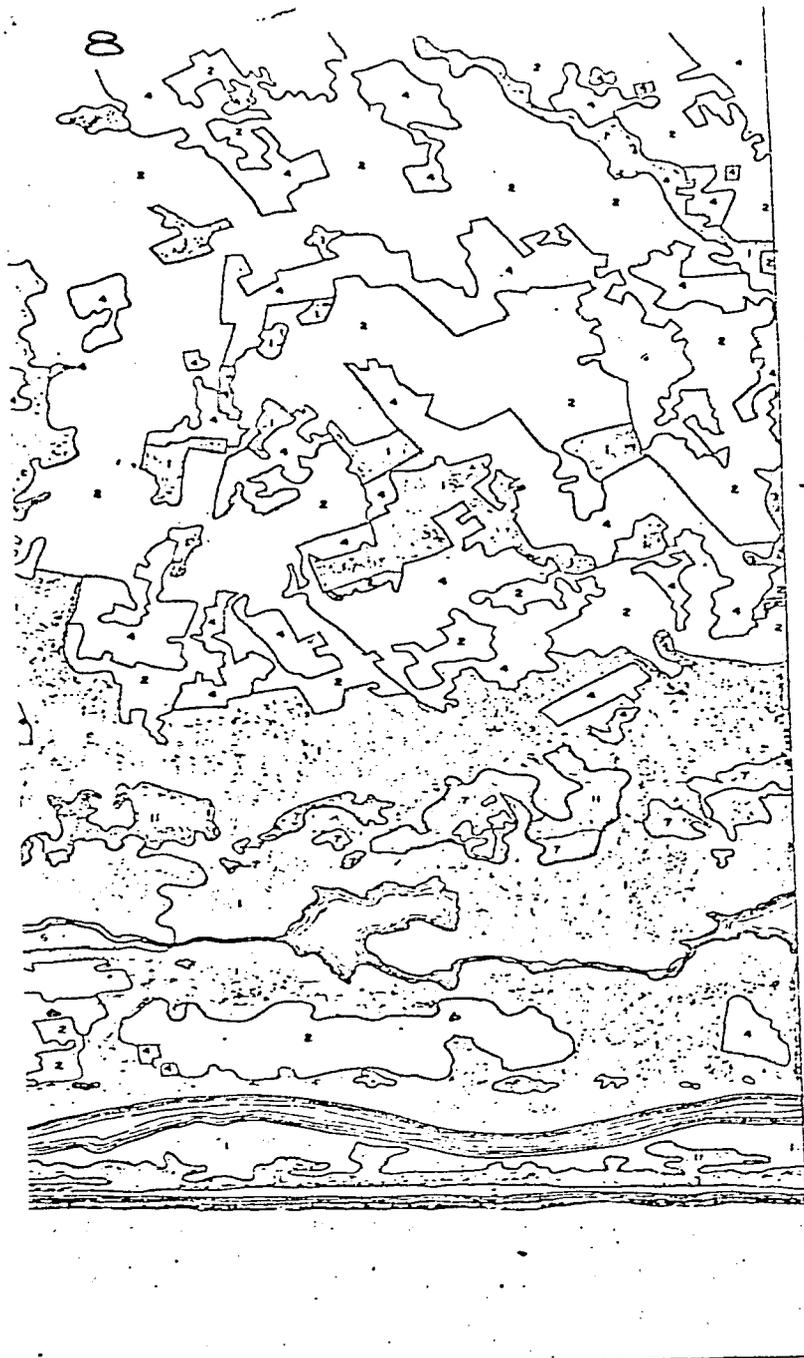
A N O P A C

7



C I F I C O

S I M B O L O S



	VEGETACION ARBOREA
	VEGETACION SECUNDARIA
	ZONA DESMONTADA
	PASTO INDUCIDO
	DUNAS
	VEGETACION DE MANGLE
	SUELOS ARENOSOS
	CUERPOS DE AGUA
	EROSION HIDRICA LEVE
	MONTE BAJO
	PASTO HALOFITO NATURAL

NOTAS: Croquis formado a base de un mosaico con fotografías blanco y negro, esc. 1:30 000, de Cía Aerofotogrametría S.A. del año de 1964. No se indican coordenadas por falta de apoyo terrestre.
Para la fotointerpretación no se llevó a cabo verificación de campo.

ESCALA APROXIMADA 1:30000



K I L O M E T R O S

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS
SUBSECRETARIA DE PLANEACION-DIRECCION GENERAL DE ESTUDIOS
DIRECCION DE INVESTIGACIONES TECNOLOGICAS

LAGUNAS LA JOYA Y BUENAVISTA
ESTADO DE CHIAPAS
U S O D E L S U E L O

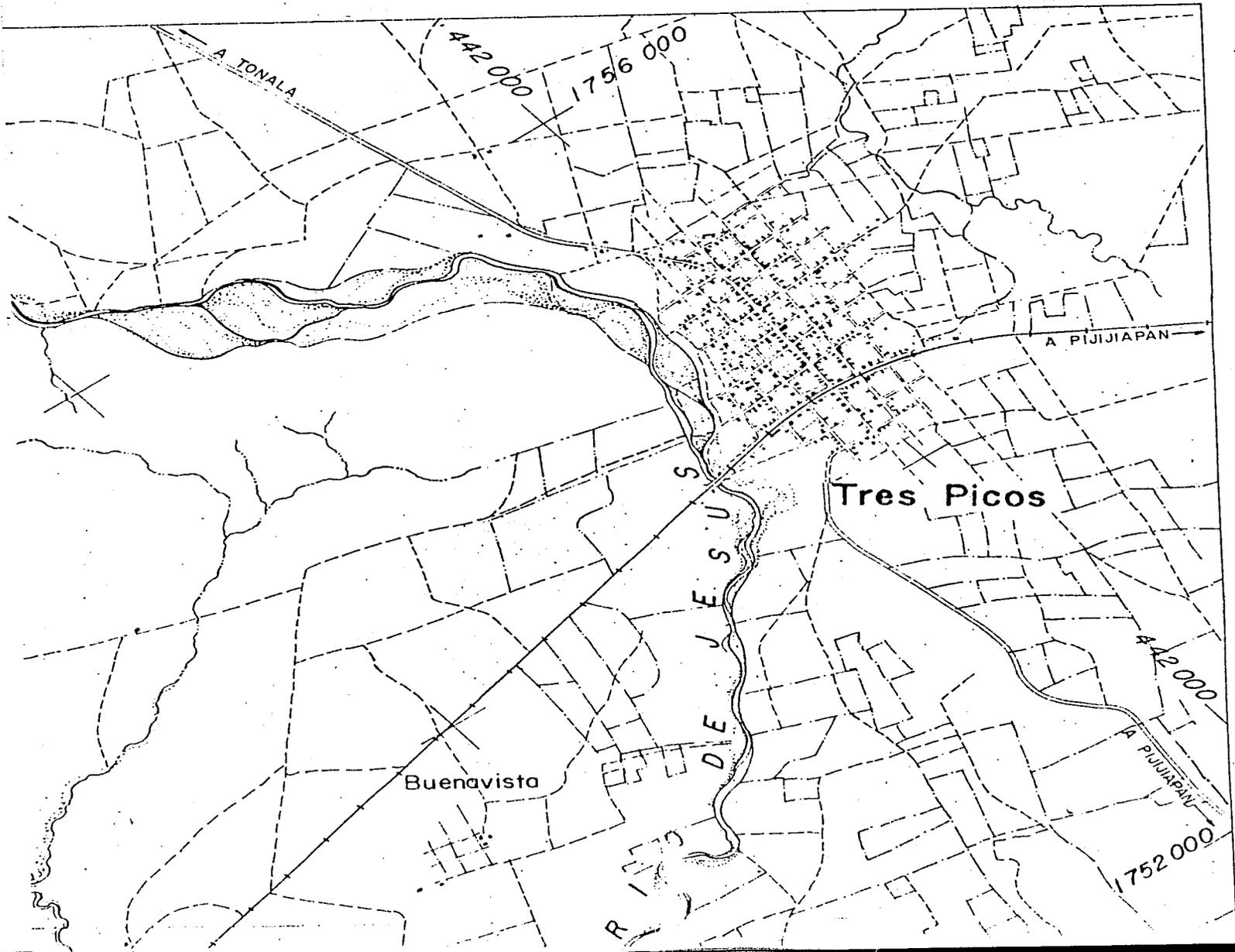
Conforme:
DIR. DE INVESTIGACIONES TECNOLOGICAS CONSULTIVO TECNICO
Aprobó:

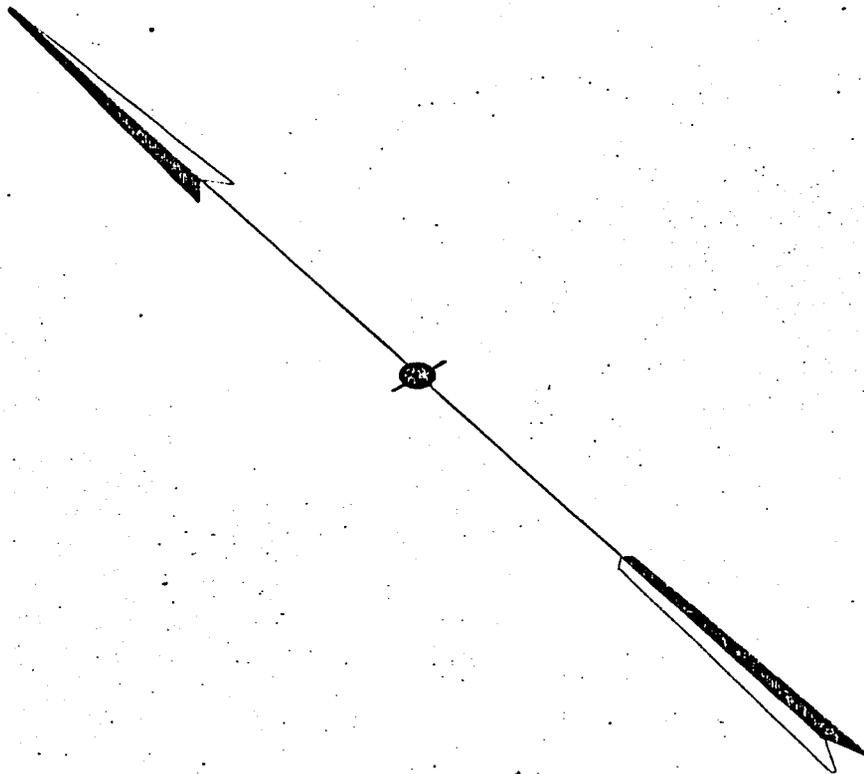
México, D.F.
MARZO 1972

PLANO No. 4

DISTRIBUCION DE HOJAS DEL PLANO NUM. 3 (detalle)

1	2
3	4
5	6

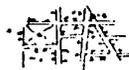




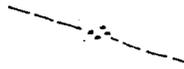
S I M B O L O S

T O P O G R A F I C O S

POBLADO



RANCHERIA

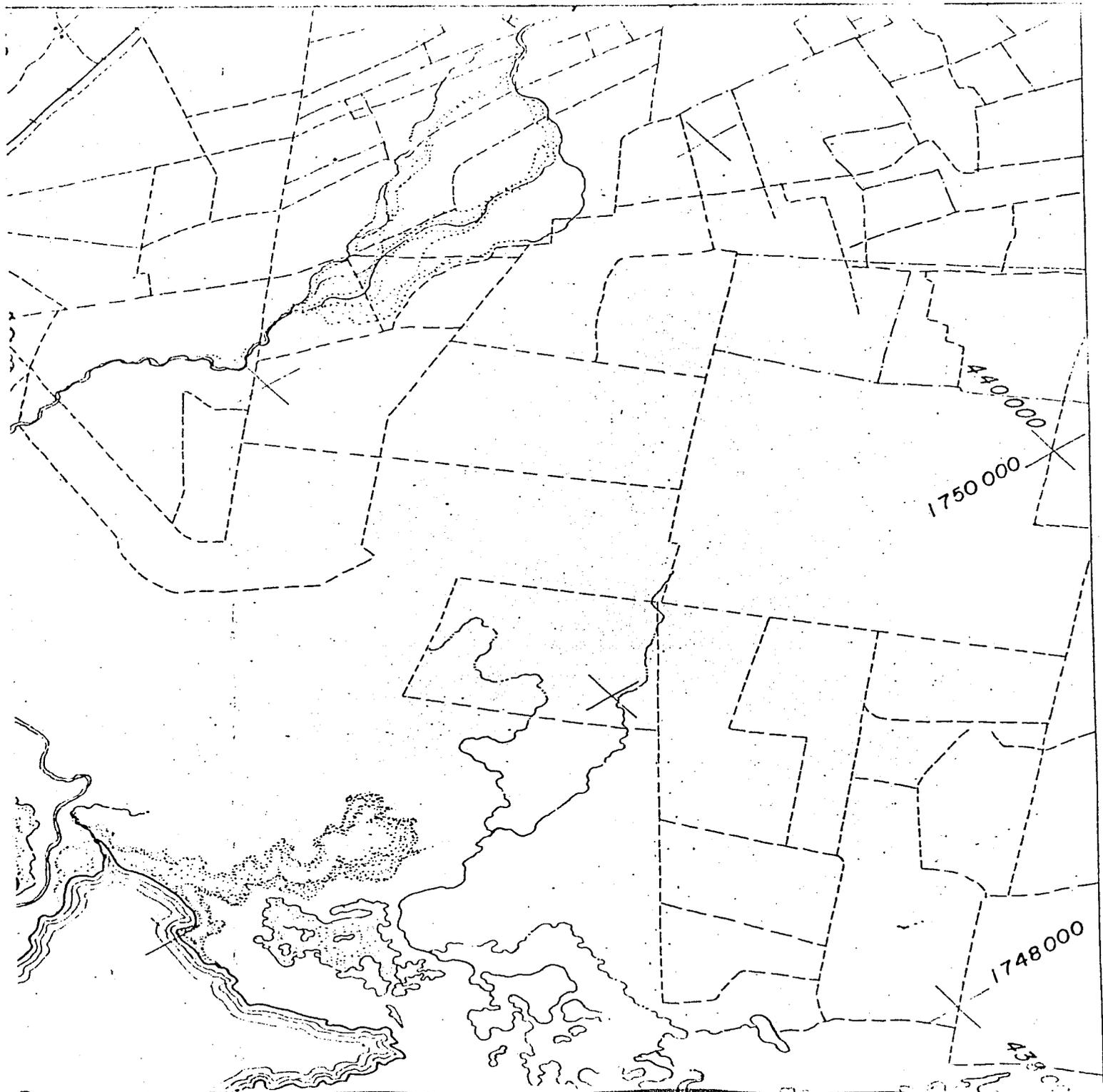


CAMINO



VEREDA





4

FERROCARRIL



RIO



ARROYO



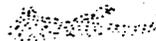
LAGO O LAGUNA.



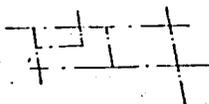
ZONA SUJETA A INUNDACION

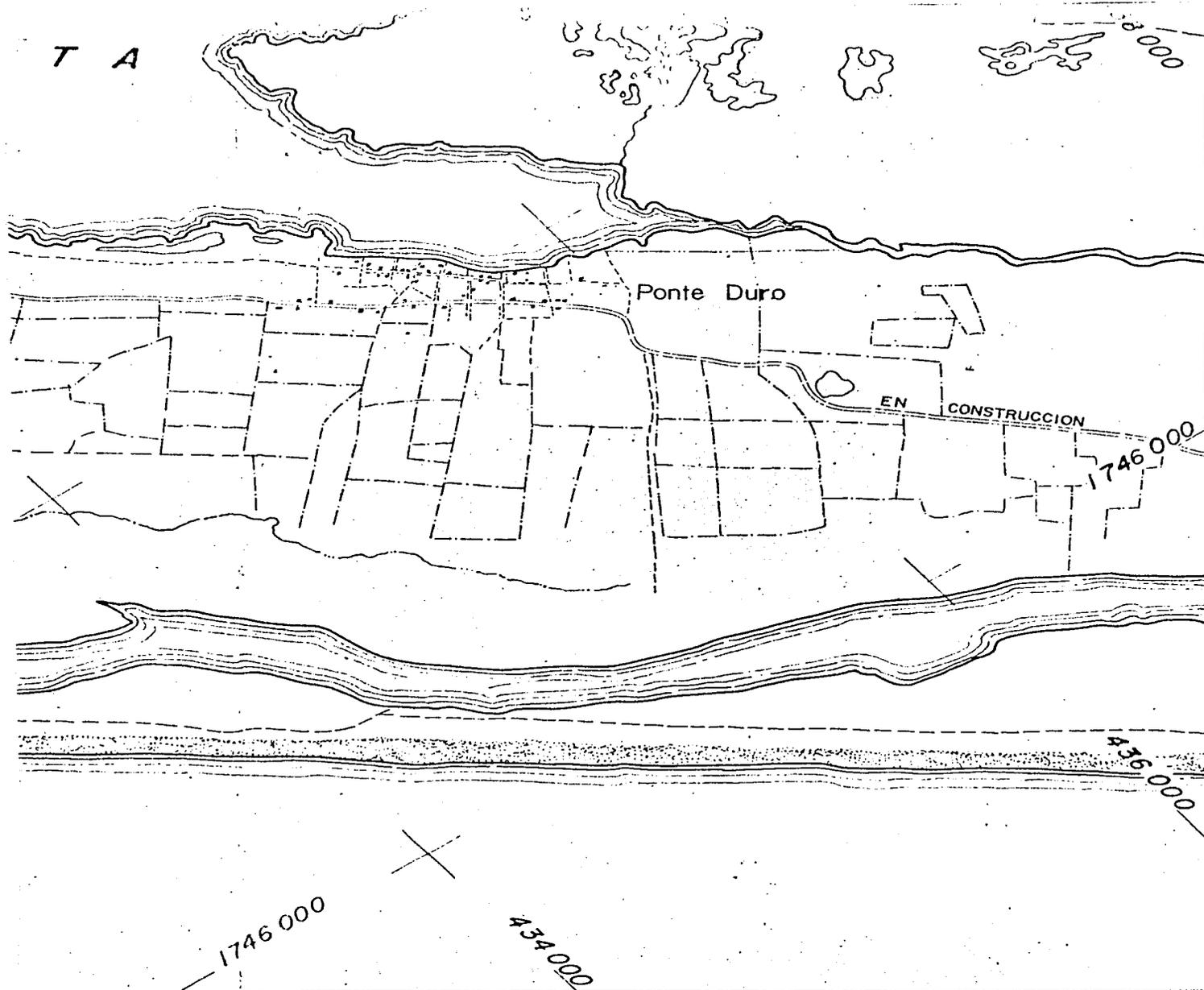


ZONA ARENOSA



ZONA DE CULTIVO





NOTAS:

Para la fotoidentificación se utilizó un mosalco rectificado blanco y negro, de la Dirección de Asuntos Agrarios y Colonización, Escala 1:20 000 de 1967, y fotografías blanco y negro de Compañía Aerofotogrametría, S.A., Escala 1:30 000 de 1964.

Después de hacer la verificación de campo en junio de 1972 se actualizó lo referente a nombres de poblados así como el trazo y clasificación de caminos.

E S C A L A A P R O X I M A D A 1:20,000



K I L O M E T R O S

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS

SUBSECRETARIA DE PLANEACION-DIRECCION GENERAL DE ESTUDIOS
DIRECCION DE INVESTIGACIONES TECNOLOGICAS

LAGUNAS LA JOYA Y BUENAVISTA
ESTADO DE CHIAPAS
FOTOIDENTIFICACION

Conforme:

DIR. DE INVESTIGACIONES TECNOLOGICAS

CONSULTIVO TECNICO

DIRECTOR GENERAL

Aprobó:

SECRETARIO

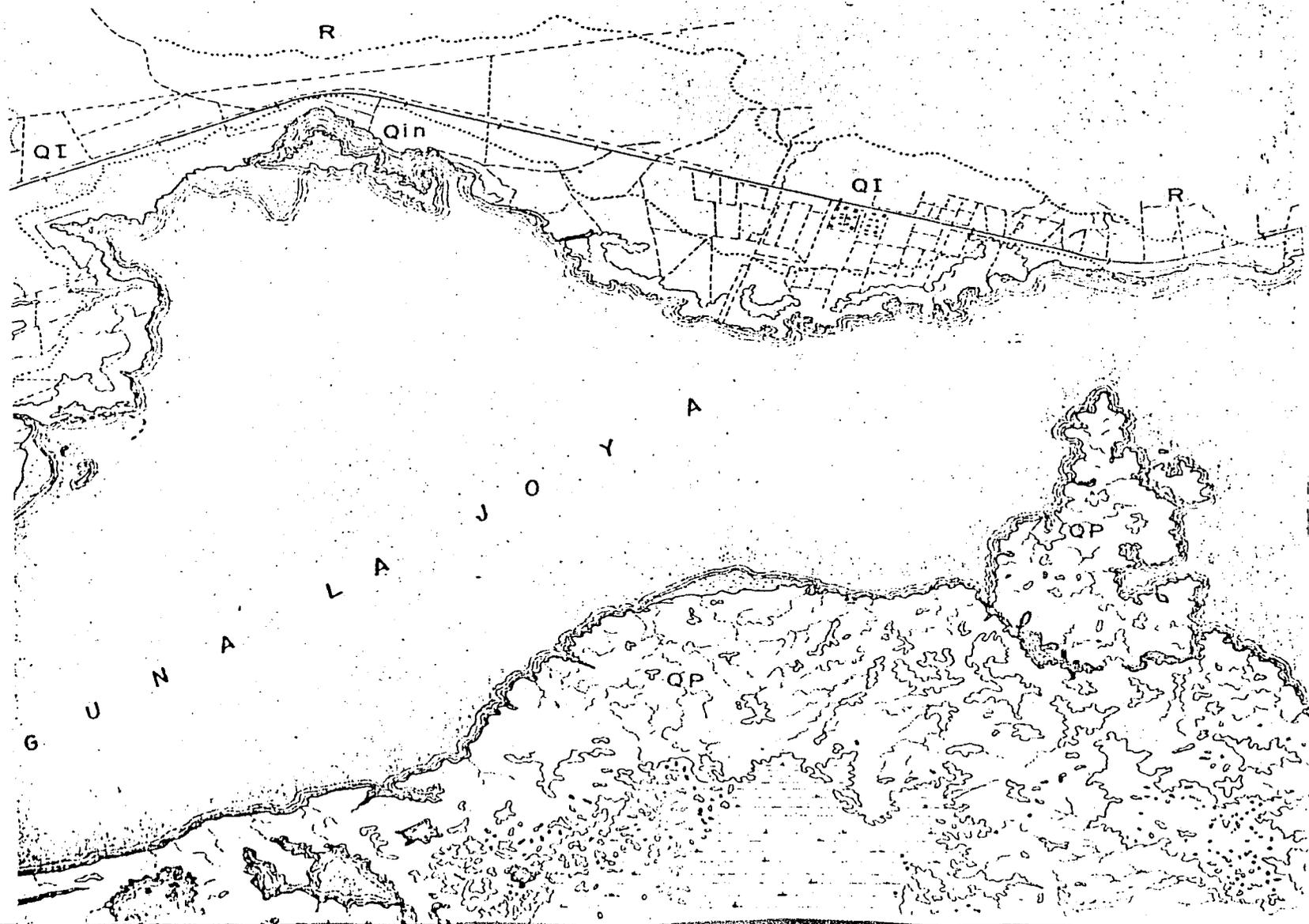
MEXICO, D.F.
MARZO 1972

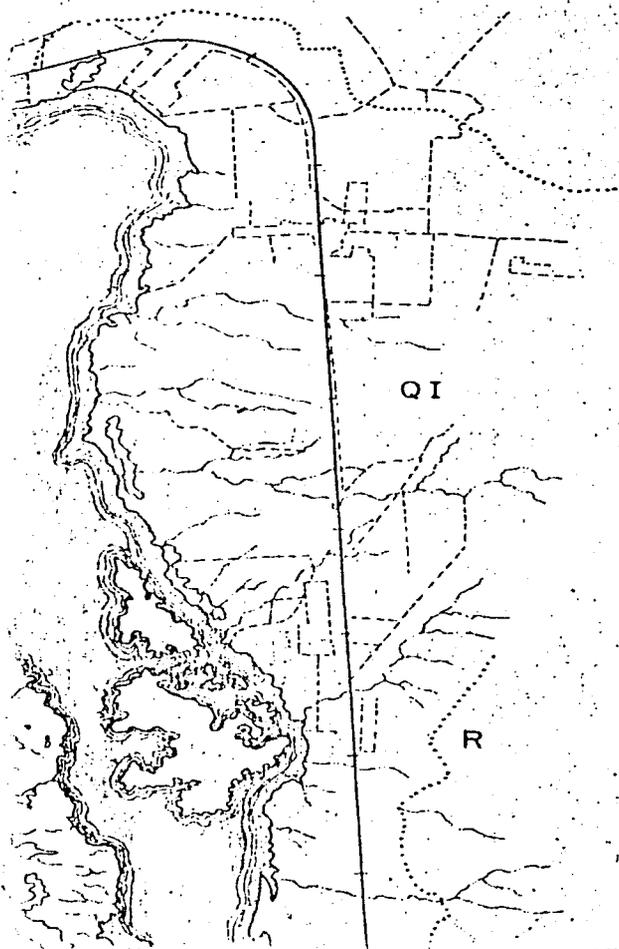
PLANO No. 3

DISTRIBUCION DE HOJAS DEL PLANO NUM. 2

1	2	3	4	5
6	7	8	9	10







SIMBOLOS GEOLOG

Qda	Zona de dunas de tormenta.
QP	Zona pantanosa — Marisma —
Qin	{ Zona de inundación entre alta y baja marea. Zonas de inundación en época de lluvias. Zonas de relleno aluvial que se inundan.
QI	
R	Suelos planos con poca pendiente, roca y zona de pendientes fuertes muy erosionados.

NOTA :

Estos datos se tomaron del plano: planicie costera del Pacífico, Estado de Baja California Sur, elaborado por la Comisión Federal de Aguas, febrero de 1971, Escala 1:100 000.

GICOS

baja marea.
lluvias.
inundan en avenidas.

te, bien drenados.

tes con suelos delgados

no: Fotogeología de la
stado de Chiapas, elabor-
de Electricidad, en Octu-
).

SIMBOL

POBLADOS

CARRETERA

FERROCARR

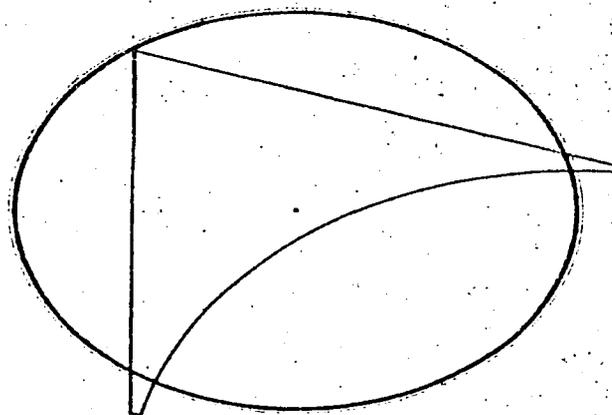
BRECHAS

SEMBRADO

ZONAS IN

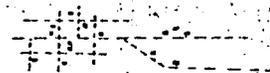
ARROYOS

BAJOS



SIMBOLOS CARTOGRAFICOS

POBLADOS



CARRETERAS



FERROCARRIL



BRECHAS



SEMBRADOS



ZONAS INUNDADAS



ARROYOS



BAJOS





Restituyo: Ing. Humberto Ricalde L.

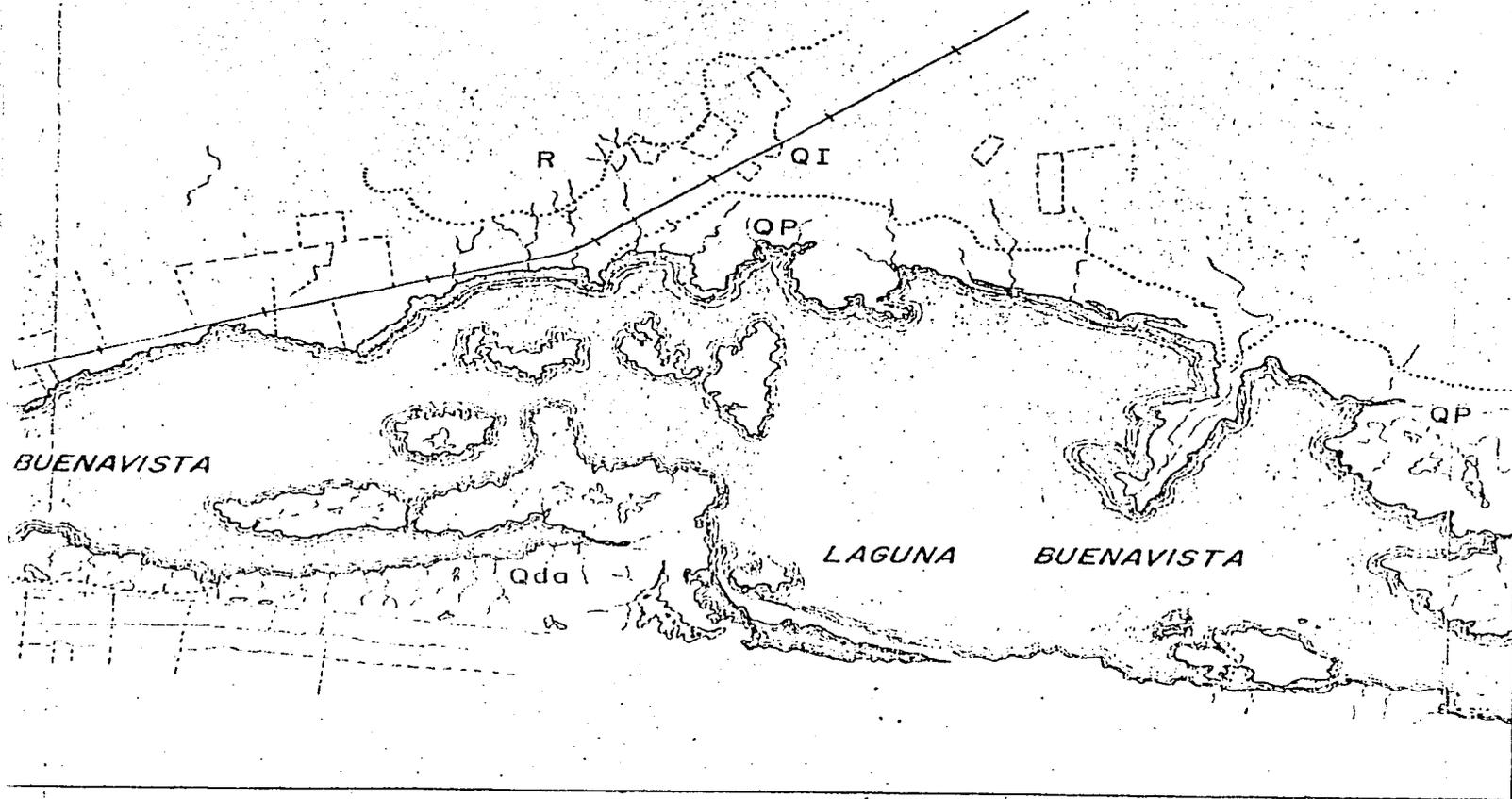
Dibujo: F. Dejadillo

Revisó: Ing. Humberto Ricalde L.

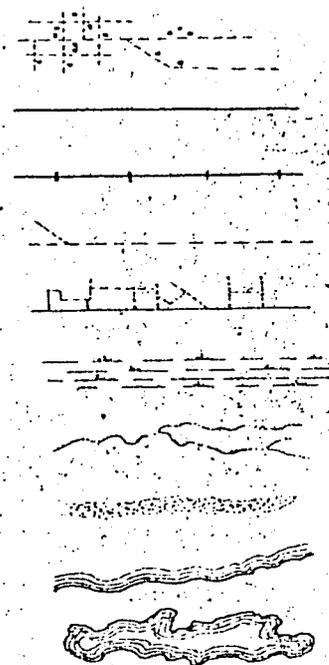
Verificó: Ing. R.E. Priego







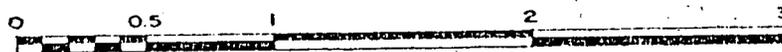
POBLADOS
 CARRETERAS
 FERROCARRIL
 BRECHAS
 SEMBRADOS
 ZONAS INUNDADAS
 ARROYOS
 BAJOS
 COSTAS
 LAGUNAS



NOTA:

Este croquis se formó a partir de impresiones de contacto blanco y negro de la película infrarrojo color con formato de 70x70 mm.

ESCALA APROX. 1:30,000



K I L O M E T R O S

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS
 SUBSECRETARIA DE PLANEACION-DIRECCION GENERAL DE ESTUDIOS
 DIRECCION DE INVESTIGACIONES TECNOLOGICAS
 CROQUIS DE LA ZONA DE LAS LAGUNAS
 LA JOYA Y BUENAVISTA, EDO. DE CHIAPAS.
 F O T O G E O L O G I A .

Conforme:

DIR. DE INVEST. TECNOLOGICAS

CONSULTIVO TECNICO

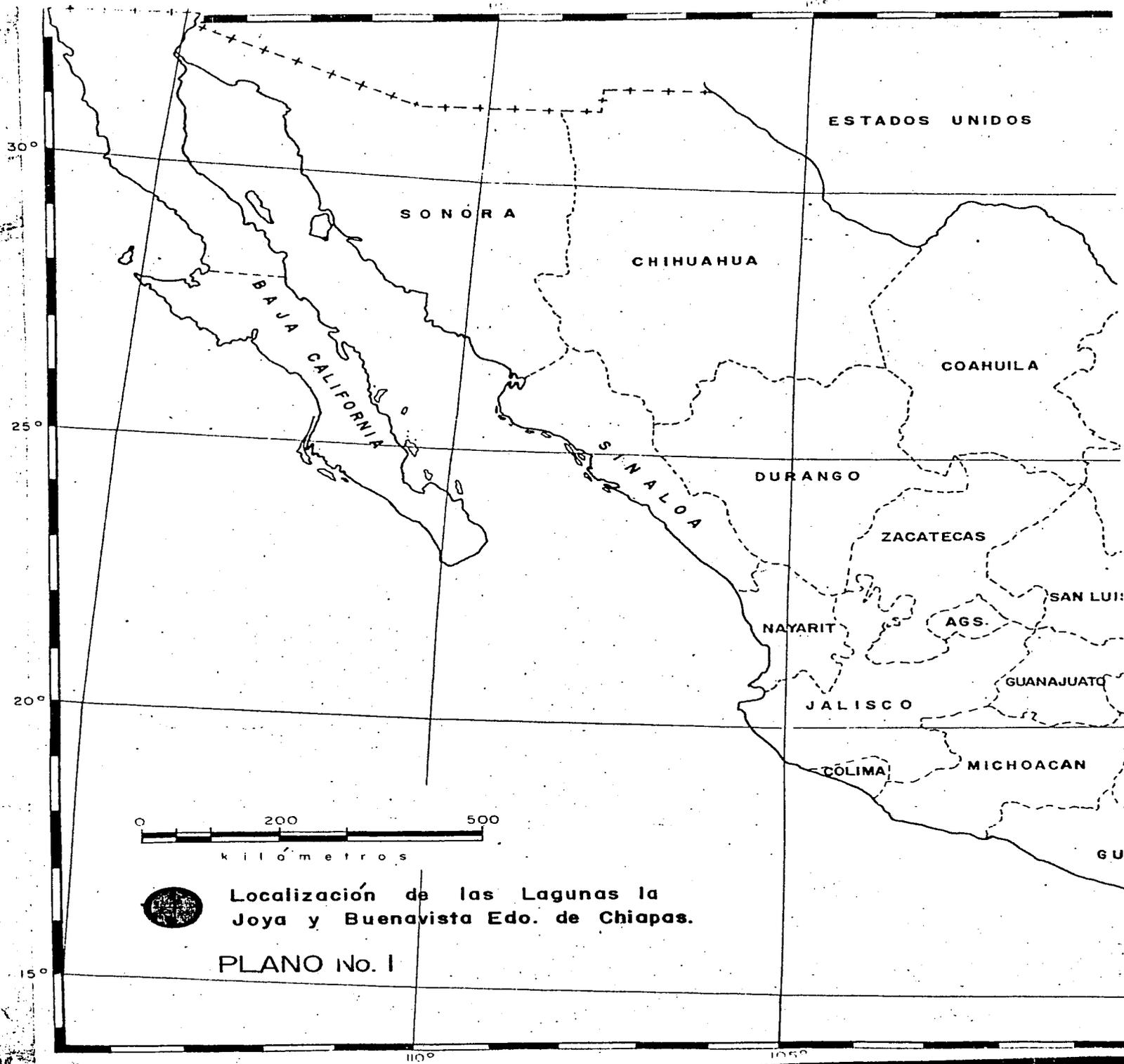
Aprobó:

DIRECTOR GENERAL

SECRETARIO

Mexico, D.F.
Febrero 1972

PLANO No. 2



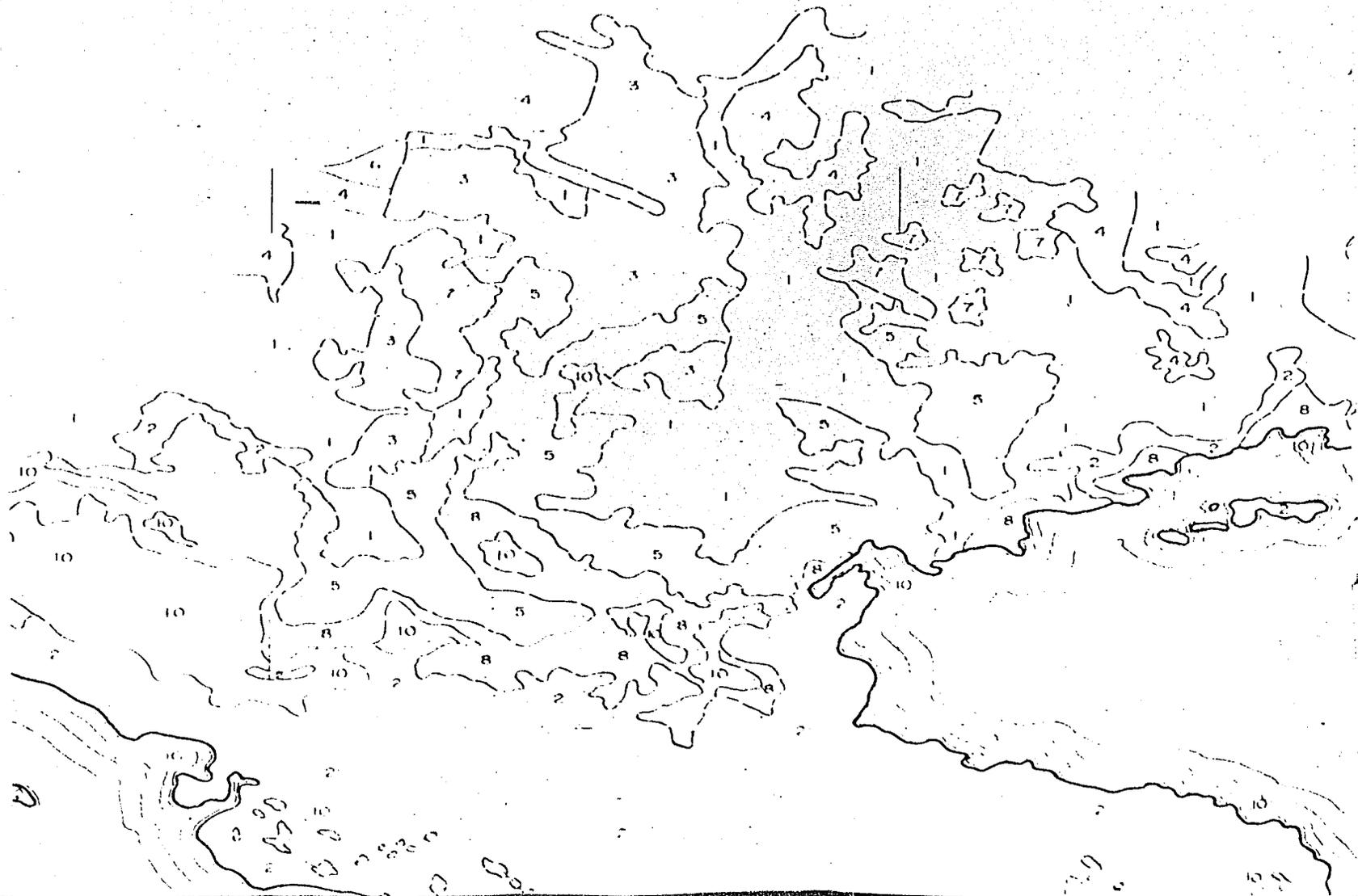


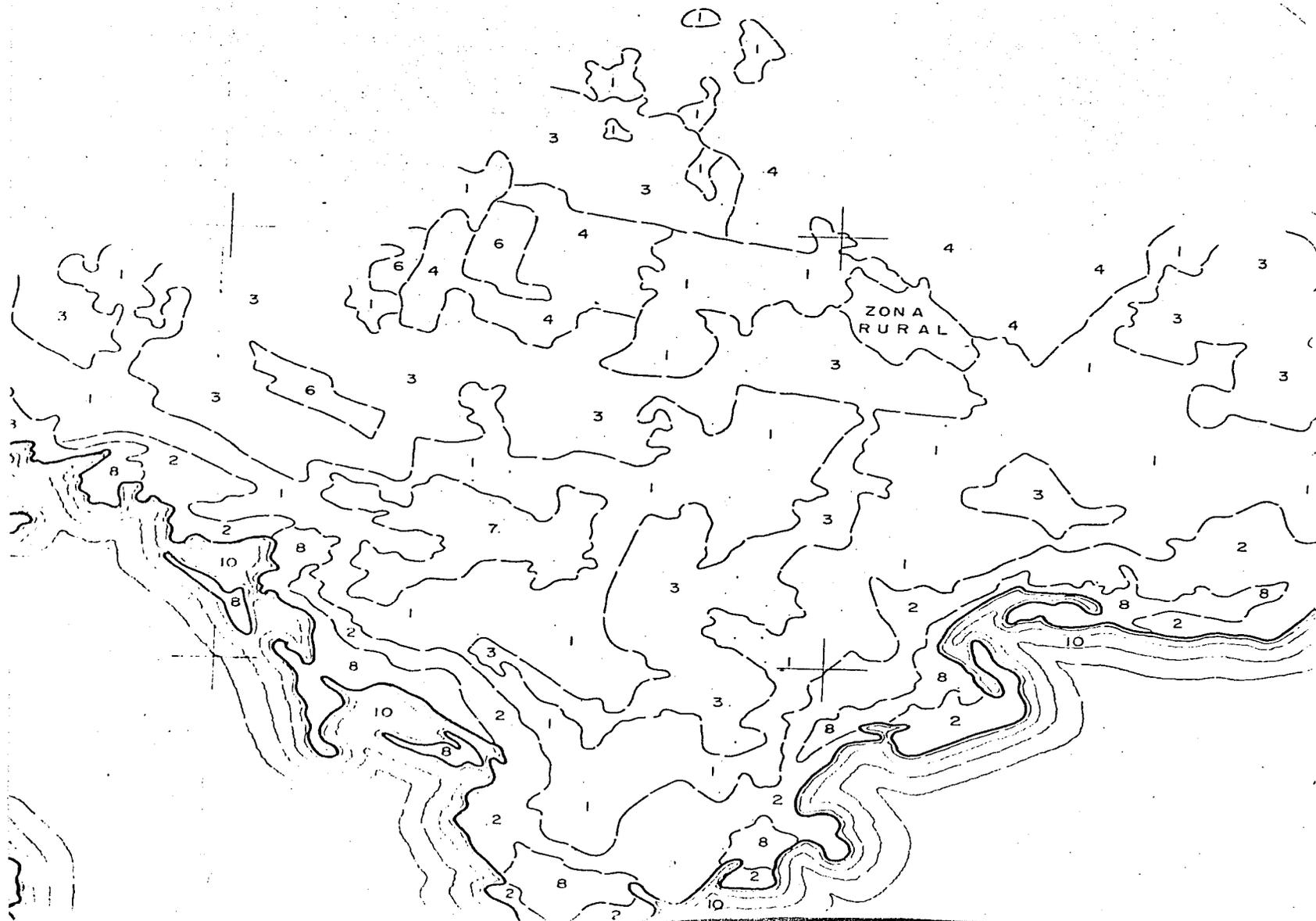
DISTRIBUCION DE HOJAS DEL PLANO NUM. 7

	1	2	3	4
5	6	7	8	9



2





4

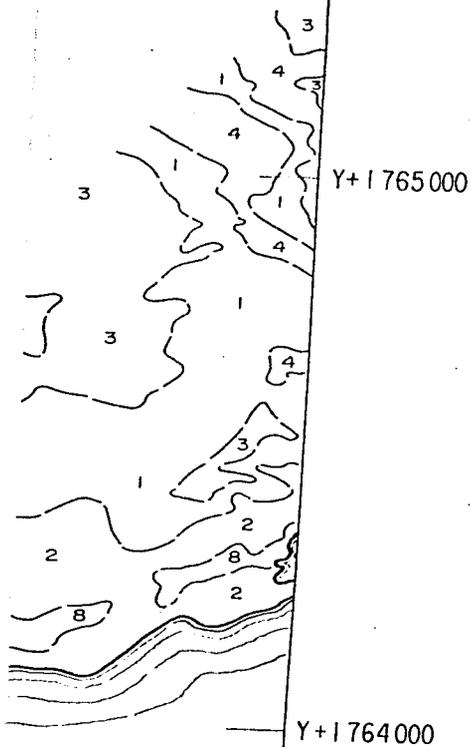
Y+1766000

Formó: J.R. Guzmán N

Dibujó: B. Campillo P.

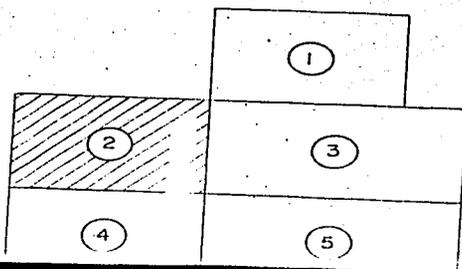
Verificó: Ing. E. Priego P.

Revisó: Tte. Cor. H. Ricalde L.



C L A V E

- 1 Vegetación arborea
- 2 Vegetación de mangle
- 3 Vegetación secundaria
- 4 Pasto inducido
- 5 Pasto halofito natural
- 6 Suelos desprovistos de vegetación
- 7 Zonas de inundación
- 8 Dunas
- 9 Afloramiento rocoso
- 10 Cuerpos de agua
- 11 Pasto cultivado
- ZR Zona Rural
- F Frutales



5

Area sin cubrimiento fotográfico

X-415000

X-416000

C A M E R U N
D
3
4
3
4

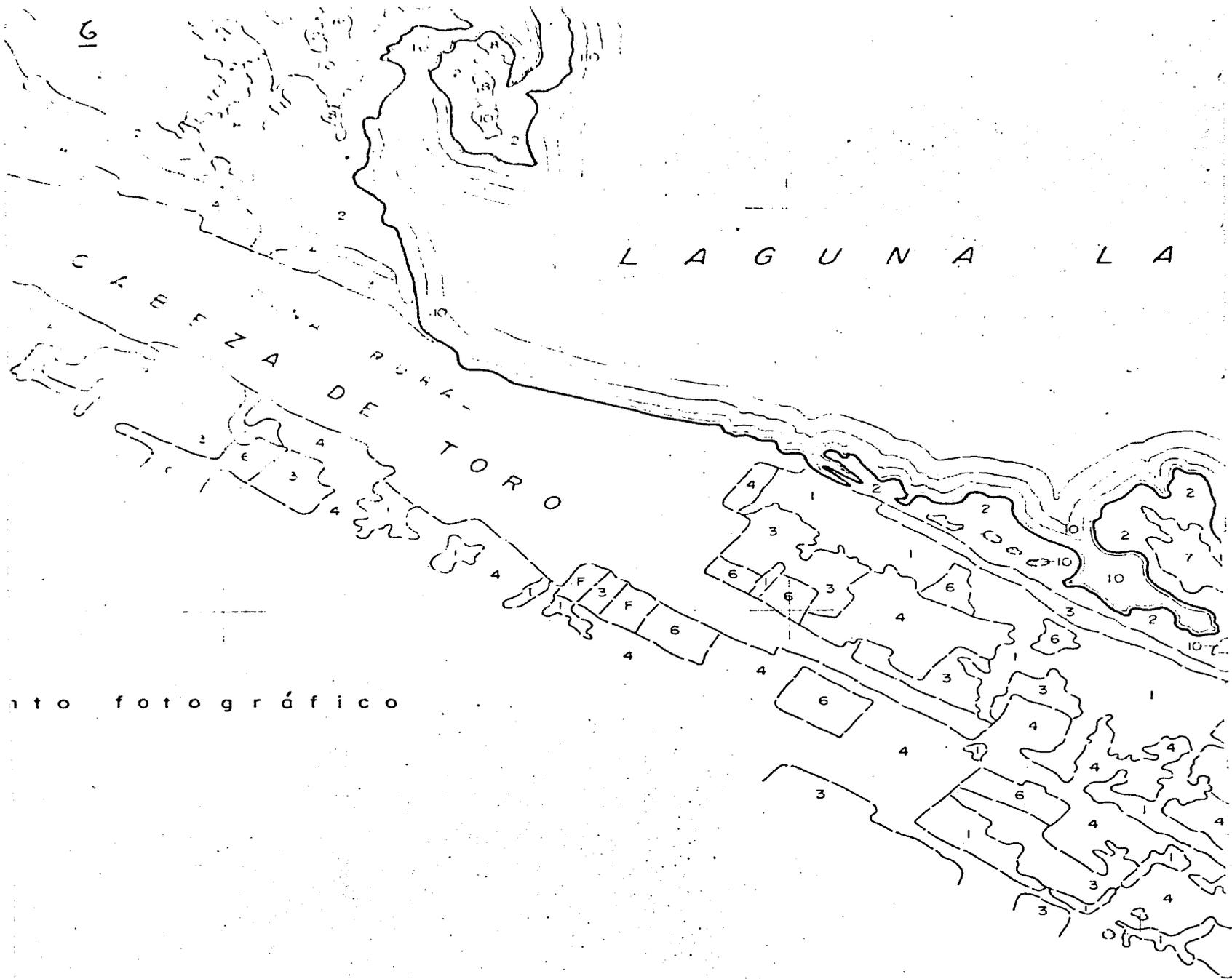
LAGUNA LA

CAMPAÑA DE PUERTO TORO

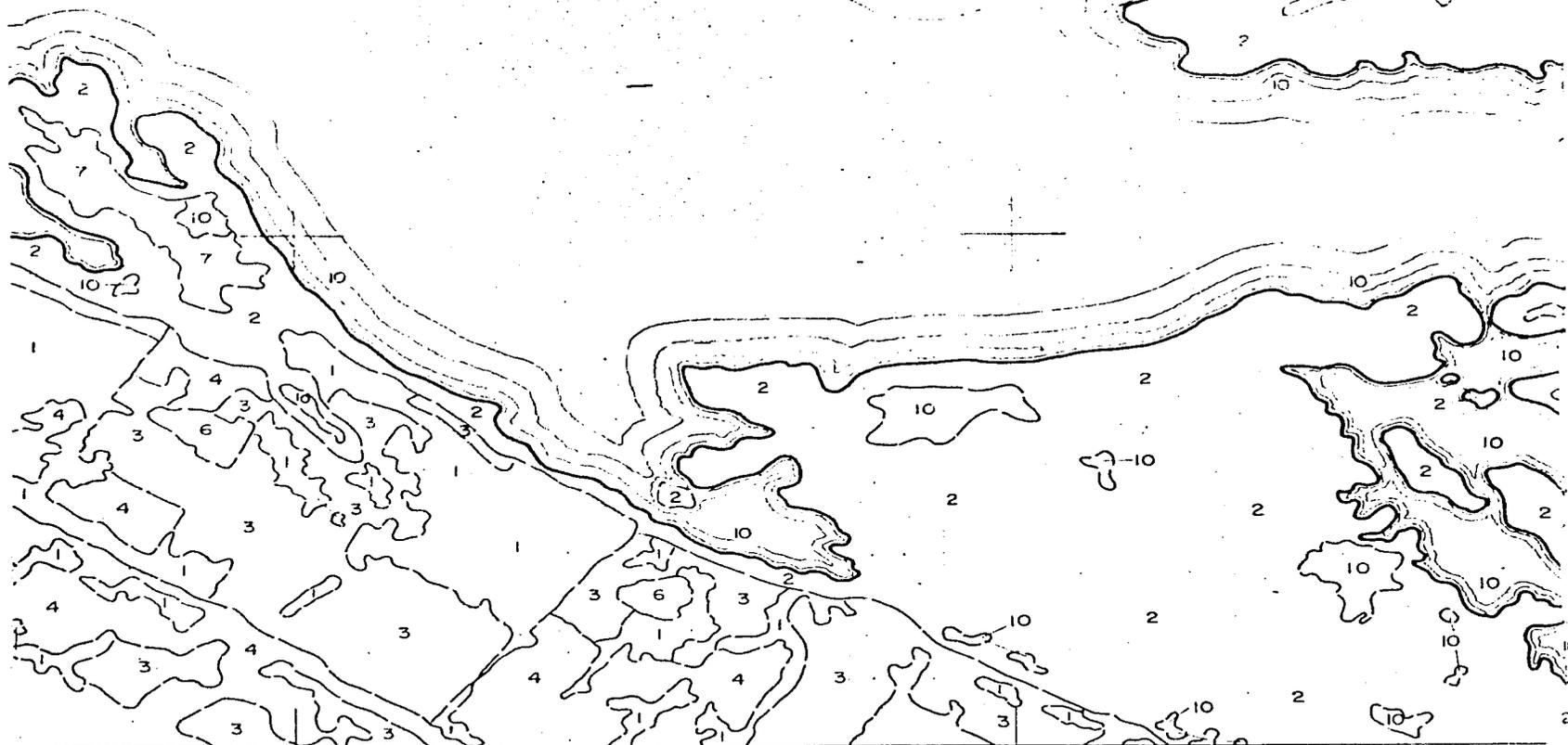
nto fotográfico

X-416000

X-417000



7
A J O Y A

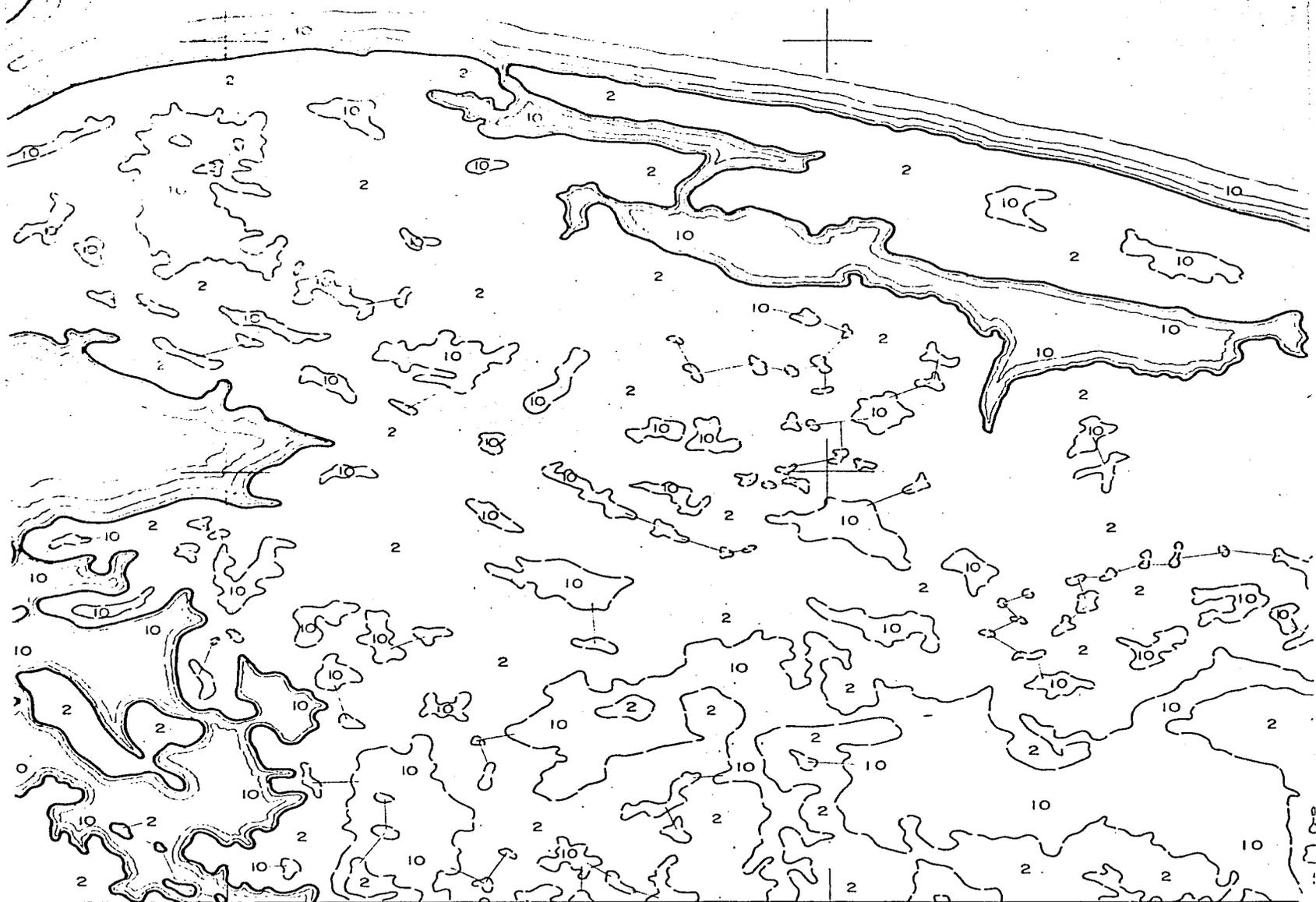


X+418 000

X+419 000

8

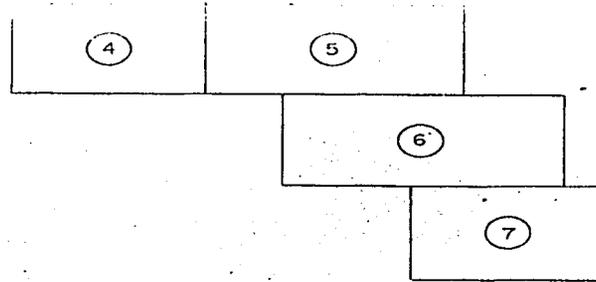
LAGUNA LA JOYA



X+420 000

X+421 000

9



Y+1763 000

DISTRIBUCION DE HOJAS

NOTAS: La interpretación se llevó a cabo en fotografías infrarrojo color. Escala 1:10 000 de 1971, tomadas por esta Dirección. Fué vaciada por medio de Sketchmaster, tomando como base el plano de escala 1:20 000 elaborado en el Depto. de Fotogrametría y Fotointerpretación.

Las coordenadas están referidas al sistema U.T.M., tomadas de la carta general de la República elaborada por la S.D.N.

Para corroborar la interpretación, se llevó a cabo verificación de campo.

Y+1762 000



SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS
 SUBSECRETARIA DE PLANEACION-DIRECCION GENERAL DE ESTUDIOS
 DIRECCION DE ESTUDIOS

LAGUNAS LA JOYA Y BUENAVISTA, CHIAPAS
USO DEL TERRENO

Conforme: _____ DIRECTOR DE ESTUDIOS _____ CONSULTIVO TECNICO

_____ Aprobó: _____
 DIRECTOR GENERAL SECRETARIO

Y+1761 000

X-4422000

MEXICO, D.F.
 SEP. - 1972

H:2 de 7 PLANO No. 7