

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: *DR. DANTE JAIME MORÁN ZENTENO*

BOLETÍN 110

**CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO
DE OAXACA, MÉXICO--EL ÁREA
LAOLLAGA-LACHIVIZÁ**

por

ISMAEL FERRUSQUÍA-VILLAFRANCA

DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGÍA, INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO, CIUDAD UNIVERSITARIA, DELEGACIÓN COYOACÁN, 04510 MÉXICO,
D.F.

ISMAELFV@SERVIDOR.UNAM.MX



MÉXICO, D.F.
1999

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

RECTOR

Dr. Francisco Barnés de Castro

SECRETARIO GENERAL

Mtro. Xavier Cortés Rocha

SECRETARIO ADMINISTRATIVO

Dr. Leopoldo Henri Paasch-Martínez

SECRETARIO DE PLANEACIÓN

Dr. Salvador Malo Álvarez

ABOGADO GENERAL

Mtro. Gonzalo Moctezuma Barragán

COORDINADOR DE LA INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

Dr. Francisco Bolívar Zapata

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Ciudad Universitaria

Delegación Coyoacán

04510 D.F.

DIRECTOR

Dr. Dante Jaime Morán Zenteno

EDITORES DE LA OBRA PRESENTE

Magdalena Alcayde

Arturo Gómez Caballero

COEDITOR CIENTÍFICO

M. en Fil. Gerardo Sánchez Rubio Dr. Enrique Martínez Hernández

DISTRIBUIDOR

Oficina de Publicaciones del Instituto de Geología

Contenido

| | <i>Página</i> |
|---|---------------|
| PREFACIO | --viii |
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 2 |
| RESUMÉ | 3 |
| INTRODUCCIÓN | 5 |
| OBJETIVO Y ALCANCE | 5 |
| MATERIAL Y MÉTODOS | 5 |
| ASPECTOS GEOLÓGICOS | 5 |
| Método | 6 |
| Material | 6 |
| Material Cartográfico | 6 |
| Material Aerofotográfico | 6 |
| Equipo | 7 |
| ASPECTO RADIOMÉTRICO | 7 |
| Método | 7 |
| Equipo | 7 |
| MARCO GEOGRÁFICO | 7 |
| LOCALIZACIÓN | 7 |
| ACCESO | 7 |
| POBLACIÓN Y CULTURA | 8 |
| RASGOS GEOMÓRFICOS | 9 |
| RASGOS HIDROGRÁFICOS | 10 |
| CLIMA | 10 |
| BIOTA | 13 |
| ESTRATIGRAFÍA | 13 |
| ESTUDIOS PREVIOS | 14 |
| BASAMENTO PRECENOZOICO | 14 |
| COMPLEJO METAMÓRFICO | 14 |
| Digresión Taxonómico-Nomenclatural | 17 |
| Asignación Litoestratigráfica, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica | 17 |
| Litología, Estructura y Relaciones Estratigráficas | 19 |
| Edad y Correlación | 19 |
| SECUENCIA CRETÁCICA INDIFERENCIADA | 19 |
| Digresión Taxonómico-Nomenclatural | 20 |
| Asignación Litoestratigráfica, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica | 20 |
| Litología, Estructura y Relaciones Estratigráficas | 22 |
| Edad y Correlación | 24 |
| TRONCOS LAOLLAGA Y RANCHO RÍO GRANDE | 24 |
| Digresión Taxonómico Nomenclatural | 25 |
| Asignación Litoestratigráfica, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica | 25 |
| Litología, Estructura y Relaciones Estratigráficas | 26 |
| Edad y Correlación | 27 |
| SISTEMA TERCIARIO | 28 |
| FILARENITA GUICHIXÚ (Taxon Litoestratigráfico Nuevo) | 28 |
| Digresión Taxonómico-Nomenclatural | 28 |
| Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica | 29 |
| Espesor, Litología e Interpretación Genético-Ambiental | 35 |
| Estructura | 35 |
| Relaciones Estratigráficas | 35 |
| Paleontología | 35 |
| Edad y Correlación | 35 |

| | |
|--|-----|
| TOBA PERROS (<i>Taxon Litoestratigráfico Nuevo</i>) | 36 |
| <i>Digresión Taxonómico-Nomenclatural</i> | 36 |
| <i>Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica</i> | 37 |
| <i>Espesor, Litología e Interpretación Genético-Ambiental</i> | 40 |
| <i>Estructura</i> | 53 |
| <i>Relaciones Estratigráficas</i> | 54 |
| <i>Paleontología y Radiometría</i> | 54 |
| <i>Edad y Correlación</i> | 56 |
| UNIDAD INFORMAL AFANÍTICO-PORFIRÍTICA GUIENAGATI Y CUERPOS SEMEJANTES (<i>Taxon Litoestratigráfico Nuevo</i>) | 57 |
| <i>Digresión Taxonómico-Nomenclatural</i> | 57 |
| <i>Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica</i> | 58 |
| <i>Litología e Interpretación Genética</i> | 58 |
| <i>Estructura</i> | 65 |
| <i>Relaciones Estratigráficas</i> | 65 |
| <i>Radiometría y Edad</i> | 65 |
| DOMO RIOLÍTICO EL TABLÓN (<i>Taxon Litoestratigráfico Nuevo</i>) | 67 |
| <i>Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica</i> | 67 |
| <i>Litología</i> | 67 |
| <i>Estructura y Relaciones Estratigráficas</i> | 70 |
| <i>Edad y Consideraciones Finales</i> | 72 |
| UNIDAD INFORMAL LÁVICA TARDITERCIARIA (<i>Taxon Litoestratigráfico Nuevo</i>) | 73 |
| <i>Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica</i> | 73 |
| <i>Litología y Estructura</i> | 73 |
| <i>Edad e Interpretación Genética</i> | 73 |
| UNIDAD INFORMAL CLÁSTICA TARDITERCIARIA (<i>Taxon Litoestratigráfico Nuevo</i>) | 74 |
| <i>Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica</i> | 74 |
| <i>Espesor, Litología e Interpretación Genético-Ambiental</i> | 75 |
| <i>Estructura, Relaciones Estratigráficas y Edad</i> | 75 |
| SISTEMA CUATERNARIO | 75 |
| DEPÓSITOS ALUVIALES | 75 |
| DEPÓSITOS COLUVIALES | 76 |
| SUELOS | 76 |
| CONSIDERACIONES ADICIONALES | 76 |
| GEOLOGÍA ESTRUCTURAL | 77 |
| PLIEGUES | 77 |
| FALLAS Y FRACTURAS | 77 |
| EDAD DEL FRACTURAMIENTO/FALLAMIENTO | 78 |
| CONSIDERACIONES SOBRE EL ORIGEN, EVOLUCIÓN Y SIGNIFICACIÓN GEOLÓGICA REGIONAL DE LOS RASGOS GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES DEL ÁREA LAOLLAGA- LACHIVIZÁ, OAXACA | 79 |
| <i>ORIGEN Y EVOLUCIÓN</i> | 79 |
| <i>SIGNIFICACIÓN REGIONAL DE LOS RASGOS GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES</i> | 79 |
| SINOPSIS DE HISTORIA GEOLÓGICA CENOZOICA | 85 |
| SUMARIO Y CONCLUSIONES | 87 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 89 |
| APÉNDICE | 95 |
| CLASIFICACIÓN TEXTURAL DE PIROCLASTITAS UTILIZADA | 95 |
| <i>DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA PROPUESTO</i> | 95 |
| <i>CONSIDERACIONES Y NOTAS PARA LA APLICACIÓN DEL SISTEMA COOK-FERRUSQUÍA</i> .. | 96 |
| FILARENITA GUICHIXÚ: SECCIÓN PRINCIPAL DE REFERENCIA | 97 |
| TOBA PERROS: SECCIÓN PRINCIPAL DE REFERENCIA | 100 |

ILUSTRACIONES

| | | |
|-----------|---|------------|
| Tabla 1. | Resultados del estudio radioisotópico K-Ar, realizado a muestras de la Toba Perros, del Área Laollaga-Lachivizá, Edo. de Oaxaca | 57 |
| — 2. | Resultados del estudio radioisotópico K-Ar, realizado a una muestra de la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati, del Área Laollaga-Lachivizá, Edo. de Oaxaca | 68 |
| Figura 1. | Mapa índice del Estado de Oaxaca que muestra la ubicación del Área Laollaga-Lachivizá | 6 |
| — 2. | Mapas esquemáticos del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca <i>A</i> , Subdivisión municipal. <i>B</i> , Zonación climática. <i>C</i> , Zonación de la vegetación natural | 8 |
| — 3. | Mapa que muestra la provincialización morfotectónica del Estado de Oaxaca adaptada en este estudio, así como la ubicación del Área Laollaga-Lachivizá | 9 |
| — 4. | Mapa hipsométrico del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca, mostrando los rasgos fisiográficos principales | 10 |
| — 5. | Columna estratigráfica generalizada del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca | 15 |
| — 6. | Tabla de correlación estratigráfica de unidades litoestratigráficas en áreas selectas de la región centro-susoriorienta de México | 21 |
| — 7. | Diagrama de frecuencia del rumbo de las fallas y fracturas del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca | 25 |
| — 8. | Mapa estructural esquemático del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca | 55 |
| — 9. | Clasificación textural de piroclastitas (Cook, 1961) | 95 |
| — 10. | Clasificación textural de piroclastitas utilizado en este estudio (Sistema Cook-Ferrusquía) | 96 |
| Lámina | I. Mapa Geológico del Área Laollaga-Lachivizá, Estado de Oaxaca | (En sobre) |
| — | II. Secciones Estructurales Esquemáticas del Área Laollaga-Lachivizá, Estado de Oaxaca | (En sobre) |
| — | III. Complejo Metamórfico | 18 |
| — | IV. Secuencia Cretácica Indiferenciada (A) | 23 |
| — | V. Secuencia Cretácica Indiferenciada (B) | 24 |
| — | VI. Tronco Laollaga (A) | 26 |
| — | VII. Tronco Laollaga (B) | 27 |
| — | VIII. Filarenita Guichixú (A) | 30 |
| — | IX. Filarenita Guichixú (B) | 32 |
| — | X. Filarenita Guichixú (C) | 33 |
| — | XI. Toba Perros (A) | 39 |
| — | XII. Toba Perros (B) | 42 |
| — | XIII. Toba Perros (C) | 44 |
| — | XIV. Toba Perros (D) | 46 |
| — | XV. Toba Perros (E) | 48 |
| — | XVI. Toba Perros (F) | 50 |
| — | XVII. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (A) | 56 |
| — | XVIII. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (B) | 60 |
| — | XIX. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (C) | 62 |
| — | XX. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (D) | 64 |
| — | XXI. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (E) | 66 |
| — | XXII. Domo Riolítico El Tablón (A) | 69 |
| — | XXIII. Domo Riolítico El Tablón (B) | 71 |
| — | XXIV. Unidad Informal Lávica Tarditerciaria | 74 |

PREFACIO

Dedicatoria. Me es grato dedicar esta obra a la memoria del Ing. Jesús Ojeda Rivera, fallecido en 1986, en reconocimiento a su extensa y concienzuda labor, cuyos resultados constituyen importantes aportes a la geología de este país, los cuales, sin embargo, han pasado casi desapercibidos.

Agradecimientos. La presente contribución es otro de los resultados del esfuerzo combinado del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y de la Universidad Nacional Autónoma de México, enmarcado en el Proyecto CONACYT 50992, titulado **“Contribución a la diferenciación estratigráfica del Terciario Continental de México: Estudios geológico-paleontológico-geocronométrico-magnetoestratigráficos en los Estados de Aguascalientes, Guanajuato, Oaxaca y Chiapas”**, vigente en 1988-1989, en el que participaron investigadores de los Institutos de Geología y Geofísica de esta Casa de Estudios, y del Department of Geological Sciences, the University of Texas-Austin, bajo la coordinación del suscrito. A partir de 1990, el Instituto de Geología ha otorgado el apoyo para realizar investigación adicional que suplemente los resultados presentados en el Informe Técnico rendido en su oportunidad al CONACYT, a fin de plasmarlos en una publicación formal, haciéndolos así accesibles a la comunidad científica interesada. Se reconoce cumplidamente el apoyo recibido de ambas instituciones. Mención especial merece la Cooperativa La Cruz Azul, S.C.L., por el generoso apoyo, hecho a través de su Director General, Lic. Guillermo Álvarez Cuevas, y de su Gerente de Yacimientos y Materias Primas, Ing. David Cárdenas Flores, al Instituto de Geología para sufragar los gastos de impresión de la presente publicación.

El autor patentiza por este medio su gratitud a las personas que participaron de distintas formas en la realización de este trabajo. El Biól. Hiram Barrios Rivera y el Ing. Geól. Felipe García Villegas, colaboraron en la fase inicial, en su calidad de técnicos académicos contratados para la ejecución del proyecto antecitado. El Dr. Fred W. McDowell, del Dept. Geol. Sci., Univ. Texas-Austin, hizo los fechamientos radioisotópicos K-Ar, discutió en el campo diversos problemas geológicos y su mediación fue decisiva para realizar una estancia de trabajo en esa institución, para entre otras cosas, consultar literatura científica pertinente, no disponible en México. El Dr. Reynaldo Mota P., del Instituto realizó la traducción del Resumen al Francés.

De manera especial, el suscrito agradece a los colegas Dr. Gabriel Dengo, del Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial (ICAITI), Guatemala, Centroamérica, e Ing. Geól. Juan Manuel Quezada-Muñetón, de la Gerencia de Programación y Evaluación, Petróleos Mexicanos, la lectura crítica hecha al manuscrito, el cual se enriqueció con sus observaciones y sugerencias.

Los miembros del Personal Administrativo del Instituto que a continuación se mencionan, colaboraron así: Sra. Yolanda Gómez H., transcripción de los pies de figuras y descripciones de láminas; Sr. Javier Osorio B., dibujo de los mapas geológico y estructural, así como de las secciones estructurales; Sr. Roberto Cabrera, preparación de las láminas delgadas; Sr. Antonio Altamira, elaboración de positivos de las fotografías megascópicas; Sra. Teresa Mota, duplicación xerográfica de trabajos de uso frecuente; Sr. Feliciano Rodríguez, Lic. Soledad Medina M. y Lic. Ofelia Barrientos B., apoyo bibliotecario. Asimismo, se agradece la labor editorial de Magdalena Alcayde. José de Jesús Vega Carrillo elaboró las láminas 1 y 2 por medio de computadora e hizo la elaboración del Boletín por medios electrónicos. Esteban Monroy Soto preparó los negativos para la impresión.

En el campo, la colaboración de los Señores Felipe Osorio Melchor y Jaime Sibaja Martínez, vecinos de Santiago Laollaga, fue espléndida y excedió con mucho sus responsabilidades laborales, dando una gran muestra de hospitalidad y amistad que se agradece de veras.

Finalmente, en esta líneas deseo expresar mi reconocimiento a la Sra. Eloísa Muñoz de Ferrusquía, esposa del suscrito, por su comprensivo apoyo al responsabilizarse de la familia durante la dilatada temporada de trabajo de la fase inicial, así como por su activa participación en la segunda, colaborando entusiastamente en el trabajo de gabinete, ejecutando diversas actividades inherentes a la terminación de una obra de esta magnitud, destacando entre otras, la preparación de la base topográfica, el cotejo del borrador final y la transcripción del extenso tiposcrito definitivo.

Ismael Ferrusquía Villafranca
Agosto, 1998

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO CENOZOICO DEL ESTADO DE OAXACA, MÉXICO—EL ÁREA LAOLLAGA-LACHIVIZÁ

*Ismael Ferrusquía-Villafranca**

RESUMEN

El área se encuentra en la Región Ístmica de Tehuantepec, entre los 16°35'–16°45' Lat. N y 95°10'–95°25' Long. W; su extensión es de 493.5 km², tiene relieve abrupto y en ella afloran cuerpos de rocas precenozoicas y cenozoicas.

La unidad más antigua es el Complejo Metamórfico, de edad precenozoica indeterminada, que forma dos cuerpos separados, el nororiental consiste en filita y esquisto de cuarzo, biotita y clorita, así como de granulita de aegirina, biotita, clorita y plagioclasa; el suroccidental tiene además como componente principal mármol fino a mesogranoblástico bandeado. Una secuencia de calizas cretácicas micríticas a espatíticas, en parte dolomitizadas, bandeadas, con recristalización extensa, crasoestratificadas, dispuestas en bloques homoclinales de echados moderados y rumbos diversos, sobreyace en discordancia al Complejo.

En la región ocurrió actividad tectónico-magmática que causó fallamiento, emplazamiento de troncos silíceos, levantamiento y regresión casi completa del mar, probablemente en el lapso Cretácico Tardío-Terciario Temprano. La erosión de las metamorfitas y calizas, generó unos 450 m de conglomerado, arenisca y limolita inmaduros, filareníticos, predominantemente continentales, leptos a crasoestratificadas, dispuestas en bloques homoclinales de echados fuertes y rumbos diversos; la presencia en estas rocas de tobaclastos–escasos–evidencia volcanismo penecontemporáneo en la región. Se considera una edad terciaria temprana para esta unidad epiclástica, que sobreyace a las precedentes en discordancia, y subyace de modo similar a una extensa y potente (2,000 a 2,500 m) secuencia piroclástica, clara, félsica, de gran diversidad textural, grado de soldamiento variado, flujo y aeroemplazada, leptos a crasoestratificada, dispuesta en bloques homoclinales con echados moderados a fuertes, y rumbos diversos. Diques aislados, mantos y troncos de composición intermedia a máfica y textura variada, intrusionan a la unidad piroclástica; edades K-Ar de 13.01 a 15.16 Ma y de 13.46 a 16.92 Ma de unos y otra respectivamente, evidencian su coetaneidad, y los sitúan en el Mioceno Medio Tardío. Un domo riolítico tiene contacto por falla con la unidad piroclástica y sobreyace discordantemente a la epiclástica filarenítica; es la primer estructura mesoterciaria de este tipo, reconocida en la región. Derrames basálticos y depósitos finoclasticos pequeños, aislados, y suavemente inclinados, yacen en discordancia sobre la unidad piroclástica. Suelos diversos, depósitos coluviales escasos, aislados, horizontales cuaternarios, discordantemente sobreyacen a las unidades precedentes.

Extenso fracturamiento y fallamiento con direcciones preferentes principales WNW-ESE y NE-SW, y subordinadas NNW-SSE y ENE-WSW, afectó a las unidades precenozoicas y a las terciarias (con más intensidad), generando así mismo un graben elongado en dirección NW-SE, en donde se ha preservado la secuencia cenozoica; la mayor parte de las fallas son de tipo normal, empero la presencia de una flexura hacia el sur que muestran las fallas y fracturas, así como algunos rasgos geográfico-físicos del área en su porción meridional, sugieren que después del fallamiento principal, ocurrió otro menos intenso, de desplazamiento lateral y dirección NW-SE. La edad del fallamiento es post-mesomiocénica tardía, sin que pueda precisarse más al presente.

Palabras clave: Geología, Estratigrafía, Tectónica, Litoestratigrafía, Vulcanismo, Sedimentación Continental, Cretácico, Cenozoico, Terciario, Edades Radioisotópicas K-Ar, Laollaga, Lachivizá, Estado de Oaxaca, Sureste de México.

**Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F., México.
Correo electrónico: ismaelfv@servidor.unam.mx*

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE ON THE CENOZOIC GEOLOGY OF THE LAOLLAGA-LACHIVIZÁ AREA, STATE OF OAXACA, MEXICO

*Ismael Ferrusquia-Villafranca**

ABSTRACT

The area lies in the Isthmus of Tehuantepec Region, eastern Oaxaca State, between 16°35'–16°45' N Lat. and 95°10'–95°25' W Long.; it consists of 493.5 km², and has a rugged relief; Precenozoic and Cenozoic rock bodies crop out.

The oldest unit is the Metamorphic Complex of undetermined Precenozoic age forms two separate bodies, the northeastern one consists of quartz, biotite and chlorite phyllite and schist, and aegirine, biotite, chlorite and plagioclase granulite; the southwestern body has beside these, fine to mesogranoblastic banded marble, as its chief component. A sequence of micritic to spathitic, partly dolomitized, banded, extensively recrystallized, thickly bedded limestone, unconformably overlies the Complex; it forms moderately tilted homoclinal blocks of varied strike.

Seemingly some time during the Late Cretaceous-Early Tertiary time, tectonic-magmatic activity took place in the region, causing faulting, emplacement of silicic stocks, uplift and a nearly complete withdraw of the regressive sea. Erosion of metamorphites and limestones generated some 450 m of red, immature, phyllarenitic, chiefly continental, thin to thickly bedded conglomerate, sandstone and siltstone; they formed strongly tilted variously striking blocks. The presence of tuff-clasts in these rocks evidences penecontemporaneous volcanism in the region. An Early Tertiary age is assigned to this epiclastic unit, which unconformably overlies the preceding units, and similarly underlies an extensive, very thick (2,000 to 2,500 m), light colored, felsic, diversely textured, welded to non welded, flow to air-emplaced, thin to thickly bedded pyroclastic sequence, that forms numerous, moderately to strongly tilted blocks that strike in different directions. Isolated dykes, sills and stocks of intermediate to mafic composition and varied texture, intrude this sequence; K-Ar ages of 13.01 to 15.16 Ma and 13.46 to 16.92 Ma of the intrusives and pyroclastic unit respectively, make them coetaneous, and place them in the late Middle cene. A rhyolitic dome is in fault contact with this unit, and unconformably lies over the phyllarenitic epiclastic unit; it is the first mid-Tertiary structure of its kind recognized in the region. Basaltic flows and small, isolated fineclastic, gently dipping deposits, unconformably overlie the pyroclastic unit. Soils of various kinds, and isolated, horizontal, Quaternary colluvial and alluvial deposits lie unconformably over the preceding units.

Extensive fracturing and faulting with preferential directions chiefly WNW-ESE & NE-SW, and subordinately NNW-SSE & ENE-WSW, affected both the Precenozoic and Tertiary units (more so the latter), thus generating a NW-SE trending graben, where the Cenozoic sequence has been preserved; most of the faults are normal, but the southward flexure shown by the faults and fractures, as well as some geographic features of the area in its southern part, call for another pulse of faulting, subsequent to the main one, of lateral displacement and NW-SE strike. The age of the faulting is post late Middle Miocene, no greater precision can now be given, with the available evidence.

Key words: Geology, Stratigraphy, Tectonics, Lithostratigraphy, Volcanism, Continental Sedimentation, Cretaceous, Cenozoic, Tertiary, Radioisotopic K-Ar ages, Laollaga, Lachivizá, State of Oaxaca, Southeast of Mexico.

*Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F., México.
E-mail: ismaelfv@servidor.unam.mx

CONTRIBUTION AU CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DE CÉNOZOÏQUE DE L'AIRE LAOLLAGA-LACHIVIZÁ, ÉTAT D'OAXACA, MEXIQUE

*Ismael Ferrusquía-Villafranca**

RESUMÉ

La zone d'étude se trouve dans la région de l'Istme de Tehuantepec (16°35'–16°45' N, et 95°10'–95°25' W) ça fait une aire environ 493.5 km², où le relief est assez abrupt et il y a des affleurements de roches pré-cénozoïques et cénozoïques.

L'unité la plus ancienne c'est le complexe métamorphique du précénozoïque indéterminé, formé par deux corps séparés; le premier au nord constitué par des phillites et du schiste à quarze, biotite et clorite, de même que granulite d'aegirine, biotite, clorite et plagioclase; la partie au sudouest en y a aussi du marbre fine à mesogranoblastique bandée, principalement. Une séquence de roches calcaires micritiques à spatitiques du Crétacé, en partie dolomitisées, bandées, avec une recristallisation répandue, crasostratifiées, mises en blocs homoclineaux à pendages modérés et plusieurs azimuts, couvrent en discordance le complexe.

Dans la région l'activité tectono-magmatique a produit des failles, l'emplacement de troncs siliceux, et levés et regression presque complets du niveau de la mer, pendant le Crétacé Tardif–Tertiaire. L'érosion des métamorfites et calcaires a produit des conglomérats, sables et limons immatures, phillisableuses à prédominance continentale de lepto à crasostratifiés disposés en blocs homoclineaux de fortes pendages et plusieurs azimuts. Par la présence de tobaclastes dans ces roches —très peu— on a l'évidence de volcanisme pénécotemporain dans la région. On considère que cette unité épicalastique est du Tertiaire inférieur. Elle couvre en discordance l'unité précédente, et dessous d'une façon similaire a une séquence piroclastique assez répandue et forte (2,000–2,500 m), claire, felsique, d'une grande diversité texturale, degré de piroconsolidation assez varié, flux et aéroemplasée, lepto à crasostratifiée, en blocs homoclineaux aux pendages de modérés à forts et azimuts variés. Des digues isolées, nappes et troncs à composition d'intermédiaire à mafique et texture variée, intrusent l'unité piroclastique; des âges K-Ar de 13.01 à 15.16 Ma et 13.46 à 16.92 Ma des unes et l'autre, respectivement, appuyent la contemporanéité, et nous font les situer au Miocène moyen tardif. Un dôme riolitique est en contact de l'unité piroclastique par moyen d'une faille et couvre en discordance l'épicalastique phillisableuse; c'est la première structure du mesotertiaire de ce type, reconnu dans la région. Des colées basaltiques et dépôts phinoclastiques peu répandus, isolés, en position horizontale du Quaternaire, couvrent en discordance les unités précédentes.

Des fractures et des failles à directions préférées principales WNW-ESF et NE-SW, et subordonnées NNW-SSE et ENE-WSW, ont affecté les unités précénozoïques et tertiaires (avec plus d'intensité), en générant aussi une fosse structurale élongée en direction NW-SE, dans laquelle se trouve préservé la séquence cénozoïque; la majorité des failles est du type normal, mais la présence d'une flexure vers le sud qui montre les failles et les fractures, le même que quelques faits morphologiques de l'aire dans sa partie méridionale, suggèrent qu'après du faillement principal, il y a eu un autre moins intense, à déplacement latéral et en direction NW-SE. L'âge du faillement est post-mésomiocénique tardif, sans pouvoir la préciser plus au présent.

Mots-clef: Géologie, Stratigraphie, Tectonique, Litostratigraphie, Vulcanisme, Sédimentation Continentale, Crétacé, Cénozoïque, Tertiaire, Âge Radioisotopique K-Ar, Laollaga, Lachivizá, État d'Oaxaca, Sudest du Mexique.

**Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F., México.
E-mail: ismaelfv@servidor.unam.mx*

INTRODUCCIÓN

OBJETIVO Y ALCANCE

En un estudio previo (Ferrusquía-Villafranca, 1994), se argumenta extensamente sobre la necesidad de contribuir al conocimiento geológico del Cenozoico continental de México, merced a su gran importancia económico-científica y a la escasa información objetiva, detallada, confiable, publicada actualmente, disponible al respecto; asimismo, se planteó la perspectiva de estos estudios en el país, para apreciar la significación científica de ese trabajo, y desde luego, de los que se realicen en esta línea de investigación; por ello, no se abunda más sobre el particular aquí. En este marco, la presente es la segunda de seis contribuciones sobre la geología cenozoica de otras tantas áreas selectas en el Sureste de México (Oaxaca y Chiapas), investigadas desde 1988, originalmente en conexión con el Proyecto “**Contribución a la diferenciación estratigráfica del Terciario continental de México: Estudios Geológico-Paleontológico-Geocronométrico-Magnetoestratigráficos en los Estados de Aguascalientes, Guanajuato, Oaxaca y Chiapas**”, financiado por el CONACYT, desarrollado por los doctores Ismael Ferrusquía-Villafranca y Enrique Martínez-Hernández, del Instituto de Geología; Jaime Urrutia-Fucugauchi, del Instituto de Geofísica, ambos dependientes de la Universidad Nacional Autónoma de México; y Fred W. McDowell, del Department of Geological Sciences, The University of Texas-Austin, bajo la coordinación del primero, y subsecuentemente a más profundidad por Ferrusquía-Villafranca, auspiciado por el propio Instituto de Geología.

Los objetivos específicos de esta contribución son:

- a. La cartografía geológica escala 1:50,000 del área Laollaga-Lachivizá, Región Ístmica, Estado de Oaxaca, que permita discriminar a las unidades litoestratigráficas ahí presentes, destacando las cenozoicas.
- b. La descripción y caracterización de tales unidades.
- c. El fechamiento radioisotópico por K-Ar, de la secuencia volcánica, que permita establecer la edad de la actividad magmática en la región, así como indirectamente, determinar la edad del fallamiento/fracturamiento asociado a ella.
- d. La presentación de la evidencia factual que permita constreñir y/u orientar la proposición de modelos de evolución geológica y tectónico regional para el sureste de México, dado que existe ya un número considerable de ellos, infortunadamente apoyados en evidencia insuficiente.

MATERIAL Y MÉTODOS

El trabajo se realizó siguiendo la metodología habitual y usando el material y equipo correspondiente a la índole de

la labor a realizar. A continuación se describe brevemente el método y material usado en esta investigación.

ASPECTOS GEOLÓGICOS

Método

Para el Área Laollaga-Lachivizá, Oax., se realizó una acuciosa búsqueda bibliográfica, que permitió conocer y acopiar la información geológica disponible. Se compiló la información cartográfica de manera crítica, transfiriéndola a una base topográfica de escala 1:50,000 (que es la escala de trabajo adoptada), de manera que el mapa geológico resultante (designado mapa geológico preliminar), pudiese compararse fácilmente con el mapa fotogeológico y con el mapa geológico definitivo. Ello hizo posible detectar áreas problemas (por carecer de información suficiente, o ser ésta incongruente entre dos o más fuentes informativas), que requerían atención especial.

Se analizaron e interpretaron las fotografías aéreas y se preparó el mapa fotogeológico. Con objeto de asegurar la máxima objetividad posible, esta interpretación se realizó independientemente de la compilación arriba mencionada. Después, se integró la información de ambos mapas en uno solo, designado mapa borrador de trabajo, donde quedó registrada la interpretación geológica tentativa, que sería verificada en el campo.

El trabajo de campo consistió en la realización de recorridos geológicos en áreas selectas, que permitiesen conocer y muestrear el terreno, así como realizar observaciones y mediciones estructurales, y reconocer rasgos o patrones regionales. La cartografía geológica se hizo directamente sobre las fotografías aéreas; los datos de ésta se transfirieron al mapa base mediante un copiadore virtual (*sketch master*). Las secciones estratigráficas se midieron con cinta metálica y brújula Brunton; ocasionalmente se usó un báculo de 1.5 m; las secciones-tipo o de referencia principal, se describen en el Apéndice. Las zonas no visitadas se cartografiaron por interpolación fotogeológica. Los rasgos geológicos más significativos, se ilustran mediante fotografías en blanco y negro. Las altitudes se midieron con un altímetro portátil Thommen y se verificaron con los datos del mapa-base. Los nombres geográficos usados son oficiales; en algunos casos difieren de los usados en dicho mapa, por haberse hecho correcciones al mismo. El trabajo de campo se realizó en marzo y abril de 1988, septiembre de 1990, julio de 1992, mayo y junio de 1993 y enero de 1994, totalizando 75 días.

Las descripciones petrográficas se basan en los datos de campo, así como en más de 500 muestras y 90 láminas delgadas. La terminología cromática es de Goddard y colaboradores (1963), la de las rocas sedimentarias es principalmente de Folk (1968), modificada ocasionalmente, como se muestra en el

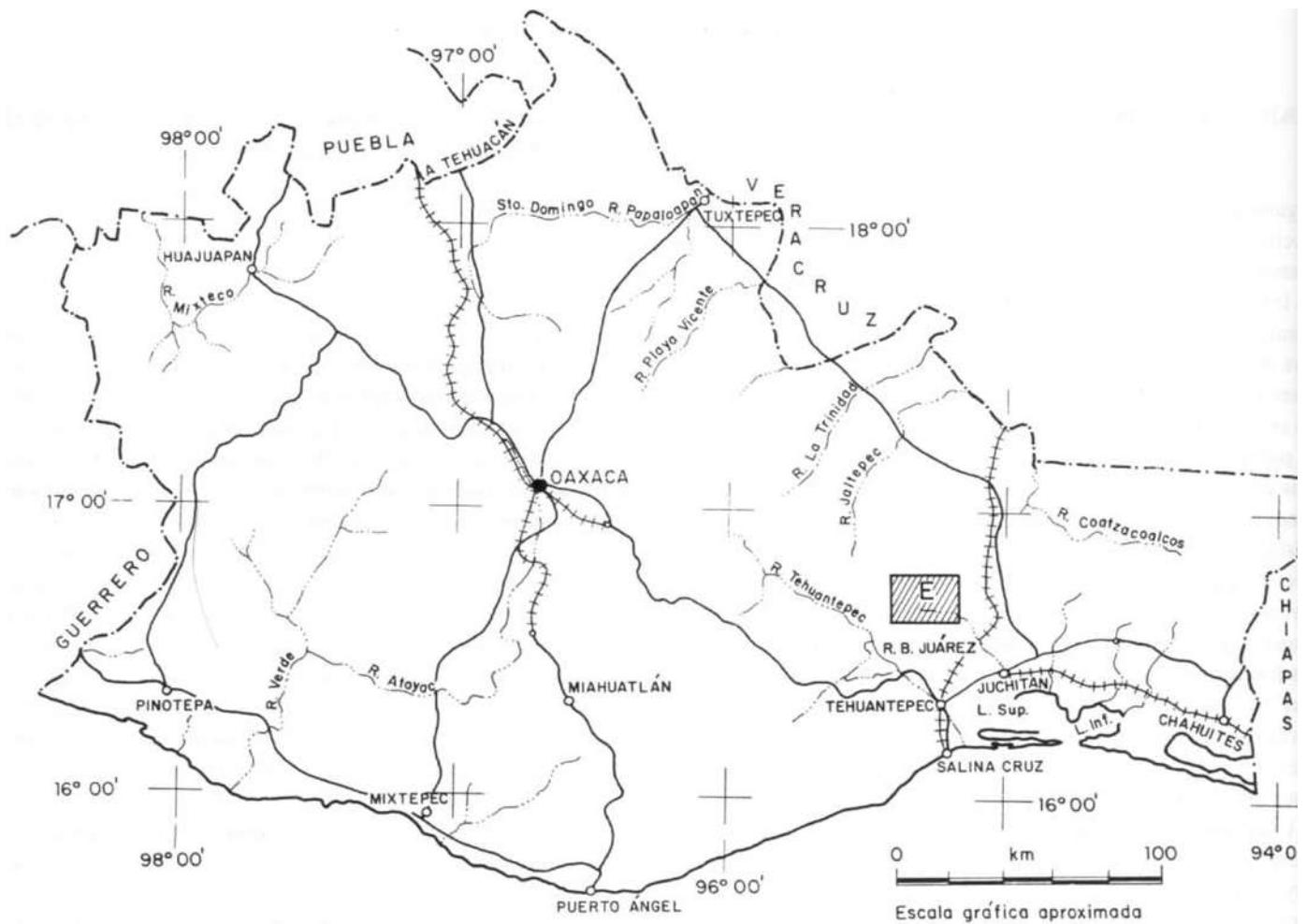


Figura 1. Mapa índice que muestra la ubicación del Área Laollaga-Lachivizá, Estado de Oaxaca.

texto; la de las rocas piroclásticas es de Cook (1961) modificada por el presente autor (cf. Apéndice), para la textura, de Ross y Smith (1961), Smith (1960), y Cas y Wright (1988), para otros atributos y de Streckeisen (1965) para la composición.

Posteriormente, con base en los datos de campo, reinterpretación fotogeológica, y en los estudios petrográficos (tanto de las muestras de mano como de las láminas delgadas), paleontológicos, y de otra índole, se modificó el mapa borrador de trabajo, estableciéndose así la interpretación adoptada sobre la geología del área, expresándosele en el mapa geológico definitivo. Por último, se integró la información y se redactó el reporte técnico respectivo.

MATERIAL. El cartográfico y aerofotográfico utilizado es éste:

Material Cartográfico. La base topográfica se tomó de las Hojas Santiago Lachiguiri E15-C62 y Ciudad Ixtepec E15-C63, ambas escala 1:50,000 (INEGI, 1988A y B). Las cartas geológicas usadas son: La Hoja Juchitán E15-10 y D15-1, escala 1:250,000 (INEGI, 1984), y la Carta Geológica del Estado de Oaxaca, escala 1:500,000 (López-Ramos, 1974).

Material Aerofotográfico. Se emplearon las siguientes fotografías aéreas en blanco y negro de INEGI, escala 1:80,000 (en realidad de escala menor aun), Zonas 32 y 36, correspondientes a las líneas 11C fotos 20 a 22 y 12C fotos 18 a 20. Estas fotos fueron ampliadas en el Laboratorio de Fotografía del Instituto de Geología, UNAM, a una transferencia aproximada de 1:50,000, para facilitar su análisis y la escala información al mapa topográfico base.

NOTA: Este material es el que directamente se empleó en la elaboración del mapa geológico definitivo, pero también se adquirieron y usaron otras cartas geológicas y topográficas de áreas aledañas, y desde luego las series de fotografías aéreas correspondientes, mismas que tuvieron que ser analizadas e interpretadas, para realizar la selección mencionada.

EQUIPO. Se relaciona a continuación el equipo usado.

1. Vehículo de campo. Camioneta Dodge, modelo 1981, tipo Panel, de tracción normal.
2. Estereoscopio de Espejos marca Wild ST4, con oculares x3.
3. Microscopio Petrográfico Monocular marca Carl Zeiss, con ocular de x8 y tres objetivos (x2.5, x10 y x40).

4. Microscopio estereoscópico estativo marca Olympus, con oculares de x10 y un objetivo “zoom” de x0.75 a x6.4.
5. Cámara fotográfica marca Leikaflex de 35 mm.
6. Brújula tipo Brunton.
7. Cinta métrica metálica de 50 m.
8. Martillo de geólogo.
9. Altimetro marca Thommen.

ASPECTO RADIOMÉTRICO

Método

En el campo se muestrearon unidades volcánicas cenozoicas presumiblemente portadoras de minerales con isótopos radiactivos. Como se usó la técnica de Potasio/Argón, se prefirieron unidades constituidas por minerales ricos en potasio, como los feldespatos alcalinos, plagioclasas sódico-potásicas y micas. Para cada estudio, se tomaron muestras de 10 a 20 kg de peso dependiendo de la abundancia y estado de alteración de los minerales portadores de los isótopos inestables. Se registraron en el campo los siguientes datos para cada muestra: Localización geográfica, unidad estratigráfica portadora, así como la litología y estructura de ésta y el estado general de intemperización del afloramiento.

Una vez colectadas, las muestras fueron enviadas al Dr. Fred W. McDowell, Senior Researcher, Geochronology Laboratory, Department of Geological Sciences, The University of Texas-Austin, para su procesamiento y estudio. Ahí el material fue triturado con objeto de disgregar los cristales de los minerales que interesaban; posteriormente se les aisló y concentró. Estos cristales fueron medidos en el espectrómetro de masas, con objeto de determinar la cantidad de argón radiogénico, y con base en ello determinar eventualmente la edad geológica de la muestra. Con objeto de incrementar la confiabilidad de los resultados, se hicieron estudios por duplicado para cada muestra.

Equipo

Espectrómetro de Masa e Instalación Química para procesar material en estado gaseoso.

MARCO GEOGRÁFICO

LOCALIZACIÓN

El área Laollaga-Lachivizá se encuentra en la Región Ístmica de Tehuantepec, Estado de Oaxaca, entre los 16°35'-16°45' Lat. N. y los 95°10'-95°25' Long. W., tiene forma rectangular, su lado mayor mide 26.75 km y el menor 18.45 km, su superficie tiene una extensión de 493.54 km², aproximadamente (Figura 1 y Lámina I); el Parteaguas Continental atraviesa el rincón noroccidental del área, y se ubica en la Sierra de la Banderilla. Político-administrativamente, el área

de estudio incluye parte de los siguientes municipios (Figura 2, mapa A): Del Exdistrito de Tehuantepec están los Municipios de Santa María Guienagati (mitad septentrional), Santiago Laollaga (mayor parte del área), y Santo Domingo Chihuitán (rincón suroriental); pertenecientes al Exdistrito de Juchitán están los Municipios de Santo Domingo Petapa, El Barrio La Soledad y Ciudad Ixtepec, que tienen pequeñas porciones en la zona noroccidental del área.

ACCESO

La Carretera Federal 49 que une a las ciudades de Juchitán, Ixtepec y Guevea de Humboldt, es entre los km 30-68, la principal vía de acceso, recorriendo al área en dirección NW-SE, y enlazando a las poblaciones de Santo Domingo Chihuitán, Santiago Laollaga, Rancho Tres Cruces, Lachivizá y Santa María Guienagati. El pavimento termina en Laollaga y el resto es una terracería transitable en todo tiempo, de unos 49.7 km de longitud (Lámina I). De Lachivizá se desprende al noroeste otro camino de terracería que conduce a Santiago Lachiguiri, infortunadamente no transitable en época de lluvias, porque no tiene un puente sobre el Río de Santa María, adyacente a Lachivizá. De Santa María Guienagati, sale otro camino de terracería dirigido también al noroeste, que conduce a Chayotepec, transitable en todo tiempo. A unos 4.5 km al NW del Rancho Tres Cruces, se desprende de la Carretera, un corto camino de terracería mal conservada, que conduce al poblado de Guichixú, que tiene unos 5 km de longitud. De Santo Domingo Chihuitán sale un camino de terracería mal conservada, que conduce a la Ranchería Lachilana, y del cual sólo los últimos cinco kilómetros están en el área de estudio; al igual que el anterior, no es transitable en época de lluvias. Existen además veredas o caminos de herradura, que comunican las rancherías con los poblados o caminos ya mencionados (Lámina I).

POBLACIÓN Y CULTURA

El área está relativamente poco poblada, los principales asentamientos con rango de cabecera municipal son Santiago Laollaga, Santo Domingo Chihuitán y Santa María Guienagati (Lámina I). Al primero pertenece la mayor parte del área, incluye las Agencias de Policía Guichixú y Santa Cruz, así como a las Rancherías La Primavera, Río Grande, Cocos Viejos y Tres Cruces; su población conjunta es de 2,500 a 3,000 habitantes. Santiago Chihuitán tiene sólo una pequeña parte en el área de estudio, e incluye además a la Ranchería Lachilana. Santa María Guienagati incluye a la Agencia de Policía Lachivizá y las Rancherías Paso Limón, Nizavigana, El Algodón, Botijas y Nizayula; tiene en total unos 1,000 a 1,300 habitantes en el área.

En las cabeceras municipales hay escuela primaria y telesecundaria o secundaria regular. En general los poblados están ubicados en valles o planicies anexas o cercanas a ríos

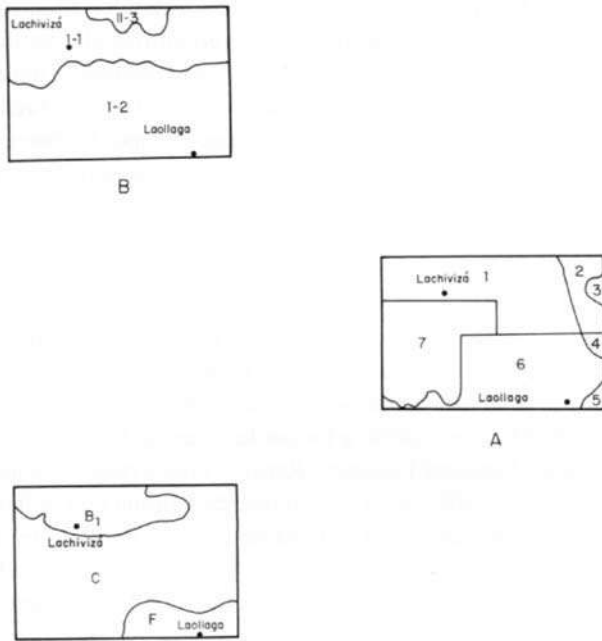


Figura 2. Mapas esquemáticos del área Laollaga-Lachivizá. (A) División municipal; 1, Guevea de Humboldt; 2, Santo Domingo Petapa; 3, El Barrio (de Ciudad Ixtepec); 4, Ciudad Ixtepec; 5, Santo Domingo Chihuitán; 6, Santiago Laollaga; 7, Santa María Guienagati. (B) Zonación climática, I-1, clima Aw_1 (w) ig; I-2, clima Aw_0 (w)g; II-3, clima Aw_1 (w) ig. (C) Zonación de la vegetación natural; B1, bosque de pino; C, selva baja caducifolia; F, matorral mediano y oligocilindrocáulico.

con agua permanente; en Laollaga existe, además, un manantial, el Ojo de Agua, que es la fuente principal de agua potable y de riego para la población. Las principales actividades económico-productivas son la agricultura de temporal, en gran parte a escala de subsistencia y ganadería de especies menores (cabras y ovejas). De manera selectiva, se cultivan en las mejores tierras de riego café, cacao, coco y mango, que se comercializan fuera del área. La explotación forestal se reduce habitualmente a la recolección de leña, y a la elaboración de carbón vegetal. En el pasado reciente, se realizó extensa tala para producir madera, empero el beneficio fue de corta duración, porque se cortaron los árboles a un ritmo mucho más rápido que el de su reproducción, ocasionándose un daño tal vez irreparable a la vegetación natural. También se desarrolla comercio en pequeña escala, principalmente en las poblaciones mayores.

RASGOS GEOMÓRFICOS

De acuerdo con el esquema de provincialización fisiográfica adoptado para el Estado de Oaxaca (Figura 3), el Área Laollaga-Lachivizá se encuentra en el extremo suroriental de la Provincia Sierra Madre del Sur, la más compleja del país, y dentro de ella, en la Infraprovincia Tierras Altas de Oaxaca

y Puebla, prácticamente en la colindancia de las Sierras de los Mixes (al oeste), de Niltepec (al este), y con la Planicie Costera del Pacífico. Esperadamente se encuentran en el área dos formas terrestres contrastantes: Una pequeña planicie, que corresponde al Llano de Laollaga-Chihuitán, y que constituye una extensión de la Planicie Costera (Sector Juchitán), ubicada en el rincón suroriental, a una altitud que no excede los 100 m s.n.m. (Figura 4), y que está ocupada por depósitos cuaternarios (aluviales) y suelos. Los valles donde se encuentran los principales poblados, son otras tantas pequeñas planicies aluviales, ubicadas altitudinalmente entre los 200–400 m (Figura 4).

La planicie se extiende en forma de una llanura angosta que forma el Valle del Río de los Perros y una un poco más amplia en el Valle del Arroyo Guichixú; la primera está desarrollada en un litosoma de piroclastitas y la segunda en uno de filarenita roja, ambas en altitudes de 100 a 200 m s.n.m. (Figura 4). Las cuestas de las sierras asociadas al Cerro de los Tres Picos, aparecen en altitudes de 200–600 m, son de pendientes suaves a moderadas, y en su porción meridional están en un litosoma de filarenita roja semejante al anterior.

La forma terrestre (geomorfo) dominante es la montañosa, constituida por elementos aislados o asociados, que incluyen también mesetas y cuestas; (Figura 4); las montañas son de varios tipos: Complejas en bloque, formadas principalmente por cuerpos de rocas metamórficas, cuyas partes altas con frecuencia están asociadas con escarpes de falla; las más desarrolladas ocupan en el área de estudio, la porción nororiental (sierras asociadas al Cerro Tres Picos —uno de los más altos, rebasa los 1,100 m s.n.m— que oscilan entre 200 a 1,100 m s.n.m. dominando la zona de 400 a 800, así como la Sierra de la Banderilla; el Parteaguas Continental surca a ambas), y la suroccidental (sierras asociadas al Cerro El Comal —de 740 m s.n.m— que forman el embalse nororiental de la Presa Benito Juárez, ya fuera del área) y tienen altitudes de 200 a 500 m. También existen montañas plegadas y/u homoclinales en bloque, constituidas por cuerpos de caliza severamente deformados y afallados; las principales están asociadas a las sierras complejas, una a la nororiental y otra a la suroccidental; la primera tiene altitudes de 400 a 1,100 m y la segunda de sólo 400 a 600 m, es una prolongación de la Sierra Cordón del Indio Dormido, cuya parte principal está ubicada fuera del área, al SW de Laollaga. Otra clase está representada por las montañas volcánicas en bloque constituidas de piroclastitas, son las más comunes y se expresan como cerros aislados (tales como el Cerro León, ubicado hacia el km 40 del Camino Principal, o el Cerro Cucurucho y el Cerro Tabacanda situados próximos al Río de los Perros, a unos 8 y 10 km al WNW de Laollaga, respectivamente), o con más frecuencia como mesetas homoclinales; en algunas de ellas —las que forman la parte principal de la Cuenca Hidrográfica del Río de los Perros— se desarrolla una topografía muy peculiar (de rebordes cuasi-isoaltitudinales alargados y escalonados, separados por valles poco profundos, angostos, alargados y dispuestos también paralelamente), que

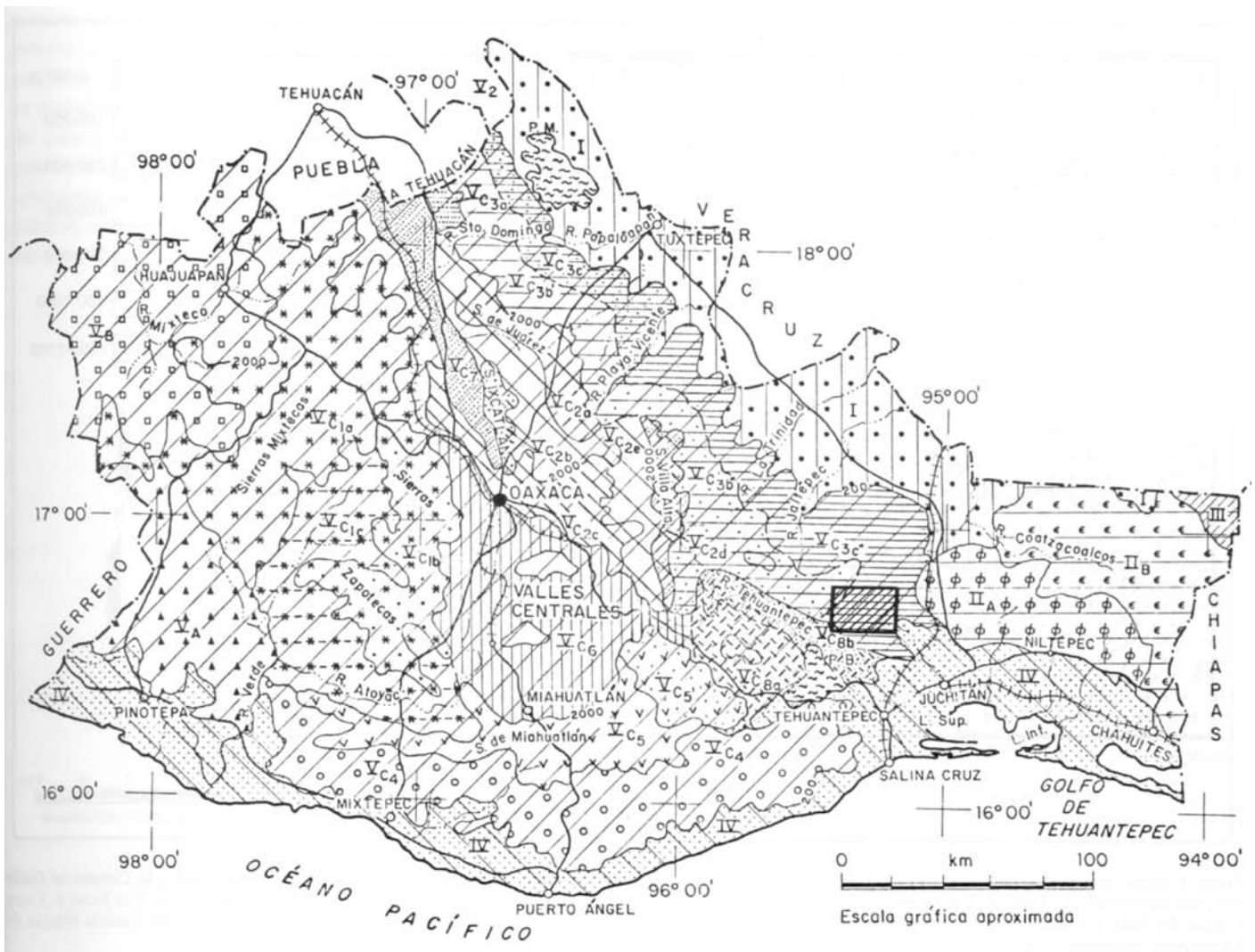


Figura 3. Mapa que muestra la provincialización morfoestructural del Estado de Oaxaca adoptada en este trabajo, así como la localización del Área Laollaga-Lachivizá.

Provincias morfoestructurales: I, Planicie Costera del Golfo de México; II, Sierra Madre de Chiapas (Subprovincias: IIA, Sierra de Niltepec; IIB, Macizo de Chiapas). III, Sierras Plegadas y Altiplanicies Norchiapanecas; IV, Planicie Costera del Pacífico; y V, Sierra Madre del Sur (Subprovincias: V_A, Cuestas Meridionales; V_B, Cuenca o Depresión Balsas-Mezcala; V_C, Tierras Altas de Puebla-Oaxaca. Infraprovincias: V_{C1}, Sierras y Mesetas Mixteco-Zapotecas [V_{C1a}, Sierras Mixtecas; V_{C1b}, Sierras Zapotecas; V_{C1c}, Cuenca del Río Nochixtlán], V_{C2}, Sierra de Juárez *sensu lato* [V_{C2a}, porción septentrional o Sierra de Juárez *sensu stricto*; V_{C2b}, Sierra de Ixtlán; V_{C2c}, Sierra de Oaxaca; V_{C2d}, Sierra de Villalta; V_{C2e}, Meseta de Quiotepec; V_{C3}, Sierras y Cuestas del Golfo [V_{C3a}, Sierra de Zongolica; V_{C3b}, Sierras del Golfo; V_{C3b'}, Segmento Noroccidental; V_{C3b''}, Segmento Suroriental; V_{C3c}, Cuestas del Golfo; V_{C3c'}, Segmento Noroccidental; V_{C3c''}, Segmento Suroriental], V_{C4}, Cuestas del Pacífico; V_{C5}, Sierra de Miahuatlán [V_{C5}, Estribación Nororiental de esta sierra]; V_{C6}, Valles Centrales; V_{C7}, La Cañada o Depresión Tehuacán-Cuicatlán-Jayaltepec; V_{C8}, Sierra y Depresión de Tehuantepec [V_{C8a}, Sierra de Nejapa-Tehuantepec; V_{C8b}, Cuenca o Depresión de Tehuantepec-Tequixtlán].

PB, Presa Benito Juárez; PM, Presa Miguel Alemán.

recuerda mucho a la que se forma en secuencias de anticlinales y sinclinales de cierto tipo de montañas plegadas (Figura 4).

RASGOS HIDROGRÁFICOS

El Río de los Perros, también llamado más al sureste Río Juchitán, con desembocadura en la Laguna Superior del Istmo de Tehuantepec, es el principal del área; su cauce tiene una dirección E-W, describiendo una amplia curva sigmoidea, cóncava hacia el sur, frente a Cordón del Indio Dormido, y convexa hacia el norte, anexa al Cerro El Tablón. En su

extremo occidental recibe por el norte al arroyo localmente llamado Río de Santa María, que mediante sus afluentes Arroyo Seco, A. La Palma, A. Algodón, A. Chiquito y A. Nizavigana entre otros, drena la porción noroccidental del área; por el occidente el Río de Los Perros se continúa con el Río Zapote, y junto con sus afluentes (enlistados de occidente a oriente) Arroyo Seco, A. Venado, A. Brinca León, A. Trapiche y A. Agua Blanca, drena la parte meridional del área (Lámina I).

Cerca del Rancho La Primavera, El Arroyo Guichixú que drena la parte centroseptentrional del área, confluye con el Río

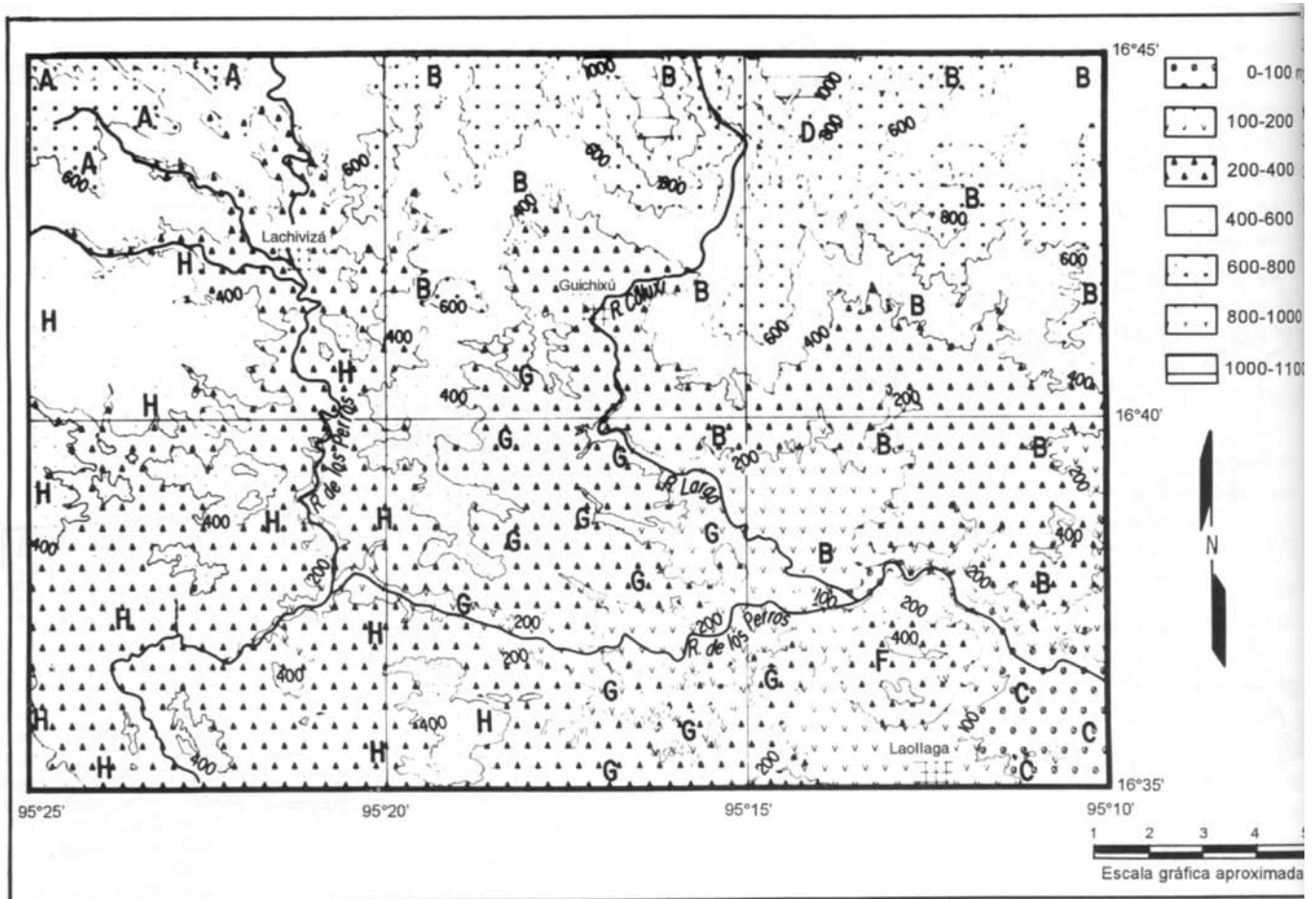


Figura 4. Mapa hipsométrico del Área Laollaga-Lachivizá. Simbología: A, Sierra de los Mixes (extremo suroriental de las Sierras del Golfo); B, Cuestas del Golfo (extremo suroriental); C, Llano de Laollaga-Chihuitán (es una extensión de la Planicie Costera del Pacífico, sector Juchitán); D, Cerro de los Tres Picos; E, Cerro Cordón del Indio Dormido; F, Cerro (dómico de) Laollaga; G, Zona de topografía acordonada; H, Sierra de Nejapa-Tehuantepec, también llamada Macizo de Lachixonaje (estribación nororiental).

de los Perros, su cauce describe una amplia curva sigmoidea inversa asimétrica, de orientación norte-sur, cóncava hacia el oriente en la parte norte —la menor— y convexa el occidente en la sur, y por unos 10 km —entre los Km 40 y 50— su cauce es paralelo a la Carretera 49; sus afluentes principales son el Arroyo Zapote y el Arroyo Guluxú (Lámina I).

Finalmente, en la parte norte del Cerro El Tablón, los Arroyos Llenagana y Maravillas —que con sus afluentes drena la parte noroccidental del área— desembocan en el Río de los Perros (Lámina I).

Cabe destacar que la traza de los ríos, arroyos y demás elementos de este vasto y complejo sistema de drenaje, es con mucha frecuencia rectilínea, muestra numerosos cauces paralelos y en su conjunto, coincide con la orientación de los sistemas de fallas y fracturas presentes en el área, los cuales controlan su desarrollo. El drenaje es de tipo consecuente; localmente se observan conjuntos dendríticos asociados a arroyos mayores (Lámina I).

CLIMA

De acuerdo con lo expresado en la Carta Climática de México (INEGI e Instituto de Geografía, 1970), en los dos tercios meridionales del área se tiene clima Aw "(w)g, es decir cálido subhúmedo mínimo (= al más seco de este grupo), con lluvias en verano, y en el tercio septentrional (que es el más alto), el clima es Aw (w)ig, es decir cálido subhúmedo (un poco más que el anterior), verano lluvioso y oscilación térmica de 5–7° C. Además, en la parte más alta, el clima es (A)C(w), es decir semicálido (o sea casi templado) y más húmedo que el anterior (Figura 2B).

BIOTA

La vegetación natural (Figura 2C e INEGI, 1988A y B) ha sido sustituida en los valles por cultivos, y alterada en otras partes por tala, incendios provocados para desmontar

terrenos y prepararlos para el cultivo o la ganadería, empero todavía se pueden reconocer los tipos principales: Bosque de coníferas en el tercio septentrional, selva baja caducifolia —ya bastante reducida, Lámina X, Fig. E— en la mayor parte del área remanente, y matorral espinoso en una pequeña porción de la parte suroriental (Lámina XXII, Figura A). La vertebradofauna es variada a causa de su ubicación netamente tropical, conservándose bien por la baja densidad poblacional humana. Entre los mamíferos, abundan los de

pequeña talla (roedores y quirópteros) y mediana (lagomorfos y mustélidos), mientras que los de talla grande (artiodáctilos y fé-lidos), son menos comunes. Las aves incluyen entre otros Órdenes: Falconiformes, columbiformes, galiformes y passeriformes. La herpetofauna consiste en anuros, ofidios y lacertílios diversos. La ictiofauna está formada por cíclidos, catostómidos y otros grupos. En conjunto esta fauna muestra una marcada afinidad biogeográfica neotropical. La entomofauna es muy variada también.

ESTRATIGRAFÍA

ESTUDIOS PREVIOS

La literatura geológica del Estado de Oaxaca es extensa (cf. Ferrusquía-Villafranca, 1976; Dialog, 1988; AGI, 1990–1994), y la que trata específicamente con la Región Ístmica de Tehuantepec, a la que pertenece el área Laollaga-Lachivizá, es en su mayoría de carácter regional. El trabajo geológico más antiguo es el de Barroso (1877), quien reconoce la presencia de cuerpos de rocas metamórficas azoicas, calizas y areniscas amarillentas oxidadas silúricas y plutones graníticos y dioríticos que afectan a las unidades silúricas; presenta así mismo un mapa escala 1:500,000, donde discrimina cuerpos líticos, sin establecer la secuencia estratigráfica. No proporciona evidencias que sustenten las asignaciones geocronológicas.

Sapper y Tenne (1894), Sapper (1899 y otras obras), discuten incidentalmente algunos aspectos de la geología ístmica, reconociendo esencialmente las mismas unidades que Barroso (*op. cit.*). Felix y Lenk (1890-1899), en sus clásicas contribuciones a la geología mexicana, coinciden con Barroso (*op. cit.*) en lo concerniente a la unidad metamórfica azoica, pero asignan la cobertura sedimentaria al Cretácico y al Terciario. Böse (1905; 1906) reconoce la presencia de gneis, esquisto y granito arcaicos, esquisto y caliza cretácicos y areniscas pliocénicas y cuaternarias; presenta su interpretación gráficamente en una sección transístmica norte-sur, escala horizontal 1:500,000 y escala vertical 1:100,000. Proporciona algunas evidencias paleontológicas para la asignación cretácica de la caliza, pero no para el resto de las unidades. Hace referencia (Böse, 1906, p. 8) a que en el Boletín del Instituto Geológico de México Núms. 4–6, p. 189–250 (Aguilera, 1896), se trata con amplitud lo expuesto por él; sin embargo, sorprende que en la obra citada (incluido el mapa acompañante), no hay información geológica sobre el Istmo de Tehuantepec.

La gran inestabilidad política y social ocasionada por la Revolución Mexicana, prácticamente interrumpió la investigación científica por casi tres décadas. A fines de este lapso, se examinaron las posibilidades petrolíferas de la región, realizándose algunos estudios de reconocimiento (cf. Verwiebe, 1925; Palmer, 1928; y Baker, 1930 entre otros), donde se agrega poco a lo ya conocido previamente. Este último autor (*op. cit.*, p. 162–163) redescubre la geología a lo largo de la vía del Ferrocarril Transístmico, y reconoce la presencia de unidades calizas fosilíferas paleozoicas cerca de Niza Conejo, poblado situado unos 30 km al NNE de Laollaga. En las dos décadas siguientes, se realizan pocos estudios en la región (cf. Gibson, 1950; García-Tijerina, 1950), ya que el interés de la comunidad geológica nacional, se centra en estudios sobre yacimientos petrolíferos y de minerales diversos, presentes en otras partes del territorio nacional. En la década de los 50, con motivo de la preparación y realización del Congreso Geológico Internacional, XXa. Sesión, México, 1956, se ejecutan diversos trabajos

directa o indirectamente relacionados con éste; en la región, los más importantes son los de Contreras-Velázquez (1956), Olivas (1956) y Webber y Ojeda (1957). En los dos primeros, se describe la geología a lo largo de la carretera Panamericana, y en el tercero, se presenta un reconocimiento geológico de la porción meridional del Istmo de Tehuantepec, expresándose además los resultados en un mapa de escala aproximada 1:1'100,000 (Webber y Ojeda, *op. cit.*, Lámina 1), que describe de manera parcial, algunos de los rasgos geológicos, y presenta una discriminación estratigráfica con unidades que incluyen desde el ¿Proterozoico? al Reciente; las evidencias de apoyo geocronológico son para la porción oaxaqueña de la región, francamente insuficientes en la mayoría de los casos, como deficientes son la descripción de las unidades y la discriminación cartográfica. González-Reyna (1962), apoyándose ampliamente en estudios publicados e inéditos, realizados en el Consejo de Recursos Minerales (entonces Consejo de Recursos Naturales no Renovables), resume la información geológico-minera disponible para el Estado de Oaxaca. El tratamiento dado a la Región Ístmica, refleja ampliamente el punto de vista de Webber y Ojeda (*op. cit.*).

Geólogos de esa institución, realizaron diversos estudios en esta región, empero la mayoría no fueron publicados (Fabregat, 1964, p. 27-1 a 27-33, enlista la mayoría de los efectuados hasta esa fecha); entre ellos están: Meave y Porraz, 1950; Mapes-Vázquez y Echegoyen-Sánchez, 1955; Porraz y Nava, 1959; Juvera *et al.*, 1960; y Almanza-Vera, 1960, que tratan sobre el entorno geológico de yacimientos ferríferos; Ojeda-Rivera y colaboradores, 1965; Lee-Moreno y Priego de Witt, 1970; y Romero, 1980, referentes a geología general local o regional. De éstos, el trabajo más extenso y significativo es el de Ojeda-Rivera y colaboradores (1965), quienes realizan una discriminación estratigráfica y cartográfica esc. 1:250,000, que constituye el antecedente obligado para la descripción y caracterización de las unidades litoestratigráficas de la región, así como de algunos rasgos estructurales, según se discute más adelante (cf. los distintos taxa litoestratigráficos tratados en este estudio).

Por su parte, geólogos de Petróleos Mexicanos y del Instituto Mexicano del Petróleo, han realizado estudios tendientes a valorar las posibilidades hidrocarbúferas de la Región Ístmica; al igual que en el caso anterior, muchos de ellos permanecen inéditos. Pertinentes al área de estudio se encuentran entre otros: Patiño-Ramírez, 1959; González-Alvarado, 1969; Quezada-Muñetón, 1975; 1984; 1992; Quezada-Muñetón y Meneses-Rocha, 1978; y Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985. En ellos se enfatizan las unidades litoestratigráficas mesozoicas, en menor grado las anteriores, mientras que el Cenozoico casi no es estudiado.

En la Región Ístmica de Tehuantepec, se han realizado algunas tesis profesionales o de grado, y al igual que en los estudios antecitados, ninguno trata específicamente el área Lao-

llaga-Lachivizá; entre ellos están: Priego de Witt, 1963; Ibarra, 1964; Woodcock, 1976; Sánchez-Barreda, 1981; Arceo-Cabri-lla, 1983; Lara, 1985; y Guzmán-Speziale, 1985.

A causa del interés geológico que tiene esta región, y a pesar de la escasez de estudios geológicos detallados que sirvie-sen de fundamento adecuado, se han realizado trabajos regiona-les y compilaciones cartográficas tendientes a proporcionar una visión de conjunto sobre sus rasgos geológicos esenciales, así como inferir su probable historia evolutiva; algunos de estos trabajos no se circunscriben al Istmo de Tehuantepec, sino que tienen un alcance más amplio. Entre estos trabajos están: Freudenberg, 1921; Schuchert, 1935; Garfias y Chapin, 1944; López-Ramos, 1981; Morán-Zenteno, 1985; de Cserna, 1989; Salvador, 1991A; Sedlock *et al.*, 1993 y Ferrusquía-Villafran-ca, 1993. Entre las compilaciones cartográficas están: Hernán-dez-Sánchez Mejorada, 1956; Com. Carta Geol., 1960; 1968; 1976 (mapas geológicos de la República, esc. 1:2'000,000); López-Ramos, 1967 (mapa geológico del Sureste de México y Centroamérica Septentrional, esc. 1:1'000,000); López-Ramos, 1974 (mapa geológico de Oaxaca, esc. 1:500,000); INEGI, 1981A y B (mapas geológicos del Sureste de México, esc. 1:1'000,000, descripción en Morán-Zenteno, 1985); INE-GI, 1984 (mapa geológico de parte del Istmo, esc. 1:250,000, con texto explicativo); Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990, Figs. 4–6 (mapas geológicos de la región ístmica, esc. 1:3'800,000, basados en INEGI, 1981A y B); Ewing y López, 1991; Salvador, 1991B; Salvador y Nehring, 1991; y Salvador, 1991C (mapas diversos de la Cuenca del Golfo de México, esc. 1:2'500,000); Padilla y Sánchez y Aceves-Quesada, 1992, (mapa geológico de la República, esc. 1:4'000,000); de Cser-na, 1992 (mapa tectónico de la República, esc. 1:4'000,000); y Ortega y colaboradores, 1992 (1993, mapa geológico de la República, esc. 1:2'000,000 con texto explicativo). El análisis de esta información, permitió establecer la relevancia de los resultados obtenidos en el estudio del Área Laollaga-Lachivizá en el entendimiento de la constitución y evolución geológica regional, así como en la ponderación de los modelos que al efecto se han propuesto.

El análisis de la literatura precedente, pone de manifiesto la escasez de estudios detallados sobre el Cenozoico continen-tal, por ello, el presente autor promovió el desarrollo del Pro-yecto interdisciplinario e interinstitucional CONACYT 50992 “Contribución a la diferenciación estratigráfica del Terciario continental de México: Estudios geológico-paleontológico-geocronométrico-magnetoestratigráficos en los Estados de Aguascalientes, Guanajuato, Oaxaca y Chiapas,” comentado ya en la Introducción, y elaboró el Informe Técnico Final res-pectivo para esa institución (Ferrusquía-Villafranca, 1990D–J), publicando por sí mismo o en colaboración, algunos resultados parciales (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1988; 1990A–C; Ferrus-quía-Villafranca y McDowell, 1991; y Ferrusquía-Villafranca, 1992). La parte VI de este Informe (Ferrusquía-Villafranca, 1990I), trata específicamente sobre el Área Laollaga- Lachi-vizá, y el estudio ahí reportado, junto con trabajo subsecuen-

temente desarrollado —mencionado en su oportunidad, *cf.* Métodos— constituyen el sustento de la presente contribución, que es la primera investigación monográfico-geológica de esta área y como tal tiene caracter pionero y de reconocimiento, con todo lo que ello implica.

BASAMENTO PRECENOZOICO

La secuencia estratigráfica demostrablemente cenozoica, descansa mediante discordancias o fallas sobre un basamento constituido por cuerpos de rocas cristalinas y calcáreas, cuya edad y relaciones estratigráficas permanecen inciertas aún, al cual se designó de manera informal Basamento Precenozoico. El basamento ocupa una superficie aproximada de 116.32 km², que corresponden al 23,57% del total del área estudiada, y que así se reparte —desigualmente— entre sus componentes: Complejo Metamórfico, 74.34 km² (=15.06% del área) y Secuencia Cretácica Indiferenciada (taxon nuevo, este estudio), 41.98 km² (=0.50% del área). También se incluyen aquí a los Troncos Laollaga y Río Grande (taxa nuevos, este estudio), que parcial-mente afloran en el área, con una superficie conjunta de sólo 1.76 km² (=0.36% del total; Lámina I); la razón de ésto, es que la edad de los troncos no se conoce con precisión, pero parece adecuado enmarcarla en el lapso Cretácico Tardío-Terciario temprano (Figura 5).

COMPLEJO METAMÓRFICO

Digresión Taxonómico-Nomenclatural

La presencia de cuerpos metamórficos en el Istmo de Tehuantepec, se conoce desde el siglo pasado (*cf.* Barroso, 1877; Felix y Lenk, 1890-1899; Böse, 1905; Baker, 1930; Gar-cía-Tijerina, 1950; *et cet.*), empero el avance cognoscitivo logra-do hasta la fecha es pobre y refleja el escaso interés de que han sido objeto, a pesar de la importancia geológica que tienen por su ubicación en una región crítica para entender la relación de varias placas litosféricas (*cf.* Sedlock *et al.*, 1993). A continua-ción, se discute la información disponible al presente autor, sin la pretensión de tratar este tema exhaustivamente, por quedar fuera de los objetivos planteados para esta investigación.

1. En la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000, ediciones 2a. a 4a. (Com. Cart. Geol. Mex., 1960, 1968 y 1976), en la zona correspondiente al área Lao-llaga-Lachivizá, se discriminan para las subáreas ocupadas por el Complejo Metamórfico (*sensu* este estudio), cuerpos asignados a las unidades Cretácico Sedimentario y Triási-co-Jurásico Sedimentario.
2. En el trabajo monográfico sobre la región meridional del Istmo de Tehuantepec, Ojeda-Rivera y colaboradores, 1965, 59-61, p. 96–99, y Lámina 1 (mapa geológico de escala 1:250,000), describen para estas subáreas de Laollaga-Lachivizá, las siguientes unidades litoestratigrá-ficas: Argilita Jalapa (Paleozoico Medio), Metasedimentos

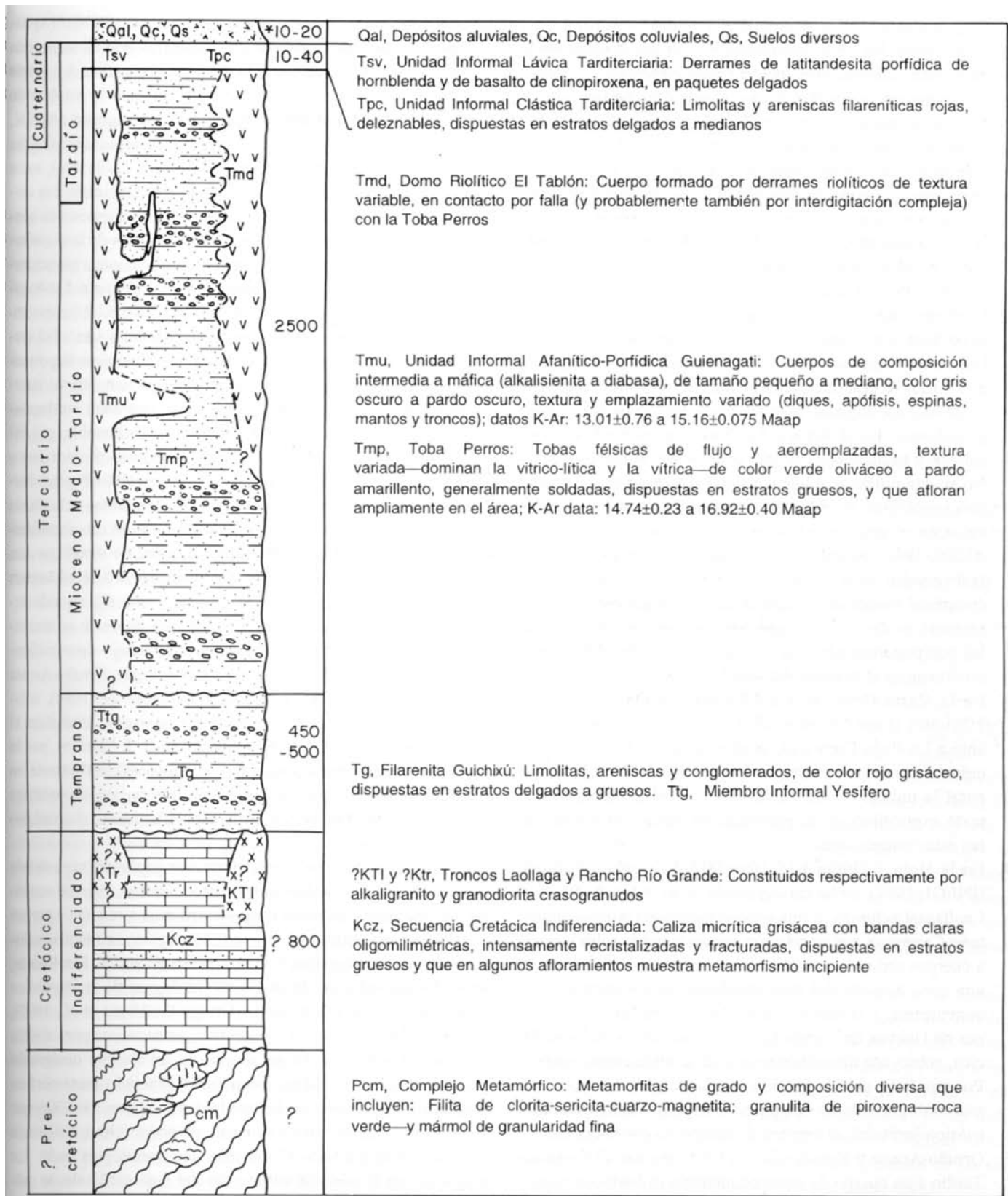


Figura 5. Columna geológica generalizada del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca. *Espesor en metros.

Tío Nico (Paleozoico Tardío), Granitos paleozoicos y pre-paleozoicos (*sic* in Lám. 1, pero ubicados en el Cretácico; en el texto, *op. cit.*, p. 97, se indica que muestras del tronco

granítico de Jalapa del Marqués, dieron edad cretácica por el método de zircón) y Dacitas y Riolitas (Mioceno Medio y Tardío, respectivamente). Las dos primeras se encuen-

tran en la parte nororiental del área estudiada, y requieren comentario, las otras supuestamente se encuentran en la parte suroccidental, pero no se reconocieron en el campo, por lo que no se tratan más. La Argilita Jalapa (*op. cit.*, p. 55), es de color rojizo, sericitizada y con esquistosidad incipiente, tiene agregados silíceos, mantos de cuarcita y dolomita y de una probable metavulcanita; se le reconoció en el área de Jalapa del Marqués. No se dan las evidencias que apoyan la asignación geocronológica. Además de que la descripción presentada no satisface los requisitos establecidos en el Código Estratigráfico entonces en vigor (*cf.* ACSN, 1961), el examen de campo de su área aflorante en Laollaga-Lachivizá, muestra que no está presente; por ello se rechaza la existencia de este taxon en el área estudiada.

Los metasedimentos Tío Nico (Ojeda-Rivera *et al.*, *op. cit.*, p. 57–61), se describen como rocas filíticas sericiticas, que “...en algunos lugares ... se les observan facies calcáreas o granulosas.” En el Arroyo Tío Nico gradan hacia arriba a calizas, y hacia abajo a areniscas arcósicas metamorfizadas. No se dan ningunas evidencias que sustenten la asignación geocronológica. Esta descripción tampoco satisface lo previsto en el código estratigráfico entonces vigente (*cf.* ACSN, 1961), es muy escueta y sólo parcialmente describe la diversidad lítica que tiene esta unidad. Por ello y para no complicar innecesariamente la nomenclatura estratigráfica regional, ni dar la falsa impresión de que la estratigrafía de los cuerpos metamórficos está resuelta, se decidió no usar este taxon en el presente estudio.

3. En la Carta Geológica del Estado de Oaxaca, escala 1:500,000 (López-Ramos, 1974), para el área correspondiente a Laollaga-Lachivizá, se discrimina en la parte noroccidental la unidad Paleozoico Indiferenciado, y en la suroriental la unidad Cretácica. Como no está acompañada de texto explicativo, no se presentan los datos que fundamentan estas asignaciones.
4. En la Hoja Juchitán E15-10 y D15-1, escala 1:250,000 (INEGI, 1984), se ha cartografiado en el noroeste del Área Laollaga-Lachivizá, a una unidad designada Metasedentario Cretácico, por su relación supuestamente sobreyacente a cuerpos sedimentarios cretácicos inferiores, observada en una zona al norte del área estudiada. El argumento no es convincente, y el presente autor observó en las inmediaciones de Guevea de Humboldt, que la secuencia caliza cretácica, sobreyace discordantemente a la unidad metamórfica. Por otro lado, para la porción suroriental, en esta Hoja aparece cartografiado un cuerpo de areniscas y conglomerados triásico-jurásicos; el examen de campo no corrobora esto.
5. Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985) asignan al Cretácico Tardío a un cuerpo de metasedimentitas miloníticas esquistosas, que aflora entre los Ríos Tolosita y Suchilapa, en las inmediaciones de los Poblados San Carlos, Oax., J.M. Morelos, Ver., y 16 de Septiembre, Ver., distantes unos 60 km al N30°E del cuerpo noroccidental reconocido en este estudio, señalando que tiene posición aparentemen-

te discordante sobre litocuerpos calcáreos del Cretácico Medio (Aptiano-Cenomaniano). Esta unidad litoestratigráfica había sido designada Formación Alaska por González-Alvarado (1969), pero su caracterización no satisface lo establecido en el Código Estratigráfico entonces vigente (ACSN, 1961). En su interpretación geológica regional del Área Matías Romero (que incluye a Laollaga-Lachivizá), estos autores reconocen este cuerpo en el sur, formando una amplia zona arqueada (convexa hacia el sur) dispuesta en sentido E-W, de unos 16 km de ancho y 140 km de largo, afectado por fallas inversas (y otras complicaciones estructurales), que toca la porción noroccidental del área Laollaga-Lachivizá. De ser esta interpretación correcta, el cuerpo nororiental del Complejo Metamórfico, tendría una edad cretácica tardía; sin embargo, diferencias litológicas importantes y de otros rasgos, impiden aceptar plenamente tal interpretación. En primer lugar, no existe una clara correspondencia litológica entre los Cuerpos Nororientales, que incluyen filitas clorítico-pelíticas y granulitas de piroxena y plagioclasa y los del Área de San Carlos-16 de Septiembre-J. J. Morelos, que son principalmente esquistos miloníticos de cuarzo y sericita; en segundo término, existe considerable complejidad estructural en la región, de modo que aun en distancias cortas, no se puede estar seguro de homotaxis litoestratigráfica, esto es, de reconocer más allá de toda duda a un mismo cuerpo litoestratigráfico fuera de su área tipo; ello sólo es posible mediante un trabajo cartográfico-geológico de gran detalle; y en tercer lugar, Ortuño-Arzate y Ruiz (Comunicación verbal, noviembre 24, 1988), solamente realizaron trabajo detallado para esta unidad en el área de San Carlos-16 de Septiembre-J. J. Morelos, por lo que su interpretación regional se apoya exclusivamente en inferencias fotogeológicas y estudios regionales inéditos previos; más aun, no visitaron específicamente el área Laollaga-Lachivizá.

Por otro lado, en la interpretación geológica regional de estos autores, el área del cuerpo suroccidental, aparece ocupada por un cuerpo de rocas ígneas extrusivas terciarias y por un pequeño cuerpo intrusivo silícico mesozoico; en realidad afloran cuerpos constituidos por otra clase de rocas. Finalmente, en la Quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000 (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), ahora dotada de un texto explicativo, se reconoce para el área Laollaga-Lachivizá, la presencia de un cuerpo designado unidad *Mmet, i. e.*, Mesozoico Indiferenciado metamórfico regional, mencionado en las páginas 41–42 (*op. cit.*), sin que se indique su naturaleza lítica ni se proporcione evidencia alguna que sustente la asignación geocronológica dada. Por otro lado, en la porción suroriental del área estudiada, se cartografía en este mapa, a un cuerpo intrusivo designado unidad *Pggr, i. e.*, Paleogeno intrusivo granítico y gábrico, que se menciona en la p. 35 (*op. cit.*), sin que se argumente sobre su edad. El examen del terreno, muestra que aflora en realidad otro cuerpo.

Por todo lo anterior, se prefirió tratar a los cuerpos metamórficos que afloran en el área estudiada, como una unidad informal, a la que se denominó Complejo Metamórfico.

Asignación Litoestratigráfica, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Se designa Complejo Metamórfico al conjunto de cuerpos de metamorfitas de grado medio a bajo que afloran en las partes nororiental y suroccidental del área formando, en el primer caso, a algunas de las montañas más elevadas del área (Figura 4, Lámina I) y, en el segundo, a las cuestas de las montañas que flanquean la parte nororiental de la Presa Benito Juárez; en conjunto, tienen una extensión aproximada de 74.34 km², que corresponden al 15.06% del total del área estudiada. Los cuerpos son tres: El de mayor tamaño ocupa la parte noroccidental del área (Lámina I), formando las montañas complejas en bloque de la Sierra de la Banderilla (200 a 800 m s.n.m. Lámina III, Figura A), de la cual descienden hacia el sur los Arroyos Piedra Blanca y Lachilana, y hacia el norte el Arroyo Las Gaviotas; esta sierra forma riscos o farallones orientados en sentido NW-SE. El cuerpo menor se ubica unos 4 km al NW de Guichixú, entre los 600 y 900 m s.n.m., tiene sólo unos 2 km² de extensión. El tercer cuerpo se encuentra en la parte suroriental, es ligeramente menor que el noroccidental, su altitud oscila entre los 300 y 450 m s.n.m.; está cruzado —de este a oeste— por el Río Zapote, que recibe en la porción norte al Arroyo Guacay, y en la sur a los Arroyos Seco y Venado.

Litología, Estructura y Relaciones Estratigráficas

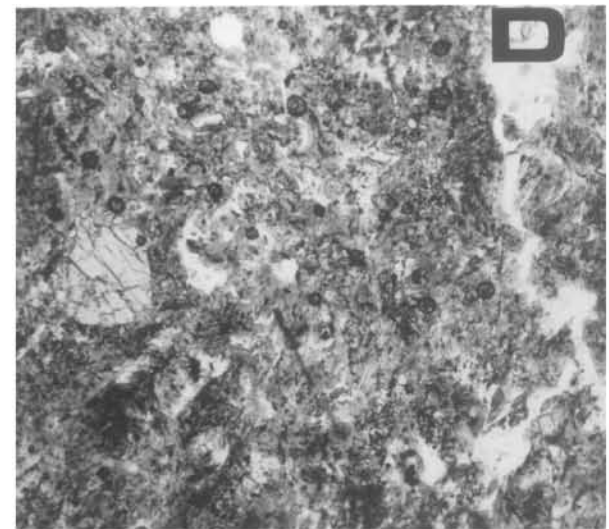
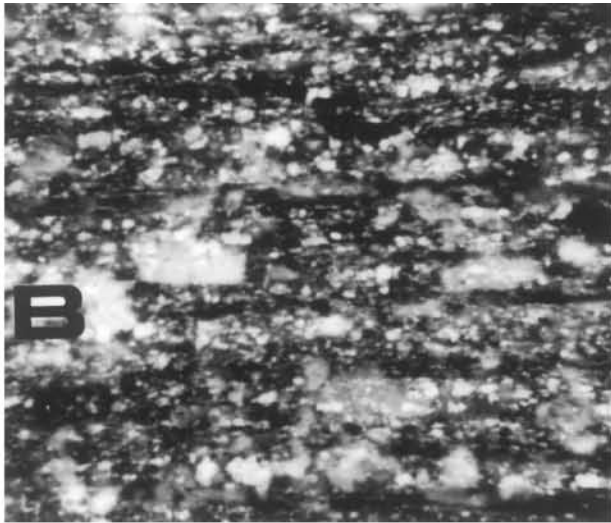
El Complejo muestra una considerable diversidad litológica, predominando el esquistos finoblástico, la filita y la roca verde (Lámina III, Figs. B–E); su color dominante es gris verdoso oscuro (Dark greenish gray 5 GY 4/1), que intemperiza a pardo amarillento pálido (Pale yellowish brown 10 YR 6/2). La filita y el esquistos tienen como minerales principales cuarzo, biotita, clorita y, en menor grado, sericita en las filitas principalmente o muscovita en los esquistos (Lámina III, Fig. E); el protolito pudo ser una sedimentita finogranular de composición pelítica o filarenítico-subarcósica, o también una vulcanoclastita (toba o arenisca tobácea) silícica; el grado de metamorfismo es bajo a moderado, y tal vez de tipo regional. En algunos casos, estas rocas muestran numerosas segregaciones de cuarzo lechoso de forma y tamaño variable —desde laminar a irregularmente redondeada o convoluta, y de unos mm a varios cm de espesor— que evidencian deformación plástica (Lámina III, Fig. C), y están espacialmente asociadas a fallas y fracturas, como puede observarse en afloramientos sobre la vereda que une las Rancherías La Ciruela y Lachilana, unos 2.5 km al SW de la primera, cerca del rincón nororiental del área, pero ya fuera de ella.

La roca verde es una granulita de aegirina, biotita, clorita, y plagioclasa, de granularidad fina (Lámina III, Fig. D),

que muestra una vaga textura lepidoblástica, expresada como un cierto bandeamiento; su color varía de gris verdoso oscuro (Dark greenish gray 5GY 4/1) a gris moderado (Moderate gray N 5), que intemperizan a pardo moderado (Moderate brown 5 YR 3/4). El protolito probablemente era una roca lávica de composición máfica a submáfica, como la de latita-andesita o aun, una andesita basáltica; el grado de metamorfismo es alto y de tipo regional también. Por último, en el cuerpo suroriental, se aprecia mármol finogranoblástico de color gris medio claro (Medium light gray N 6) o gris rosáceo (Pinkish gray 5 GYR 7/2), que intemperiza a anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 7/4), muestra textura microscarioide y un bandeamiento que frecuentemente se expresa por la segregación de calcita blanca y calcita oscura (rica en materia orgánica) formando bandas de 1 a 3 mm de ancho usualmente, y que presenta plegamiento muy apretado con cierres estructurales de 10 a 20 mm), acompañado de pliegues accesorios *microchevron*; el protolito debió ser una caliza microcristalina bastante pura, tal vez generada en un ambiente de baja energía, sin influjo de material terrígeno; el grado de metamorfismo es bajo a mediano.

Las observaciones realizadas parecen indicar que la foliación no muestra un patrón determinado, observándose diferencias grandes en distancias cortas, por ejemplo, en Lachilana, ésta mide 45° al sur franco; unos 3 km al NNE de este poblado, sobre el arroyo homónimo, la foliación es de 40° al N15°E y en el paraje Puerto del Mico, es de N58°W. La causa probable de ello es que los cuerpos que integran este Complejo Metamórfico, están afectados por fallas y fracturas, cuyas direcciones preferenciales son: N20°W-S20°E, N 15°E-S15°W, E-W y con menos frecuencia N47°W-S 47°E; las fallas marginales delimitan a los cuerpos y los ponen en contacto con la Secuencia Cretácica Indiferenciada o con la secuencia cenozoica; en ambos casos, el bloque levantado corresponde al formado por el Complejo Metamórfico, dado que la mayoría de las fallas son de tipo normal (y desplazamiento vertical); sin embargo, existen también algunas fallas de corrimiento lateral (dextral), como la que delimita parcialmente al Cuerpo Suroccidental en su lado oriental. Las fallas y fracturas interiores, dividen a los cuerpos en bloques, separados por barrancas profundas, angostas y cuasi-rectilíneas.

La edad del fallamiento/fracturamiento no se conoce, objetivamente sólo puede decirse que es posterior al Complejo Metamórfico. Cabe señalar que todas las direcciones estructurales observadas en éste, se detectan también en los cuerpos que integran a la Secuencia Cretácica y a la Terciaria; ello podría implicar alguna de estas alternativas: (1) Que todas estas direcciones correspondan a los mismos sistemas estructurales, (2) que tales sistemas se habrían generado en un sólo pulso de actividad tectónica, (3) que consecuentemente tal actividad debió ocurrir con posterioridad a la unidad litoestratigráfica más joven afectada, que es la Toba Perros (nombre nuevo, este estudio) del Mioceno Medio tardío; o que (4) tales sistemas habrían resultado de dos o más pulsos de actividad tectónica, el primero de ellos posterior al Complejo Metamórfico y el últi-



mo posterior a la Toba Perros, que habrían ocupado recurrentemente las mismas zonas de debilidad estructural, realizando una migración hacia arriba de las fallas, fenómeno geológico por demás común (Billings, 1954; Badgley, 1965). La verificación de estas alternativas de explicación u otras, habría requerido trabajo adicional a detalle, fuera de las posibilidades de desarrollo del presente proyecto.

Las relaciones estratigráficas no se conocen con precisión, debido a que la mayor parte de los contactos son por falla; sólo al noreste de Guichixú se observó en un afloramiento que el Complejo Metamórfico estaba cubierto discordantemente por la Filarenita Guichixú (taxon nuevo, este estudio), y en las inmediaciones de Guevea de Humboldt, ya fuera del área, la Secuencia Cretácica Indiferenciada parece descansar discordantemente sobre el Complejo (Lámina III, Fig. F). La discontinuidad tectónica (por las fallas) y física (ocupada por la secuencia cenozoica) que separa a los Cuerpos Noroccidentales del Suroccidental, también impide conocer sus interrelaciones estratigráficas, de modo que la inclusión de este último en el Complejo, solamente se apoya en su naturaleza metamórfica, pero bien podría no pertenecer a él, especialmente si se toma en cuenta su composición mineralógica diferente y su grado menor de metamorfismo.

Edad y Correlación

La edad del Complejo Metamórfico no se conoce con precisión. Las relaciones estratigráficas y los rasgos estructurales descritos, sólo permiten establecer una edad precenozoica y pre-Secuencia Cretácica Indiferenciada; el estudio de Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985), plantea la posibilidad de que fuese cretácica tardía (cf. Punto 5 de la Digresión Taxonómico-Nomenclatural), pero la evidencia presentada no es compelling.

El Ing. Geól. J. M. Quezada-Muñetón, de la Gerencia de Exploración de PEMEX, quien ha realizado un extenso trabajo geológico en la Región Ístmica y en Chiapas, considera (Comunicación escrita, diciembre 1994), que la edad de este Complejo es cretácica tardía, apoyándose en información inédita de esa empresa, particularmente en una edad Rb-Sr de 79 Ma, obtenida de muestras del cuerpo metamórfico pequeño y aislado que aflora en Tehuantepec (cf. INEGI, 1984). La complejidad estructural de la región, y la falta de continuidad de este cuerpo con los del Área Laollaga-Lachivizá, entre otras

razones, obligan a cuestionar que pueda extrapolarse esta edad al caso presente, por lo que solamente se le considera como una posibilidad. Finalmente, no existe seguridad de que el llamado Cuerpo Suroccidental forme parte del Complejo Metamórfico, en cuyo caso el problema de su edad, habría que tratarlo separadamente.

Respecto a la correlación, cabe destacar, que en vista del escaso avance que existe sobre el estudio de los cuerpos metamórficos del área, es fútil intentar correlacionar este Complejo con las unidades formales e informales reconocidas en la región ístmica.

SECUENCIA CRETÁCICA INDIFERENCIADA

Digresión Taxonómico-Nomenclatural

La presencia de cuerpos de caliza cretácica en el Istmo de Tehuantepec, se conoce desde antiguo (Felix y Lenk, 1890–1899; Böse, 1905, 1906); a causa de su posible potencial petrolero, han sido objeto de numerosos estudios (cf. Verwiebe, 1925; Palmer, 1928; Burckhardt, 1930–1931; González-Alvarado, 1969; Quezada-Muñetón, 1975, 1984, 1992; Quezada-Muñetón y Meneses-Rocha, 1978, *et cet.*), o han sido estudiados en relación a otros objetivos (e.g., Webber y Ojeda-Rivera, 1957; Ojeda-Rivera *et al.*, 1965). Sin embargo, las descripciones que se han hecho de tales cuerpos, se han presentado principalmente en informes técnicos inéditos, y no satisfacen por entero los requisitos establecidos para la práctica estratigráfica formal (cf. ACSN, 1961, 1970; NACSN, 1983). El reconocimiento y asignación taxonómico-nomenclatural que se ha hecho de ellos, no parece guardar orden alguno. Por ejemplo, Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985, p. 36), identifican y describen un cuerpo de caliza cretácica tardía en el área cercana al Batolito de la Mixtequita, asignándolo al Grupo Sierra Madre, originalmente reconocido en Chiapas, sin fundamentar su reconocimiento ectópico (*i.e.*, fuera de su área tipo). Por su parte, Quezada-Muñetón (1992, p. 31), refiere cuerpos de constitución similar en áreas aledañas al borde oriental de este Batolito, a las Formaciones Cantelha (Albiano-Cenomaniano), Cintalapa (Turoniano-Santoniano) y Méndez (Campaniano?-Maastrichtiano), sin justificar tampoco el reconocimiento ectópico de estas formaciones, las dos primeras reconocidas en Chiapas, y la otra en el noreste de México.

Lámina III. Complejo Metamórfico. Figura A, Complejo Metamórfico: Sierra de la Banderilla, afloramiento situado unos 2 km al SW del Rancho El Ciruelo, cercano al extremo nororiental del área, pero ya fuera de ella; muestra la expresión geomórfica típica de esta unidad. Figura B, Complejo Metamórfico: fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-88, filita de cuarzo, biotita y clorita, colectada en el arroyo Las Gaviotas, porción nororiental del área. Nótese la esquistosidad bien marcada. Figura C, Complejo Metamórfico: Sierra de la Banderilla, afloramiento situado sobre el Arroyo Lachilana, unos 3.2 km al NNE del rancho homónimo; esquistos de clorita con segregaciones de cuarzo lechoso deformado. La línea representa 1.0 mm. Figura D, Complejo Metamórfico: fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-103, granulita de aegirina, biotita, clorita y plagioclasa, colectada en el flanco oriental de la Sierra de la Banderilla, unos 5.5 km al NE del Rancho Lachilana. A la izquierda destaca un cristal de aegirina. Escala como en la Figura C. Figura E, Complejo Metamórfico: fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-106, esquistos finoblásticos de clorita, biotita, cuarzo y muscovita, colectada en el flanco oriental de la Sierra de la Banderilla, unos 5 km al NE del Rancho Lachilana. Se aprecian abundantes cristales de cuarzo y muscovita. La línea representa 0.2 mm. Figura F, Complejo Metamórfico y Secuencia Cretácica Indiferenciada: Panorámica que muestra el contacto entre ambas unidades. El Complejo ocupa la posición inferior, forma una loma redondeada con su cima deforestada, la secuencia ha desarrollado cantiles en su lado frontal, y tiene una posición estructural casi horizontal. La fotografía se tomó sobre la carretera entre Santa María Guienagati y Guevea de Humboldt, a unos 4 km al sur de la segunda.

En cambio, Ojeda-Rivera y colaboradores (1965, p. 62–64 y Lámina 1), designan Caliza Lagunas, a un cuerpo que aflora cerca del área estudiada, hacia el noreste, en el poblado Lagunas y que se extiende hasta Santo Domingo Petapa por el noroeste y hasta la Carretera Transistmica hacia el sureste; indican que está formado por caliza gris azulada, dispuesta en estratos medianos a gruesos, que tiene un espesor de 50 a 60 m y que sobreyace discordantemente a los cuerpos paleozoicos y mesozoicos por ellos identificados; la asignan, con base en fósiles, al Cretácico Medio. La descripción es muy escueta y no satisface los requisitos del Código Estratigráfico entonces vigente (ACSN, 1961); por ello, se decidió no usar este taxon litoestratigráfico en el presente estudio.

Con base en la argumentación presentada, es evidente que la descripción y caracterización de las unidades calizas cretácicas —y probablemente de todas las mesozoicas— requiere de un extenso estudio y revisión formal que no podrían intentarse aquí, por lo que se decidió que los cuerpos calizos cretácicos reconocidos en el Área Laollaga-Lachivizá no fuesen asignados a ninguna de las unidades litoestratigráficas nominales que se han propuesto para la Región Ístmica, ni proponerlos como taxon nuevo, para no complicar más las ya de por sí bastante enredadas taxonomía y nomenclatura estratigráficas de esta región (Figura 6).

Asignación Litoestratigráfica, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Se designa Secuencia Cretácica Indiferenciada al conjunto de cuerpos de caliza y/o dolomita que afloran en las partes nororiental, suroriental y meridional del área de estudio, y que tienen en total unos 41.98 km² de extensión superficial, equi-valentes al 8.50% de su total (Figuras 4 y 5, Lámina I). Su tamaño y distribución son irregulares. El cuerpo de mayor tamaño se encuentra en la parte centro-noroccidental, tiene las mayores elevaciones tales como el Cerro Grande (1,180 m s.n.m.), el C. Guixosa (también escrito Guishosa, 1,140 m s.n.m.), el C. Tres Picos y el Puerto El Mico (ambos ca. 800 m s.n.m.). Éstas y las montañas asociadas son de tipo plegado y/u homoclinal, alargadas en sentido NW-SE y situadas entre los 500 y 1,180 m s.n.m.; están cortadas en bloques menores por barrancas cuasi-rectilíneas orientadas en direcciones NW-SE y NE-SW, principalmente. De estas montañas, baja el Arroyo Guichixú, uno de los mayores del área. Este cuerpo parece ser la prolongación de uno mucho mayor, orientado en sentido NW-SE de unos 35 km de largo por 5 a 8 km de ancho, discriminado ya por INEGI (1984). El presente autor observó afloramientos de este tipo de calizas fuera del área en la cercanía de Guevea de Humboldt, San Isidro Lachigushé y en el paraje La Cantera del Barrio La Soledad; pero no intentó constatar la continuidad o discontinuidad del cuerpo discriminado por INEGI (*op. cit.*), ya que ello queda fuera del objetivo de este estudio.

El Cuerpo que ocupa la esquina suroccidental del área es el segundo en tamaño, forma una meseta entre los 300 y

400 m s.n.m., inclinada hacia el oriente (Lámina I), y también está subdividida en bloques menores por barrancas rectilíneas. En la parte meridional, hay cinco cuerpos aislados, pequeños, asociados espacialmente a la secuencia cenozoica; en el menor y más próximo, Laollaga, brota el Ojo de Agua. Sobre el límite meridional del área, se aprecian cinco afloramientos aislados de estratos calizos, que son otras tantas prolongaciones del macizo montañoso llamado Cordón del Indio Dormido (Lámina IV, Fig. A), que forma la porción meridional de un amplio cuerpo calcáreo (de unos 40 km de largo por 5 km de ancho), que parece extenderse desde Lachivizá hacia el occidente hasta la Presa Benito Juárez, y de ahí al nornoroeste hasta Chayotepec, cuasidelimitando las porciones meridional y occidental del área (*cf.* INEGI, 1984). Las observaciones directas del presente autor en Laollaga, la Presa Benito Juárez y Chayotepec, confirman la presencia de estratos calizos en estos sitios discontinuos y proporciona apoyo a la discriminación cartográfica de INEGI (*op. cit.*).

Litología, Estructura y Relaciones Estratigráficas

Esta secuencia despliega una modesta diversidad lítica; la variedad más frecuentemente observada en muestras del Cordón del Indio Dormido es una micrita de colores gris medio (Medium gray N 5), gris claro medio (Medium light gray N 7) o gris rosáceo (Pinkish gray 5 YR 7/2) que intemperiza a gris (Light gray N 7) o anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 7/4), dispuesta en estratos gruesos (Lámina V, Fig. A); es frecuente la recristalización considerable y fracturamiento extenso con relleno de espatita.

Otra variedad presente en zonas asociadas a cuerpos plutónicos, es una microespatita a espatita dolomitizada bandeada (Lámina IV, Figs. B, C y D), donde se aprecia una segregación de material en bandas o láminas alternativamente oscuras y claras, de unos pocos milímetros de espesor, algo deformadas —microplegadas— o a veces interdigitadas; las bandas oscuras están formadas por material micrítico o microespatítico con arcilla y material opaco, oscuro, que se interpreta como materia orgánica; por su parte las bandas claras consisten principalmente en material espático y no tienen arcilla ni materia orgánica. La interpretación genético-ambiental es problemática, ya que las condiciones para originar a las laminillas o bandas micríticas oscuras (baja energía, cierto influjo de terrígenos y condiciones anóxicas por un lado, coexistiendo con otras que habrían posibilitado la dolomitización original, tales como mayor energía, cierta hipersalinidad, bajo tirante de agua y oxigenación), íntimamente alternadas con las claras (presumiblemente depositadas en ambientes de alta energía, bien oxigenado y adecuado para producir dolomitización parcial), son energéticamente incompatibles y su alternancia en espesores milimétricos implicaría una oscilación extrema de las condiciones de sedimentación, que parece muy poco probable. Parecería más plausible adscribir esta singular petrohistografía (*petrofabrics*), como resultado de cambios diagenéticos asociados o aunados a otros

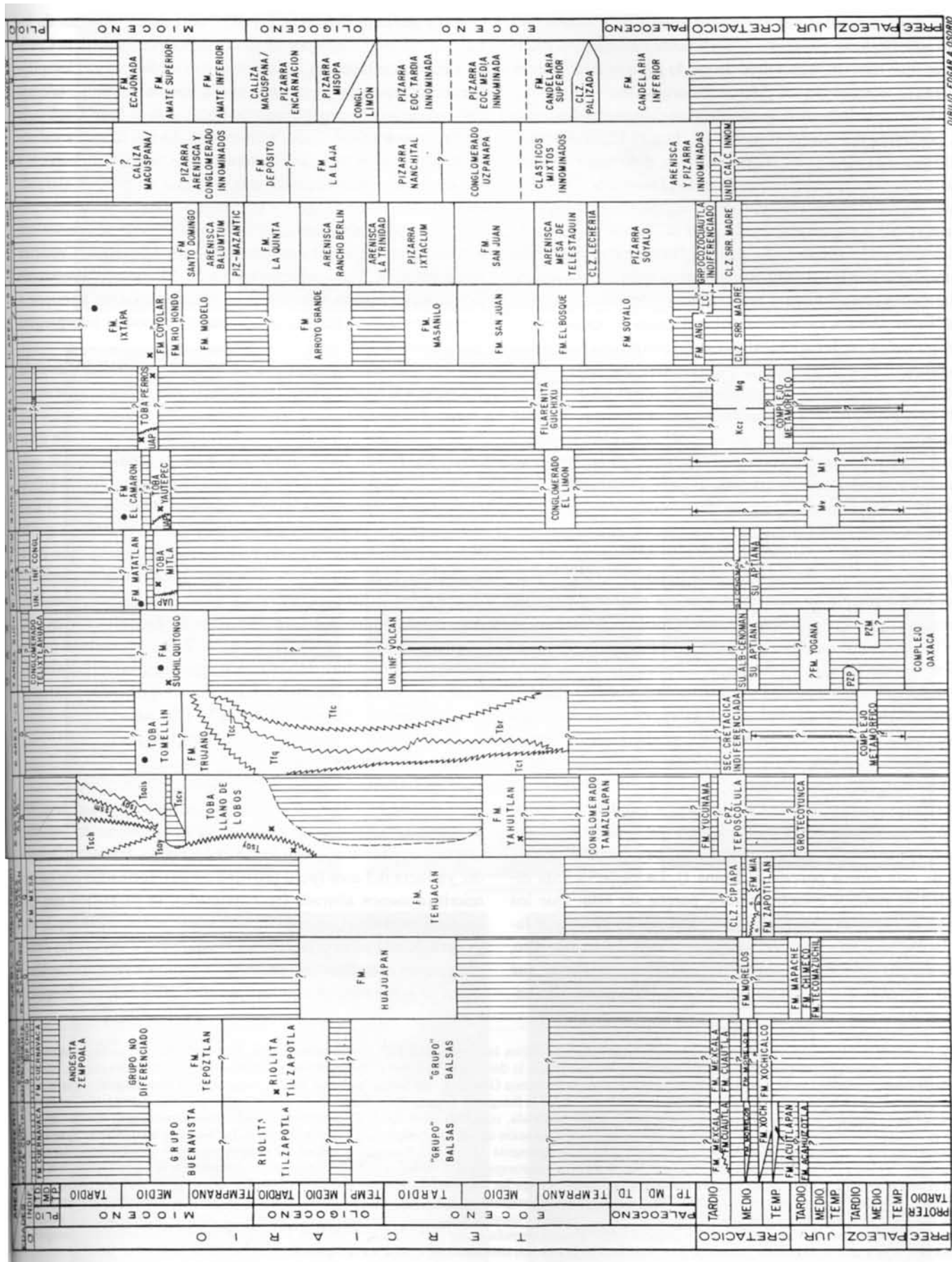


Figura 6. Tabla de correlación estratigráfica de unidades litostratigráficas en áreas selectas de la región centro-suroriental de México.

DIBUJO EDGAR A OSORIO

inducidos por el emplazamiento de plutones, actuando sobre calizas micríticas rítmicamente laminadas o estratificadas, que habrían respondido de modo distinto a las nuevas condiciones, acentuando sus diferencias originales.

Otras variedades son la micrita y microespatita dolomitizada, portadora del cuarzo (Lámina IV, Figura E), la dolomita espatítica pura (Lámina IV, Figura F), y la dolomita espatítica portadora de cuarzo y arcilla, deformada (Lámina V, Figs. E y F), que muestra cierto metamorfismo incipiente. En algunos afloramientos, por ejemplo, en el Cerro El Remolino, cerca de Laollaga, se pudo apreciar que la cantidad de terrígenos podía incrementarse hasta convertir localmente la roca en una arenisca filarenítica cementada por microespatita y espatita dolomitizadas. Estas últimas variedades dolomitizadas se aproximan a las observadas en las metacalizas del Cuerpo Metamórfico Suroccidental, por lo que podría hipotetizarse que ambos tipos de litocuerpos podrían corresponder a las facies no metamorfizada y metamorfizada de un litosoma calizo, que habrían quedado separadas por fallas, a causa de actividad tectónica y/o magmática posterior. No se elabora más esta hipótesis, ya que no se realizó el trabajo detallado para verificarla o contradecirla, por quedar ello fuera del objetivo de estudio.

En relación con los rasgos estructurales, el plegamiento —en escala pequeña, Lámina V, Fig. D— se observó sólo en zonas próximas a los plutones (Lámina I), donde en algunos sitios el bandeamiento se expresaba también mediante pliegues oligomilimétricos parecidos a los observados en las metacalizas. Con mucho, los rasgos estructurales principales de la secuencia son las fallas y las fracturas. La posición de los estratos que forman a los distintos cuerpos de la Secuencia Cretácica Indiferenciada, varía ampliamente; p. ej., en el macizo montañoso meridional Cordón del Indio Dormido, el rumbo es E-W, con inclinaciones de 20° a 35° al Norte franco; en el cuerpo suroccidental, las inclinaciones son de 20° a 30° al N60°E; en el cuerpo nororiental, algunas inclinaciones son de 25° a 35° al S35°W en la porción occidental, mientras que en la oriental son de unos 20° al N45°E, aunque también las hay opuestas en otra parte de esta misma porción (Lámina I). La razón de esta diversidad de rumbos e inclinaciones, parece ser ésta: Que los cuerpos que forman a esta secuencia, están delimitados por fallas; la mayoría son de tipo normal y planos de ángulo alto, dispuestas en sentidos NW-SE y NE-SW, principalmente, que son direcciones estructurales observables también en la

secuencia terciaria (Láminas I y II). Así mismo, algunas de las fallas marginales, que ponen en contacto a la Secuencia Cretácica Indiferenciada con la Terciaria —o a ésta con el Complejo Metamórfico— parecen tener en su desplazamiento, además del componente vertical, uno lateral sinistral, que implicaría un relativo traslado hacia el noroeste de los bloques calizo-metamórficos (el basamento propiamente dicho) con respecto a los de la secuencia terciaria, que ocuparía un *graben* alargado en sentido NW-SE (Figura 7 y Láminas I-II).

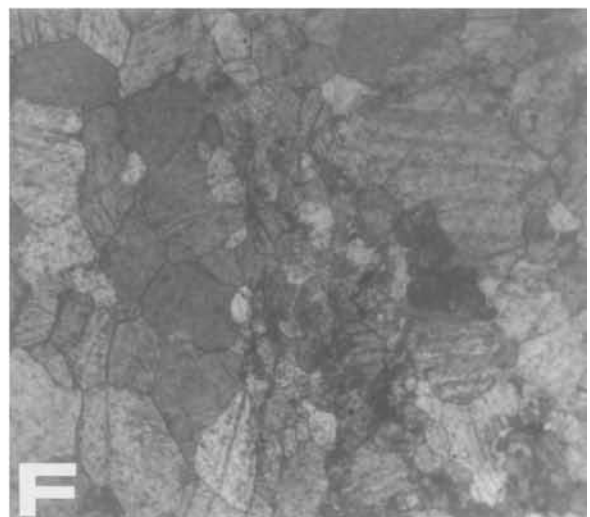
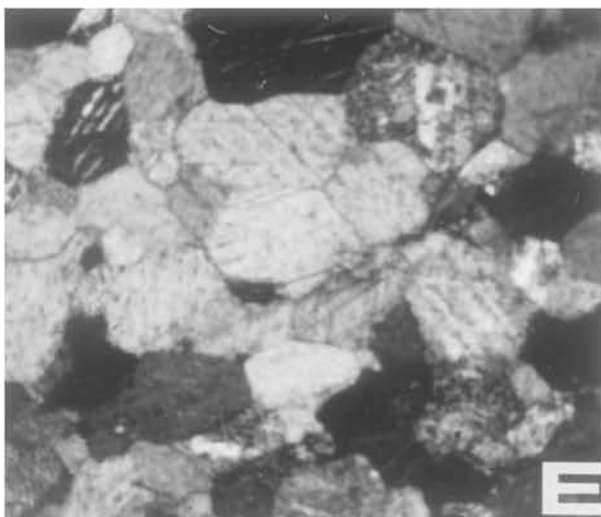
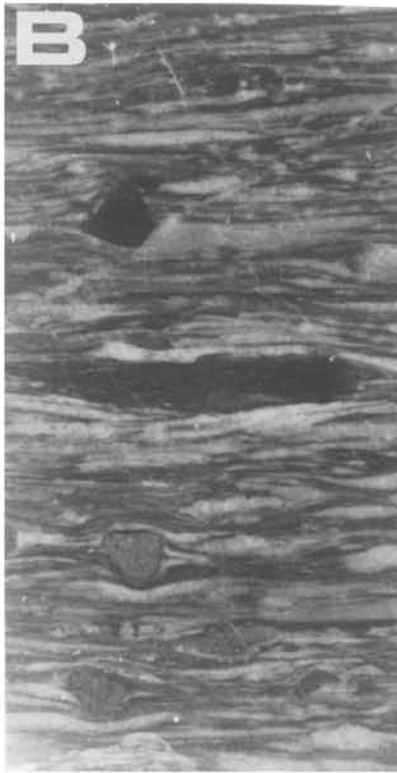
La edad del fallamiento/fracturamiento no se conoce con precisión, tuvo que ser por necesidad post-Secuencia Cretácica Indiferenciada. Por otro lado, el hecho de que sus direcciones estructurales sean reconocibles también en la Secuencia Cenozoica y en el Complejo Metamórfico, podría interpretarse aquí, como se hizo para ese Complejo.

Por lo que respecta a las relaciones estratigráficas de la Secuencia Cretácica Indiferenciada, cabe destacar que no se conocen con precisión, a causa de los numerosos contactos que tienen por falla con otras unidades litoestratigráficas. Se mencionó ya que en las cercanías de Guevea de Humboldt, esta secuencia parece sobreyacer al Complejo Metamórfico (Lámina III, Fig. F), extrapolándose esta relación para el área de estudio. En la subárea de Laollaga, puede apreciarse que la Filarenita Guichixú (taxon nuevo, este estudio), que es la unidad basal de la secuencia cenozoica, descansa discordantemente sobre la Secuencia Cretácica Indiferenciada (Lámina IV, Fig. A). Por otro lado, en El Cerro El Remolino —en esta misma subárea— se observa que el Tronco Laollaga (taxon nuevo, este estudio), intrusiona a esta secuencia (Lámina V, Fig. C), presentándose en la zona de contacto, extenso brechamiento y alteración (Lámina V, Fig. B).

Edad y Correlación

En las muestras de esta unidad, colectadas en el área, no se encontraron fósiles, por lo que su edad precisa es incierta, empero en muestras procedentes del Cordón del Indio Dormido, ya fuera del área (pero próxima a ella), formadas por caliza micrítica menos alterada (recristalizada), se identificó una escasa microfauna (*Calpionellites dardieri* y *Acicularia* sp.), sugestiva de una edad cretácica temprana; pero debido a las complicaciones estructurales, no se pudo comprobar la continuidad física de estos estratos con los que afloran en el área.

Lámina IV. Secuencia Cretácica Indiferenciada. Figura A, Secuencia Cretácica Indiferenciada: Panorámica tomada unos 2.5 km al NW de Laollaga, mirando al sur. Se aprecia el flanco septentrional del Cordón del Indio Dormido, hacia la derecha en la fotografía, constituido por calizas micríticas de esta unidad, cubierto discordantemente por la secuencia terciaria, aquí representada por la Filarenita Guichixú, que forma las lomas bajas y oscuras de la parte central, y por la Toba Perros, que constituye a las mesetas inclinadas situadas al lado derecho de la fotografía. Figuras B-D, Secuencia Cretácica Indiferenciada: B, fotografía de una sección pulida de la muestra FV93-156D, microespatita dolomitizada bandeada, colectada en el Cerro El Remolino, situado inmediatamente al sur de Laollaga. Nótese el delicado bandeamiento que parece haberse acentuado por deformación incipiente, evidenciada por el acomodo de las bandas o laminillas en torno a corpúsculos terrígenos. La línea arriba del lado superior de la fotografía representa 3.0 mm. C, fotomicrografía en luz polarizada; nótese que las laminillas claras están constituidas por espatita dolomítica, mientras que las oscuras por microespatita dolomítica, y ambas ocurren alternadamente. La línea en la base de la ilustración representa 1.0 mm. D, *idem ant.*, se aprecia detalle del contacto entre las líneas claras (arriba y abajo) y la oscura (parte central). La línea representa 0.2 mm. Figura E, Probablemente Secuencia Cretácica Indiferenciada: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-98, micrita dolomitizada, portadora de cuarzo, colectada en la cantera del Barrio de la Soledad, ya fuera del área. Nótese el crucero característico de la dolomita. La línea en la parte superior izquierda representa 0.2 mm. Figura F, Secuencia Cretácica Indiferenciada: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-156E, dolomita micrítica a microespatítica, colectada en el Cerro El Remolino. Nótese su gran parecido con la muestra anterior. Escala como en la Figura E.



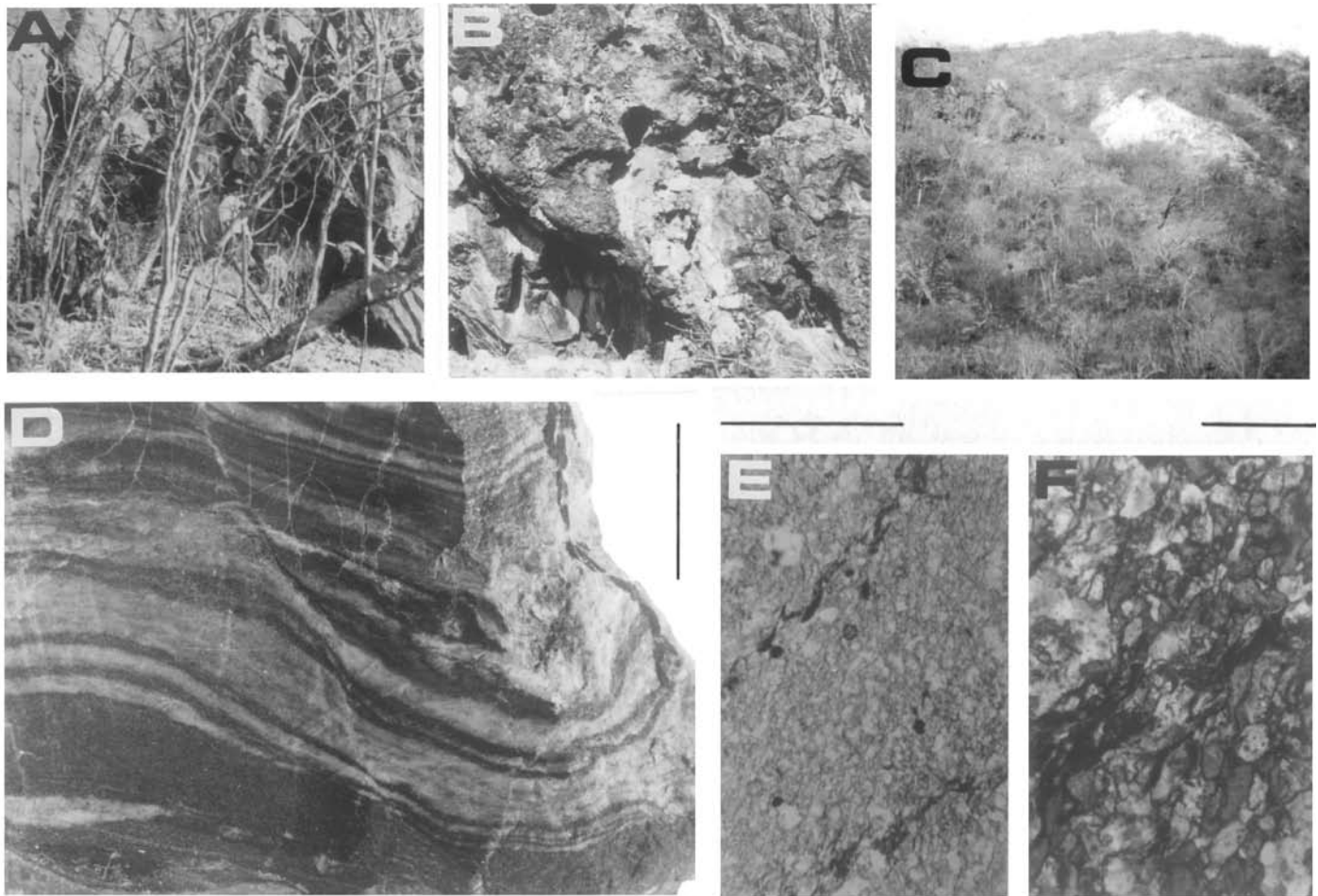


Lámina V. Secuencia Cretácica Indiferenciada. (A) Secuencia Cretácica Indiferenciada: Afloramiento sobre el flanco septentrional del Cerro El Remolino, situado inmediatamente al sur de Laollaga, que muestra gruesos estratos de esta unidad, inclinados unos 60° al SW. La zona está cubierta por una densa selva baja caducifolia, ya un poco alterada. (B) Secuencia Cretácica Indiferenciada: Afloramiento próximo al anterior, que muestra caliza brechada cercana al contacto de la secuencia con el Tronco Laollaga. (C) Secuencia Cretácica Indiferenciada: Semipanorámica del Cerro El Remolino, constituido por esta unidad, localmente intrusionado por un apófisis del Tronco Laollaga (mancha clara triangular en el tercio superior de la fotografía). (D) Probablemente Secuencia Cretácica Indiferenciada: fotografía de una sección pulida de la muestra FV93-185, caliza bandeada, colectada en un afloramiento situado en la Presa Benito Juárez, que muestra deformación —plegamiento— incipiente. La línea representa 30 mm. (E) y (F) Probablemente Secuencia Cretácica Indiferenciada (E), fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-95, microspatita portadora de cuarzo, recolectada en un corte de la Carretera Transistmica situado unos 5 km al norte de La Ventosa. Las dos líneas oscuras oblicuas denotan deformación incipiente. La línea exterior representa 1.0 mm. (F), *idem*, detalle de la zona de deformación. La línea representa 0.2 mm.

Tampoco existe continuidad física entre estos cuerpos y otros de áreas cercanas asignados al Cretácico Temprano (Chivela, unos 15 km al este) y al Cretácico Medio (Lagunas, unos 10 km al noreste). Estos datos geocronológicos fueron proporcionados por el Ing. Geól. J. M. Quezada-Muñetón (comunicación escrita, diciembre 1994). Dado que al presente, la evidencia disponible no permite precisar la edad de la secuencia más allá del rango de período, se decidió expresar esta incertidumbre asignándola al Cretácico Indiferenciado. Asimismo, el hecho de que los cuerpos calizos presentes en la Región Istmica Meridional de Tehuantepec hayan sido atribuidos al Cretácico (*cf.* López-Ramos, 1974; INEGI, 1984; y Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985, entre otros), apoya esta interpretación geocronológica. Finalmente, en referencia a la correlación, puede decirse que dada la imprecisión en la edad de esta secuencia, intentar correlacionarla con las unidades formales e informales de constitución y relaciones estratigráficas parecidas, que se

han reconocido en el Sureste de México (*cf.* citas anteriores), es fútil elaborarla formalmente, más aun si se considera que la mayor parte de éstas no tienen una satisfactoria caracterización; por ello, tal consideración sólo se esboza (Figura 6).

TRONCOS LAOLLAGA Y RANCHO RÍO GRANDE

Digresión Taxonómico-Nomenclatural

En el Istmo de Tehuantepec, se ha reconocido la presencia de cuerpos plutónicos desde hace bastante tiempo (Webber y Ojeda-Rivera, 1957), pero ha prevalecido un gran desacuerdo acerca de su naturaleza lítica precisa, edad y relaciones estratigráficas (*cf.* Webber y Ojeda-Rivera, *op. cit.*; Ojeda-Rivera *et al.*, 1965; INEGI, 1984; Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985; y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Así, por ejemplo, Ojeda-Rivera y colaboradores (*op. cit.*, p. 96–97 y Lám. 1) reconocen en

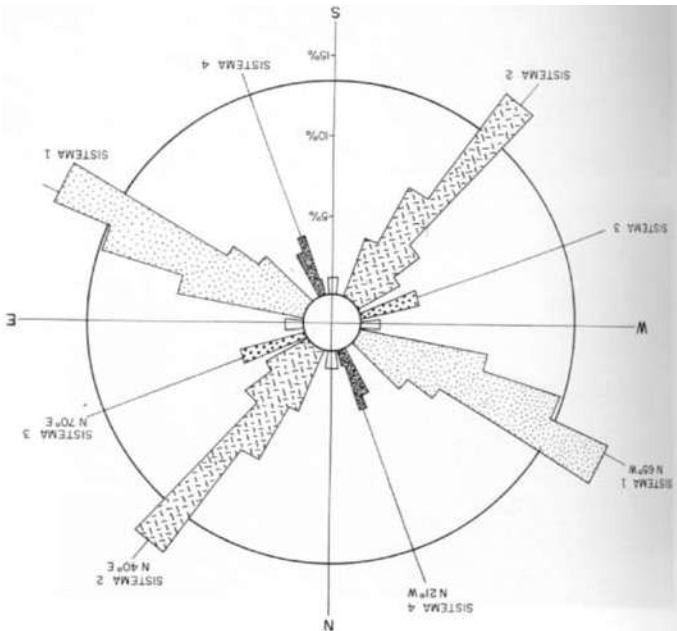


Figura 7. Diagrama de frecuencias del rumbo de las fallas y fracturas del área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca. Las direcciones indicadas para los sistemas 1-4 son las más frecuentes. Sistema 1: WNW-ESE, 48%; sistema 2: NE-SW, 36%; sistema 3: ENE-WSW, 4%; sistema 4: NW-SE, 8%; los sistemas N-S y E-W (5 y 6), no se describen por su escaso desarrollo. N = 276.

la parte suroccidental del área, un intrusivo designado *Kgr*, que en la leyenda del mapa se indica que “incluye rocas graníticas paleozoicas y prepaleozoicas”, aunque está ubicado en el Cretácico Tardío, y en el texto así se le ubica; así mismo, se le considera parte del conjunto de plutones graníticos que bordean a la Presa Benito Juárez; la asignación geocronológica del Cretácico Tardío, se apoya en fechamientos por el método de zircón, que a la luz de técnicas modernas, resulta cuestionable.

En la Hoja Juchitán, escala 1:250,000 (INEGI, 1984), se reconoce en la parte suroccidental del Área Laollaga-Lachivizá, un pequeño plutón granítico, identificado como *K(Gr)*, asignado al Cretácico, descrito someramente, pero sin proporcionar los datos que sustentan la signación geocronológica señalada; el cuerpo suroccidental mencionado anteriormente, no fue reconocido.

Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985) reconocen el cuerpo suroccidental, al que identifican en su mapa (Fig. 16, mapa geológico de la región ístmica meridional, de escala 1:250,000), como *MzIgia*, *i.e.*, Mesozoico Ígneo Intrusivo Ácido; en el texto, no proporcionan evidencias que apoyen su asignación geocronológica.

Finalmente, Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1992) (carta geológica y texto explicativo) discriminan en el área de estudio, un plutón en la parte centroseptentrional, y otro en la esquina suroccidental, que asignan a la unidad *Pggr*, *i.e.*, Paleogeno Intrusivo granítico a gábrico, al que mencionan en la p. 35, (*op. cit.*), sin precisar su naturaleza lítica, ni sustentar la asignación geocronológica dada. Como se verá al tratar la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (taxon nuevo, este estudio), el cuerpo centroseptentrional no es plutónico, ni granítico a gabroico, ni paleogénico, sino miocénico medio.

Por todo lo anterior, se consideró conveniente, no referir los cuerpos plutónicos identificados en el Área Laollaga-Lachivizá, a alguna de estas unidades, evitando así incrementar la confusión. Queda claro que resolverla implica un extenso trabajo adicional, no contemplado entre los objetivos del presente estudio.

Asignación Litoestratigráfica, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Se designan Troncos Laollaga y Rancho Río Grande, a dos cuerpos plutónicos que afloran parcialmente en el área, en Laollaga y cerca del Rancho Río Grande (próximo al rincón suroccidental, pero ya fuera de ella), constituidos por alcaligranito a granodiorita crasogranudas, con una extensión superficial de 1.76 km², correspondientes apenas al 0.36% del área total, siendo en ella la superficie del segundo, unas cuatro veces mayor que la del primero. El Tronco Laollaga está peneplaneado por la erosión, y muy disectado, formando una planicie con pequeños promontorios redondeados (*knobby topography*), donde se asienta Laollaga (Lámina IV, Figs. A y B). La planicie que se extiende entre esta población y Chihuitán es una superficie arenosa de color crema claro, que probablemente corresponde a material derivado del granito subyacente. El Tronco Rancho Río Grande, forma una pequeña loma de una altitud no mayor de 200 m s.n.m. (la altitud del cuerpo anterior no excede los 80 m s.n.m.), en su mayor parte cubierto por densa vegetación (selva baja caducifolia), que hacia el suroeste, desciende para convertirse en una llanura cubierta por arena fina y limo de color pardo, de varios metros de espesor, ocultando la roca subyacente, que probablemente es una extensión del tronco que se describe.

Litología, Estructura y Relaciones Estratigráficas

La composición de los troncos es un poco diferente, el Tronco Laollaga está formado por alcaligranito crasogranudo (Lámina VI, Figs. VI, Figs., C-E y VII, Figs. A-B), de color anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 7/4), que casi no se modifica con la intemperización, cuyos cristales se aproximan en tamaño o a veces exceden a los de una pegmatita típica (*i.e.*, 1 cm de diámetro como mínimo). La textura es no porfirítica, holocristalina, con cristales subsodiamétricos que varían de 1 a 15 mm de diámetro promedio (Lámina VI, Fig. E). Los principales minerales son cuarzo común o en intercrecimiento gráfico con microclina. Los feldespatos alcalinos son principalmente microclina y ortoclasa, ambos muy alterados —argilizados— y los máficos esenciales son principalmente hornblenda y biotita (Lámina VII, Figs. A-C). El Tronco Rancho Río Grande es un poco más básico, ya que contiene una mayor cantidad de máficos, plagioclasa y proporcionalmente menos cuarzo y feldespatos alcalinos; la roca que lo constituye es una granodiorita crasogranuda de color pardo moderado amarillento (Moderate yellowish brown 10 YR 5/4).

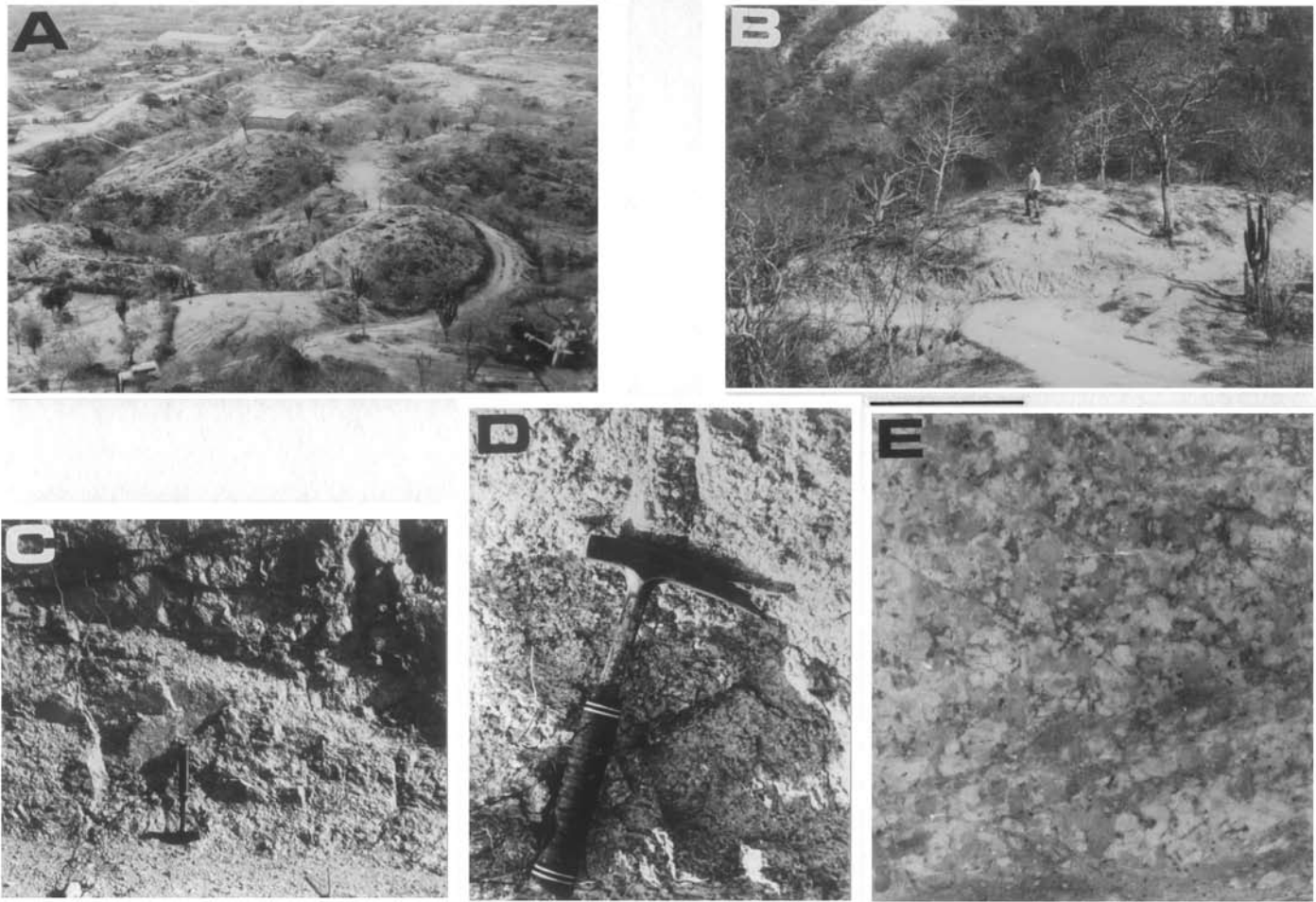


Lámina VI. Tronco Laollaga. (A), Tronco Laollaga: Panorámica de la planicie de Laollaga, vista desde el Cerro El Remolino, formada por la superficie peneplaneada del tronco homónimo. Nótese que se han formado numerosas lomas redondeadas pequeñas y bajas. (B), Tronco Laollaga y Secuencia Cretácica Indiferenciada: Afloramiento en la Loma del Tanque (de agua para Laollaga), situado anexo al flanco norte del Cerro El Remolino. La loma está formada por el tronco (parte clara, al frente), que ha emitido una pequeña apófisis (mancha clara en la parte superior izquierda de la fotografía) intrusionada en la Secuencia Cretácica (que aquí forma un escarpe cubierto por vegetación). (C) y (D), Tronco Laollaga: Afloramiento en la Loma del Tanque, mostrando la apariencia megascópica de esta unidad. (E), Tronco Laollaga: Sección pulida de la muestra FV93-55, granito alcalino crasogranudo, colectada en la Loma del Tanque. Nótese el tamaño casi pegmatítico de los cristales de cuarzo y microclina. La línea representa 30 mm.

Ambos intrusivos son típicamente discordantes. El Tronco Laollaga está emplazado en la Secuencia Cretácica Indiferenciada (Láminas V, Fig. C; VI, Fig. B; y VII, Fig. D). La presencia de una amplia zona de caliza brechada, y/o intensamente fracturada (Lámina IV, Fig. B), implica la intrusión forzada del tronco. El Tronco Rancho Río Grande está emplazado en el Complejo Metamórfico, al cual también produce cierta deformación y alteración.

La posición de los troncos está asociada a fallas (Lámina I). Semirregionalmente, estos cuerpos parecen relacionados con otros intrusivos silíceos a intermedios, que se han reconocido en la Región Ístmica (*cf.* INEGI, 1984). El presente autor visitó la Presa Benito Juárez, Salina Cruz y el área de Niltepec, entre otros sitios, encontrando intrusivos de esta composición, que sugieren una cierta relación genética, empero la comprobación de esta hipótesis, requeriría trabajo detallado adicional, que está fuera del objetivo de este estudio, y no se realizó.

Lo anterior resume los rasgos estructurales y relaciones estratigráficas de estos troncos. A ello puede agregarse que en Laollaga, la Filarenita Guichixú (taxon nuevo, este estudio), parece sobreyacer discordantemente al tronco homónimo.

Edad y Correlación

No se tienen edades radioisotópicas para estos plutones, por lo que su edad geológica precisa no se conoce. Las relaciones estratigráficas que tienen, indican que fueron emplazados con posterioridad al Complejo Metamórfico y a la secuencia Cretácica Indiferenciada, y con anterioridad, al depósito de la Filarenita Guichixú (taxon nuevo, este estudio), cuya edad se ubica en el Terciario Temprano, sin que pueda precisarse la época. Ello implica que el emplazamiento de estos plutones ocurrió en algún tiempo del lapso Cretácico-Terciario Temprano, sin que objetivamente pueda establecerse la edad de estos troncos con más precisión.

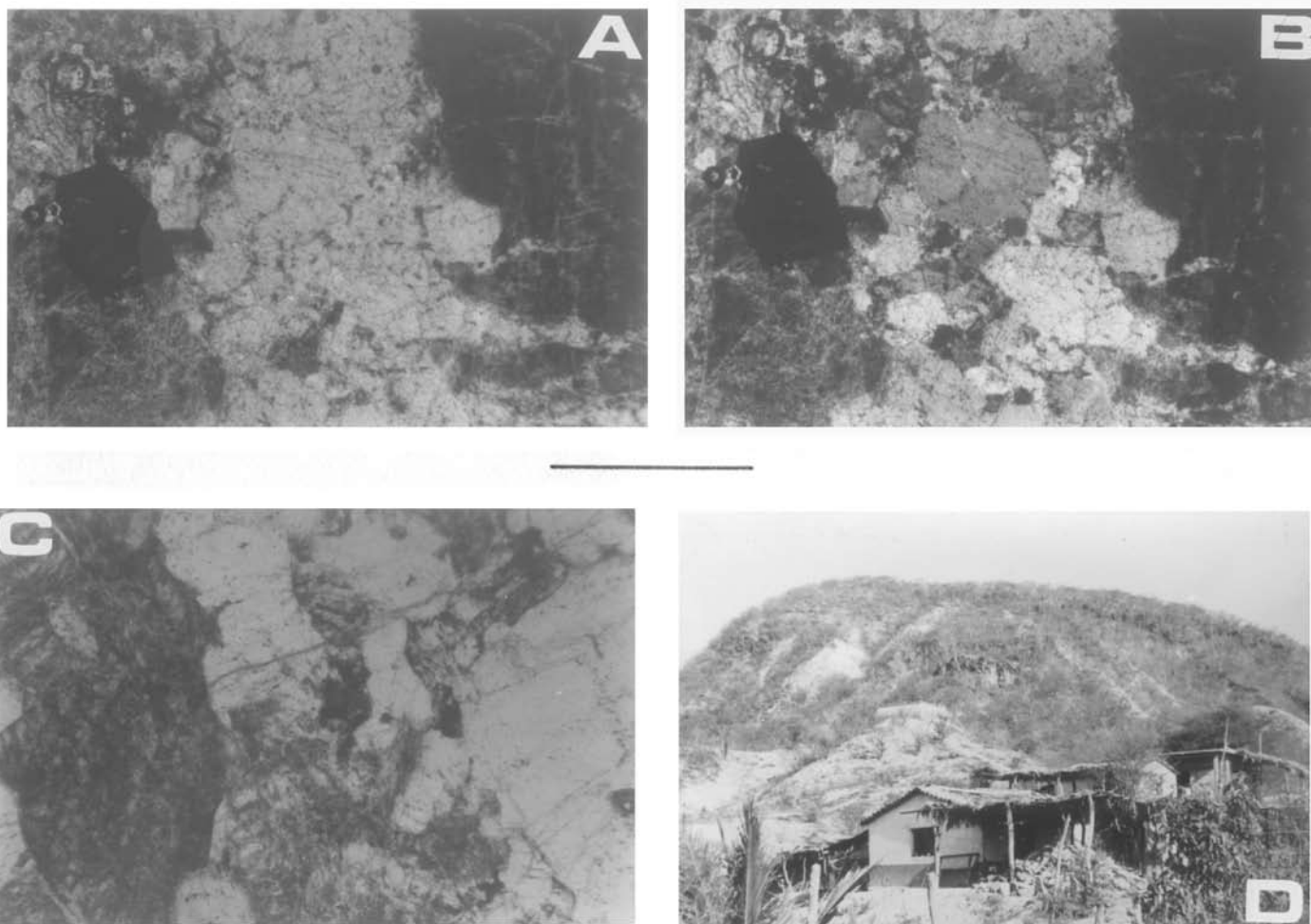


Lámina VII. (A) y (B), Tronco Laollaga: A, fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-155, granito alcalino crasogranudo cuasipegmatítico, colectada en la Loma del Tanque, situada justamente al sur de Laollaga. Nótese los grandes cristales de cuarzo —campo claro— y de microclina —campos oscuros. B, *idem* ant., luz polarizada; el contorno de los cristales de cuarzo se discierne mejor. La línea representa 1.0 mm. (C), Tronco Laollaga: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-29, granito alcalino, colectada en Salina Cruz, Oaxaca, muy similar al anterior. (D), Tronco Laollaga y Secuencia Cretácica Indiferenciada: Semipanorámica de la Loma del Tanque y del Cerro El Remolino, mostrando la relación intrusiva discordante del primero —zona clara casi sin vegetación— en la segunda.

En estas circunstancias, intentar correlacionar a estos plutones con cuerpos comparables, es poco útil. Se señaló ya que el trabajo de campo del autor entre Ixtepec, Chihuitán y Tlacotepec, fuera del área, comprobó la presencia de algunos de los intrusivos silícicos discriminados en la Hoja Juchitán (INEGI, 1984). Por su parte, en la interpretación cartográfica de Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985), se distinguen en áreas parcialmente correspondientes a las del mapa anterior, cuerpos intrusivos ácidos (*i.e.*, silícicos), asignados al Mesozoico indiferenciado, sin proporcionar las razones de ello. Queda claro, entonces, que se requiere trabajo cartográfico-geológico adicional, para resolver las interrogantes planteadas

SISTEMA TERCIARIO

La secuencia cenozoica ocupa en el área una depresión estructural orientada en sentido NW-SE (Láminas I y II), ubicada en lo principal entre los 60 y 400 m s.n.m., lo cual le confiere también el carácter de depresión topográfica, la cual

coincide con la cuenca hidrográfica del Río de los Perros, que geomórficamente incluye angostos valles y mesetas inclinadas en su mayoría hacia el norte. La secuencia está constituida por estas unidades litoestratigráficas (Figura 5): Filarenita Guichixú (taxon nuevo, este estudio), que descansa discordantemente sobre el Basamento Precenozoico y subyace de manera discordante a la Toba Perros (taxon nuevo, este estudio), que es la unidad más extensa y tiene asociados a ella cuerpos lávicos (Domo Riolítico El Tablón) e intrusivos someros a subvulcanicos (Unidad Afanítico-Porfirítica Guienagati), cubiertos mediante discordancias por derrames basálticos y por depósitos clásticos deleznable, ambos tarditerciarios; finalmente, depósitos aluviales, coluviales y suelos diversos, cuaternarios, completan la secuencia. La extensión superficial de la secuencia cenozoica es de unos 377.22 km², correspondientes al 76.43% del total del área (incluidos los Troncos Laollaga y Rancho Río Grande), que se reparten muy desigualmente entre el Terciario (357 km² = 72.46% del total) y el Cuaternario (17.81 km² = 3.60% del total).

*FILARENITA GUICHIXÚ (Taxon Litoestratigráfico Nuevo)***Digresión Taxonómico-Nomenclatural**

La presencia de unidades sedimentarias continentales cenozoicas tempranas en la parte meridional del Istmo de Tehuantepec, en general, ha sido poco reconocida (cf. Ojeda-Rivera *et al.*, 1965, p. 61, 85–88 y Lám I; INEGI, 1984). Litológicamente, a este tipo de unidades se les conoce, en general, como capas o lechos rojos, atribuidos en esta región a la Formación Todos Santos, de supuesta edad triásico-jurásica (cf. Ojeda-Rivera *et al.*, *op. cit.*; INEGI, 1984; Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

Ojeda-Rivera y colaboradores (*loc. cit.*) reconocen en las cercanías de Laollaga, un pequeño afloramiento de la unidad Conglomerado Las Tejas, asignado al Eoceno-Oligoceno, en función de que los calizaclastos contenían taxa cenomanianos, y a la ausencia de clastos de vulcanitas, interpretados por ellos como necesariamente mesomiocénicos. La descripción es escueta, destaca la presencia de clastos de las unidades subyacentes, formados por caliza marmorizada, filita, granito, argilita roja, que grada hacia arriba a areniscas; el color es rojo, y muestra estratificación gradada y cíclica. La localidad donde se reconoció a esta unidad es el Rancho Las Tejas, situado a unos 10 km al W de Tehuantepec, y unos 30 km al SSW de Laollaga; el afloramiento es pequeño, aislado, y desde luego no muestra continuidad ni contigüidad con el todavía más pequeño afloramiento de Laollaga. Esta descripción no satisface los requisitos establecidos en el Código Estratigráfico entonces en vigor (cf. ACSN, 1961), por lo que el taxon es informal; además, no ha sido habitualmente reconocido en la literatura geológica de la región (cf. López-Ramos, 1974, 1981; Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985; INEGI, 1984; Ortega-Gutiérrez y colaboradores, 1992), ni tampoco se presenta una justificación para su reconocimiento ectópico en Laollaga. Por lo anterior, se consideró que este taxon litoestratigráfico no está satisfactoriamente sustentado, y que el término Conglomerado Las Tejas en un *nomen nudum*, y debe abandonarse. En consecuencia, no se utilizó en este trabajo.

Por otro lado, Ojeda-Rivera y colaboradores (1965, Lám. 1) discriminan en la parte centrooriental del área, un cuerpo de capas rojas, que asignan a la Formación Todos Santos, originalmente descrita en Guatemala, y después supuestamente reconocida en el Sureste de México (Richards, 1963). No se justifica el reconocimiento de esta formación en el área Laollaga-Lachivizá; la descripción es muy somera, y no se proporciona evidencia que sustente la asignación geocronológica. En consecuencia, se consideró infundado el reconocimiento de la Formación Todos Santos en el área estudiada, y se rechaza interpretar así, a las capas rojas a que se ha hecho alusión.

En la Hoja Juchitán, escala 1:250,000 (INEGI, 1984), se discrimina en la parte suroccidental del área, un cuerpo de capas rojas, asignado a la unidad *Tr-J (ar-cf)*, que corresponde,

según el texto al reverso, a la Formación Todos Santos. Se mencionó ya, que el examen de campo muestra la presencia de otra unidad; y aquí tampoco se presentan evidencias que sustenten la asignación geocronológica.

Cabe destacar que en las inmediaciones del Rancho Las Tejas (*ca.* 10 km al oeste de Tehuantepec), se discrimina en esta Hoja, a la unidad *Ti(cg)*, constituida por "...una brecha con abundantes vetillas de calcita (punto 64) que intemperiza a tonos rojizos." (INEGI, *op. cit.*, texto al reverso); con base en criterios líticos y geomorfológicos, esto es, sin datos geocronológicos objetivos, se le asignó al Terciario Temprano. No se hace mención alguna al Conglomerado Las Tejas de Ojeda y colaboradores (1965), y por lo demás, la validez formal y reconocimiento de esta unidad *Ti(cg)*, están sujetos a las mismas objeciones que el Conglomerado, por lo que es innecesario repetirlas.

Finalmente, con relación a este cuerpo conglomerático y al que aflora en las cercanías del Rancho Cajón de Piedra, sito unos 10 km al norte de Tehuantepec, vale señalar que han sido reconocidos como unidades paleogénicas en reportes inéditos de PEMEX (J. M. Quezada-Muñetón, comunicación escrita, diciembre 1994). Dado el carácter de estos reportes, las unidades litoestratigráficas ahí descritas no tienen *status* formal, por lo cual no se les discute más.

Ni Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985), ni Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1992), reconocen la presencia de capas rojas en el Área Laollaga-Lachivizá, pero sí en las cercanías, refiriéndolas a la Formación Todos Santos, asignada al Jurásico en el caso de los primeros autores, y a la unidad jurásica *Jc* en el de los segundos (*op. cit.*, p. 21); ninguno aporta evidencias que sustenten la asignación geocronológica dada.

Por todo lo anterior, se consideró necesario describir y caracterizar formalmente a las capas rojas cenozoicas tempranas del área estudiada, que constituyen la primer unidad litoestratigráfica de esta clase y edad que se reconoce satisfactoriamente en la Región Ístmica de Tehuantepec.

Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Definición. Se propone designar Filarenita Guichixú al conjunto de cuerpos constituidos por limolitas, areniscas y conglomerados de color predominantemente rojo variando desde gris claro medio (Medium light gray N6), que intemperiza a pardo amarillento oscuro (Dusky yellowish brown 10 YR 2/2), a rojo grisáceo (Grayish red 10 R 4/2), que es el más frecuente e intemperiza a pardo moderado (Moderate brown 5 YR 4/4), o a rojo pálido (Pale red 5 R 6/2) y pardo pálido (Pale brown) que no se modifica con la intemperización, composición filarenítica a filarenítico-feldespática, y calcilitita cuarcífera, hematizada, mica-cífera, y texturalmente inmaduras; que presentan estratificación laminar y/o cruzada planar de ángulo bajo en sus fracciones de granularidad fina, y estratificación mediana a gruesa en las de granularidad mayor, con estratificación cruzada ocasional; en las fracciones finas se aprecian también estructuras de compac-

tación lodosa, tales como marcas de suelas (*sole marks*), moldes aflautados (*flute casts*) y compactación diferencial (*slump structures*); localmente muestra abundantes venillas de yeso, así como cambios diagenéticos de coloración (interdigitaciones de pardo, amarillo y rojo que trascienden los planos de estratificación) y enriquecimientos salinos; su espesor aproximado es de 450–500 m; cubre discordantemente al Complejo Metamórfico, la secuencia Cretácica Indiferenciada y al Tronco Laollaga; está sobreyacida de modo similar por la Toba Perros (taxon nuevo, este estudio) o por depósitos cuaternarios; su edad es terciaria temprana; aflora en las porciones centro-oriental y meridional del área, formando llanuras y valles pequeños o cuevas de pendiente moderada anexas a lomas bajas, redondeadas. El nombre procede del Arroyo Guichixú, cuyo cauce recorre parcialmente a esta unidad, designándose como Área Tipo la parte que aflora en el cauce mencionado entre La Junta y la confluencia con el Arroyo Guluxu, porque ahí la unidad despliega sus atributos principales, y como Secciones de Referencia, al afloramiento cortado por el Río Largo y sus afluentes septentrionales, porque pueden apreciarse en él las relaciones estratigráficas, y el afloramiento cruzado por el arroyo que separa a las Lomas Cruz y Potrero Rincón, en las inmediaciones del Rancho Tres Cruces, por mostrarse ahí la diversidad lítica que tiene esta unidad (Lámina I).

Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica. La Filarenita Guichixú tiene una extensión superficial de 52 km², correspondientes al 10.58% del total del área, y una configuración irregular. El cuerpo principal se ubica en la porción centro-oriental, su área aflorante tiene forma de herradura (10 km de largo por 7 km de ancho), con sus extremos en la Loma Potrero Rincón y Guichixú respectivamente, y parte central hacia el Arroyo Llenagana: Su brazo septentrional forma la cuesta de las montañas asociadas al Cerro Tres Picos-Sierra de la Banderilla, y su pendiente es hacia el sur; el brazo meridional es más angosto, forma algunos cerros bajos y redondeados, como la Loma Potrero Rincón y la Loma Roja; el grueso de esta unidad se encuentra entre los 200–400 m s.n.m. En las inmediaciones de Laollaga, se encuentra otro cuerpo de esta filarenita, que forma una llanura con lomeríos bajos (Lámina VIII, Figs. A–B), ubicada entre los 100–200 m s.n.m., delimitado al norte por el Cerro Tablón y las lomas de la Toba Perro (taxon nuevo, este estudio), y al sur por el Cordón del Indio Dormido. También en la parte meridional del área, pero más al occidente, se encuentran otros tres cuerpos pequeños, asociados al Basamento Precenozoico, formando pequeñas cuevas o asociados a va-llecitos. En la porción noroccidental se encuentran tres cuerpos pequeños también, aislados, separados unos 10 km del cuerpo principal (Lámina I).

Espesor, Litología e Interpretación Genético-Ambiental

Espesor. Dado que esta unidad está afectada por extenso fallamiento, sólo en unos cuantos afloramientos, pequeños y aisla-

dos, se pudieron observar los contactos superior o inferior; no se encontraron secciones que mostrasen la totalidad del espesor o por lo menos, una parte significativa de él. En el Área Tipo, se documentó uno de 155 m, aunque la unidad parecía continuar un poco más; en la Sección de Referencia cercana al Rancho Tres Cruces, se midió un espesor de 250 m; en el Río Largo y sus afluentes septentrionales, el espesor parece ser de varias decenas de metros, pero complicaciones estructurales y la densa cobertura vegetal, no permitieron realizar una medición confiable. Se estima que el espesor de la Filarenita Chichixú es de por lo menos 450–500 m.

Litología. Esta formación despliega una modesta diversidad lítica que concierne tanto a la textura como a la composición mineralógica, y tomando en cuenta que los atributos texturales trascienden los composicionales, así como que van asociados a determinados rasgos estructurales primarios, se decidió primero describir a las variedades texturales y después a las composicionales, refiriéndolas, claro está, a las anteriores, para caracterizarlas plenamente.

Variedad A: Limolita Arcillosa a Arenisca Fina (Láminas VIII, Fig. A; IX, Figs. A–C y E–F; y X, Figs. C y E). El color frecuente es el rojo grisáceo (Grayish red 10 R4/2), que intemperiza a rojo pálido (Pale red 5 R 6/2) o a pardo moderado (Moderate brown 5 YR 4/4), pudiendo variar a gris claro medio (Medium light gray N 6) o un poco más oscuro en aquellos casos en que hay una gran abundancia de máficos (principalmente micas), que intemperiza a pardo amarillento oscuro (Dusky yellowish brown 10 YR 2/2). Los clastos tienen tamaño de limo mediano a grueso (hasta unos 0.055 mm) a arena muy fina a fina (0.130 a 0.250 mm), o más raramente arena mediana o gruesa. En general la clasificación es regular e incluso bimodal, porque estos clastos de armazón (*framework clasts*) están dispuestos en una matriz argiláceo-limosa de granularidad obviamente más fina. La esfericidad es mediana a baja en lo general, por el predominio de los clastos tabulares sobre los isodiamétricos; ello le confiere a la roca cierto bandeamiento o estratificación discernible con facilidad. El arredondeamiento es mediano a pobre, predominando los clastos angulares o subangulares, aun en las fracciones relativamente más gruesas. La presencia de arcilla y limo muy fino, indica poca efectividad clasificatoria del fluido vector. La madurez textural varía de pobre a submadura.

En esta variedad lítica es frecuente que los estratos sean delgados a medianos, resolviéndose estructuralmente en láminas (paralelas) o en microestratos tabulares cruzados en ángulo bajo y de tamaño oligomilimétrico. En las fracciones más finas es común observar efectos de compactación diferencial, resultantes de la distinta competencia de estratos ricos en arcilla y limo fino con otros adyacentes menos ricos; entre estas estructuras destacan la compactación diferencial en sí (*slump structures*), los moldes aflautados (*flute casts*) y las marcas de suela (*sole marks*); no se observaron septarios ni diques de arena.

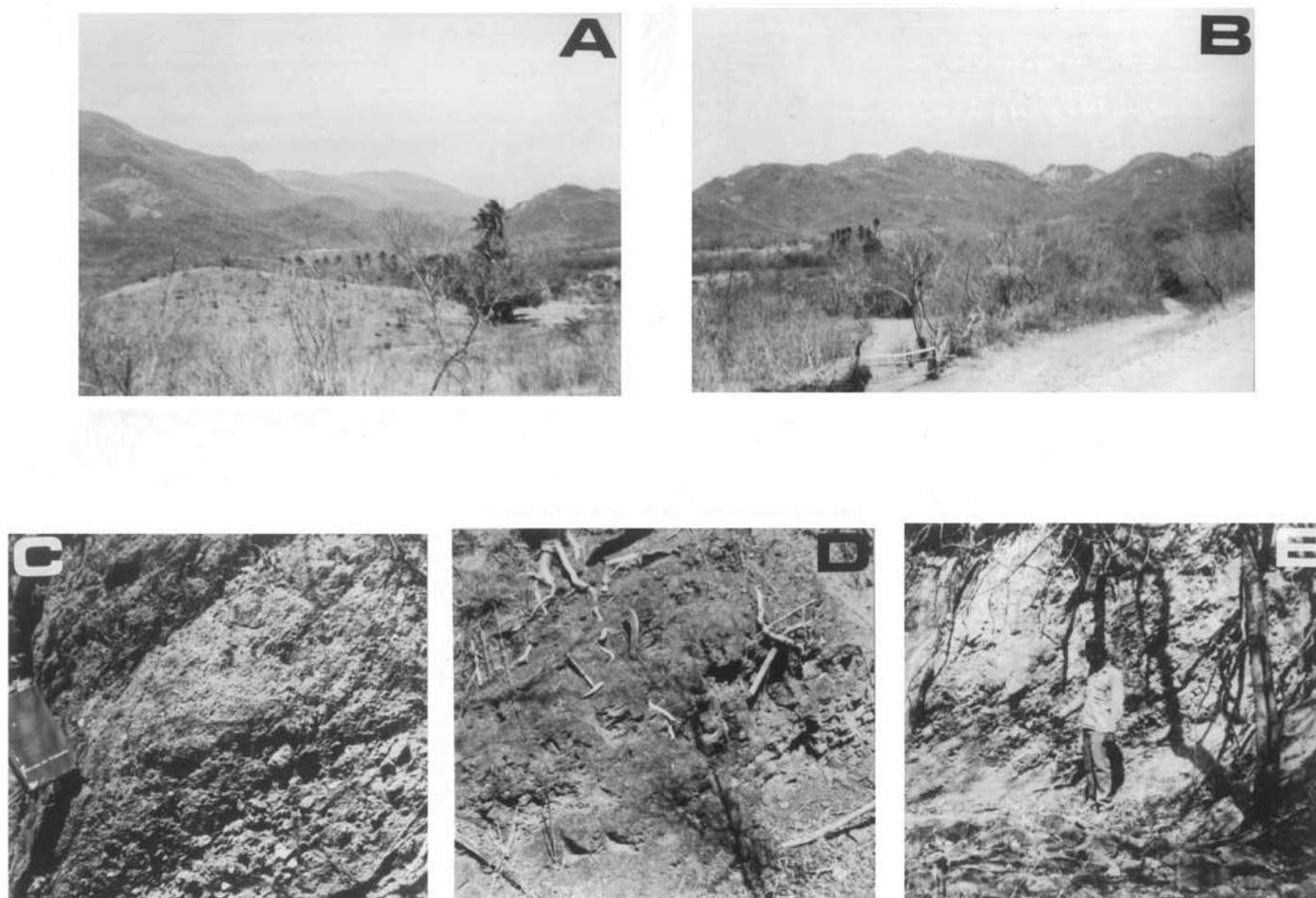


Lámina VIII. Figuras A y B. Filarenita Guichixú. A, panorámica de la porción suroriental del área, mostrando a la izquierda el flanco septentrional del Cordón del Indio Dormido, cubierto discordantemente por la Filarenita Guichixú, que forma lomas bajas, redondeadas. B, panorámica continuación de la anterior, las lomas apenas se aprecian en la parte izquierda de la fotografía, y quedan cubiertas —discordantemente— por las mesetas (inclinadas hacia el norte), aquí al lado derecho de la Toba Perros; al frente, en ambas fotos, la planicie de Laollaga. Figuras C–E, Filarenita Guichixú, afloramientos sobre el flanco oriental de la Loma Potrero Rincón (cerca del Rancho Tres Cruces), constituido por esta unidad, y que forma parte de una de las secciones principales de referencia. C, base de la sección, aflora arenisca. D, parte media, aflora arenisca meso a crasogranuda, dispuesta en estratos medianos a gruesos. E, base del tercio superior, aflora conglomerado. En los tres casos, nótese la considerable inclinación (unos 45°) de los estratos.

Se considera que los estratos formados por estas variedades líticas, representan depósitos fluviales de baja energía, por ejemplo planicies de inundación, así como charcas y/o cuerpos de agua someros, tal vez asociados a ellas. La presencia de micrita, espatita y calcita de alto magnesio en la mesostasis, sugiere que también algunos estratos se originaron en ambiente transicional, lagunar costero. Por otro lado, el alto contenido de sales de sodio y potasio observado en algunas capas formadas por esta variedad, usada como fuente de sal por el ganado, indican que debió ocurrir intensa evaporación en los cuerpos de agua; otro tanto implica la presencia de numerosas venillas de yeso, presentes en la Loma Yesosa, situada a unos 3.5 km al NNW del Cerro El Tablón (margen septentrional), también formada por clásicos finos.

Variedad B: Arenisca Meso- a Crasogranuda a Conglomerado Granular (Láminas VIII, Fig. D; IX, Fig. D; y X, Figs. B y D). El color común es el rojo pálido (Pale red

5 R 6/2), que casi no cambia con la intemperización, y puede variar al rojo grisáceo ya mencionado. Los sedimentos acusan una marcada inmadurez textural, expresada por su pobre clasificación y alto contenido de arcilla y limo, aunque la esfericidad y el arredondeamiento sean un poco mayores que en la Variedad A, como es de esperar por su tamaño mayor.

Esta variedad se presenta en estratos gruesos de 0.5 a 1.0 m de espesor, donde ocasionalmente se aprecia estratificación cruzada y a veces cierta imbricación de los megaclastos tabulares (gravas). Se interpreta que esta variedad representa principalmente depósitos fluviales de canal (*traction load deposits*) y de ribera (*levee deposits*); las fracciones más crasogranudas probablemente representen también abanicos aluviales.

Variedad C: Conglomerado de Grava a Bloque (Lámina VIII, Fig. C). Su coloración es semejante a la anterior, aunque puede pasar a abigarrada, por las diferencias de color que tienen las distintas clases de clastos. Esta variedad forma estratos gruesos a muy gruesos, frecuentemente alternados con

otros formados por las Variedades A o B. En algunos casos, se aprecia que los clastos son muy angulosos a subangulosos, por lo que en esta variedad se incluyen también conglomerados brechosos y aun brechas.

Finalmente, cabe destacar que dado el carácter de reconocimiento del presente estudio, no se cartografió separadamente a las distintas variedades.

Por lo que concierne a la composición mineralógica, éstas son las variedades principales:

1. *Filarenita Típica*. Es la más común, está constituida por granos de cuarzo de extinción ondulante cuyo tamaño varía de limo a gránulo —y aun mayor— los de tamaño de arena o más grande, son policristalinos (Láminas IX, Fig. E; y X, Fig. C); ambos tipos se interpretan como de origen metamórfico. También se aprecia cuarzo común, sobre todo en la fracción más fina —arena muy fina y limo, que tal vez resulte de la disgregación de los anteriores; en conjunto, el cuarzo corresponde al 45–55% del total de la roca. Otro componente mayoritario es la muscovita —y, en menor grado, la biotita— que aparece leve a moderadamente alterada; forma hojuelas doradas del tamaño de limo a arena mediana y constituye del 5–15% de la roca, confiriéndole a ésta cuando es abundante, su característica estratificación laminar o delgada, así como cierta tendencia a la delaminación o apizarramiento. Un tercer componente importante lo forman los fragmentos de roca metamórfica, reconocibles claro está, sólo en la fracción gruesa —de arena crasogranuda a conglomerado— destacando por su mayor frecuencia éstas: filita de sericita, esquistos de cuarzo y clorita, y granulita de piroxena y biotita. En general, los metamorfita-clastos son anisodiamétricos, subredondeados a redondeados y muestran bordes algo corroídos o intemperizados.

Como componentes subordinados, pueden encontrarse feldespatos alterados —plagioclasas en su mayoría— anfíboles, piroxenas —ambas muy alteradas— y máficos opacos, entre otros.

La mesostasis o matriz en general es abundante, con frecuencia forma del 20 al 35% o a veces más de la roca, está constituida por arcilla y microcristales de cuarzo, mica, y óxidos de hierro —hematita y goetita. En algunos casos se agrega a esta matriz argilo-hematizada, micrita o espatita, a veces ricas en magnesio o francamente dolomíticas, sugiriendo ello que la sedimentación implicaba un considerable aporte terrígeno a un medio marino somero de baja energía, tal vez una laguna costera o una marisma; por otro lado, la presencia de calcimentación es frecuente. La granularidad de la matriz varía en función de la granularidad de la roca. Las tres variedades texturales (A, B y C), pueden tener esta composición.

2. *Cuarzofilarenita*. Difiere de la anterior, en que el componente principal es cuarzo policristalino o de extinción ondulante, y correlativamente los otros componentes son mucho más escasos. Se observó esta composición en las Variedades A y B.

3. *Filarenita Feldespática*. Difiere de la típica en que la plagioclasa y el feldespato alcalino en conjunto constituyen del 5 al 10% de los clastos de armazón. Genéticamente es sig-

nificativa, porque indica un componente volcánico en el área-fuente, lo cual a su vez evidenciaría volcanismo en la región, previo al depósito de la Filarenita Guichixú, y como se sabe, esta unidad sobreyace a sedimentitas marinas (la Secuencia Cretácica Indiferenciada). Se observó esta composición en las variedades A y B.

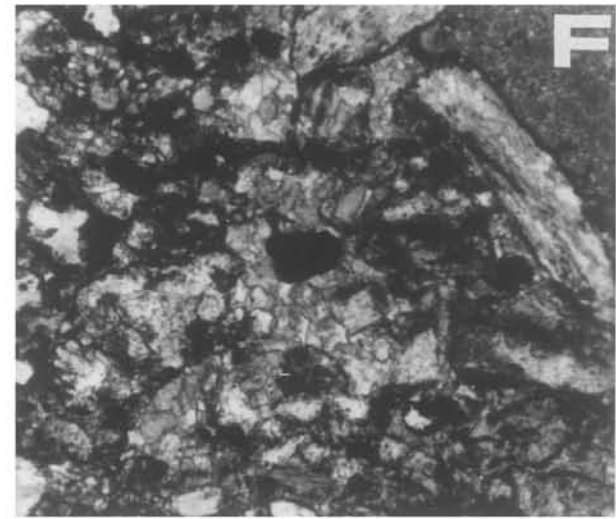
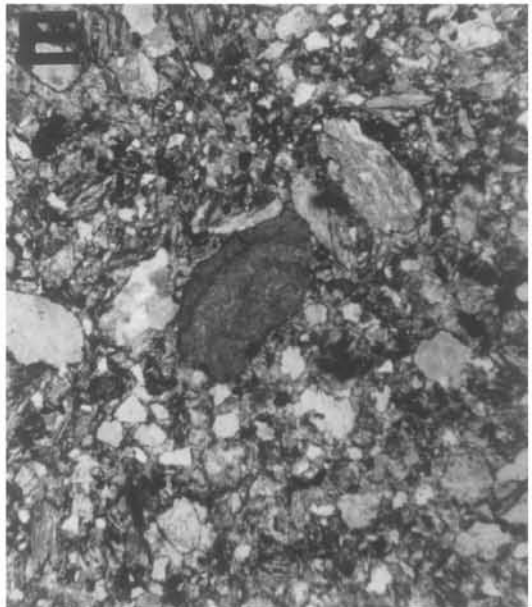
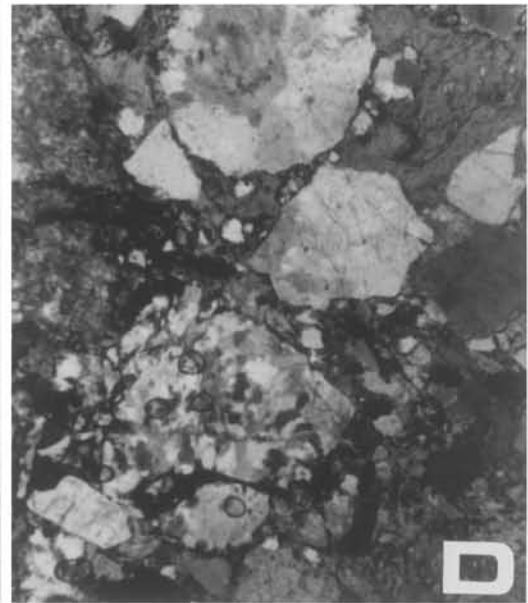
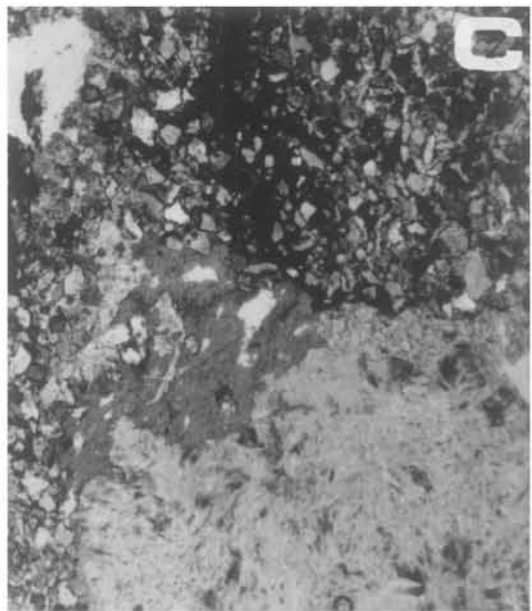
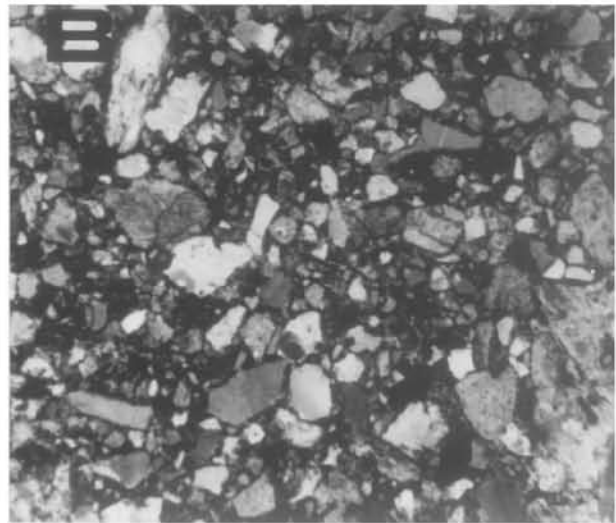
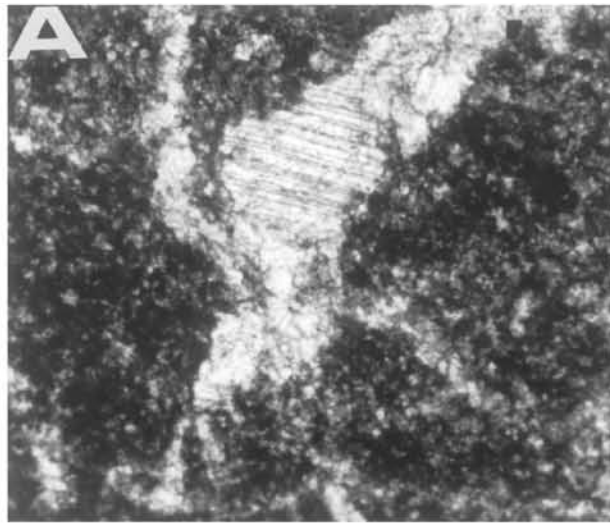
4. *Filarenita Calizo-Tobífera*. Esta es una variedad muy interesante y poco común, que difiere de la filarenita típica por la presencia de clastos de caliza —micrítica— pedernal y toba (de tipo cristalovítrico, alterada, silícica), dispuestos en una mesostasis argilo-hematizada de micrita (*i.e.*, que incluye arcilla y cuarzo microcristalino hematizados íntimamente mezclados con calcita micrítica), cementada por espatita o microespatita (Lámina IX, Fig. F). Esta composición se observa en la Variedad B. Genéticamente es muy significativa, ya que su origen polimíctico, implica un componente metamórfico dominante en el área-fuente, asociado a dos subordinados: Uno calizo —generador de los clastos de caliza y de pedernal— y otro volcánico, silícico explosivo —originador de los toba-clastos— que evidenciaría a su vez, actividad volcánica en la región, previa al depósito de la Filarenita Guichixú, y a causa de la posición sobreyacente de esta unidad con respecto a la Secuencia —caliza— Cretácica Indiferenciada, parecería que tal actividad volcánica habría ocurrido con posterioridad al depósito de la caliza, lo que la ubica en el intervalo post-Secuencia y pre-Filarenita, esto es, en el lapso Cretácico-Terciario Temprano, y constituye un proceso que no había sido reconocido para esta edad en la Región Ístmica (*cf.* INEGI, 1984, texto).

5. *Filarenita Cuarcítica Calicífera*. Difiere de la anterior, por la ausencia de tobaclastos; los clastos de caliza —micrítica— y pedernal llegan a constituir de 5 a 10% de la roca —excluida la matriz. La mesostasis es frecuentemente argilo-hematizada micrítica, con calcita espática o microespática como cementante. Se observa esta composición en las Variedades A y B (Láminas IX, Figs. C-D; X Fig. C).

6. *Filarenita Calcilitítica*. En ella, los calizaclastos son más abundantes, llegando a constituir hasta el 40% de la roca; esta composición se observó en la Variedad C (Lámina X, Figs. B y D).

7. *Calcilitita a Calcilitita Filarenítica*. Aquí, la proporción de calizaclastos es dominante y localmente puede ser exclusiva. Se observa esta composición en algunas muestras de la Variedad C. Las últimas tres variedades composicionales, reflejan un predominio creciente del componente calizo sobre el metamórfico en el área-fuente.

8. *Espatita a Microespatita Cuarcífera Dolomitizada*. Esta es una variedad poco común, constituida por cuarzo limoso a finoarenoso de extinción ondulante, escaso, dispuesto en una mesostasis de calcita espática a microespática, que es el componente mayoritario. Genéticamente, implica sedimentación marina somera, de alta energía, con influjo ocasional, subordinado de material terrígeno. Se observa esta composición en la Variedad A.



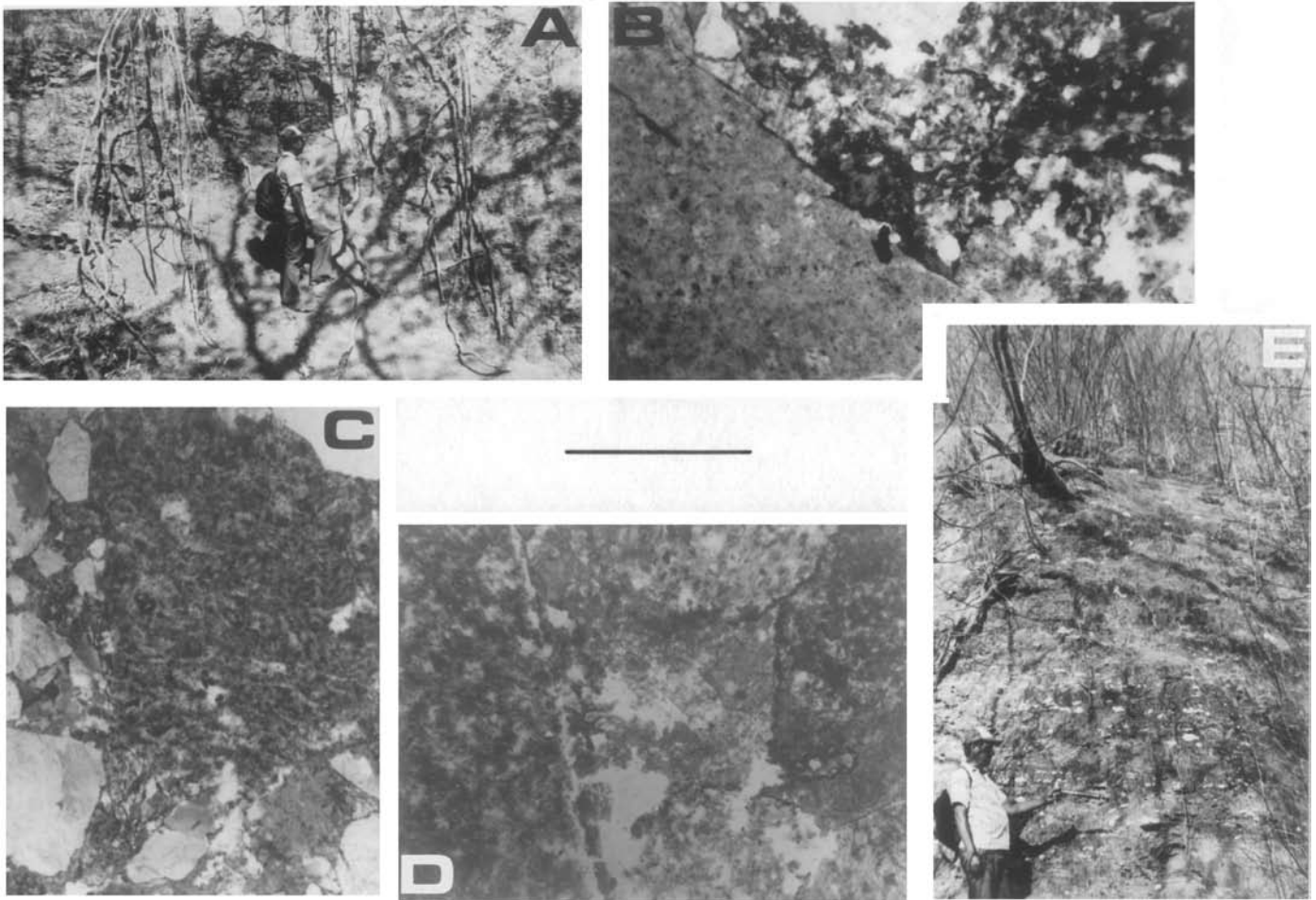


Lámina X. Filarenita Guichixú. Figuras A y E. Filarenita Guichixú, Miembro Informal Yesífero: A, afloramiento en la Loma Yesosa, situado unos 2.7 km al SW del Rancho Lachilana, constituido por limolita cuarzo-filarenítica hematizada, con estratos delgados y venillas de yeso, que muestra aquí su apariencia típica. E, Este afloramiento dista unos 1,000 m del anterior (hacia el este), y muestra que los cambios de coloración (zonas más claras) trascienden espacialmente los estratos; nótese las vetillas y capas (delgadas) de yeso (manchas blancas). Figuras B y D. Filarenita Guichixú: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV88-143L, conglomerado granular de filarenita calcilitítica (Var. 6), colectado en un afloramiento del flanco septentrional de la Loma Potrero Rincón, como a 1.2 km al WNW del Rancho Tres Cruces. B, muestra en su mitad inferior izquierda, un calizaclasto granular de micrita, con sus bordes corroídos, en contacto con uno esférico de pedernal —lado derecho superior— dispuestos en una matriz de microclastos de cuarzo y arcilla hematizada. D, es otro campo mostrando tres megaclastos de caliza. En esta muestra, pero no ilustrado, se encuentran clastos de toba. La línea representa 1.0 mm. Figura C. Filarenita Guichixú: fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV988-132, arenisca crasogranuda inmadura de filarenita cuarcítica calcífera (Var. 5), colectada unos 1.25 km al WNW de Laollaga. Nótese el carácter policristalino del cuarzo, discernible en los clastos mayores. Escala como en las Figuras B y D.

9. *Cuarzo-filarenita Argilácea Micrítica*. También es una variedad poco frecuente, constituida por clastos de cuarzo de extinción ondulante, arcilla hematizada y micrita (del tipo rico en magnesio), en proporciones aproximadamente equivalentes

(Lámina IX, Figs. A, B, E). Implica sedimentación terrígena fina en un ambiente marino somero de baja energía, por ejemplo, una laguna costera. Se aprecia esta composición en la Variedad A.

Lámina IX. Filarenita Guichixú. Figura A. Filarenita Guichixú: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV63-79A, cuarzo-filarenita argilácea micrítica (Var. 9), parcialmente dolomitizada, colectada en un afloramiento situado unos 2 km al WNW de Laollaga. Nótese la mezcla íntima de arcilla —hematizada— y micrita; al centro espatita dolomitizada. La línea vertical bajo la esquina inferior derecha de la foto, representa 0.2 mm. Figura B. Filarenita Guichixú: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV92-101, limolita crasogranuda de filarenita argilácea micrítica (Var. 9), colectada en un afloramiento sobre la carretera, situado unos 1.8 km al WNW de Laollaga. Difiere de la anterior por la mayor cantidad de terrígenos —principalmente cuarzo. Escala como en la Figura D. Figura C. Filarenita Guichixú: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-141, filarenita cuarcítica calcífera (Var. 5), colectada en la Loma Yesosa, unos 2.7 km al WSW del Rancho Lachilana. Nótese en la mitad inferior de la foto, un clasto grande de pedernal. Escala como en la Figura D. Figura D. Filarenita Guichixú: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-79, filarenita cuarcítica calcífera (Var. 5), colectada en el mismo afloramiento que la de la Figura A. A diferencia de la ilustrada en la Figura C, esta es una arenisca crasogranuda, portadora de gránulos; el pedernal es un poco más abundante y se aprecia —no en este campo— algunas hojuelas de biotita. La línea vertical al lado izquierdo, representa 1.0 mm. Figura E. Filarenita Guichixú: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-144, limolita de cuarzo-filarenita argilácea micrítica (Var. 9), colectada en un afloramiento cercano al Arroyo Llegana, a unos 2 km al SW del Rancho Lachilana. La micrita es del tipo rico en magnesio. Escala como en la Figura D. Figura F. Filarenita Guichixú: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-176, arenisca finogranuda de filarenita calizo-tobífera (Var. 4), colectada en el flanco oriental de la Loma Potrero Rincón (intervalo 9 de la sección principal de referencia, cf. apéndice). Los clastos de cuarzo y la arcilla hematizada son abundantes. En el campo no se aprecia ningún tobaclasto. Escala como en la Figura A.

Miembro Informal Yesífero. Se designa así a la porción de la Filarenita Guichixú que forma la Loma Yesosa y zonas aledañas, ubicada unos 3 km al SW del Rancho Lachilana (cf. Lámina X, Fig. A), constituida por la Variedad A (principalmente limolita arcillosa y arenisca finogranuda), de composición cuarzo-filarenítica arcillo-micrítica, a filarenítico o cuarzo-filarenítico-calcilitítica, de colores amarillo grisáceo (Grayish yellow 5 Y 8/4), oliváceo pálido (Pale olive 10 Y 6/2) y rojo pálido (Pale red 5 R 6/2); dispuesta en estratos laminares a delgados en espesores variables (varios metros), frecuentemente intercalados por estratos de color y/o textura diferentes; así como por estratos laminares a delgados de yeso o con numerosas fracturas que cruzan los planos de estratificación, y están rellenas yeso —vetillas de yeso. Además de la Variedad A, también se encuentra la B, formando estratos relativamente más gruesos, pero de composición mineralógica muy similar a la anterior. El espesor de este miembro se estima en 40–60 m.

Petrográficamente, esta roca es muy interesante; el cuarzo, de extinción ondulante, ocasionalmente polimictico, es abundante, en general muestra bordes angulosos o subangulosos y escaso redondeamiento. Los clastos de pedernal y caliza (micrítica) son menos abundantes, su tamaño es un poco menor al del cuarzo, y muestran efectos de corrosión. El feldespato, muy alterado, es bastante escaso y no siempre está presente. La mesostasis está constituida por arcilla hematizada y micrita rica en magnesio —reconocible por su mayor birrefringencia y otros atributos. El yeso está presente en algunos casos, formando un cemento escaso, o con más frecuencia el relleno de fracturas. A veces el yeso es abundante, y está segregado en cuerpos estratiformes laminares a gruesos, intercalados entre las capas de arenisca o limolita, o selectivamente depositado en forma de venillas que rellenan fracturas trascendentes a planos de estratificación.

En otras partes, la arenisca tiene un alto contenido de sales, principalmente de sodio, y el ganado la usa como fuente de sal. La sal está dispersa en la matriz, sin formar segregaciones. La coloración rojiza, parece obedecer a factores diagénéticos, ya que en algunos afloramiento (Lámina X, Fig. E), los cambios de color no estaban controlados por los planos de estratificación, de suerte que un estrato podía tener una parte rojiza y otra no.

El ambiente deposicional que mejor explicaría ésto, es uno transicional, donde ocurriese sedimentación de lodo calcáreo, con influjo considerable de material terrígeno —derivado de metamorfitas y en menor grado de calizas, en condiciones de baja energía; y con suficiente oxigenación e insolación, como para producir hipersalinidad del fluido acuoso— expresada en un alto contenido de magnesio en la micrita, dolomitización incipiente y acumulación de sales diversas.

Las relaciones estratigráficas de este Miembro no son claras, ya que en la Loma Yesosa, está asociado por falla a la filarenita típica y en otras partes parece continuarse con ella, sin una interrupción marcada, por lo que correspondería a un cambio de facies. La discriminación detallada de este miem-

bro, habría requerido trabajo cartográfico a mayor detalle del que permitían la escala del mapa topográfico y fotografías aéreas usadas, así como un tiempo mayor del que se disponía, por lo cual no se hizo, y en consecuencia, se prefirió dejarlo como una unidad litoestratigráfica informal, con lo cual se logra destacar su presencia, por la gran importancia que tiene, para entender la génesis de la Filarenita Guichixú. Dado el escaso volumen de yeso, no es económicamente rentable su explotación.

Finalmente, puede apreciarse que de las 27 variedades teóricamente posibles (resultantes de combinar texturas y composiciones), sólo algunas son frecuentes. Dado que no se intentó cartografiar individualmente a éstas, por el carácter de reconocimiento geológico del estudio, no se conoce su distribución (espacial-tridimensional) precisa; aun la distribución de variedades en sentido vertical, se ve dificultada por la escasez y discontinuidad de afloramientos donde se puedan apreciar las relaciones estratigráficas. Por lo que pudo apreciarse en las Secciones de Referencia (cf. Anexo), parece ser que las variedades finogranudas son más frecuentes en la parte baja de la unidad y las crasogranudas en la alta.

Interpretación Genético-Ambiental. El ambiente deposicional inferido para esta unidad es principalmente fluvial, incluido todo su espectro sedimentológico, aunque con cierto predominio de las facies de baja energía (planicies de inundación y charcas). La presencia frecuente de micrita y calcita espática y microespática en la mesostasis o como material cementante, indica que por lo menos, parcialmente la sedimentación ocurrió en un ambiente marino somero o en uno transicional, en ambos casos de baja energía, p. ej. una laguna costera o una marisma; ello habría implicado que la red fluvial que drenaba el área, descargaba en el litoral parte de sus sedimentos. Por otro lado, la presencia de abundantes sales alcalinas y venillas de yeso, indica que los cuerpos de agua —charcas, marismas y/o lagunas— estaban sujetos a desecación ocasional. Llama la atención la ausencia de fósiles —macro y micro— en la unidad, ya que el ambiente donde se considera que se originó, es propicio para la conservación de restos orgánicos.

Con relación al área-fuente, su constitución era predominantemente metamórfica e incluía, además, otros dos componentes minoritarios, calizo y volcánico, como lo refleja la constitución de las sedimentitas resultantes (Johnsson, 1993). En el Basamento Precenozoico se encuentran cuerpos metamórficos y calizos, que dada la cercanía geográfica, pudieron haber sido parte del área-fuente. El componente volcánico no había sido reconocido en publicaciones, y de hecho, no se ha documentado la existencia de unidades volcánicas de edad apropiada en la Región Ístmica (cf. INEGI, 1984; Ojeda *et al.*, 1965). por lo que la presencia de sedimentos vulcanogénicos en la Filarenita Guichixú, reviste una gran importancia, por las implicaciones geológico-evolutivas que tiene para la región en este tiempo (*i.e.*, Cretácico Tardío-Terciario Temprano).

La distancia a que se encontraba el área-fuente de la cuenca deposicional, debió ser de corta a moderada, dados los atributos texturales observados en esta unidad. El área-fuente debió estar sujeta a intemperización suficientemente intensa, como para oxidar plenamente al componente metamórfico, y producir los clastos hematizados, de cuya destrucción se derivó la hematita y goetita, ahora ampliamente dispersa en la mesotaxis. La intemperización y erosión subsecuente, eliminó casi el total del componente calizo, cuya presencia es volumétricamente escasa en la Filarenita Guichixú. Por otro lado, la inmadurez textural de los sedimentos, indica que su movilización del área-fuente debió ser rápida; ello a su vez sugiere fallamiento coetáneo y levantamiento del área-fuente, ocurriendo a un ritmo similar al del depósito. Por último, la presencia de metamorfitaclastos de composición semejante a la que tienen algunos de los cuerpos que forman el Basamento Precenozoico, sugiere que éste tal vez formó parte del área-fuente; sin embargo, su cercanía esperadamente habría producido el predominio de las facies conglomeráticas, no el de las finoareníticas como se observa; esta anomalía tal vez pudiese implicar un ritmo bajo de levantamiento. En todo caso constituye un rasgo no bien entendido al presente.

Estructura

Los estratos de la Filarenita Guichixú muestran una variada posición estructural (Lámina I), por ejemplo, en el brazo meridional del cuerpo principal, la inclinación oscila de 15° a 40° hacia el N25°E (Lámina VIII, Figs. C–E); en el brazo septentrional, la inclinación varía de 20° a 40°, pero la dirección de ella cambia desde N60°W a W franco; y en los cuerpos noroccidentales, la inclinación es de 20° a 30° hacia el N10°–65°W. La razón de esta variable posición estructural es, que esta formación está afectada por extenso fallamiento/fracturamiento, el cual muestra las siguientes direcciones estructurales preferenciales: N60°W-S60°E, que es la principal; N75°E-S75°W, ambas de tipo normal, plano de grado alto y salto vertical; N25°E-S25°W y N7°W-S7°E, que parecen involucrar cierto desplazamiento lateral sinistral, además del vertical, y corresponden estrechamente con dos de las direcciones estructurales discernibles en los cuerpos del Basamento Precenozoico. Cabe destacar que la mayor parte de estas fallas tienen un carácter marginal, esto es, delimitan a la Filarenita Guichixú y la ponen en contacto con otras unidades (tanto cenozoicas como precenozoicas).

Relaciones Estratigráficas

El extenso fallamiento/fracturamiento que afecta a esta formación, dificulta apreciar sus relaciones estratigráficas. En las inmediaciones de Laollaga, puede apreciarse que la Filarenita Guichixú sobreyace —discordantemente— a la Secuencia Cretácica Indiferenciada, y subyace —también discordantemente— a la Toba Perros (taxon nuevo, este estudio; Lámina VIII,

Figs. A y B). En los cuerpos occidentales, se puede observar que la Filarenita subyace a la Toba. En las inmediaciones del poblado Lachilana, se aprecia que la Filarenita sobreyace discordantemente al Complejo Metamórfico. En conjunto, estas relaciones permiten considerar a esta formación como la basal de la secuencia cenozoica.

Paleontología

No se encontraron microfósiles en esta formación. Los estudios palinológicos han resultado hasta ahora negativos.

Edad y Correlación

Edad. Las relaciones estratigráficas observadas y las razonablemente inferidas, indican que la Filarenita Guichixú es posterior al emplazamiento del Tronco Laollaga, probablemente ocurrido durante el lapso Cretácico Tardío-Terciario, y con anterioridad al de la Toba Perros (taxon nuevo, este estudio), acaecido en el Mioceno Medio-Tardío, como se demuestra en su oportunidad (*cf.* Radiometría de esta Toba). Ello constriñe el extremo terminal de la edad de la Filarenita al Terciario pre-mesomiocénico, mientras que la del extremo inicial permanece imprecisa y su determinación es un tanto circunstancial: (1) La relación discordante de yacencia sobre el Tronco Laollaga y sobre la Secuencia Cretácica Indiferenciada, la ubican de necesidad en el tiempo post-Cretácico Indiferenciado. (2) La presencia de clastos calizos y metamórficos en la filarenita, derivados con gran probabilidad de la Secuencia Cretácica y del Complejo Metamórfico, tienen esta misma implicación, particularmente si el levantamiento de estas unidades litoestratigráficas que forman el Basamento Precenozoico (convirtiéndolos en área-fuente parcial o total de la Filarenita), ocurrió en consonancia con la intensa actividad tectónica regional reconocida en esta y otras partes de México, comúnmente y considerada como de edad terciaria temprana. (3) Los rasgos estructurales secundarios, compartidos con las unidades del basamento, indican una edad mínima post-Cretácico Indiferenciado para la Filarenita. Todo lo anterior sugiere, que esta formación es Cenozoica, no Mesozoica, y probablemente referible al Terciario Temprano.

El reconocimiento de la Filarenita Guichixú como una formación paleogénica de carácter sedimentario continental es importante, porque la presencia de este tipo de unidades litoestratigráficas en el Sureste de México, es casi desconocido. Al presente, sólo se ha documentado la existencia de una sola de tales unidades, la Formación El Bosque, en el Área Ixtapa-Soyaló, Chis. (*cf.* López-Vega, 1963; Sánchez-Montes de Oca, 1978; Com. Carta Geol. México, 1976; Frost y Langenheim, 1974 —ellos le llaman Mesa de Telestaquin Sandstone— y Ferrusquía-Villafranca, 1994, en prensa), distante unos 240 km al oriente del Área Laollaga-Lachivizá; ello implica que ambas unidades están separados por un extenso territorio geológicamente complejo.

No obstante lo anterior, podría caber la posibilidad que la Filarenita Guichixú, fuese en realidad una porción ahora inconexa de la Formación El Bosque; empero, la naturaleza continental fluviolacustre de ambas, aunque no precluye que se hubiesen generado en una misma cuenca sedimentaria de por lo menos 240 km de extensión, sí lo hace poco probable. Además, la Formación El Bosque no ha sido reconocida fuera del Estado de Chiapas, a pesar de que ahí se le atribuye una distribución geográfica extensa (cf. Quezada-Muñetón, 1987 [1990], p. 54–55, Fig. 25 y lit. citada sobre reportes inéditos de PEMEX). Finalmente, la falta de información geológica detallada publicada sobre el territorio que separa a las Áreas Laollaga-Lachivizá en Oaxaca e Ixtapa-Soyaló en Chiapas, obliga a que el reconocimiento de la Filarenita Guichixú y la Formación El Bosque como una sola unidad litoestratigráfica, sea sólo una mera suposición gratuita.

Por otro lado, en Oaxaca central y oriental, las unidades litoestratigráficas constituidas por capas rojas que han sido reconocidas o identificadas son: En la primera, la Serie Yogana del Jurásico? (Barrera, 1946; Wilson y Clabaugh, 1970), y en la segunda, la Formación Todos Santos. Esta última fue originalmente identificada en el poblado homónimo de Guatemala (Sapper, 1899), donde consiste en conglomerados y pizarras rojas, sin fósiles reconocibles. Subsecuentemente, se ha supuesto que su distribución geográfica se extiende bastante, no sólo en Chiapas, sino también en Oaxaca Oriental, *i.e.*, la Región Ístmica (cf. Sánchez-Montes de Oca, 1969, 1978; Quezada-Muñetón, 1975; 1984; 1992; Quezada-Muñetón y Meneses-Rocha, 1978; Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985).

La caracterización de esta unidad en el Istmo varía mucho de un autor a otro; por ejemplo, Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (*op. cit.*) consideran que en el área de La Zacatera, la Formación Todos Santos consiste en su porción inferior de litarenitas constituidas por clastos de feldespato potásico, granito, granodiorita, cuarzo común y cuarzo metamórfico, y que su porción superior está formada por un conglomerado gránuloarenoso de andesitaclastos, así como por derrames lávico-andesíticos intercalados. En cambio, para Quezada-Muñetón (1992, p. 27), la Formación Todos Santos en el área de La Mixtequita, consiste en "...hasta 400 m de conglomerados, areniscas y limolitas predominantemente rojizas en estratos que varían de 10 cm a 1 m; descansan en discordancia sobre el basamento ígneo del Batolito de La Mixtequita..." (*loc. cit.*).

La falta de fósiles geocronológicamente significativos, ha ocasionado que la asignación de la edad para esta formación haya sido muy variable también, considerándose desde triásico-jurásica, hasta jurásica media y aun jurásica tardía-temprana (cf. Quezada-Muñetón, *loc. cit.*).

Parecería que el criterio fundamental para el reconocimiento de la formación Todos Santos en Chiapas y Oaxaca, ha sido su relación suprayacente discordante sobre un basamento cristalino (metamórfico o plutónico) presumiblemente paleozoico, así como su relación infrayacente en general discordante con unidades calizas jurásicas tardías o cretácicas

tempranas. Dado que la Filarenita Guichixú no tiene ninguno de estos atributos, no puede asimilarse con la Formación Todos Santos, la cual en atención a lo anteriormente expuesto, requiere manifiestamente de una revisión.

Correlación. Se ha señalado ya que, en el Sureste de México, se han reconocido pocas unidades continentales demostrablemente paleogénicas (Salvador y Quezada Muñetón, 1991), que satisfagan lo establecido en el Código Estratigráfico Americano (NACSN, 1983), y con las cuales la Filarenita Guichixú pudiera formalmente correlacionarse (Figura 6). Entre ellas están la Formación Yanhuitlán del Terciario Temprano (Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano, Ferrusquía-Villafranca, 1976), Mixteca Oaxaqueña; y la Formación El Bosque del Eoceno Temprano, Ixtapa, Chis., (cf. Ferrusquía-Villafranca, 1994 [1997]), y lit. ahí citada). En otras partes de Oaxaca, se reconocieron formaciones de edad, constitución y posición estratigráfica equivalente, que son correlativas a esta Filarenita, pero tienen todavía un carácter informal, ellas son: El Conglomerado Cacahuatal, La Brecha Río Chiquito y la Filarenita Quiotepec; y los cuerpos pre-Formación Suchilquitongo, en el área homónima (Valle de Oaxaca, cf. Ferrusquía-Villafranca, 1990 E-I).

Por otro lado, es innecesario hipotetizar sobre la posible correlación de la unidad que nos ocupa, con otras de edad equiparable propuestas para esta región, debido a que su asignación geocronológica es cuestionable y/o a que su *status* formal es insatisfactorio.

TOBA PERROS (Taxon Litoestratigráfico Nuevo)

Digresión Taxonómico-Nomenclatural

La presencia de unidades estratigráficas formadas por vulcanitas cenozoicas en la Región Ístmica de Tehuantepec, es bien conocida (cf. Hernández-Sánchez Mejorada, 1956; Com. Carta Geol., 1960; 1968; 1976; López-Ramos, 1967; 1974, INEGI, 1984; Ortega-Gutiérrez y colaboradores, 1992), pero la atención real dedicada a ellas, reflejada en estudios detallados publicados, ha sido escasa, subsistiendo entonces problemas relacionados con sus rasgos fundamentales y caracterización, por ejemplo la extensión, configuración, naturaleza lítica, modalidad de emplazamiento y edad geológica de esas unidades. Tales problemas sin resolver, han producido una considerable diversidad de opiniones, a veces contradictorias, sobre dichos rasgos y cuerpos, así como de su posible significación en la evolución geológica y tectónica de México sudoriental y regiones adyacentes (cf. Guzmán y de Cserna, 1963; Carfantan, 1981 [1984]; 1986; Damon *et al.*, 1981 [1984]; Morán-Zenteno, 1985; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988; Scotese *et al.*, 1988; de Cserna, 1989; Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990; Ferrusquía-Villafranca, 1993; Sedlock *et al.*, 1993).

A continuación se presentan y discuten algunos trabajos que abordan la presencia de esta clase de unidades en el Istmo de Tehuantepec, con referencia en particular al Área Laollaga-Lachivizá.

1. Ojeda-Rivera y colaboradores, 1965, p. 98–99 y Lám. 1 (mapa geológico de la región meridional de Istmo de Tehuantepec, escala 1: 250,000), discriminan en el área de estudio, una extensa unidad volcánica —designada *Tvd*— adscrita al Mioceno Medio, constituida por dacitas y que incluye además cuerpos hipabisales dacíticos y en menor proporción andesíticos y riolíticos. En el texto (*op. cit.*, p. 98), señalan que: “Al NW de Chihuitán (Figura 14) las rocas volcánicas están representadas por extensos depósitos de tobas dacíticas, material que también constituye algunas de las pocas y aisladas lomitas que sobresalen de la Planicie de Tehuantepec”.

Apoyándose en la presencia del équido *Merychippus* sp. en sedimentos tobáceos de Nejapa de Madero, Oax., (distante unos 80 km al occidente de Laollaga), reportado por Stirton (1954), quien lo asignó al Mioceno Medio-Tardío, Ojeda-Rivera y colaboradores (1965, p. 98–99), atribuyen esta edad a la actividad volcánica (y a sus productos, obviamente) ocurrida en toda la Región Ístmica Meridional.

La descripción que se hace de la unidad, no satisfizo los requisitos del Código Estratigráfico entonces en vigor (*cf.* ACSN, 1961), por lo que la tal unidad no está válidamente descrita ni tiene carácter formal. Por otro lado, el estudio de la secuencia tobácea aludida, muestra que su composición es sólo parcialmente dacítica, como se establece más adelante (*cf.* Apartado de Litología). La asignación geocronológica propuesta, se basa en una suposición —sincronía de la actividad volcánica regional— no demostrada entonces, por lo que permanece en la categoría de conjetural. Cabe destacar que el trabajo desarrollado en relación al Proyecto CONACYT 50992 (Ferrusquía-Villafranca, 1990 D–J), mencionado en la Introducción de este estudio, parece corroborar esta conjetura.

2. En la carta geológica estatal de Oaxaca, escala 1:500,000 (López-Ramos, 1974), se cartografió prácticamente a toda el Área Laollaga-Lachivizá, como Terciario Continental, sin precisarse naturaleza ni edad geológica.
3. En INEGI, 1984 (Carta Geológica Juchitán, escala 1:250,000), se cartografió en el área de estudio, a las extensas unidades *Tom (Da)* y *Tom (Ta)*. La unidad *Tom (Da)*, esto es, Dacita Terciaria oligocénico-miocénica, es descrita como lávica, afanítica a porfirítica, y ocupa prácticamente todo el tercio occidental y la mitad septentrional del tercio central del área de estudio. Cabe destacar que el examen de campo realizado en estas partes, muestra que no afloran dacitas lávicas ahí, sino tobas, principalmente riolíticas a riodacíticas. La unidad *Tom (Ta)*, esto es, toba ácida oligocénico-miocénica, ocupa las porciones central y suroriental del área, de composición variable —riolítica a dacítica— y se le describe someramente. El examen de campo, muestra que no toda la zona así cartografiada, corresponde a esta unidad, tal es el caso del Cerro El Tablón, que es un domo riolítico (*cf.* Domo Riolítico El Tablón, en este estudio), y de los afloramientos de la Filarenita Guichixú y de la Secuencia Cretácica Indiferenciada.

Tampoco se proporcionan las evidencias que sustentan la asignación geocronológica dada a estas unidades.

4. Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985, Fig. 16, mapa geológico de la Región Ístmica Meridional, escala 1:250,000), cartografían casi toda el Área Laollaga-Lachivizá, como aflorante de la unidad *Tigea*, esto es, Terciario Ígneo Extrusivo, sin mencionarlo siquiera en el texto, señalar si es de naturaleza lávica o piroclástica, ni aportar las evidencias que apoyan la asignación geocronológica dada a esta unidad.
5. Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1992) discriminan en el Área Laollaga-Lachivizá, a la unidad *Tv* (*i.e.*, Terciario volcánico, *op. cit.*, p. 30), sin indicar su naturaleza lítica, ni sustentar la asignación geocronológica dada.

Resumiendo puede decirse, que a pesar de haberse reconocido la existencia de unidades cenozoicas volcánicas en el Istmo de Tehuantepec y específicamente en el Área Laollaga-Lachivizá, desde hace bastante tiempo, la información disponible sobre ellas es escasa, tiene sustentación insuficiente, y para algunos rasgos, es contradictoria. Por ello y con objeto de subsanar aunque sea en parte esta deficiencia cognoscitiva, se consideró necesario erigir el taxon litoestratigráfico formal Toba Perros, en los términos que se señalan adelante, para describir y caracterizar a la unidad volcánica cenozoica más extensa de esta área.

Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Definición. Se propone designar Toba Perros a la unidad litoestratigráfica que aflora ampliamente en la Cuenca Hidrográfica del Río de los Perros; está constituida en su mayoría por una secuencia de tobas félsicas flujo-emplazadas, sub- y mesovítrico-líticas, sub- y mesovítrico-cristalinas y pervítricas, soldadas de colores claros (verde grisáceo, amarillo y rosa), dispuestas en estratos gruesos, con un espesor mínimo estimado de 2,000–2,500 m; incluye varias unidades de flujo y de enfriamiento; está afectada por sistemas de fallas/fracturas de rumbos dominantes WNW-ESE, NNE-SSW, ENE-WSW y NNW-SSE, que subdividen a la secuencia en bloques de configuración y tamaño diverso, con inclinaciones moderadas a fuertes (20° a 40° o más) y rumbos distintos; sobreyace discordantemente a las unidades del Basamento Precenozoico y a la Filarenita Guichixú, teniendo con ellas además contactos por fallas; se encuentra intrusionada por los cuerpos hipabisales a subvolcánicos intermedios a máficos de la Unidad Afanítico-Porfirítica Guienagati (taxon nuevo, este estudio); parece estar interdigitada con los derrames lávicos del Domo Riolítico El Tablón (taxon nuevo, este estudio), teniendo con ambos también contactos por falla; subyace en discordancia a las unidades tarditerciarias clástica y volcánica, así como a los depósitos cuaternarios; la Toba Perros forma sierras y mesetas homoclinales donde frecuentemente se desarrolla una topografía “acordonada” (*i.e.*, rebordes isoaltitudinales arqueados, separados por barrancas poco profundas paralelas a ellos); el

nombre deriva a la Cuenca Hidrográfica del Río de los Perros, donde aflora extensamente esta unidad estratigráfica; se designa como Área Tipo, a la parte de la Cuenca que se encuentre entre la confluencia de los Ríos Largo y de los Perros y los Cerros Tabacanda y Cucurucho, ubicados unos 6 km al S65°W de esta confluencia (desde luego a ambos lados del cauce del Río de los Perros); y se designa como Sección y Localidad Tipo, a los afloramientos que aparecen en La Carretera, desde el Puente sobre El Río de los Perros hasta el puente sobre el Río Largo, *circa* Km 37.5 y 39.5, respectivamente, y de ahí continúa un corto tramo por el cauce del Río Largo, hasta el contacto con la Filarenita Guichixú; se designa como Sección de Referencia, a la que aflora en las primeras mesetas inclinadas que se observan desde el Puente del Río de los Perros, 1.2 km al NW de este sitio (*cf.* Apéndice).

Ubicación y Extensión. Esta unidad ocupa, en el área, la mayor parte de la Cuenca Hidrográfica del Río de los Perros, de donde toma su nombre; forma tres cuerpos grandes y numerosos pequeños (Lámina I): El principal se extiende oblicuamente desde el Cerro El Tablón en el sureste, hasta los Ranchos El Algodón y Las Botijas, en el noroeste y más allá, fuera del área, hasta las cercanías de Chayotepec; tiene unos 25 km de largo por 5 a 10 de ancho. El segundo de los cuerpos grandes se encuentra al norte de El Tablón, y del Río de los Perros; tiene unos 6 km de largo y 4 de ancho; fuera del área, cerca de Chihuitán, se explota en él, una cantera para la producción de cemento puzolánico. El tercero se encuentra al norte y este de Guichixú, en la porción centroseptentrional del área, su forma es irregular, alargado en sentido NW-SE, con una constricción central; tiene unos 8 km de largo por 5 km en la parte más ancha —noroeste— 2 km en la menor y 1 km en la constricción.

Los cuerpos pequeños en general son ovoides, de menos de 1 km de largo y no más de 400 m de ancho, forman pequeñas prominencias o lomitas redondeadas; nueve de ellos están en la Subárea Chihuitán-Laollaga-El Tablón, arreglados en una línea arqueada que va de Chihuitán a El Tablón (*i.e.*, en sentido SE-NW), y distantes entre sí desde pocos cientos de metros a 1 km (Lámina I). Otros tres se encuentran cerca del margen noroccidental de El Tablón, emplazados en la Filarenita Guichixú; otro más está muy cerca del poblado homónimo, dispuesto de modo similar a los anteriores. Los últimos cuatro están asociados a las porciones marginales oriental y septentrional de El Tablón, aflorando en el cauce del Río de los Perros.

La extensión superficial de la Toba Perros es de unos 254.9 km², correspondientes al 51.62% del área total.

Expresión Geomórfica. Esta unidad litoestratigráfica está afectada por intenso fallamiento, que la ha subdividido en numerosos bloques de tamaño diferente, cuyos rasgos geológico-estructurales difieren de bloque a bloque; si a ello se agregan ciertas diferencias constitutivas y/o texturales, resulta que en cada bloque, se han desarrollado características morfotopográficas

peculiares (tales como tamaño, configuración, relieve, grado y modalidad de erosión, etc.), que hace conveniente el describirlos por separado. A cada uno de ellos se le ha considerado como una unidad geomórfica informal, ya que su caracterización fisiográfica formal, quedaría fuera de los objetivos de este estudio.

Geomorfo A: De Topografía Acordonada. Este y los diez siguientes, son parte del Cuerpo Principal; se localiza en la porción centromeridional del área (Lámina I), y puede describirse como formado por rebordes o sierrecillas bajas, orientales en sentido E-W, arqueadas, convexas hacia el sur, dispuestos paralelamente y muy próximos entre sí (distando de 400 a 1,000 m por lo común), separadas por depresiones alargadas, poco profundas (de 100 a 140 m de diferencia entre fondo y cresta del reborde), y desde luego paralelos a los rebordes (Lámina XI, Figs. D-F). Ello le confiere a este geomorfo una apariencia topográfica y fotogeológica acordonada (*i. e.*, formada por elementos alargados —cordones— paralelos y cercanos entre sí) o bandeadas (*i.e.*, constituida por cintas o bandas alternativamente claras y oscuras), semejante a la que se observa en las sierras y montañas plegadas erosionadas. Claro está que en el caso que nos ocupa, los rebordes y depresiones corresponden a series de mesetas angostas, inclinadas, de estructura homoclinal (20° a 35° hacia el norte), dispuestas escalonadamente, afectadas por fallas normales, paralelas a ellas. Altitudinalmente, este geomorfo se ubica entre los 100 y 400 m s.n.m., y aparece marcado como *TmpA* en el mapa geológico (Lámina I):

Geomorfo B: Escamas Imbricadas. Es un pequeño bloque localizado entre los Arroyos Trapiche y Agua Blanca, al sur del geomorfo anterior; está constituido por angostas mesetas o “escamas” fuertemente inclinadas (40° a 60° por lo menos) al norte, muy próximas entre sí, que le confieren una apariencia de hiperacordanamiento e imbricación *sui generis*; altitudinalmente, se ubica entre los 140–200 m s.n.m., y está marcado como *TmpB* en el mapa geológico (Lámina I).

Geomorfo C: Mesetas Angostas Inclinadas. Está también en la porción meridional del área, al occidente del anterior; difiere del Geomorfo A, por el mayor espaciamiento de las crestas de los rebordes (1.5 km o un poco más), la inclinación de las mesetas es similar en ambos; por su altitud, se ubica entre los 200 a 300 m s.n.m., y aparece como *TmpC* en el mapa geológico (Lámina I).

Geomorfo D: Topografía de Mal País. Se encuentra en la parte meridional del área, al occidente del anterior (Lámina I, *TmpD*); forma una meseta con característica erosión de mal país —esto es, con numerosas barrancas muy cercanas entre sí, que definen un patrón dendrítico de drenaje— y algunas prominencias o lomas pequeñas aisladas, dispuestas en un arreglo NNW-SSE, que sobresalen de 100 a 200 m sobre la altitud media de este geomorfo, que es de 300 m s.n.m.

Geomorfo E: Cuestas y Lomas. Se localiza en la parte centrooccidental del área, entre el Geomorfo A, el Arroyo de Santa María y el Río de los Perros (Lámina I, *TmpE*); forma

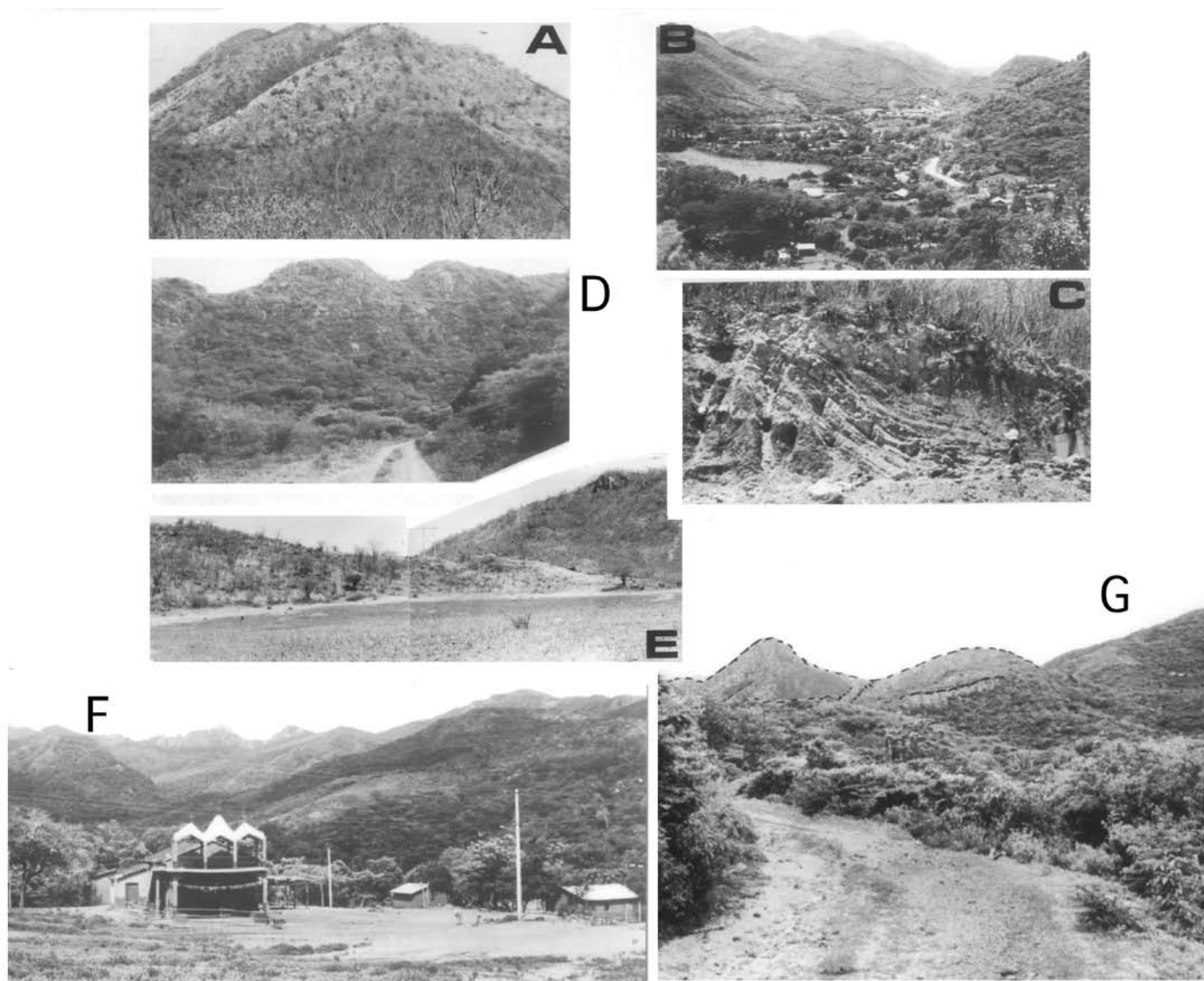


Lámina XI. Figura A, Toba Perros: Panorámica del Cerro Colorado, situado unos 3.5 km al SE de Lachivizá, constituido por lapillitoba lítico-vitrífera, de color rojo medio, bien litificada, mostrando la apariencia geomórfica típica de esta variedad. Figura B, Toba Perros y Unidad Afanítico-Porfírica Guienagati: Panorámica de Santa María Guienagati, tomada sobre la carretera, unos 500 m al norte del poblado, mirando hacia el sur. El pueblo está asentado sobre un manto de la unidad, que ha intrusionado a la toba (a la derecha de la fotografía). Figura C, Toba Perros: Afloramiento sobre un corte de la carretera, situado unos 3 km al NW de Laollaga, que muestra un sinclinal con sus flancos abiertos, se ilustra sólo el septentrional. Figura D, Toba Perros: Panorámica tomada desde un sitio cercano a la unión de la carretera y el camino a Guichixú, mirando al SW, mostrando la expresión geomórfica típica de esta unidad, formando lomas amesetadas con extremos o frentes acantilados, y flancos cubiertos por una densa selva baja caducifolia. Figura E, Toba Perros y Filarenita Guichixú: Panorámica de la parte sur-oriental del área, mostrando a la Filarenita —que forma la loma baja a la izquierda— subyaciendo discordantemente a la Toba —loma alta a la derecha. Figura F, Expresión geomórfica frecuente de la Toba Perros: mesetas inclinadas delimitadas por acantilados o farallones —asociados a fallas normales— en este caso vistas (al fondo) desde Guichixú; en primer plano, la Filarenita homónima. Figura G, Panorámica de la zona Lachivizá-Cerro Colorado, vista desde el camino Lachivizá-Lachiguiri, unos 2 km al oeste del primer poblado, mirando al ESE. Se aprecian mesetas moderada a fuertemente inclinadas (hacia el norte, lado izquierdo de la fotografía), de las laderas cubiertas por selva baja caducifolia; farallones —franjas claras, desprovistas de vegetación— o barrancas profundas que delimitan. Las mesetas se han desarrollado en la Toba Perros.

las cuestras que descienden del Geomorfo A, que aparecen separadas por angostas y profundas barrancas; las partes así delimitadas, frecuentemente están coronadas por pequeñas lomas ovaladas o forman crestas amesetadas alargadas. Altitudinalmente, el Geomorfo E se ubica entre los 200 y 500 m s.n.m., con un promedio de 300 y las lomas tienen sus cimas entre los 400–500 m.

Geomorfo F: Cordoncillo y Mal País. Es un geomorfo pequeño, situado al occidente del anterior, entre el Arroyo de

Santa María y el Complejo Metamórfico (Lámina I, *TmpF*); tiene en el sur una loma baja, alargada y zigzagueante, y en la norte una cuesta donde se ha desarrollado topografía de mal país; por su altitud, se ubica entre los 200–300 m s.n.m.

Geomorfo G: Topografía de Mal País. Ocupa el extremo centrooccidental del área (Lámina I, *TmpG*), situándose por su altitud entre los 400–600 m s.n.m.; en él se ha desarrollado una típica topografía de mal país. Es similar al Geomorfo D, pero su ubicación geográfica es distinta.

Geomorfo H: Mesetas Inclinas y Crestas. Se encuentra en la parte centrooccidental del área (Lámina I, *TmpH*), altitudinalmente entre los 400–600 m s.n.m., se caracteriza por la presencia, de mesetas inclinadas (25° a 40°) hacia el norte, delimitadas por fallas (normales) paralelas a ellas, orientadas E-W, arqueadas y convexas hacia el sur, separadas por crestas —que son el margen de las mesetas individuales— distantes como 1 km entre sí, y que le confieren a la zona, una apariencia cuasiacordonada.

Geomorfo I: Mesetas y Barrancas Estrechamente Espaciadas. Se localiza en la porción noroccidental del área (Lámina I, *TmpI*), entre los 200–600 m s.n.m., morfológicamente semeja al Geomorfo H, del cual difiere en que la separación intercrestas es mucho menor; las angostas mesetas y barrancas están orientadas en sentido NW-SE (como en el caso anterior) e inclinadas unos 30° al NNE.

Geomorfo J: Cresta del Cerro Brujo. Es un geomorfo pequeño, situado en la parte centroseptentrional del área (Lámina I, *TmpJ*), entre los 350–750 m s.n.m.; forma un cerro alargado en sentido E-W, de fuerte pendiente, llamado Cerro Brujo, en cuya parte baja —sobre todo en la vertiente oriental— se ha desarrollado topografía de mal país.

Geomorfo K: Mesetas Inclinas y Mal País. Este es el último geomorfo desarrollado en el Cuerpo Principal de la Toba Perros; se localiza en la parte central del área (Lámina I, *TmpK*), entre los 200 a 600 m s.n.m., formando la compleja cuesta del Arroyo Guichixú, descendiendo del norte; está cortada por varios arroyos (el Guluxu es el principal). Se encuentra constituida por angostas mesetas orientadas en dirección E-W, inclinadas (unos 30°) hacia el norte, sobre las que se ha producido una topografía de malpaís, debido al carácter deleznable del material tobáceo local.

Geomorfo L: Montañas Afiladas Mal-Paisoides. Este geomorfo ocurre en el Tercero de los Cuerpos Grandes de la Toba Perros; se encuentra en la parte centroseptentrional del área (Lámina I, *TmpL*), entre los 400–800 m s.n.m.; se caracteriza por la presencia de montañas alargadas de cimas afiladas y faldas con numerosas barranquitas cortas y paralelas (raramente exceden los 500 m y distan entre sí unos 100), que le confieren al terreno una topografía parecida a la de mal país; estas barranquitas confluyen en otras mayores, profundas que definen un patrón dendrítico de drenaje —otro rasgo común con la topografía de mal país.

Geomorfo M: Lomas y Cerros. Este geomorfo ocurre en el Segundo de los Cuerpos Grandes de la Toba Perros, se encuentra en la porción suroriental del área (Lámina I, *TmpM*), entre los 100–400 m s.n.m.; se caracteriza por la presencia de Lomas alargadas amesetadas, coronadas en varios sitios por cerros aislados; profundas barrancas separan a las lomas, a donde confluyen las numerosas barranquitas —principalmente paralelas y cortas— talladas en las faldas de ellas. Este geomorfo parece ser el resultado de extensa erosión en una meseta tobácea, de suave inclinación, constituida por material de cohesión no uniforme.

Geomorfo N: Cerritos Alineados. Es el más pequeño, se encuentra en la parte suroriental del área y está constituido por nueve cerritos o lomas ovoides, bajas (su diferencia base-cima no excede de 60 m) alineadas en forma de un arco abierto, de unos 6.2 km de longitud, que se extiende desde Chihuitán a Laollaga y de ahí al margen —porción suroccidental— del Cerro El Tablón; el material que los forma es toba félsica soldada, dispuesta en estratos fuertemente inclinados al norte.

Espesor, Litología e Interpretación Genético-Ambiental

Espesor. El extenso fallamiento que muestra la unidad, el hecho de que su contacto inferior aflore en muy pocos sitios, que además están separados del cuerpo principal, y que esta formación corone en gran parte a la secuencia cenozoica en el área, dificultan conocer su espesor real; en la Sección Tipo se documentó uno de 875 m, en la Subárea Arroyo Lachiguiri-Camino a Lachiguiri, en una sección perpendicular al Camino y que lo intercepta aproximadamente en el Km 3 (a partir de Lachivizá), se midió un espesor de 485 m, y en la Subárea Río de los Perros-Cerro Cucurucho, se apreció uno de 840 m (entre dos arroyos paralelos al Río), aunque la secuencia continuaba en ambos sentidos (NE y SW); ello hace suponer que el espesor real mínimo deba ser de 2,000 a 2,500 m.

Litología. La Toba Perros despliega una considerable diversidad textural, de color y en menor grado de composición mineralógica, reflejando con ello las variadas condiciones de emplazamiento que originaron a sus distintas partes. A continuación se describen las principales variedades líticas observadas, en el entendido, que se usó como criterio sistematizador primario, al conjunto de rasgos texturales, y las variedades se ordenaron siguiendo el esquema de clasificación descrito en Material y Métodos. Queda implicada la posibilidad de cierta diversidad composicional mineralógica dentro de cada variedad, así como de un diferente grado de soldamiento. Ello se señalará en su oportunidad. También se indica si una variedad está confinada a uno o a pocos geomorfos; en caso de no hacerse esto, se entenderá que tal variedad se encuentra distribuida en la mayoría o totalidad de los geomorfos.

Variedad 1: Lapillitoba Perlítica Brechoide. Es una variedad poco común, de color gris claro medio (Gray N 6) que intemperiza a anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 7/4); está constituida por litoclastos lapillicos no pumíticos, elongados, de 2 a 6 cm de largo por 1.5 a 2 cm de ancho, de contorno anguloso y ondulado, sugestivo de deformación plástica a temperatura elevada, su composición es hialorriodacítica a hialodacítica. Significativamente, los litoclastos están separados por cavidades colapsadas y deformadas que tienen un recubrimiento de amatista en cristales de unos 1–2 mm de diámetro, indicativa de cavidades fluido-gaseosas existentes en derrames piroclásticos emplazados a altas temperaturas, y no de simples intersticios que separan a los clastos de una brecha. Probablemente corresponde a un depósito tipo surgencia (*surge*

deposit). Esta variedad lítica es muy singular y tal vez sea una clase no descrita.

Varietad 2: Lapillitoba Lítico-Vitrífera (Láminas XI, Fig. A y XV, Fig. D). También es poco común, de color rojo pálido (Pale red 10 YR 4) a rojo moderado (Moderate red 5 R 5/4 y 5 R 4/6, ambos sin cambio de meteorización). Los litoclastos de pumicita son el componente mayoritario, su tamaño varía de 5 a 10 mm, muestran elongación moderada a fuerte, y argilización leve a moderada, de modo que la estructura fibrosa es plenamente reconocible. Las esquirlas de vidrio muestran depresión y flexión alrededor de cristales o de otros clastos, y lo mismo ocurre con los pumicitaclastos más pequeños; ello evidencia cierto colapsamiento tal vez asociado con emplazamiento a temperatura moderada a alta. Litoclastos escasos de hialorriolita a hialodacita, completan la fracción lítica de esta variedad. Se trata entonces de una lapillitoba lítica vitrífera emplazada probablemente por flujo piroclástico, bien consolidada, félsica (riodacítica a dacítica), dispuesta en estratos gruesos, de gran resistencia erosiva. Se le encontró en el Cerro Colorado (extremo noroccidental del Geomorfo A).

Varietad 3: Toba y Lapillitoba Sublítico-Cristalina. Es poco común, de color gris verdoso (Greenish gray 5 GY 6/1), que intemperiza a gris oliváceo (Pale olive gray 10 Y 6/2). Los litoclastos forman 20% al 25% de la roca, son de tamaño de ceniza a lapilli fino (1 a 10 mm de diámetro), dominando los segundos; su composición es hialorriodacítica; los litoclastos de pumicita son muy escasos, elongados y algo argilizados. Los cristales en conjunto forman del 50% al 60% de la roca, de ellos los fenocristales —1.0 a 1.5 mm de diámetro— forman la cuarta parte e incluyen cuarzo translúcido piramidal, plagioclasa sódica, feldespato alcalino, biotita y otros máficos escasos. Los microcristales y microlitos están dispersos en la mesostasis o son parte de ella. La fracción vítrea está constituida por esquirlas deformadas y alteradas (argilizadas) y polvo (también argilizado) que forma parcialmente a la mesostasis. Esta variedad es una lapillitoba sublítico-cristalizada, parcialmente soldada, riodacítica, emplazada por flujo piroclástico.

Varietad 4: Toba y Lapillitoba Sublítico-Vítrica. Es relativamente poco frecuente, sus colores son rojo grisáceo (Grayish red 5 R 4/2) sin cambio de intemperización, verde amarillento grisáceo (Grayish yellow green 5 GY 7/2) y gris oliváceo claro (Light olive gray 5 y 6/1), ambos intemperizan a pardo amarillento pálido (Pale yellowish brown 10 YR 6/2). Los litoclastos constituyen del 15 al 20%, y su tamaño varía desde ceniza gruesa a lapilli; están formados de hialovulcanitas intermedias a máficas (andesitas principalmente) alteradas (hematizadas); los pumicitaclastos son escasos. Los cristales forman del 25% al 30% de la roca, incluyen principalmente plagioclasa zonada, así como escaso cuarzo y feldespatos alcalinos; los máficos principales son de hornblenda con bordes alterados a iddingsita-biotita y, en algunos casos, olivino. La fracción vítrea es abundante, 50% a 60% del total, incluye esquirlas (y -oides y blocosas son las más comunes, *cf.* Heiken y Wohletz, 1991) y polvo; se aprecia alteración incipiente a moderada. Las esquir-

las muestran cierto acomodo entre los litoclastos y cristales, que sugiere deformación plástica, tal vez asociada a piroconsolidación; su birrefringencia es superior a la del bálsamo de Canadá. En algunas muestras se observan esferulitas y litofises, sugestivos también de emplazamiento a temperatura elevada. Esta variedad es una toba a lapillitoba subvitrítico-lítica parcial a totalmente soldada, de composición andesítica *sensu lato*, emplazada por flujo piroclástico.

Varietad 5: Toba Pervitrítico-Lítica Hematizada (Láminas XII, Fig. D; XIII, Fig. E; XIV, Figs. A-D). Es una variedad poco común, de un llamativo color pardo rojizo moderado (Moderate reddish brown 10 YR 4/6), que intemperiza a pardo rojizo oscuro (Dark reddish brown 10 YR 3/4), fuertemente consolidada. La fracción lítica corresponde a un 22.5%–30% y está formada por lapilliclastos y cinereoclastos. Los primeros son ovoides o muy elongados, miden hasta 15 mm de largo y 1 a 5 mm de ancho, en conjunto corresponden a la tercera parte de la fracción y están constituidos por pumicita o por hialorriolita y/o hialorriodacita. Los pumicitaclastos están severamente argilizados, hematizados y muestran una estructura fibrosa relictiva; en ellos, la elongación es proporcionalmente mayor que en los clastos de riolita, los cuales en general son más claros y están menos alterados. De los cinereoclastos, los de pumicita son mucho más abundantes y muestran considerable argilización y elongación, relacionada con la piroconsolidación.

La fracción cristalina representa el 10% de la roca — como máximo — y está formada por cuarzo translúcido en fenocristales de 1 a 2 mm de diámetro virtual, así como por microcristales dispersos en la matriz, y por cristallitos que la constituyen parcialmente. Los feldespatos alcalinos son más abundantes, representan algo más de la mitad de esta fracción; los fenocristales de ortoclasa y microclina son frecuentes, muestran severa argilización; también, se observó sanidino. Hornblenda es el máfico más común, y sorprende que no esté hematizado.

La fracción vítrea es el componente mayoritario; forma una mesostasis profusamente hematizada, estrómic, en la que ópticamente (aumento de 40X) no se disciernen esquirlas individualizadas (*cf.* Lámina XIV, Figs. A–D). Ello podría indicar que el proceso de piroconsolidación ha sido intenso, y ha obliterado la estructura vitroclástica original (evidenciada por la presencia de pumicitaclastos, entre otros rasgos). La causa de la extrema hematización no se conoce, empero la presencia de máficos —hornblenda— no hematizados, sugiere un origen post-emplazamiento (diagenético o deutérico). Esta variedad es una toba lapillífera pervitrítico-lítica profusamente hematizada, soldada, flujocinética de felsita (tal vez riolita a riodacita). Se le encontró en el Geomorfo J —parte centroseptentrional del área— que espacialmente es contiguo al cuerpo principal de la Unidad Porfirítico-Afanítica Guienagati (taxon nuevo, este trabajo, Lámina I), que muy probablemente es de naturaleza intrusiva somera a subvolcánica.

Varietad 6. Toba Mesovitrítico-Lítica (Lámina XIII, Figs. A y F). Es abundante, como 1/4 de las muestras colectadas de



esta formación le pertenecen; sus colores incluyen entre otros, verde grisáceo (Grayish green 10 GY 5/2) que intemperiza a anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 7/4), verde amarillo grisáceo (Grayish yellow green 5 GY 7/2) que intemperiza a pardo grisáceo (Pale yellowish brown 10 YR 6/2), gris oliváceo claro (Light olive gray 5 Y 6/1) sin cambio de intemperización, gris verdoso claro (Light greenish gray 5 GY 8/1) sin cambio de intemperización, rojo pálido (Pale red 10 R 6/2) que intemperiza a gris oliváceo claro (Light olive gray 5 Y 6/1), rosa anaranjado grisáceo (Pink grayish orange 5 YR 7/2) que intemperiza a anaranjado muy pálido (Very pale orange 10 YR 8/2), rosa moderado (Moderate pink 5 YR 7/4) sin cambio de intemperización, y gris pardusco claro (Light brownish gray 5 YR 6/1) que intemperiza a gris oliváceo claro (Light olive gray 5 Y 6/1). Las variedades rosas y claras, tienden a poseer mayor cantidad de pumicitaclastos que las otras.

Por lo que se refiere a los componentes, el vidrio es dominante (60%–70%) y está presente como polvo y esquirlas de diversos tipos (blocosas, y -oides, etc.), que en conjunto constituyen la parte principal de la mesostasis; con frecuencia, las esquirlas están orientadas paralelamente entre sí, y muy apretadas, así como flexionadas en torno a cristales u otros clastos, ello indica soldamiento; se aprecia también que las esquirlas y el polvo están parcialmente alterados (desvitrificados) a un agregado microcristalina de cuarzo (?cristobalita) y feldespato alcalino; el grado de alteración varía de ligero a moderado, y sólo raramente es intenso.

Los cristales representan un componente minoritario (5–15%), su tamaño corriente varía de 0.1 a 2.0 mm, siendo el más frecuente de 0.5 a 1.0 mm de diámetro; los cristales menores (comúnmente inferiores a 0.1 mm) están dispersos en la mesostasis e incluyen feldespato alcalino, biotita (rara) y cuarzo, así como anfíbolos y otros máficos subordinados. Los cristales mayores son principalmente cuarzo translúcido piramidal, que muestra inclusiones y escotaduras, ocasionalmente está formando intercrecimientos con el feldespato alcalino y en menor medida con la biotita; el feldespato alcalino es principalmente oligoclasa, aunque también se observa microclina y sanidino, con frecuencia está maclado y ligera o severamente argilizado; la plagioclasa es de tipo alcalino, menos abundante y con frecuencia está argilizada; la biotita forma cristales euhedrales de sección hexagonal característica, es común observar cierta lixiviación (*leaching*), que se muestra por aclaración del color negro típico, que pasa a gris pardusco o aun a un tono mostaza o amarillo; existen también hornblenda y otros máficos acceso-

rios. Dispersos en la mesostasis, se observan microcristales de máficos micáceos de color verde (?celadonita, ?clorita y/o ?glaucionita), así como otros máficos verdes también, pero no micáceos (?hiperstenita o ?augita), que le confieren una tonalidad verde a la roca; ocasionalmente se observan gránulos de arcilla verde (?glaucionita, ?bentonita) que contribuyen al mismo efecto.

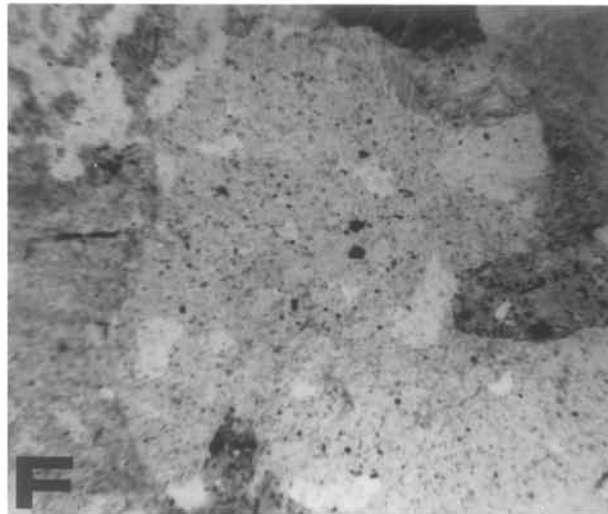
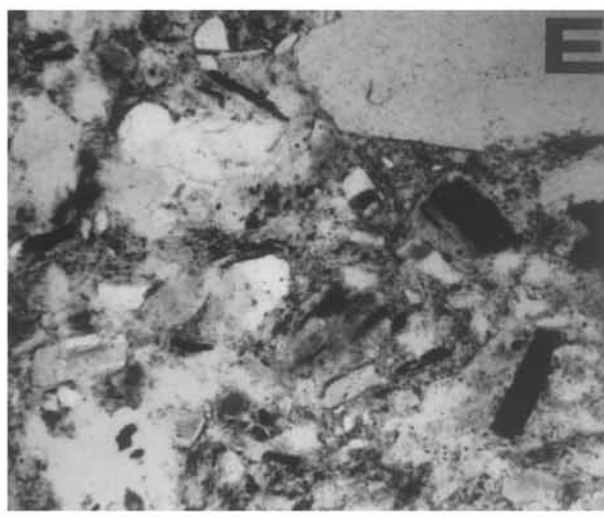
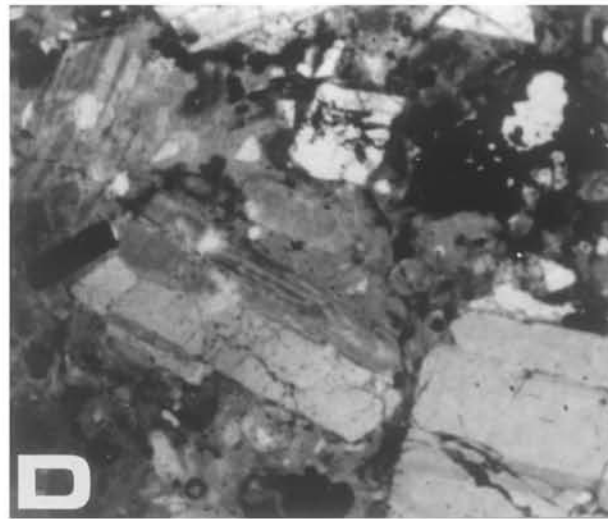
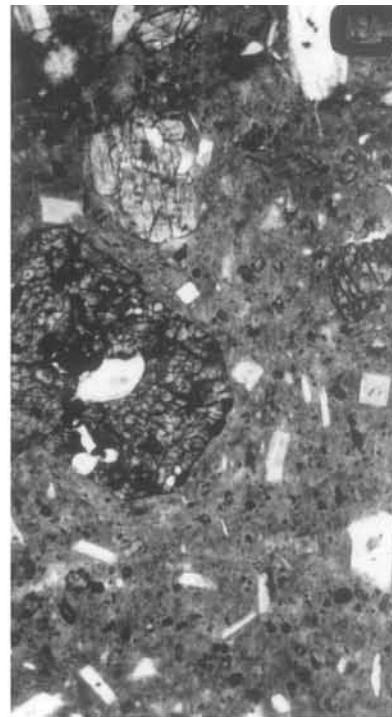
La fracción lítica es el segundo componente más abundante (15%–25% o un poco más), incluye tanto pumicitacomo hialovulcanitaclastos. Los primeros varían enormemente de tamaño (desde 0.5 mm o un poco menos, hasta 45 mm de diámetro o algo más), pero el más frecuente en el de arena gruesa, gránulo y grava fina; por tanto en esta variedad hay tobas verdaderas, tobas lapillicas y lapillitobas, dependiendo de la proporción en que intervengan los clastos mayores; comúnmente los pumicitaclastos son anisodiamétricos (tres o más veces más largos que anchos), indicando cierta deformación por compresión, que a su vez denota soldamiento; a pesar de que la mayoría muestran argilización (ligera a severa), en casi todos ellos, su característica textura fibrosa es plenamente discernible; el material vítreo está transformado con frecuencia a un agregado microcristalino de cuarzo (?cristobalita) y feldespato; en los casos en que el soldamiento es intenso, se puede apreciar compresión extrema de los pumicitaclastos y su flexión en torno a cristales o litoclastos no pumíticos; empero los verdaderos *fiamme* son bastante raros.

Los hialovulcanitaclastos son más comunes en las variedades verde-oscuro, su tamaño varía de 0.5 a 10 mm de diámetro o un poco más), muestran aplanamiento leve, y están constituidos por hialorriodacita y hialorriolita.

Por lo que se refiere a la composición mineralógica, esta variedad es predominantemente riolítica; sin embargo, hay también muestras que corresponden a riolita-riodacítica, riodacita y aun dacita. La modalidad de emplazamiento parece haber sido principalmente por flujo, moderadamente distante del sitio eruptivo, empero es probable que las variedades lapillicas líticas-no pumíticas, representen emplazamiento tipo surgencia (*surge deposits*), necesariamente próximos a la fuente eruptiva.

Variación 6': Toba Mesovítrico-Lítica con Esquirlas Vítreas de Pared Gruesa (Lámina XVI, Figs. A–F). Es una variedad poco común, se le encontró formando un cuerpo tabular vertical asociado al margen nororiental del Domo Riolítico El Tablón (nombre nuevo, este estudio). Es de color pardo amarillento pálido (Pale yellowish brown 10 YR 6/2), sin cambio de intemperización. Se distingue de la anterior, porque posee

Lámina XII. Toba Perros, (B). Figura A. Toba Perros: Afloramiento que muestra estratos verticales de esta unidad, cuya superficie es un relis planchado asociado a una falla normal; el sitio se encuentra unos 2 km al SE de Lachivizá. Figuras B y C. Toba Perros y Unidad Afanítico-Porfirítica Guienagati: A, afloramiento que muestra a la Toba localmente arriba de la Unidad; el lugar se encuentra en un corte de la carretera ubicado unos 3.5 km al SE de Lachivizá. La persona mide 1.80-m. Figura C, afloramiento que muestra a la toba localmente subyaciendo a la unidad; la localidad se encuentra sobre un corte de la carretera, a unos 3 km al SE de Lachivizá. Figura D. Toba Perros: Estratos verticales de toba pervítrico-lítica hematizada (Var. 5), de color rojo intenso interpuesto en toba de otro tipo, y color más claro, mostrando su apariencia geomórfica característica. El sitio se encuentra unos 1.25 km al W del entronque entre el camino a Guichixú y la carretera, designándosele aquí de manera informal "La Cresta Roja". Figura E. Toba Perros y Unidad Afanítico-Porfirítica Guienagati: Afloramiento de Toba intrusada por un pequeño dique perteneciente a la unidad. El lugar se encuentra casi 1 km al SE de la unión entre la carretera y el camino a Guichixú. Figura F. Toba Perros: Afloramiento de toba pervítrica (Var. 10), de color verde pistache típico, dispuesta en estratos delgados a medianos, fuertemente inclinados (50°) al SW; la localidad se encuentra sobre un corte de la carretera, a unos 1.3 km al SE de la unión de ésta con el camino a Guichixú.



una mayor cantidad de pumicitaclastos, de tamaño 1 a 2 mm de diámetro promedio, con su típica textura fibrosa, un tanto ondulada y desvitrificada; en cambio los litoclastos de hialovulcanitas son escasos. La fracción cristalina, al igual que la lítica es relativamente menos abundante; el cuarzo y los feldespatos alcalinos, tienden a ser más comunes. La principal diferencia está en la fracción vítrea, que es algo más abundante, e incluye tanto esquirlas como polvo. Las esquirlas son de dos tipos, las comunes, de pared delgada y formas diversas, y otras (que en conjunto corresponden al 15%–20%) muestran una gruesa pared (dos a tres veces mayor que en las comunes), en general desvitrificada, constituida por calcedonia microcristalina que forma un mosaico, hacia el interior, la pared forma un recubrimiento de color anaranjado, constituido por microcristales de cuarzo, aun más pequeños que los anteriores, íntimamente entremezclados con corpúsculos de óxidos (e hidróxidos?) de hierro, que le confieren a este recubrimiento una tonalidad más oscura que al resto de la pared (*cf.* Lámina XVI, Fig. A). Se ignora la significación genética de este rasgo, parecería que la viscosidad del magma generador debió ser un poco diferente de la que tuvo aquel que originó a la variedad anterior, permitiendo que se desarrollaran burbujas de pared más gruesa.

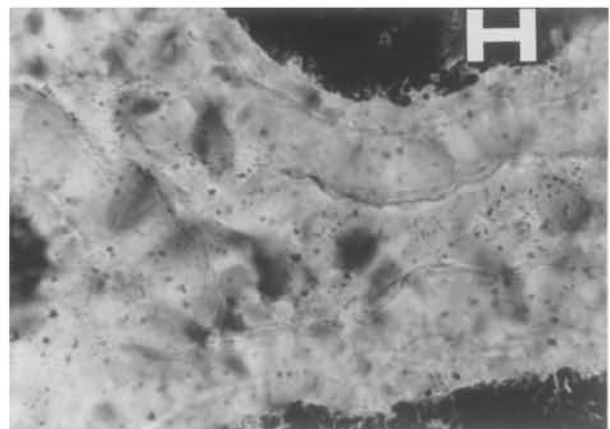
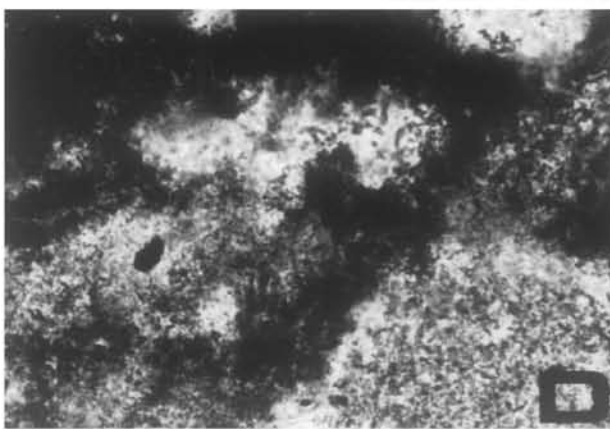
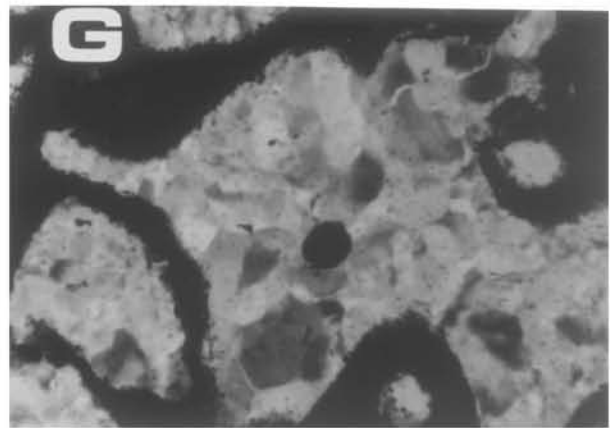
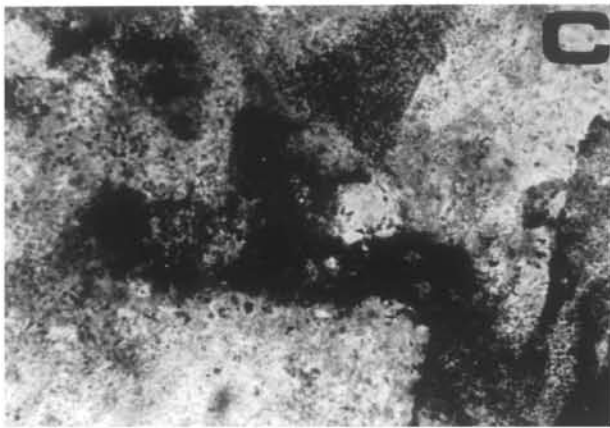
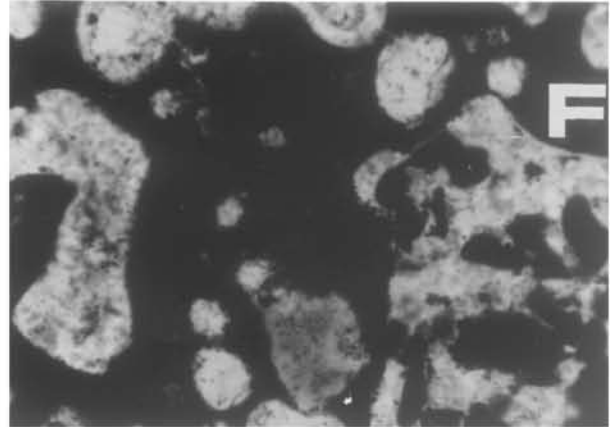
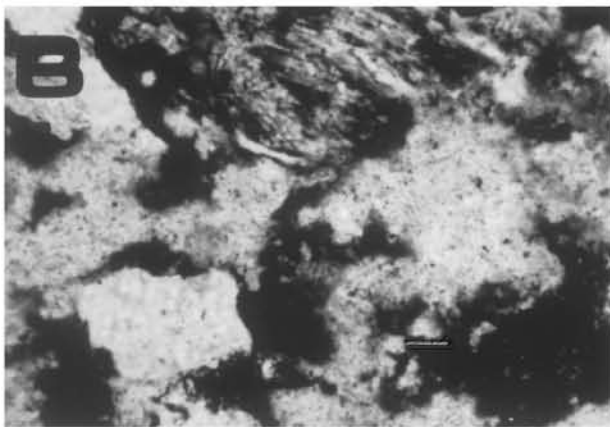
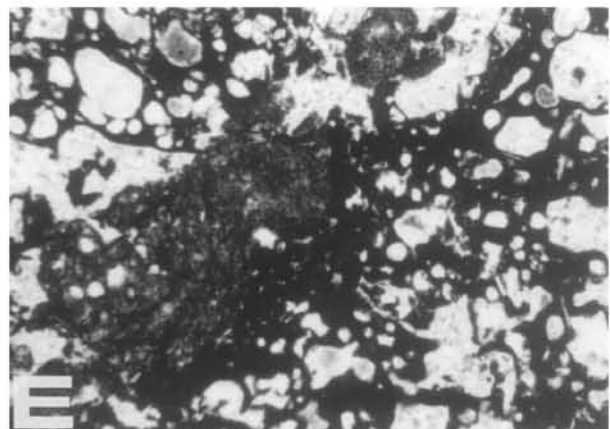
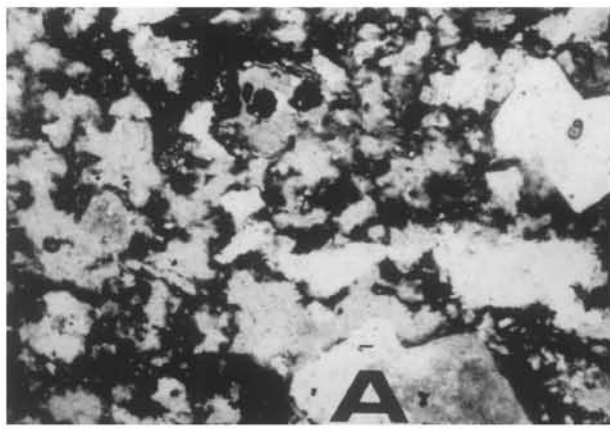
Variedad 7: Toba Subvitrítico-Lítica. Un 10% de las muestras colectadas se adscriben a esta variedad. El contenido de litoclastos es semejante al de la Variedad 5, pero el de cristales es un poco mayor. Los colores principales son gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 7/2), sin cambio de intemperización, verde grisáceo (Greenish gray 5 GY 6/1), que intemperiza a pardo amarillento moderado (Moderate yellowish brown 10 YR 5/4) y verde grisáceo amarillento (Grayish yellow green 5 GY 7/2), que intemperiza a gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 7/2). El tamaño de los clastos es preferentemente de ceniza, aunque algunas subvariedades contengan una fracción significativa de lapilli, como para considerarlas técnicamente tobas lapílicas. El soldamiento es moderado a alto. Los litoclastos están constituidos de pumicita (fésica), hialorriolita, hialorriodacita, escoria y hialolatita. Composicionalmente, la roca es una riolita que varía hasta riodacita latítica.

Variedad 8. Toba Percristalina (Láminas XIII, Figs. B, C y D; XV, Figs. B, F y G). Es poco común, de color anaranjado amarillento oscuro (Dark yellowish orange 10 YR 6/6), que intemperiza a gris oliváceo claro (Light olive

gray 5 Y 6/1) y gris amarillento (Yellowish gray 5 8/1), que intemperiza a pardo amarillento pálido (Pale yellowish brown 10 YR 6/2). Los cristales son muy abundantes, representan prácticamente el 90% o más de la muestra, e incluyen cuarzo translúcido bipiramidal, feldespatos alcalinos algo alterados (principalmente ortoclasa, microclina y sanidino escaso), y como máficos comunes biotita y hornblenda, que sin embargo, no exceden al 10% de todos los cristales, en la mayor parte de los casos. El material vítreo es escaso. Algunas muestras contienen pumicitaclastos cinéreos a lapílicos finos, elongados y argilizados, sugiriendo compresión por compactación y piroconsolidación; texturalmente estas muestras quedan en la clase percrystalolítica, pero se adscribieron a esta variedad por ser escasas. Por su composición, la mayor parte son riolíticas, aunque algunas variedades con mayor cantidad de máficos —biotita por lo común— y la presencia de plagioclasas asociadas a los feldespatos alcalinos, tienen carácter intermedio (de dacitas a latitas). En general, el grado de soldamiento es alto y el emplazamiento ocurrió por flujo piroclástico.

Variedad 9: Toba Mesocristalo-Vítrica (Lámina XV, Fig. A). Es común, de color rojo pálido (Pale red 5 R 6/2), casi sin cambio de intemperización, caracterizada por la presencia bimodal de cristales: Fenocristales de 2 a 4 mm de diámetro —a veces más— de plagioclasa zonada de labradorita a andesina, y en menor cantidad de oligoclasa; muestran gemelación Carlsbad típica, son euhedrales en su mayoría; algunos muestran corrosión. Se aprecian también fenocristales de feldespatos alcalinos —principalmente ortoclasa— pero en proporción mucho menor que las plagioclasas. Además de estos fenocristales, existen abundantes microcristales —40 a 50 micras en promedio— de estos feldespatos, dispersos en la mesostasis, así como microlitos que junto con polvo, escasas esquirlas y vidrio amorfo, constituyen la mesostasis. Los minerales máficos aparecen principalmente como microcristales euhedrales y subhedrales de 40 a 100 micras de diámetro promedio, que puede llegar hasta 700 micras, entre los que destacan los de hornblenda, con bordes alterados de iddingsita o con frecuencia hematizados por completo. También se aprecian máficos opacos (magnetita?) poco abundantes. La fracción lítica es escasa, no excediendo el 5%, es de composición hialoandesítica. La variedad es una toba mesocristalo-lítica, soldada, de dacita a latita.

Lámina XIII. Toba Perros, (C). Figura A: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV88-135, toba mesovitrítico-lítica (Var. 6), colectada cerca de la carretera, unos 500 m al SE del puente sobre el Río de los Perros. Nótese las abundantes y delicadas esquirlas de vidrio (y-oides) y los cristales de cuarzo. La línea representa 0.2 mm. Figuras B y C. Toba Perros: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV88-143, toba percrystalina (Var. 8), colectada en un corte de la carretera, situado a unos 2 km al NW del entronque de ésta con el camino a Guichixú. B, nótese la abundancia de cristales de plagioclasa y cuarzo (más pequeños), indicativos de su composición dacítica. C, se destaca la presencia de un fenocristal euhedral de clinopiroxena (prisma oscuro a la izquierda). Escala como en la Figura G. Figura D. Toba Perros: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV88-173.1, toba percrystalina (Var. 8), colectada en un afloramiento situado como 1 km al WNW de Guichixú. Los cristales de plagioclasa son muy abundantes. Escala como en la Figura G. Figura E. Toba Perros: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV92-100B, toba pervitrítico-lítica hematizada (Var. 5), colectada unos 2.1 km al E del Cerro Colorado. En el campo ilustrado, la mesostasis está moderadamente hematizada. Escala como en la Figura A. Figura F. Toba Perros: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV92-106, toba mesovitrítico-lítica (Var. 6), colectada unos 2 km al SE de Lachivizá. Nótese la ausencia de plagioclasa, al centro un piroclasto vítrico; la composición de esta roca es riolítica. Escala como en la Figura G. Figura G. Toba Perros: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV92-117, toba subvitrítico-cristalina (Var. 12), colectada en un corte de la carretera, unos 200 m al SE del entronque de ésta con el camino a Guichixú. Nótese la bimodalidad de tamaño en las esquirlas, así como la presencia de un pumicitaclasto en la parte inferior de la ilustración.



Variedad 10: Toba Pervítrica. Bastante común, muestra gran diversidad de colores, entre los que se incluyen: Gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 7/2), que intemperiza a anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 7/4) o a amarillo oscuro (Dusky yellow 5 Y 6/4), amarillo grisáceo (Grayish yellow 5 Y 8/4), que intemperiza a gris oliváceo (Olive gray 5 Y 3/2), amarillo verdoso pálido (Pale greenish yellow 10 Y 8/2), que intemperiza sin cambio, a verde amarillento pálido (Pale yellowish green 5 GY 7/2) que intemperiza a verde oliva grisáceo (Grayish olive green 5 GY 3/2), gris verdoso claro (Light greenish gray 5 GY 8/1) que intemperiza sin cambio, gris oliváceo claro (Light olive gray 5 Y 6/1) que intemperiza sin cambio, y gris verdoso (Greenish gray 5 GY 6/1) que intemperiza a gris oliváceo pálido (Pale olive gray 10 Y 6/2). Las variedades verdosas recuerdan mucho a la toba Miembro Etlá de la Formación Suchilquitongo, en el área homónima (Lámina XII, Fig. F, cf. Wilson y Clabaugh, 1970).

El componente vítreo es con mucho el más abundante (88 a 95%), está constituido principalmente por polvo y esquirlas de diversos tipos, ligera o severamente desvitrificadas a un agregado de ?cristobalita y feldespatos alcalinos, y que frecuentemente se muestran apretadas unas contra otras y aun flexionadas en torno a cristales u otros clastos, lo cual indica soldamiento.

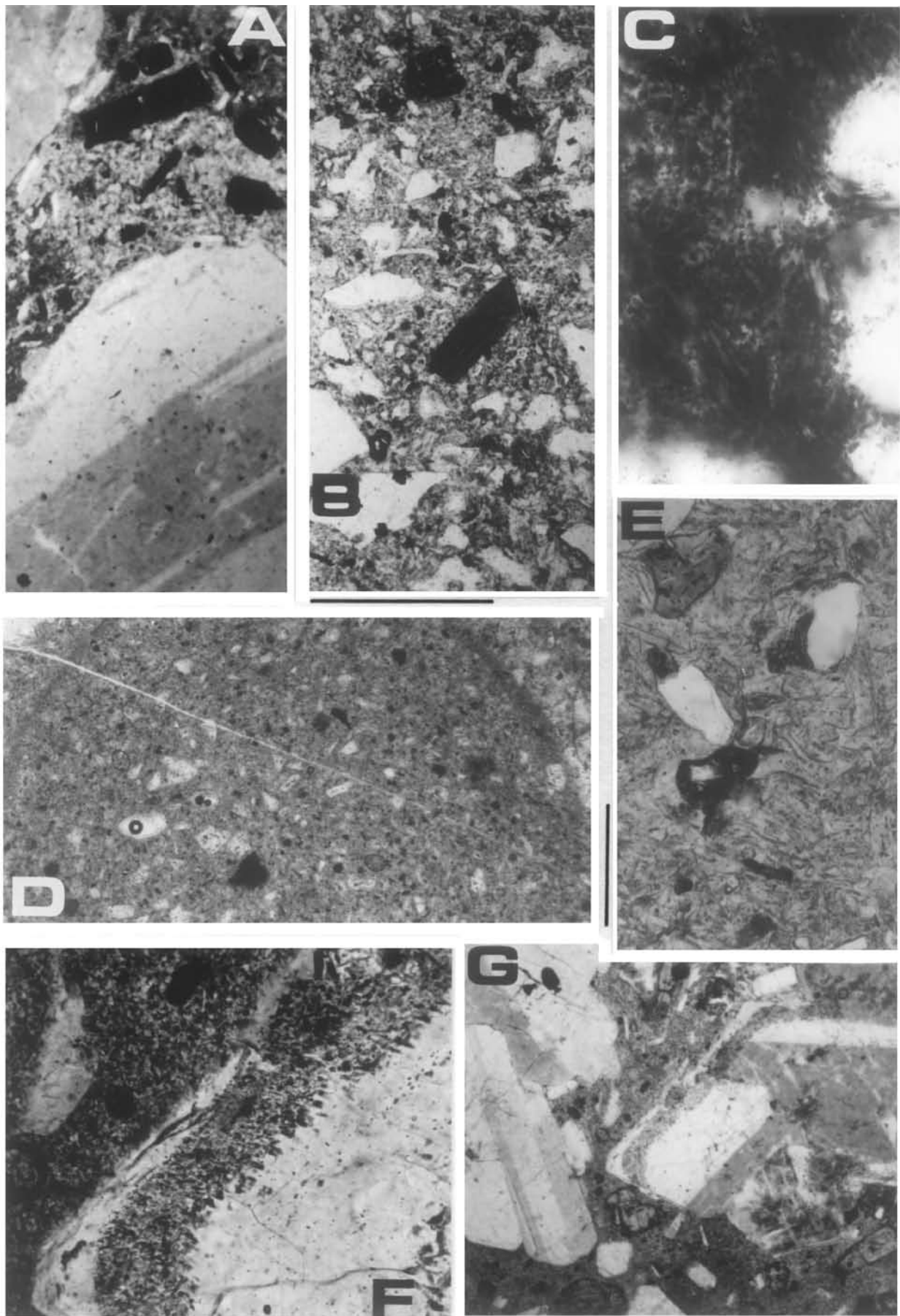
Los cristales son escasos e incluyen cuarzo translúcido, feldespatos alcalinos (ligera o moderadamente argilizados), biotita, y otros máficos. Los litoclastos son en su mayoría de pumicita, su tamaño varía de 0.5 a 2.0 mm y con frecuencia muestran cierta elongación; también se aprecian algunos litoclastos de hialorriolita y de hialorriodacita. Por su composición mineralógica, esta variedad es con mayor frecuencia riolítica. La dominancia de material finoclastico, sugiere que los depósitos formados por esta variedad, representan facies distales (Fisher y Smith, 1991B).

Variedad 10': Toba Pervítrica Porcelanácea. Es poco común, encontrándosele asociada a cuerpos de la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (taxon nuevo, este estudio), cuyo origen probable es intrusivo somero a subvolcánico. El color es gris muy claro (Very light gray N 8), sin cambio de intemperización). La roca tiene apariencia porcelanácea, y al microscopio pueden discernirse en ocasiones relictos de esquirlas vítreas alargadas, en estrecho contacto unas con otras; también se distinguen relictos de microgránulos vítreos (polvo). En ambos casos se aprecia desvitrificación que ha transformado parcialmente al vidrio en agregados de cuarzo

(?cristobalita) y feldespatos alcalinos microcristalinos. La composición de la roca es félsica, y la porcelanización probablemente sea un efecto metasomático por contacto o proximidad con cuerpos subvolcánicos o intrusivos someros.

Variedad 10'': Toba Pervítrica Profusamente Hematizada (Láminas XIV, Figs. E-H; XV, Fig. C). Esta es una variedad muy interesante y poco común; se le encontró en contacto con un manto de la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (taxon nuevo, este estudio), en las inmediaciones de esta población. Es de color rojo moderado (Moderate red 5 R 4/6), sin cambio de intemperización. Megascópicamente, la roca muestra una textura relictiva lapíllico-brechoide, con clastoides ovoides a prismático-rectangulares de 15 a 30 mm de largo y unos 8 a 15 mm de ancho, constituidos por material afanítico hematizado, de coloración muy poco diferente de la del material intersticial, que también está hematizado y es afanítico; esta similitud textural y composicional se confirma al microscopio. La roca está integrada en su mayor parte por vidrio que forma burbujas y corpúsculos estereomicrosferoides. Las primeras comúnmente coalescen entre sí de manera compleja, dando lugar a una trama esponjiforme cuyos intersticios están ocupados por una mesostasis profusamente hematizada, en la que se distinguen escasos microlitos aciculares (de 0.015 a 0.030 mm de largo y 0.002 a 0.004 mm de ancho) y prismático-subisodiamétricos (de 0.010 a 0.020 mm de diámetro) de plagioclasa. Las burbujas individuales en general son ovoides a muy alargadas, miden de 0.25 a casi 1.0 mm —y a veces algo más— de largo por 1/3 o menos de esas dimensiones de ancho; característicamente tienen una pared gruesa (0.020 a 0.50 mm de espesor); formada por un mosaico de microcristales de calcedonia y feldespato alcalino (con marcado predominio de la primera, cf. Lámina XIV, Figs. E-H), que se ha interpretado como vidrio desvitrificado, por la peculiar disposición en trama esponjiforme que muestra. Algunas burbujas están rotas o son incompletas, y lo que queda de ellas, configura en rigor, esquirlas de pared gruesa, semejantes a las descritas en la Variedad 6'. La trama esponjiforme tiene algunas concentraciones de corpúsculos (1 a 4 mm de diámetro) casi aisladas del resto, con quien permanecen en contacto mediante una trama laxa. Algunas porciones de la trama están constituidas por masas de cuerpecillos esféricos o de contorno irregular, que en sección muestran estar formados por un mosaico microcristalino de calcedonia y feldespato alcalino escaso. Tal mosaico tiene una constitución y textura idéntica al que forma la gruesa pared de las burbujas.

Lámina XIV. Toba Perros (D). Figuras A-D. Toba Perros: Fotomicrografías de la muestra FV92-111, toba pervítrico-lítica hematizada (Var. 5), colectada en la loma informalmente designada "La Cresta Roja", sita. unos 1.25 km al W del entronque entre la carretera y el camino a Guichixú (al norte de aquella), e ilustrada en la lámina XII, Fig. D. A, C y D en luz natural, B en luz polarizada. Nótese la mesostasis hematizada y la presencia de escasos cristales de cuarzo; la línea inferior representa 1.0 mm. B, C y D, mayores acercamientos sucesivos mostrando detalles de la mesostasis y piroclastos adyacentes; en la Fig. B, la línea inferior representa 0.2 mm; en C, la línea corresponde a 0.1 mm, y en D, la línea superior izquierda equivale a 0.05 mm. Figuras E-H. Toba Perros: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-93, toba pervítrica profusamente hematizada (Var. 10''), colectada en un afloramiento situado unos 500 m al W de Guienagati, sobre el camino a Chayotepec (que bordea el arroyo Algodón), que muestra el contacto concordante entre la Toba Perros y un cuerpo tabular intrusivo de la Unidad Afanítico-Porfirítica Guienagati. Nótese la profusa hematización de la mesostasis y la presencia de burbujas de pared gruesa —en su mayor parte calcedonizada— y de corpúsculos microesferoides. D y F, ilustran campos diferentes, escala como en la Fig. A. E y H, muestran sucesivamente mayor detalle; F, tiene la misma escala que la Fig. B, y H, la misma que la de la Fig. C.



Los corpúsculos estereomicrosferoides tienen medidas semejantes a las burbujas, formas redondeadas a ovoides o francamente irregulares, y son sólidas, constituidas por calcedonia y escaso feldespato alcalino, que en sección aparece como un mosaico microcristalino. La identidad y génesis de estos corpúsculos es todavía enigmática, la ausencia de estructura radial o concéntrica los hace diferentes de las esferulitas y microfises, respectivamente. Cabe destacar que se observaron muy escasas esferulitas. Su similitud con partes sólidas de la trama esponjiforme anticitada indican una clara relación genética con las burbujas.

Las burbujas y esquiras están dispuestas en una mesostasis formada por microlitos de plagioclasa, vidrio amorfo hematizado intensamente, y polvo vítreo. Los cristales son escasos, e incluyen principalmente plagioclasa (oligoclasa) extensamente corroída. La fracción lítica es muy escasa también; consiste principalmente de pumicitaclosos cinéreos a lapílicos finos, de composición intermedia, elongados y alterados. Dada la extensa hematización, no se pueden apreciar la composición de esta variedad, aunque lo ya expuesto sugiere que sea intermedia (probablemente latítica). Su génesis no se comprende bien, dado que su estructura “difásica” formada por una trama esponjiforme de calcedonia y escaso feldespato alcalino, dispuesta en una mesostasis hematizada con algunos microlitos de plagioclasa y cuarzo, podría interpretarse como: (1) Resultado de extensa piroconsolidación de material tobáceo, que ha obliterado la textura vitroclástica original. (2) Producto de un proceso de segregación y metasomatismo de material lávico félsico a intermedio, inducido por contacto con cuerpos hipabisales o subvolcánicos. (3) Como el efecto de metasomatismo de material tobáceo, inducido por el emplazamiento de cuerpos hipabisales o subvolcánicos adyacentes. La tercer alternativa, sería congruente con las relaciones estratigráficas que tiene el cuerpo formado por esta variedad, con la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (taxon nuevo, este estudio), que es de naturaleza intrusiva somera a subvolcánica. Incidentalmente, este tipo de relaciones también lo tiene el cuerpo formado por la Variedad 6', con la que muestra cierta semejanza textural (esquiras de pared gruesa).

Variedad 11: Toba Mesovítrico-Cristalina (Lámina XV, Fig. E, Lámina XVI). Es moderadamente común, casi 1/10 de las muestras colectada de esta unidad son de este tipo; los colores más comunes son gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 8/1)

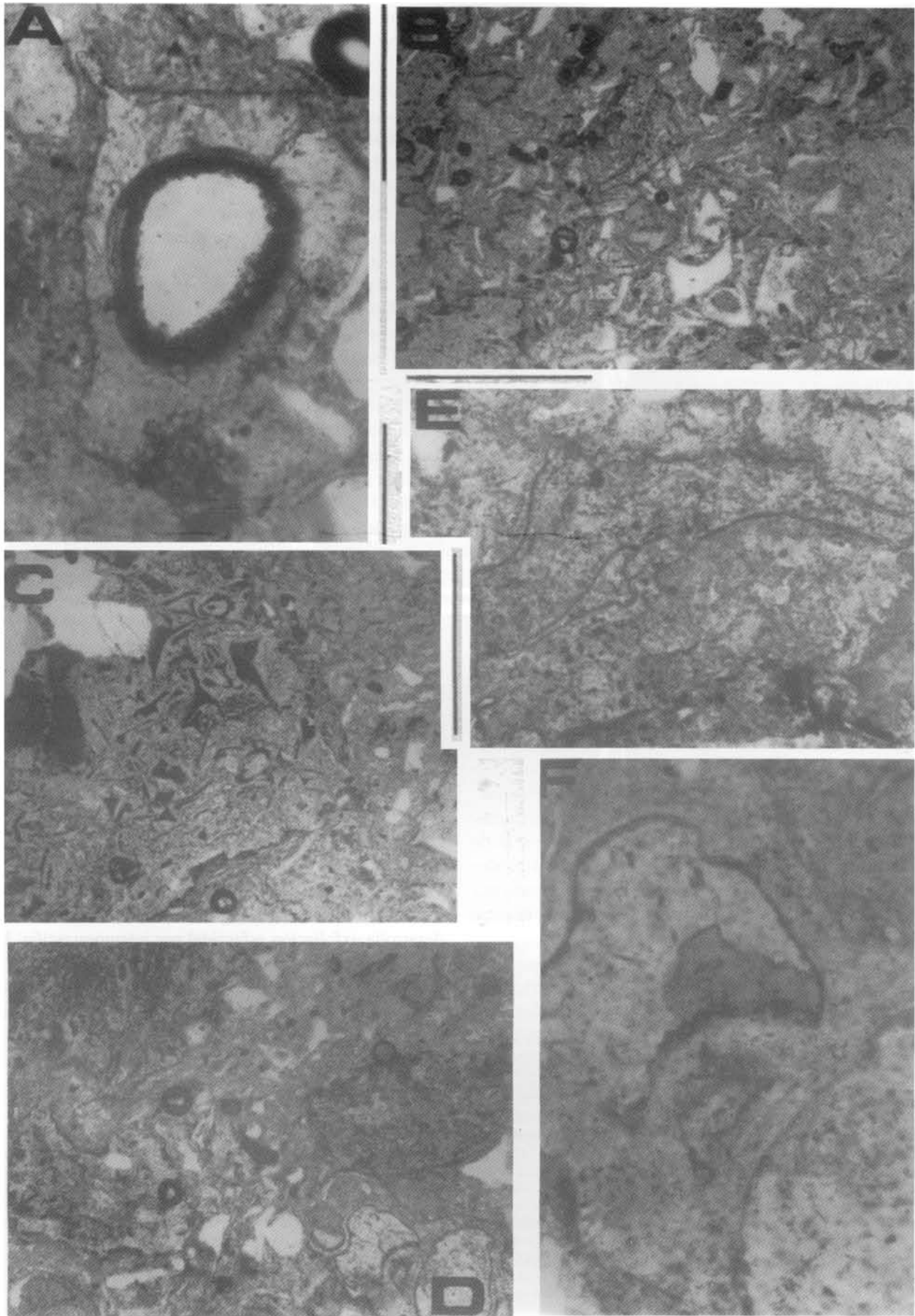
que intemperiza a pardo amarillento moderado (Moderate yellowish brown 10 YR 5/4) y verde amarillento-grisáceo (Grayish yellow green 5 GY 7/2) que intemperiza a pardo amarillento pálido (Pale yellowish 10 YR 6/2). El componente vítreo todavía es mayoritario (60 a 80% o un poco más), e incluye polvo (frecuentemente bentonitizado) y esquiras de varios tipos, así como pumicitaclosos (que pueden llegar al 10%) del tamaño de arena o de gránulos, y que muestran cierta elongación. Los cristales constituyen el segundo componente mayoritario (20 a 40%), su tamaño varía desde microlitos (0.025 a 0.100 mm) dispersos en la matriz, hasta fenocristales (0.5 a 2.0 mm o algo más); los principales minerales reconocibles son cuarzo translúcido piramidal, que frecuentemente muestra inclusiones y escotaduras; feldespato alcalino (principalmente oligoclasa) fresco o ligeramente argilizado, intercrecimientos de cuarzo y feldespato alcalino, biotita (raramente lixiviada), hornblenda y otras anfíbolos, piroxenas, clorita y otros máficos accesorios. El componente lítico no pumítico incluye hialorriodacita, hialorriolita y escoria de ambas; los clastos varían en tamaño de arena gruesa a gránulo y, con menos frecuencia, lapilli. Se observan esferulitas y litofises indicativas de atrapamiento de gases, posible sólo en un emplazamiento a altas temperaturas, conducente a soldamiento, y desde luego mediante flujo. La composición mineralógica es de riolitas y riolacitas.

Variedad 12: Toba Subvítrico-Cristalina (Lámina XIII, Fig. G). Prácticamente tan común como la anterior, sus colores principales son rojo púrpura pálido (Pale red purple 5 RP 6/2) que intemperiza a gris oliváceo claro (Light olive gray 5 Y 6/1), anaranjado amarillento oscuro (Dark yellowish orange 10 YR 6/6) que intemperiza como el anterior, y rosa pálido (Pale pink 5 RP 6/60) que intemperiza al anterior, y rosa pálido (Pale pink 5 RP 8/2) que intemperiza a gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 8/1) o a anaranjado grisáceo (Grayish orange 10 YR 8/6).

El grado de soldamiento es alto y los componentes similares al caso anterior, salvo que los cristales forman la fracción mayoritaria; los litoclastos (pumíticos y no pumíticos), en general, no exceden de 2 a 3 mm de diámetro; con frecuencia se desarrolla exfoliación esferoidal por intemperización. La composición corresponde a riolitas riolacíticas y latitas.

Algunas muestras de rocas asignables *grosso modo* a esta variedad, poseen un porcentaje algo menor de vitroclastos y correlativamente un poco más de litoclastos. El color domi-

Lámina XV. Toba Perros, (E). Figura A. Toba Perros: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV92-112, toba mesocristalovítrica (Var. 9), colectada en un afloramiento sobre un pequeño arroyo —innominado— situado unos 1.5 km al W de Lachivizá. Destaca la presencia de un megafenocristal de plagioclasa. Escala como en la Fig. B. Figura B. Toba Perros: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV92-115, toba pericristalina (Var. 8), colectada en la loma adyacente al Cerro Colorado (hacia el W). Predominan los cristales de cuarzo. La línea inferior representa 1.0 mm. Figura C. Toba Perros: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-93, toba pervítrica profusamente hematizada (Var. 10"), colectada en "La Cresta Roja". Misma escala que en la Fig. B. Figura D. Toba Perros: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-148, lapillitoba lítico-vitrífera (Var. 2), colectada en el flanco septentrional del Cerro Morón, en un sitio localizado como 1 km al SW del Rancho Lachilana. Se aprecia en la ilustración un lapilliclasto esférico. Escala como en la Fig. B. Figura E. Toba Perros: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-86, toba mesovítrico-cristalina (Var. 11), colectada en un afloramiento situado unos 200 m al WNW del entronque de la carretera con el camino a Guichixú. En la fracción cristalina predomina el cuarzo. La línea abajo a la izquierda representa 0.2 mm. Figuras F y G. Toba Perros: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-152, toba pericristalina (Var. 8), colectada en un afloramiento cercano al Cerro El Tablón, ubicado a unos 1.5 km al NW del Rancho Santa Cruz. G, ilustra cristales abundantes de plagioclasa, el del centro tiene una banda de alteración, en donde se han emplazado cristallitos opacos de un mineral ferrífero, probablemente magnetita. Escala como en la Fig. B. F, muestra detalle de la banda de alteración. Escala como en la Fig. E.



nante es gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 8/1), que intemperiza a pardo amarillento pálido (Pale yellowish Brown 10 YR 6/2). La toba es soldada, muestra considerable argilización; composicionalmente es una riolita, y los litoclastos son en su mayoría de pumicita totalmente argilizada, que sin embargo conserva como relicto la textura fibrosa aún discernible; estos litoclastos miden unos 5 mm de largo por 2 a 3 mm de ancho.

Estructuras Primarias y Otros Rasgos. La Toba Perros tiene una estratificación predominantemente gruesa (Lámina XII, Fig. F), a veces muy gruesa, de 2 a 4 m de espesor. Localmente, se pudo apreciar estratificación tábulo-laminar de ángulo bajo, indicativa de movilidad durante el emplazamiento piroclástico; en otros casos, se observó estratificación laminar; ambas en tobas finogranudas. La estratificación gradada, en tobas craso-granudas y lapillitobas ricas en pumicitaclastos, es moderadamente común e indica aeroemplazamiento por caída.

En función del soldamiento, reflejado a su vez en resistencia erosiva diferencial de distintos estratos o grupos de estratos, se pudieron reconocer varias unidades de enfriamiento. En las mejor soldadas, podía apreciarse diaclasamiento vertical. Las variedades vítricas finogranudas, tal vez a causa de su homogeneidad, frecuentemente desarrollan exfoliación esferoidal en respuesta a la intemperización. Localmente, se observaron zonas de alteración, por lo común pequeñas, marcadas por la presencia de litofises, esferulitas con radios desvitrificados y a veces sifones (*alteration pipes*). En las variedades ricas en pumicitaclastos, la erosión diferencial de ellos le confiere a la superficie de la roca gran aspereza. Las variedades más resistentes, se emplean como material de construcción, o como fuente de materia prima para cementos puzolánicos; en las inmediaciones de Chihuitán, existe una cantera para la explotación comercial de puzolana.

Por lo que se refiere a la razón de aspecto (*aspect ratio*, Walker, 1983; Cas y Wright, 1988), es decir, a la relación aritmética entre el espesor y la extensión horizontal de la Toba Perros, parece ser mediano ($2,500:40,000 = 0.625$), y tal vez disminuya más cuando se cartografie toda la superficie aflorada de esta formación. Los valores bajos o medianos de la razón de aspecto, corresponden a tobas (y erupciones) moderadamente extensas. Empero, como muchos de los rasgos de las facies volcánicas originales (Smith, 1991) no se investigaron, este dato debe tomarse con reserva.

La investigación de rasgos tales como el número y carácter preciso de las distintas unidades genéticas (*i.e.*, de

flujo) y postgenéricas (*i.e.*, de enfriamiento) o las facies piroclásticas de la Toba Perros, así como su discriminación cartográfica precisa, habrían requerido recursos y tiempo de los que no se disponía, además de que quedan fuera del objetivo de un estudio de reconocimiento geológico pionero, como es el caso de éste, por lo que se les conoce sólo de manera aproximada.

En el cuerpo principal de esta formación, a pesar de las complicaciones inherentes al extenso fallamiento que la afecta, se pueden reconocer por lo menos tres rebordes acantilados y diaclasados sucesivos (*cf.* Lámina XI, Fig. E), que parecen corresponder a otras tantas unidades de flujo. La dominancia de variedades finogranudas parcialmente soldadas, sugiere que la Toba Perros incluye facies moderadamente cercanas a la fuente, constituidas por material en gran parte emplazado por flujo piroclástico y caída desde la atmósfera. La presencia de estratificación cruzada, lapilli no pumítico y otros rasgos, sugiere que también ocurrió emplazamiento cercano por surgencia (*surge deposits*). La variación vertical de los rasgos y caracteres de la Toba Perros, no se investigó por las razones antecitadas, aunque se puede tener una idea aproximada de ellas, mediante la descripción que se hizo de un segmento típico de la secuencia piroplástica, delimitado por dos rebordes acantilados y diaclasados mayores, que tiene 75 m de espesor (Apéndice).

No se pudo apreciar una relación unívoca entre los geomorfos y las variedades descritas, ya que sólo en pocos casos se observó cierta coincidencia, p. ej., el Geomorfo TmpB, está constituido principalmente por la Variedad 2, pero no del color rojo característico, sino uno pardo amarillento pálido a anaranjado grisáceo (Pale yellowish brown 10 YR 6/2 y Grayish orange 10 YR 7/4 respectivamente). Parece ser que en los distintos bloques geomórficos o cuerpos en que está subdividida la Toba Perros en el Área Laollaga-Lachivizá, pueden reconocerse la mayoría de las variedades líticas descritas; sin embargo la falta de información detallada sobre su yacencia estratigráfica en la secuencia particular que forma cada bloque, así como su correspondencia con los otros, ocasiona que la Toba Perros muestre en apariencia una diversidad lítica por ahora irreducible a un patrón geográfico o estratigráfico. Por otro lado, la diferencia en los rasgos geológico-estructurales secundarios que muestran los distintos bloques geomórficos, indica que la existencia de ellos, se relaciona más con tales rasgos que con la diferenciación lítica.

En resumen, puede decirse que la Toba Perros es una extensa secuencia piroclástica constituida por varias unidades

Lámina XVI. Toba Perros, (F). Figuras A-F. Toba Perros, fotomicrografías de la muestra FV93-151, toba mesovítrico-lítica con esquirlas vítreas de pared gruesa (Var. 6'), colectada en un cuerpo tabular vertical situado cerca del cerro El Tablón, situado a unos 1.35 km al NW del Rancho Santa Cruz, porción suroriental del área. A, imagen en luz polarizada, destaca una burbuja vítreas de pared gruesa. Los fragmentos de burbujas similares forman a las esquirlas de este tipo. La línea vertical al lado derecho (abajo), representa 0.2 mm. B, imagen en luz natural y menor aumento que la anterior, ilustrando la bimodalidad en el espesor de las burbujas y esquirlas, ya que coexisten las de pared delgada (comunes) con las de pared gruesa. La línea al lado izquierdo (arriba), representa 1.0 mm. C, imagen en luz natural y a la misma escala que la anterior; muestra otro campo donde se aprecia un litoclasto formado por polva y esquirlas comunes, delimitado por una línea en forma de V acostada, dispuesto en una mesostasis de esquirlas, polvo y microcristales. D, imagen en luz polarizada y escala como en la Figura B, ilustrando otro campo donde se destacan algunas esquirlas de pared gruesa, situados en la parte inferior derecha de la fotomicrografía (figura semejante a una cabeza de ave vista de perfil, y cuerpos asociados). F y E, imágenes en luz polarizada y sucesivamente de mayor detalle, de estas esquirlas de pared gruesa; la escala de F, es igual a la de la Figura A, y la de E, está expresada por la línea vertical a su izquierda (abajo), que representa 0.1 mm.

de flujo (y seguramente de enfriamiento también), de tonalidades cromáticas verdosas y amarillentas principalmente, y de manera subordinada rojizas, rosadas y anaranjadas, que intemperizan en su mayoría a tonalidades pardas, oliváceas y anaranjadas; texturalmente es en lo principal de tipo vítrico, con considerable diversidad de rasgos ocasionados por la proporción variable en que intervienen los componentes principales (cristales, lito- y vitroclastos), así como por su tamaño; el espectro mineralógico-composicional que tiene esta secuencia es amplio, incluye riolita, riodacita, dacita, latita y otras más de composición intermedia, con un cierto predominio félsico. Los rasgos texturales y estructurales primarios observados, sugieren que la modalidad principal de emplazamiento fue el flujo piroclástico, en general a temperatura suficientemente alta (y/o volumen considerable), como para producir soldamiento —por lo menos parcial— del material; también ocurrieron otras modalidades (surgencia y aeroemplazamiento).

Interpretación Genético Ambiental. El estudio del material piroclástico y de la actividad volcánica que lo genera, así como de la aplicación de observaciones de estos fenómenos al registro geológico, han acaparado la atención de la comunidad científica de manera creciente en años recientes (*cf.* entre otros, Chapin y Elston, 1979; Sheridan y Barberi, 1983; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1988; y Fisher y Smith, 1991a, así como las referencias que tienen). Ello ha permitido una gran riqueza observacional y una sofisticación considerable en la interpretación del registro, imposible hace apenas unos pocos años. Apoyándose en tales avances y con base en la información disponible en este estudio, se presentan aquí sólo algunas inferencias aproximadas sobre este tópico.

Los atributos texturales y composicionales de la Toba Perros, indican un origen piroclástico a partir de un magma francamente silíceo, sujeto empero a cierta diferenciación, que en el aspecto composicional tendió a un modesto enriquecimiento de máficos a expensas de un correlativo empobrecimiento en sílice, y que en el aspecto textural ocasionó diferentes variedades líticas (Heiken y Wohletz, 1991), aunque con predominio de las vítricas; a su vez ello sugiere, especialmente si se toma en cuenta el valor mediano a bajo de su razón de aspecto (*aspect ratio*), que esta Toba se originó mediante erupciones de intensidad también moderada, con una tasa de descarga moderada y ocasionalmente alta, (Wright, 1981; Wright y Walker, 1981; Cas y Wright, 1988), que generó una secuencia múltiple de unidades de flujo (Christiansen, 1979). El grado de soldamiento, en general alto, la presencia de variedades líticas ricas en cristales y/o en litoclastos lapílicos no pumíticos, son muy sugestivas de emplazamiento por flujo, y aun de surgencia (*surge deposits*), en ambos casos ocurrido a temperaturas —y volúmenes— elevados, relacionados al colapsamiento de la columna pirocinérea (*ash plume*) resultante de cada pulso eruptivo. De ser así, la presencia de depósitos pirocinéreos aerotransportados (*ash fall deposits*) frecuentemente asociados a los anteriores (Sparks y Wright, 1979), indicaría su no

remoción total por erosión ulterior, probablemente a causa de que hubiesen sido cubiertos por nuevos emplazamientos piroclásticos; en todo caso, tales depósitos (de tipo *ash fall*), muy posiblemente representan a las “co-ignimbritas” y ello indicaría que el espesor total de la secuencia, sería mucho mayor al mínimo estimado.

Con relación a la fuente o fuentes eruptivas, cabe destacar que en la porción suroriental del área, se encuentra un domo riolítico (El Tablón, taxon nuevo, este estudio) con un diámetro aproximado de 1.5 km y un conjunto de nueve cerritos bajos —el Geomorfo N— alineados, formando un arco de circunferencia de unos 6 km de longitud (desde Chihuitán hasta el margen sudoccidental del domo, Lámina I), que se prolonga fuera del área por unos 9 km más, definiendo un arco de circunferencia de unos 15 km de longitud (*cf.* Ojeda-Rivera *et al.*, 1965, Lám. 1), que corresponde casi a la mitad de una de 11 a 12 km de diámetro, donde El Tablón ocuparía el cuadrante sudoriental. Los cerritos están constituidos por tobas líticas y cristalovítricas soldadas, dispuestas en capas medianas a gruesas, que muestran estratificación cruzada tabular de bajo ángulo, sugestivas de emplazamiento por surgencia o (menos probablemente) por flujo piroclástico, es decir, cercano a la fuente eruptiva (Sheridan, 1979).

La relación estratigráfica entre El Domo Riolítico El Tablón y la Toba Perros, no pudo establecerse con precisión, ya que las áreas críticas están cubiertas por vegetación, regolita o aluvión. En algunos afloramientos, por ej., cerca del Arroyo La Puerta, se pudo observar una discontinuidad sugestiva de falla; en otros, p. ej., cerca del Rancho Santa Cruz, el contacto era por falla. Esta imprecisión impide determinar si el Domo podría haber sido una de las fuentes de la Toba. La configuración arquiforme casi semicircunferencial que definen los cerritos alineados (y sus correspondientes fuera del área), es sugestiva de emisión asociada a fallamiento, *i.e.*, por fisura, y de ser así, ésta sería otra posibilidad de origen, por lo menos para parte de la Toba Perros.

Cabe señalar también, que en el Geomorfo *TmpM* (Lámina I), y en menor grado en los demás, se observan prominencias (*e.g.*, Cerro Brujo, Cerro Morón, Cerro Gueveaqui y otros), cuya estructura recuerda mucho a la descrita para los cerritos alineados, sugiriendo que la emisión de piroclastos pudo haber sido por lo menos parcialmente multifocal. Por otro lado, la dominancia de piroclastos finogranudos en la secuencia, sugiere que la fuente o fuentes eruptivas, estaban ubicadas a distancia moderada del área. La información disponible, impide al presente, resolver esta paradoja.

La Toba Perros muestra contigüidad por lo menos parcial, con los cuerpos que forman a la Unidad Afanítico-Porfírica Guienagati (taxon nuevo, este estudio); en algunos casos se pudo observar una relación encajonante con ella, indicativa de intrusión de la Unidad Guienagati posterior al emplazamiento de la Toba; en otras la relación era no concordante ambigua (es decir, a veces la Toba sobreyacia a la Unidad Guienagati, y en otros afloramientos ocurría lo inverso Lámina XII, Figs.

B y C). En cualquier caso, esta estrecha relación espacial, es sugestiva de una relación genética entre ellas; de ser esto correcto, presumiblemente una misma cámara magmática habría originado ambas unidades y estaría próxima al área aflorante de ellas, a una baja profundidad. Sin embargo, la falta de información geológica o geofísica del subsuelo en el área estudiada, impide verificar esta hipótesis.

Finalmente, cabe señalar que los grandes emplazamientos piroclásticos (*i.e.*, las ignimbritas *sensu lato*), ocurren en un régimen tectónico distensivo (Elston, 1984; Fisher y Smith, 1991B) y con frecuencia están asociadas a calderas (Christiansen, 1979; Walker, 1983; Newhall y Melson, 1983; Elston, 1984; Fisher y Schmincke, 1984; Swanson y McDowell, 1984; Cas y Wright, 1988, *et cet.*). Empero, en la Región Ístmica de Oaxaca y Chiapas, no se ha publicado la descripción de caldera alguna; de hecho, el Domo Riolítico El Tablón y el arco semicircular conformado en parte por el Geomorfo N, son las primeras estructuras circulares de rocas volcánicas terciarias que se reconocen y describen en esta región.

Estructura

Los estratos de la Toba Perros muestran en general inclinaciones moderadas a fuertes (20° a 45° o más, *cf.* Lámina XII, Fig. F), en direcciones diversas, asociadas a fallas y fracturas, así como a cuerpos hipabisales y/o subvolcánicos. El fallamiento parece haber sido muy extenso, produciendo numerosas fallas, cuya traza en gran medida coincide con el sistema de drenaje; es común observar en el cauce de arroyos y barrancas, relieves planchados (*slickensides*, Lámina XII, Fig. A). La dirección de los planos de falla y fractura, así como la de la inclinación de los estratos es diversa, aunque en conjunto, parece definir tres sistemas principales (Láminas I y II; Figura 8), y guardar cierta relación con los geomorfos ya descritos.

El primero, el más notorio, tiene una orientación $N60^\circ-70^\circ W-S60^\circ-70^\circ E$; se designa Sistema de Fallas y Fracturas Río Largo-Arroyo Lachiguiri, porque el cauce de estas corrientes (y algunas otras) coincide con esta orientación; sus elementos individuales son algunos de los más largos, y en gran parte corresponden al rumbo general o dominante de los estratos, que muestran inclinación común hacia el NE; las fallas nororientales extremas contactan a la Toba Perros con la Filarenita Guichixú o con el Basamento, ocupando el bloque caído; las fallas de este sistema son en su mayoría de desplazamiento vertical, de tipo normal y sólo ocasionalmente inverso de ángulo alto; en la subárea Río de los Perros-Río Largo (es decir, la que corresponde al Geomorfo *TmpA*, de topografía acordonada), las fallas muestran un arreglo escalonado; no se midió sistemáticamente el valor del salto vertical, pero en la Subárea del Río de los Perros-Cerro Cucurucho, se observó un salto de por lo menos 160 m. Las fallas nororientales extremas o limitantes, parecen ser parcialmente de desplazamientos lateral-sinistral.

El segundo sistema es prácticamente perpendicular al anterior y tiene una orientación de $N25^\circ-35^\circ E-S25^\circ-35^\circ W$; se designa Sistema de Fallas y Fracturas Nizavigana, en atención a que el cauce del arroyo homónimo coincide con esta dirección estructural; también coinciden los cauces del Arroyo Guluxu y el segmento occidental del Arroyo de Santa María (que desciende desde Guevea de Humboldt y pasa por Guienagati y Lachivizá); e incluye tanto fallas de desplazamiento vertical normal, como de desplazamiento lateral (dextral y sinistral). Las fallas marginales de este sistema y del anterior, en conjunto definen una fosa tectónica aquí designada Graben Perros, que aloja al grueso de la secuencia cenozoica, y que queda delimitado por dos pilares tectónicos o horsts: hacia el noreste por el Horst Cerro Tres Picos, constituido principalmente por el Complejo Metamórfico y la Secuencia Cretácica Indiferenciada, y hacia el suroeste y oeste por el Horst Innominado, constituido por la Secuencia Cretácica Indiferenciada y por el Cuerpo Suroccidental del Complejo Metamórfico (que ya se indicó podría simplemente ser una porción metamorfozada de esta secuencia). Este segundo sistema estaría conjugado al anterior. Los cuerpos subvolcánicos y/o hipabisales del área están asociados a sitios donde coinciden elementos de ambos sistemas.

El tercer sistema es simétrico al anterior, con el que probablemente está conjugado también; su orientación es $N25^\circ-35^\circ W-S25^\circ-35^\circ E$; incluye principalmente fallas de desplazamiento lateral sinistral, y posición marginal nororiental, que modifican gradualmente su orientación hasta coincidir con la del primer sistema.

Por último, con relación al fallamiento, cabe destacar, que la subdivisión de la Toba Perros en geomorfos distintos, está ocasionada porque a estos sistemas principales, se sobreponen ciertas diferencias particulares, tales como ciertas diferencias en la inclinación de los estratos, en las direcciones estructurales, en la magnitud de los desplazamientos, *et cet.*, que en conjunto efectivamente subdividen a la secuencia tobácea en bloques diversos, individualizables en función de estas diferencias y de los rasgos geomórficos (derivados de ellas), los cuales fueron designados aquí, Geomorfos A–N. Tales geomorfos corresponden a otras tantas unidades geomórficas informales (Lámina I), cuya estructura dominante es la de bloques homoclinales.

Por contraste, el plegamiento está muy poco desarrollado. Sobre la carretera principal, unos 3.5 km al noroeste de Laollaga, se aprecia un pequeño sinclinal (Lámina XI, Fig. C), cercano a El Tablón, es de tipo abierto, con flancos inclinados unos 30° , su eje dispuesto en dirección E-W, y está desarrollado en tobas vítricas de color rojo púrpura intenso (resultante probablemente de alteración deutérica). El sinclinal está muy cerca del Domo Riolítico El Tablón, ya mencionado, y su dirección estructural coincide con la observada en el Geomorfo A.

La edad del fallamiento que afectó a la Toba Perros es posterior a su emplazamiento, sin que pueda precisarse cuánto, con la información disponible ahora; y dada su relación espacial con los cuerpos subvolcánicos y/o hipabisales, es muy

probable que sea coetánea a ellos. La génesis del Graben Perros, probablemente antecedió a su (?moderado) desplazamiento lateral; ello indicaría el cambio de un régimen tensional regional de esfuerzos con componentes principales NW-SE, tal vez no coaxiales, a uno transformante compresional cuyos componentes interactuarían de tal modo que la resultante sería NW-SE, coincidente con la dirección general de la orientación del mencionado graben. Considerando que la edad de la Toba Perros, como se discute más adelante es miocénica media tardía, no superior a los 14 Ma, sus rasgos estructurales evidencian una intensa actividad tectónica, mesoterciaria en el Sureste de México, y en especial en la Región Ístmica de Tehuantepec, que sólo se postulaba sin contar con datos objetivos (*cf.* Ojeda-Rivera *et al.*, 1965, p. 98–99).

Relaciones Estratigráficas

La Toba Perros tiene extensos contactos por falla con las unidades del Basamento y con la Filarenita Guichixú; sólo en pocos afloramientos puede observarse que les sobreyace en discordancia, como se trató en su oportunidad, (*cf.* Láminas XII, Fig. E, y XVII, Fig. E). A su vez, la Toba subyace discordantemente a las unidades informales tarditerciarias Lávica y Clástica (taxa nuevos, este estudio), así como a los depósitos cuaternarios.

Las relaciones con la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati y con el Domo Riolítico El Tablón (taxa nuevos, este estudio), fueron ya parcialmente tratadas. La relación con la Unidad Guienagati es variada; En algunos casos es por falla, en otros la Toba está intrusada por diques de composición similar a la que tienen los otros cuerpos de la Unidad, como puede apreciarse en un afloramiento sobre la Carretera, situado unos 2 km al WNW del inicio del Camino a Guichixú (Lámina XII, Fig. E). En otros, la relación no es concordante, aparentemente intrusiva, marcada por contactos asociados a zonas de brechas o con evidencias de alteración, p. ej., cambios de coloración, de resistencia a la erosión, de litificación, soldamientos u otros rasgos de las tobas, en donde unas veces el material tobáceo sobreyace a material afanítico o microporfirítico intermedio a máfico (andesítico-basáltico principalmente), como puede observarse en afloramientos sobre la Carretera, cercanos al Cerro Colorado (Lámina XII, Fig. B), o sobre el Camino a Guichixú; mientras que en otros, la relación es inversa, p. ej., en afloramientos sobre la Carretera, cercanos a Lachivizá, hacia el oriente (Lámina XII, Fig. C). Tales afloramientos muestra relaciones que pueden interpretarse como de cuerpos lávicos sub- o suprayacentes a cuerpos de toba, o como relaciones de encajonamiento concordante de cuerpos intrusivos someros en la Toba Perros, sin que objetivamente pudiese resolverse esta alternativa con observaciones en esos afloramientos. En otros sitios, p. ej., en la Loma Cruz (Lámina XI, Figura B), cerca del Rancho Tres Cruces, se aprecia en su ladera septentrional, una zona rojiza de unos 40 m de ancho, constituida por andesita de clinopirox-

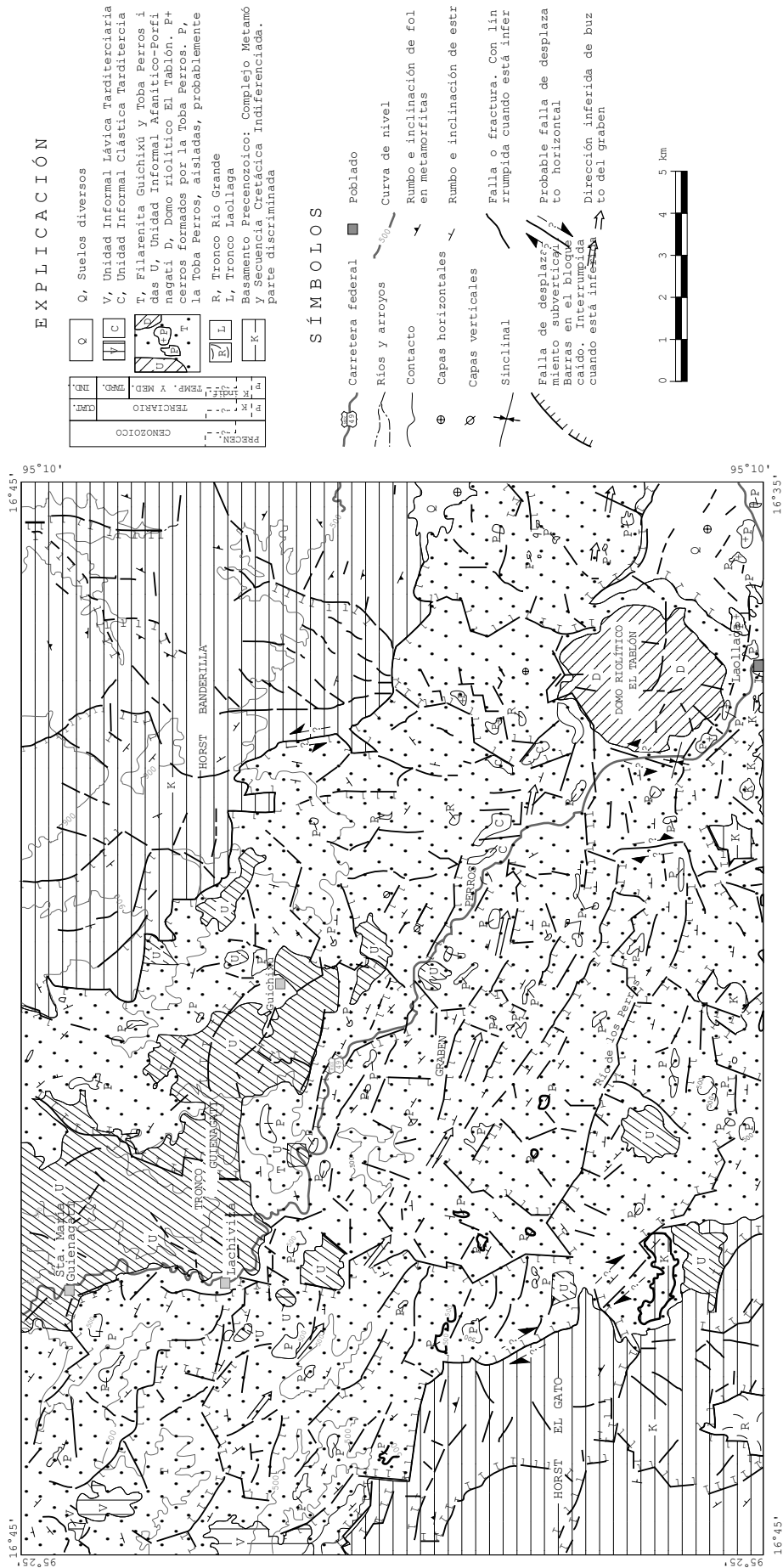
ena, micro-porfirítica, de color oscuro que intemperiza a rojo moderado, y que está inclinada unos 30° al norte. Arriba y abajo de ella, se encuentran estratos medianos a gruesos de toba de un color verde pistache característico (verde amarillento moderado a verde amarillento pálido) que intemperiza a anaranjado amari-lento pálido y a ocre (anaranjado amarillento oscuro), y que muestran la misma posición estructural que la zona rojiza formada por el cuerpo de andesita. El análisis de los contactos indica cierta alteración tanto de la toba como de la andesita, que pasa a ser vitrofírica. La semejanza de los estratos tobáceos arriba y abajo del cuerpo andesítico, hacen poco probable que se trate de una secuencia de estratos tobáceos cubierta por una colada de lava andesítica, a su vez cubierta por otra secuencia tobácea idéntica a la anterior. Se prefirió interpretar al cuerpo andesítico como un manto, es decir como un intrusivo somero emplazado concordantemente en la Toba Perros.

Relaciones semejantes se observaron en el Arroyo Guichixú, cerca de la Junta; en afloramientos sobre la Carretera, un poco al norte (pero muy cerca) de Santa María Guienagati, y sobre el Camino a Chayotepec, también cerca de Guienagati. Por ello, se considera que las relaciones de la Toba Perros con la Unidad Guienagati, corresponden a una compleja interdigitación, que se resuelve localmente en intrusión concordante (manto) o discordante (diques y troncos) o aparentemente no concordantes (con estratos tobáceos sub- o suprayacentes a cuerpos afaníticos de composición intermedia a máfica). La correspondencia en edad que existe entre las unidades Perros y Guienagati —como se ve a conti-nuación— es muy estrecha, constituyendo otro criterio que apoya esta interpretación.

Paleontología y Radiometría

Paleontología. En el área de estudio, no se encontraron fósiles en esta formación. Cerca, pero ya fuera de ella, al noreste de Chihuitán, se encontró un fragmento de tronco de arbusto, por trabajadores de la Compañía Cruz Azul, que explota comercialmente una cantera para puzolana en esta zona. El material no es diagnóstico, por lo que no permite precisar la edad; solamente indica, que por lo menos en algunas localidades, la Toba probablemente incluía también material epiclástico.

Radiometría. En relación al Proyecto CONACYT 50992, mencionado en la Introducción de este estudio, el Dr. Fred W. McDowell, del Department of Geological Sciences, The University of Texas at Austin, seleccionó tres localidades, sitas en la Carretera, Km 38.4 (Puente sobre el Río de los Perros), 39.8 y 49.9 (cerca de la unión entre la Carretera y el Camino a Guichixú), para coleccionar muestras líticas que permitieran realizar el estudio radioisotópico de K-Ar, tendiente a determinar su edad geológica y, por extensión, la de esta formación. El intervalo muestreado probablemente tiene un espesor de 250 m a 300 m (no se precisa más, por la índole de reconocimiento del presente trabajo). Las edades se obtuvieron de plagioclasa y biotita,



Dibujo en computadora por José de Jesús Vega Carrillo

Figura 8. Mapa estructural esquemático del Área Laollaga-Lachivizá, Oaxaca

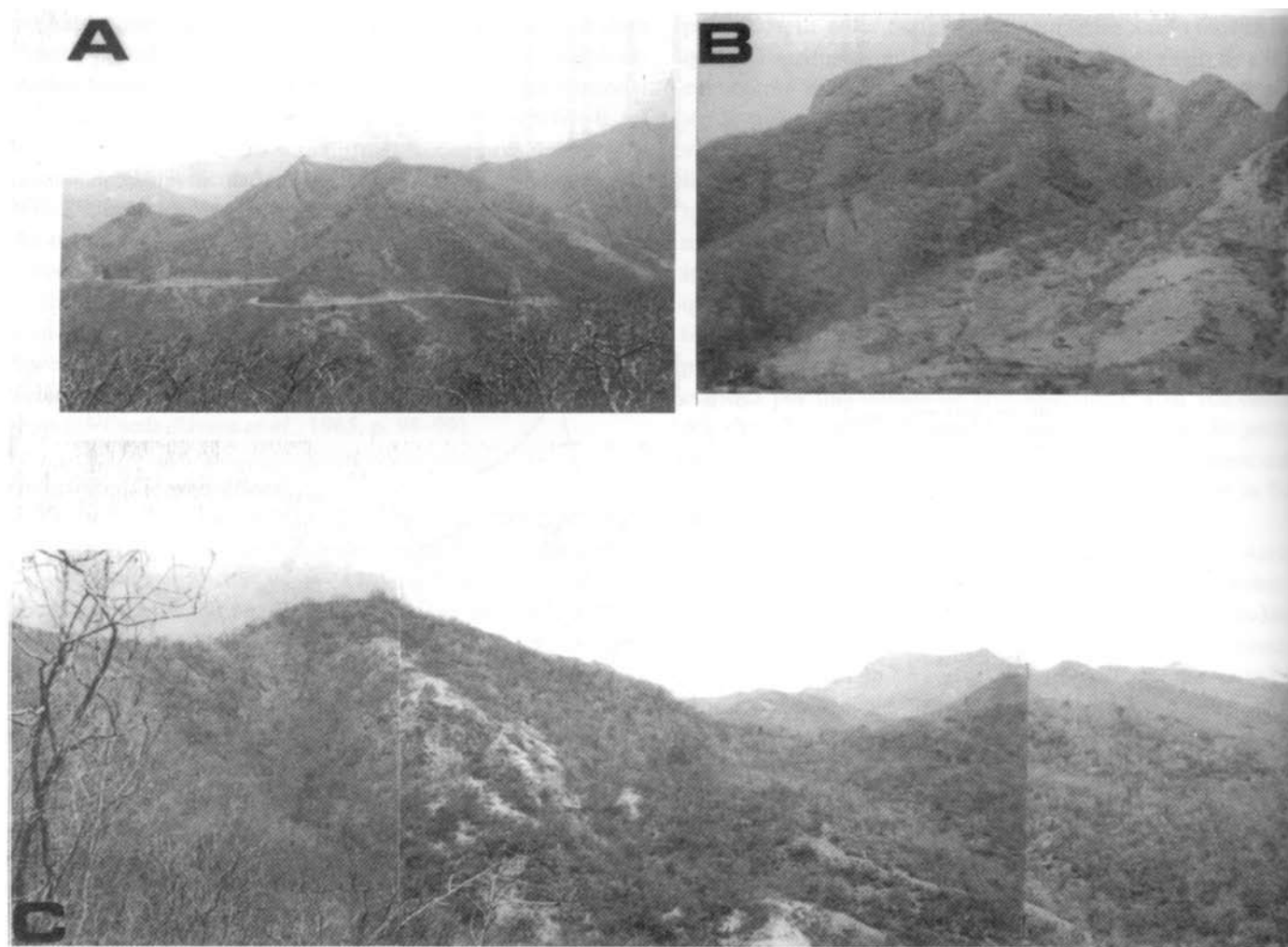


Lámina XVII. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (=Unidad Guienagati), (A). Figura A. Unidad Guienagati: Panorámica del flanco meridional del Tronco Guienagati, en la porción ceracna a Lachivizá, mostrando la apariencia geomórfica típica de esta uidad. Figura B. Unidad Guienagati: Panorámica de un manto asociado al Tronco Guienagati, que muestra su contacto concordante con la Toba Perros, la cual forma delgadas mesetas inclinadas hacia el norte (lado derecho); el manto tiene, claro está, una posición estructural similar. El sitio se encuentra unos 250 m al norte de Guienagati. Figura C. Unidad Guienagati: Panorámica de la Loma Cruz, mostrando un manto —zona clara central oblicua— interpuesto en estratos de la Toba Perros —zonas arboladas a ambos lados de la anterior. Los estratos de toba y el manto tienen una inclinación moderada hacia el NNE—aquí el lado derecho. El sitio se encuentra en el flanco norte de esta loma, como a unos 800 m al SE del rancho Las Tres Cruces.

realizándose tres estudios, para asegurar la confiabilidad de los resultados; éstos se resumen en la Tabla 1. De ella se desprende que las edades radioisotópicas límite son 13.14 Ma como mínimo y 17.32 Ma como máximo, que arrojan un promedio de 15.13 Ma. Ello coloca a la Toba Perros en el Mioceno Medio-Tardío, correspondiente al intervalo Hemingfordiano más Tardío al Barstoviano, más Tardío de la cronología mamiferiana provincial de Norteamérica (cf. Tedford *et al.*, 1987), ampliamente usada para la geocronología de unidades litoestratigráficas terrestres en este subcontinente (cf. Ferrusquía-Villafrañca 1990A–C y literatura ahí citada).

Edad y correlación

Edad. Se indicó ya que con base en datos radioisotópicos de K-Ar, la edad de la Toba Perros es miocénica meso-tardía.

Los datos arriba consignados constituyen la primera evidencia objetiva sobre la edad de la actividad volcánica mesoterciaria en esta región de México, y como tal tienen gran importancia en el entendimiento de su evolución geológica, más aun si se considera la gran complejidad geológica que tiene. La afirmación de Ojeda-Rivera y colaboradores (1965, p. 98) de que el hallazgo de restos óseos referibles al équido *Merychippus* sp., en el Área de Nejapa de Madero, Oax. (distante unos 80 km del Área Laollaga-Lachivizá, en sedimentos tobáceos, hecho por J. W. Durham y A.R.V. Arellano, y reportados por Stirton, 1954), asignable al lapso Mioceno Medio-Mioceno Tardío, les sirvió de base para fechar a todos los cuerpos de rocas volcánicas en la región meridional del Istmo de Tehuantepec, como miocénicos, constituyó una generalización afortunada, que se confirmó posteriormente.

Tabla 1. Resultados del estudio radioisotópico K-Ar, realizado a muestras de la Toba Perros, del Área Laollaga-Lachivizá, Edo. de Oaxaca (1).

| Muestra y procedencia | Mineral | K [%] | $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ [%] | $^{40}\text{Ar}^*$ [10^{-6}scc/g] | Edad [Ma] | Error Exper. [Ma] |
|-----------------------|-------------|--------|-----------------------------------|--|-----------|-------------------|
| FV88-503, (2) | Biotita | 7.098 | 53.1 | 3.890 | 14.74 | ±0.23 |
| | | 7.037 | 65.4 | 4.237 | | |
| | Plagioclasa | 0.6242 | 40.5 | 0.3330 | 13.46 | ±0.32 |
| FV88-505, (3) | Plagioclasa | 0.4449 | | | | |
| | | 0.5204 | 43.3 | 0.3165 | 16.92 | ±0.40 |
| | | 0.5099 | 42.9 | 0.3643 | | |

(1) Fuente, F. W. McDowell, comunicación escrita, octubre 13, 1989.

Constantes usadas:

$$\lambda_{\beta} = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$(\lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon}) = 0.481 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$$

Ar_{atm} : argón atmosférico

Ar^* : argón radiogénico

scc: (*standard cubic centimeters*) centímetros cúbicos en condiciones normales de presión y temperatura.

(2) Muestra de toba mesocristalovítrica dacítica flujocinérea, de color gris rosáceo, colectada en el Km 39.8 de la Carretera entre Laollaga y Lachivizá al noreste del Cerro León.

(3) Muestra de toba subcristalovítrica riódacítica flujocinérea, blanca, colectada en el Km 49.9 de la carretera anticuada, cerca de su entronque con el Camino a Guichixú.

Correlación. Se señaló ya en la Introducción, que la información publicada detallada sobre la estratigrafía del Cenozoico continental en el Sureste de México es escasa, siendo muy pocas las unidades litoestratigráficas de rango formacional válidamente descritas, con las que puede correlacionarse; entre ellas, están la Formación Sulchilquitongo, del área homónima en la parte norte del Valle de Oaxaca (Wilson y Clabaugh, 1970), y la Formación Ixtapa del área homónima cercana a Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, recientemente redefinida por el presente autor (Ferrusquía-Villafranca, 1996). En la Figura 6, se establece la correlación estratigráfica probable de esta Toba en las regiones centromeridional y suroriental de México; vale señalar que se indicó la correlación con unidades informales de áreas selectas del Estado de Oaxaca, en las que quien esto escribe ha realizado investigación estratigráfica de primera mano (Ferrusquía-Villafranca, 1990E-H), que le permite contar con los datos objetivos que sustentan la correlación propuesta.

Para concluir, cabe destacar que esta unidad litoestratigráfica no había sido reconocida ni descrita previamente, como se señaló en la Digresión Taxonómico-Nomenclatural, y que los cuerpos que la constituyen habían sido asignados a diversas unidades informales, tales como “Rocas Volcánicas Terciarias” (Ojeda-Rivera *et al.*, 1965), “Terciario Continental” (López-Ramos, 1974), “Dacita Oligo-miocénica” y “Toba Ácida Oligo-miocénica” (INEGI, 1984), “Terciario Ígneo Extrusivo” (Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985) y “Terciario Volcánico” (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992 [1993]), entre otros.

UNIDAD INFORMAL AFANÍTICO-PORFIRÍTICA GUIENAGATI Y CUERPOS SEMEJANTES (Taxon Litoestratigráfico Nuevo)

Digresión Taxonómico-Nomenclatural

Ojeda-Rivera y colaboradores (1965, Lám. I [mapa geológico de escala 1:250,000 de la Región Ístmica meridional]) señalan que el Grupo (*sic*) de Rocas Ígneas mesoterciarias volcánicas (*Tvr*, riolita; *Tvd*, dacita y *Tva*, andesita), incluye también “...rocas intrusivas hipabisales de composición dacítica y en menor proporción andesítica y riolítica”. No las discriminan cartográficamente ni las mencionan en su texto (*op. cit.*, p. 98). A pesar de su vaguedad, ésta es la primera mención de intrusiones hipabisales en el Área Laollaga-Lachivizá, y de hecho en toda la Región Ístmica. Sin embargo, pasó desapercibida, como se muestra a continuación.

En la compilación geológica estatal de Oaxaca (escala 1:500,000; López-Ramos, 1974), no se reconocen cuerpos de esta naturaleza y edad en el área, y ni siquiera en la región. Por su parte, INEGI (1984), en la carta geológica de la Hoja Juchitán E15-10 y D15-1, escala 1:250,000, muestra para el área de estudio, la presencia de rocas extrusivas dacíticas oligocénicas (Punto 14) y de “...esporádicos afloramientos no cartografiados de pórfidos andesíticos de color café, compactos y faneríticos (*sic*), con alteraciones hidrotermales (Punto 15)”, La edad de estos cuerpos se marca también como oligocénica. Cabe destacar que el Punto 14 se ubica unos 2 km al NW de Lachivizá, y corresponde a afloramientos de pequeños cuerpos

basálticos que sobreyacen en discordancia a la Toba Perros, que es demostrablemente miocénica. Por otro lado, el Punto 15, queda cercano al Cerro Colorado (Lámina I), y corresponde a un cuerpo pequeño cuyos rasgos texturales y estructurales, así como sus relaciones estratigráficas, denotan un origen intrusivo somero. Por último, se discrimina cartográficamente a un supuesto plutón granítico de edad cretácica, identificado como *K(Gr)* en este mapa, que se extiende desde Guienagati por el noroeste, a las cercanías de Lachivizá por el suroeste, hasta Guichixú y el arroyo homónimo por el sureste, y por el noreste, hasta un punto distante unos 5.5 km hacia el norte Guichixú. En el terreno, esta zona corresponde en gran medida al área de afloramiento de un cuerpo máfico fechado por K-Ar como miocénico medio-tardío (13–15 Ma; cf. Apartado de edad en esta unidad).

Finalmente, Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante (1985, Fig. 16, mapa geológico escala 1: 250,000 de parte de la Región Ístmica) asignan todo el Cenozoico del Área Laollaga-Lachivizá, a rocas extrusivas terciarias, sin señalar composición ni precisar más la edad y la modalidad de emplazamiento.

En conclusión, dado que la presencia de cuerpos mesoterciarios intrusivos someros en el área, no ha sido reconocida, sino sólo vagamente aludida; resulta entonces necesario, el describirlos y caracterizarlos.

Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Definición. Se propone el taxon estratigráfico Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati, para el conjunto de cuerpos formados por rocas ígneas cristalinas afaníticas a porfiríticas, de composición intermedia, edad miocénica media, emplazamiento diverso y espacialmente contiguos a la Toba Perros, que afloran principalmente en la porción noroccidental del área estudiada. El nombre procede de la población Santa María Guienagati, cabecera del municipio homónimo, erigida sobre el flanco occidental del cuerpo mayor.

Se le asignó un *status* informal porque: (1) Lo reducido de su extensión superficial aflorante, 37.54 km² (aproximadamente el 7.63% del total), hace poco práctica su formalización [(NACSN, 1983, Art. 24(d)); y (2) la información disponible sólo permite una fuerte presunción sobre la coetaneidad y origen común —comagmático— de los cuerpos que forman el conjunto. En la composición del nombre, se prefieren términos descriptivos objetivos —afanítico y porfirítico— a inferenciales —hipabisal, intrusivo somero, subvolcánico u otros— para asegurar la estabilidad nomenclatural tan necesaria en el avance de la investigación geológica, y en especial de la estratigráfica. De modo que a pesar de la fuerte presunción acerca del origen intrusivo somero que se tiene para esta unidad (con base en la información ahora disponible), estudios subsecuentes podrían modificarla, y de haberse utilizado tales términos inferenciales en el nombre, éste tendría también que ser modificado. Tal es el sentido del Artículo 22(d), del Código Estratigráfico Norteamericano (NACSN, 1983).

Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica. Los cuerpos que forman a la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati, en lo sucesivo Unidad Guienagati, son doce, distribuidos en dos subconjuntos muy desiguales, designados Noroccidental y Suroccidental, y tienen una extensión superficial total de 37.53 km² (i.e., como el 7.63% del área estudiada: Lámina I).

El Subconjunto Noroccidental incluye un cuerpo mayor y ocho menores. El área aflorante del primero, burdamente configura una “L”, con su rama vertical dispuesta de norte a sur, extendida desde Lachivizá hasta Guienagati, siendo delimitada al oeste por el Arroyo Santa María y al este por el Arroyo Nizavigana; se ubica entre los 200 y 700 m s.n.m., formando una montaña alargada subcrestiforme, de flancos moderadamente inclinados (Láminas XVII, Figs. A y B; y XVIII, Fig. A). La rama horizontal de esta “L”, está dispuesta en sentido E-W, extendiéndose desde Lachivizá casi hasta Guichixú, con una ligera deflexión hacia el sur; se ubica entre los 300 a 500 m s.n.m., y forma una meseta abrupta, con prominencias aisladas alargadas y orientadas en sentido NW-SE, que se elevan de 100 a 150 m sobre el nivel promedio.

Los otros ocho son cuerpos mucho menores, la mayoría tiene 1 km de diámetro o menos, y están situados muy cerca del cuerpo mayor: Uno al sur de Lachivizá, otro cerca del Rancho Tres Cruces (en la Loma Cruz, Lámina XVII, Fig. C), otro del Cerro Colorado, dos más sobre el Arroyo Guichixú, cerca de La Junta, y los tres últimos están al noreste del Poblado Guichixú. Forman cerros redondeados, de pendiente moderada, con numerosas cañadas radiales separadas por rebordes o crestas bajas. Se encuentran entre los 300 a 700 m s.n.m. (Lámina I).

El Subconjunto Suroccidental consiste en sólo tres cuerpos pequeños. El menor está al oeste de la confluencia entre el Arroyo Santa María y el Río de los Perros; es una loma redondeada, baja. El segundo, se encuentra entre los Arroyos Brinca León y Venado; es una loma baja, de contorno irregular ovoide, con varias prominencias pequeñas, y se ubica entre los 300 y 400 m s.n.m. El tercero está a medio camino entre los Arroyos Brinca León y Trapiche; es un poco menor que el segundo, pero algo más alto (300 a 500 m s.n.m.).

Litología e Interpretación Genética

Litología. Las muestras líticas colectadas en los distintos cuerpos que forman a la Unidad Guienagati, tienen cierta diversidad textural y composicional, que parece reflejar las condiciones locales de emplazamiento, más que las del agrupamiento geográfico mencionado. Por ello, se prefirió hacer una descripción litológica general de esta unidad, y después señalar las particularidades de las variedades líticas y de los subconjuntos. Se estudiaron 74 muestras líticas.

Coloración. Un 70% de las muestras son de color gris con tonalidades diversas: gris muy claro (Very light gray N 8) que intemperiza a pardo amarillento oscuro (Dusky yellow brown 10 YR 4/2), gris medio claro (Medium light gray N 6)

que intemperiza como el anterior, gris oscuro medio (Medium dark gray N 4) que intemperiza como el anterior o a amarillo oscuro (Dusky yellow 5 Y 6/4), negro oliváceo (Olive black 5 Y 2/1) que intemperiza como el anterior, gris oliváceo claro (Light olive gray 5 Y 6/1) que intemperiza sin cambio o a pardo amarillento pálido (Pale yellowish brown 10 YR 6/2), gris oliváceo (Olive gray 5 Y 4/1) que intemperiza a amarillo oscuro (Dusky yellow 5 Y 6/4), gris verdoso oscuro (Dark greenish gray 5 GY 4/1) que intemperiza a gris oliváceo (Olive gray 5 Y 4/1), y gris amarillento (Yellowish gray 5 Y 7/2) sin cambio de intemperización). Mucho menos frecuentes son estos colores: Verde amarillento oscuro (Dusky yellow green 5 GY 5/2) que intemperiza a anaranjado amarillento oscuro (Dusky yellowish orange 10 YR 6/6), amarillo oscuro (Dusky yellow 5 Y 6/4) sin cambio de intemperización, rojo pálido (Pale red 5 R 6/2) que intemperiza a anaranjado amarillento oscuro (Dark yellowish orange 10 YR 6/6), rojo grisáceo (Grayish red 5 R 4/2) que intemperiza a pardo moderado (Moderate brown 5 YR 4/4), rojo púrpura pálido (Pale red purple 5 RP 6/2) que intemperiza a rojo grisáceo (Grayish red 10 YR 4/2), y abigarrado con base gris y manchas blancas, grises y pardas.

Atributos Texturales. Prácticamente la mitad de las muestras son finamente granudas y la otra lo son gruesamente. El 76% de las muestras son porfíricas (*i.e.*, con 11% o más del volumen ocupado por fenocristales), el 16% son afaníticas y el resto microporfíricas. De las megascópicamente porfíricas, 1/4 parte son de granularidad fina (esto es, la mayoría de los fenocristales miden 1.0–1.9 mm de longitud o diámetro), otra 1/4 parte son de granularidad mediana (*i.e.*, con fenocristales de 2 a 2.9 mm), y el resto tiene granularidad gruesa (es decir, con fenocristales de 3–4 mm o más); las muestras consideradas microporfíricas tienen fenocristales de 0.1 a 0.5 mm.

La intensidad de la condición porfírica, esto es, el porcentaje de fenocristales con relación al volumen total de la roca, varía también; unos 2/10 de las muestras porfíricas, lo son ligeramente (esto es, sus fenocristales corresponden al 11–20%), 3/10 son moderadamente porfíricas (esto es, sus fenocristales representan del 20 al 40%), y el resto de ellas son fuertemente porfíricas (*i.e.*, los fenocristales corresponden al 40% o más de toda la muestra). Por otro lado, la mesostasis está presente en cantidades proporcionalmente inversas a la de los fenocristales, por lo que es posible reconocer tres clases correspondientes. La cristalinidad de la mesostasis también es variable. Casi el 52% de las muestras son de mesostasis mero-cristalina (*i.e.*, la fracción cristalina representa del 30 al 65% y la fracción vítrea el resto), el 28% de ellas tienen mesostasis “holocristalina” (es decir, la fracción cristalina es superior al 65%, en un 20% de las muestras la mesostasis es predominantemente vítrea).

Algunos rasgos microestructurales y de intemperización. Algunas de las muestras, en particular las afaníticas relativamente máficas (índice de color de 35 a 40 o más), muestran “hojeamiento” o pseudolaminación (*sheeting*) en escala oli-

gomilométrica, esto es, que generan pseudolaminas (*sheets* o *sheeting elements*) de 1 a 3 mm de grueso y raramente algo más. Por otro lado, en las variedades moderada a fuertemente porfíricas, es frecuente observar la presencia de exfoliación esferoidal como (respuesta de intemperización) con el desarrollo de nódulos ovoides de 10 a 25 cm de diámetro mayor y unos 7 a 16 de diámetro menor (Lámina XVIII, Fig. B); en la Región Mixteca se observó que frecuentemente este tipo de exfoliación, se encuentra en cuerpos demostrablemente hipabísales (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

En las zonas de contacto de estos cuerpos con otras unidades litoestratigráficas, se han observado diferentes rasgos: (a) Zonas de alteración del cuerpo afanítico-porfírico, de uno a pocos metros de espesor, manifestadas por cambios de coloración en el cuerpo —frecuentemente a tonalidades más claras— argilización de los feldespatos y/o oxidación de los máficos más intensa que en el resto del cuerpo; todo ello asociado a zonas de alteración correspondiente en la Toba Perros, en general de mayor amplitud, evidenciadas por cambio en la coloración, que frecuentemente pasa a ser verde pistache, púrpura o rojo ladrillo, que intemperizan a amarillo mostaza, ocre o pardo, sugiriendo un cierto enriquecimiento máfico; otro rasgo es una mayor litificación, que incrementa localmente la densidad relativa y resistencia a la erosión de la toba; y otro más es metasomatismo que modifica la textura y composición de la toba, generando variedades peculiares hipe-oxidadas (*cf.* Variedades 6', 10'') o no (*cf.* Variedad 10'). En algunos afloramientos, el cuerpo afanítico-porfírico muestra ser un intrusivo concordante, p. ej., en la Loma Cruz, cerca del Rancho Las Tres Cruces (Láminas XI, Fig. E; XII, Fig. C), o en las inmediaciones de Santa María Guienagati (Lámina XVIII, Fig. A); en otros casos, la relación es discordante (*cf.* Lámina XII, Fig. B). Empero en muchos, la evidencia es insuficiente y su interpretación genética no unívoca, esto es, originada por intrusión o por emplazamiento lávico. (b) En otros casos, se aprecian claras superficies de deslizamiento, indicativas de fallamiento. (c) Zonas de brechamiento (también de uno a pocos metros de espesor) entre los cuerpos afanítico-porfíricos y la Toba Perros, con superficies irregulares y mezcla de clastos de toba y de rocas afanítico-porfíricas; significativamente, la Toba puede estar “estratigráficamente” (o por lo menos localmente en sentido topográfico) sub- o suprayaciendo al cuerpo afanítico-porfírico (Lámina XII, Figs. B y C); otra vez la interpretación genética de este rasgo tampoco es unívoca, ya que el cuerpo podría ser lávico o hipabísal, (d) Zonas marginales de enfriamiento, que muestran textura vitrofidica y extensa epidotización. Tampoco aquí la interpretación genética es unívoca, sugiriendo emplazamiento lávico, pero sin excluir la posibilidad de intrusión hipabísal. Para finalizar este aspecto, cabe señalar que no se observaron zonas de metasomatización (hidrotermal), que habrían evidenciado intrusión más que emplazamiento lávico de los cuerpos; empero, dado el carácter de reconocimiento que tiene el estudio, esta ausencia podría simplemente reflejar muestreo insuficiente.

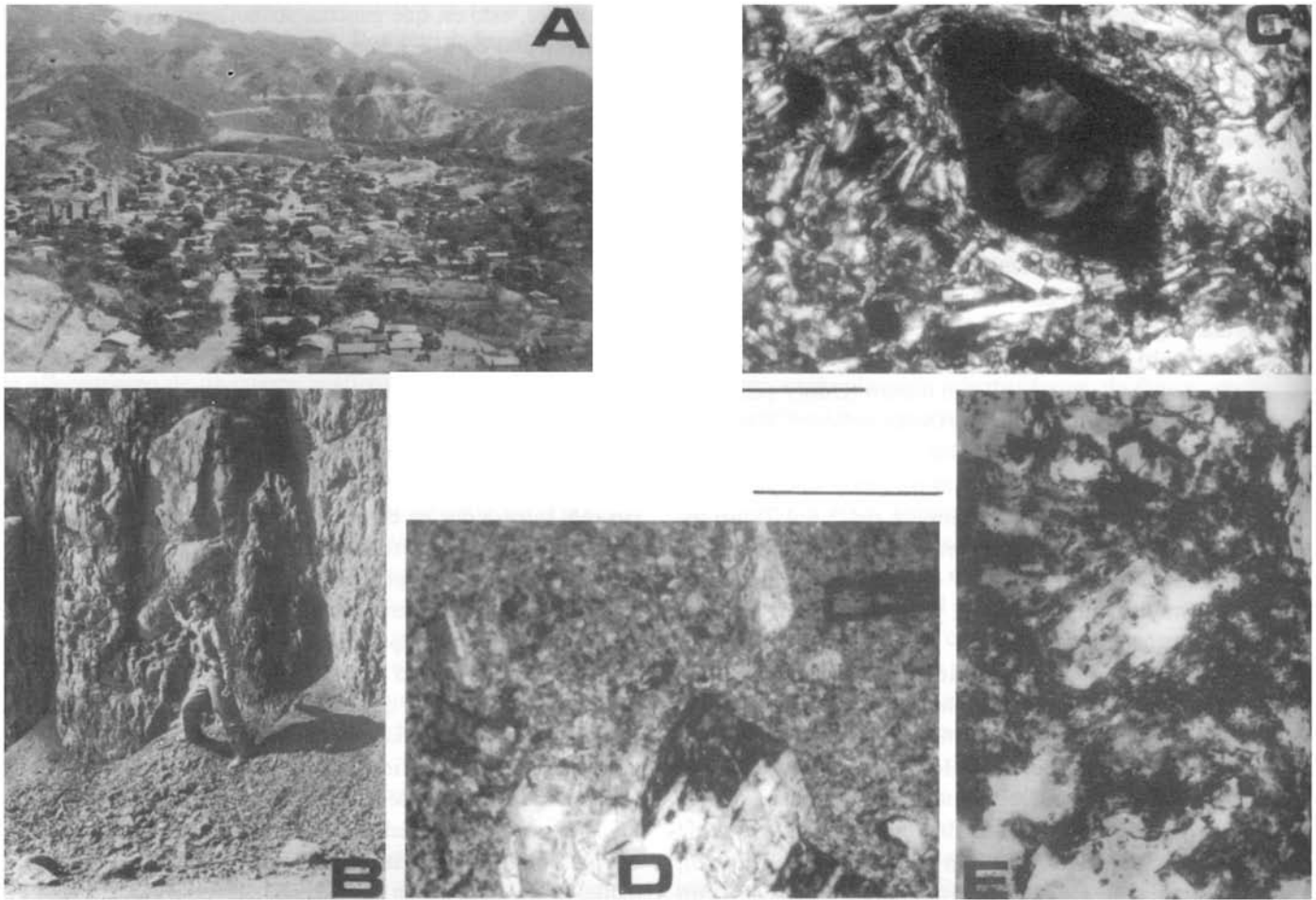


Lámina XVIII. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (=Unidad Guienagati), (B). Figura A. Panorámica del poblado Santa María Guienagati, asentado sobre el tronco homónimo, en el fondo se aprecia la Toba Perros, formando mesetas y lomas inclinadas hacia el norte (en este caso a la izquierda). La fotografía se tomó en un sitio distante unos 600 m al norte del poblado, mirando al sur. Figura B. Unidad Guienagati: Afloramiento del Tronco Guienagati, mostrando su característica exfoliación esferoidal. El sitio se encuentra unos 1.6 km al sur de Guienagati. Figura C. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV88-160, basalto (Var. 9), colectado en un afloramiento situado unos 1.2 km al norte de Lachivizá. Nótese los microlitos de plagioclasa y un microfenocristal de anfíbol alterado, con sus bordes transformados en iddingsita. La línea inferior izquierda representa 0.2 mm. Figura D. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV88-170D, latitandesita (Var. 5) de augita, fuertemente porfírica, colectada unos 250 m al oeste de Guichixú. Destaca el fenocristal de plagioclasa. La línea superior derecha representa 1.0 mm. Figura E. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV88-180H, latitandesita (Var. 5) subhialina, fuertemente porfírica, colectada en el Arroyo Guichixú, a unos 1.3 km al norte del Rancho Las Tres Cruces. Misma escala que en la Figura D.

ciente. Por último, en algunos casos se demostró la existencia de diaclasamiento vertical, que es sugestivo, no indicativo, de emplazamiento lávico.

Composición Mineralógica. En conjunto, las muestras cubren el espectro de composición intermedia, pero acusando cierta diversidad; el índice de color, esto es, el contenido de máficos, varía entre 15% y 45%, dominando valores medios de 25% a 35%. De acuerdo con el Sistema de Streckeisen (1965), las muestras corresponden a las siguientes clases lítico-composicionales: Alcalisienita, 3 (=4.0%); traquita, 4 (=5.4%); sienita monzonítica, 4 (=4.0%); latita, 10 (=13.5%); latitandesita, 11 (=14.8%); monzodiorita, 3 (=4.0%); andesita, 13 (=17.5%); diorita, 5 (=6.7%); basalto, 4 (5.4%); y diabasa, 17 (=22.9%). Cabe destacar que dada la naturaleza de reconocimiento geológico del presente estudio, así como a la accesibilidad de los afloramientos, el muestreo realizado, es sólo cualitativamente

representativo, por lo que las inferencias realizadas con base en él, son apenas aproximaciones gruesas. Con ello en mente, parece ser que el factor decisivo en la variación es la naturaleza de los feldespatos (alcalinos vs. plagioclasas), así como la proporción en que participa cada uno de ellos, dominando los primeros en el extremo de la alcalisienita y disminuyendo continuamente hasta el extremo espectral de las andesitas y basaltos; esencialmente lo opuesto ocurre con las plagioclasas y los máficos. A continuación se hace una breve descripción de estas variedades; se incluyen además de las típicas, a las hialinas, *i.e.*, aquellas donde la mesostasis es principalmente vítrea, por lo que la composición derivada de los cristales observables, podría ser un poco diferente de la real, si se tomase en cuenta toda la roca.

Variedad 1: Alcalisienita. Incluye muestras de color gris verdoso en su mayoría gruesamente granudas, moderada

a fuertemente porfíricas. El feldespato dominante es ortoclasa, que forma la mayor parte de los fenocristales, tiene hábito euhedral y frecuentemente forma intercrecimientos con microclina, plagioclasa o cuarzo; de hecho los intercrecimientos ortoclasa-plagioclasa (y en menor medida los de microclina-plagioclasa), es decir, la pertita, constituyen en realidad la mayoría de los cristales comunes y fenocristales. Así mismo, es frecuente el zoneamiento en estos fenocristales. La plagioclasa parece ser albita-oligoclasa. El cuarzo es escaso (1–3%) y de hábito anhedral. Los máficos más comunes son hornblenda, biotita, piroxenas y accesorios (esfena y magnetita principalmente); los dos primeros en ocasiones forman fenocristales, que son menos comunes que los de feldespatos; así mismo la hornblenda y las piroxenas con frecuencia están rodeadas de coronas de reacción ricas en gránulos de magnetita. Ambas aparecen también como cristales subhedrales incluidos en los feldespatos. El índice de color, esto es, el porcentaje de máficos, en conjunto es de 25% aproximadamente. La mesostasis es holocristalina y está constituida por microlitos de feldespatos y máficos.

Variedad 2: Traquita (Lámina XIX, Fig. B). Incluye muestras de color gris verdoso o amarillento, finamente granudas, ligeramente porfíricas, que difieren de las anteriores en poseer una cantidad un poco mayor de plagioclasa; sin embargo, los intercrecimientos pertíticos siguen siendo dominantes; la mesostasis es holomicrocristalina y, curiosamente, la textura traquítica está de pobre a moderadamente desarrollada; el índice de color es semejante al de la variedad anterior; la muestra ilustrada se tomó de un dique situado cerca del puente sobre el Río de los Perros, en el Camino Chihuitán-Lachilana, ya fuera del área estudiada.

Variedad 3: Sienita Monzonítica. Incluye muestras de color gris verdoso o amarillento, medianamente granudas, mediana a fuertemente porfíricas; difieren de la anterior en tener una cantidad de plagioclasa un poco mayor, 25 a 30%, principalmente en la mesostasis, la cual es meso– u holocristalina; los intercrecimientos pertíticos son comunes.

Variedad 4: Latita. Incluye muestras de color gris amarillento o rojizo, finamente granudas, microporfíricas (fuertemente) a ligeramente porfíricas; se distingue de la variedad anterior entre otras cosas, porque tiene una cantidad proporcionalmente mayor de plagioclasa, que ya forma microfenocristales; el índice de color es moderado (25 a 30); los máficos principales son clinopiroxenas y en menor cantidad hornblenda, biotita y otros. La mesostasis es merocristalina. La muestra ilustrada es una hialolatita porfírica.

Variedad 5: Latitandesita (Lámina XVIII, Figs. D y E). Incluye muestras de color rojizo a pardusco, fino- a mesogranudas, moderadamente porfíricas a microporfíricas, con una proporción relativamente mayor de plagioclasa que la variedad 4, y augita como piroxena dominante. Se encontraron muestras hialolatitandesíticas a pórfidos de latitandesita en una mesostasis merocristalina; ello da idea de la diversidad lítica que tiene esta Unidad Guienagati.

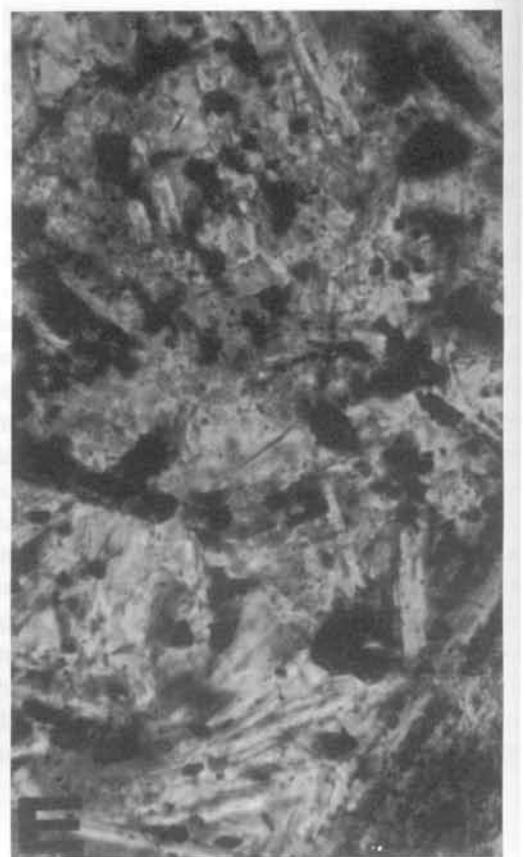
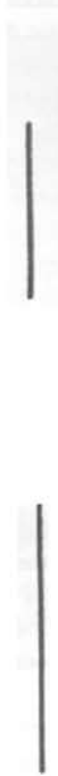
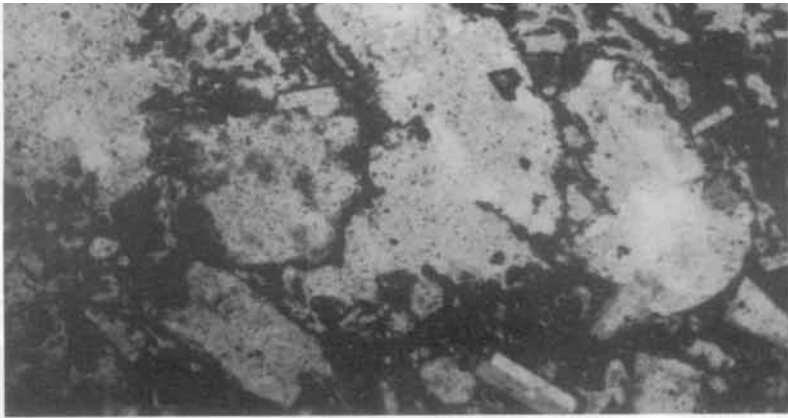
Variedad 6: Monzodiorita. Como se sabe, es la variedad meso- a crasogranuda de la variedad anterior, pero resultó menos frecuente. Su índice de color es de 30–35%, la plagioclasa y el feldespato alcalino están en cantidades equivalentes a ligeramente dominantes para la plagioclasa (en su mayoría oligoclasa y andesina), los intercrecimientos son comunes, anfíbolos y biotita son los máficos más frecuentes y la mesostasis es holocristalina. Significativamente, en una muestra se observaron vesículas de 15 mm de diámetro con amatista en las paredes o el relleno.

Variedad 7: Andesita (Lámina XIX; Figs. A, C y D y XX, Figs. C–F). Es común, despliega considerable diversidad textural, que incluye formas afaníticas a microporfíricas y aun plenamente porfíricas; la mesostasis varía de merocristalina —la más frecuente— a vítrica en las variedades hialinas. Composicionalmente, se reconocieron dos variedades principales: andesita de hornblenda y andesita basáltica. En ambos casos, la plagioclasa es dominante sobre el feldespato alcalino, y forma buena parte de los microlitos de la mesostasis; como máficos comunes están en el primer caso, hornblenda (y a veces lamprobolita), biotita y clinopiroxenas, mientras que en el segundo son orto– y clinopiroxenas (augita es frecuente). En ambos casos, estos minerales tienen coronas de reacción, donde se concentran microcristales de magnetita y olivino; así mismo, la plagioclasa es más cálcica (andesina a labradorita), y el índice de color es de 40; se aprecia una textura traquítica bien desarrollada, y los fenocristales son en su mayoría máficos. Se ilustraron tanto subvariedades típicas como hialinas.

Variedad 8: Diorita. Corresponde en lo general a la variedad macrogranuda de la andesita; incluye a muestras moderada a fuertemente porfíricas, de color gris o abigarrado gris-pardusco; los fenocristales más frecuentes son plagioclasa y en segundo lugar los máficos (hornblenda principalmente); la mesostasis es holo– a mesocristalina.

Variedad 9. Basalto (Láminas XVIII, Fig. C; y XXI, Figs. D–F). Es una variedad poco común, localizada principalmente en los márgenes de los cuerpos; el término se usa en sentido lato. El color es gris muy oscuro a negro, la textura es afanítica a microporfírica, la mesostasis es merocristalina y el índice de color varía de 46 a 49. Se ilustran variedades típicas y hialinas.

Variedad 10: Diabasa (Láminas XVIII, Fig. A; XIX, Fig. E; y XX, Figs. A y B). Antes de describirla, conviene señalar que el término diabasa tiene diversos y contrastantes significados, que van desde su no reconocimiento como una especie lítica (cf. Hall, 1987), a su homologación con diorita (cf. Bates y Jackson, 1980, 1984) o a su caracterización como el equivalente meso- a crasogranudo del basalto (cf. Moorehouse, 1959; Williams *et al.*, 1979). Es precisamente en este sentido que se emplea en este trabajo, el cual por su índole, no sería el sitio más apropiado para intentar zanjar esta interesante cuestión. Sólo deseo puntualizar que así como en el caso de la diorita los ferromagnesianos más comunes son las anfíbolos, especialmente la hornblenda, en el de la diabasa, lo son las piroxenas,



especialmente la augita; se cuenta por lo menos con esta diferencia esencial para distinguir ambas especies líticas. La diferenciación de la diabasa con el gabro, reflejaría la frecuente presencia de olivino en el segundo, además de una relativa mayor crasogranularidad, así como cierta diferencia en la proporción de piroxenas. Así mismo, otra diferencia, que tendría que ver con la modalidad de emplazamiento, es el carácter intrusivo somero a subvolcánico de la diabasa, en contraste con el francamente plutónico del gabro y la diorita; sin embargo, la aplicación de este criterio implicaría la demostración independiente del tipo de emplazamiento.

Las muestras asignadas a esta variedad son de color gris muy oscuro a negro, fuertemente porfíricas, de granularidad media a gruesa, es decir con fenocristales de 1 mm a 4 mm de diámetro promedio —2 mm es bastante común— los microfeno-cristales miden 0.80 mm a 0.12 mm. En algunas muestras, la plagioclasa —labradorita a andesina— forma fenocristales que encierran a cristales menores de clinopiroxena, definiendo así una textura ofítica “inversa”, que parece no haber sido descrita. Como se sabe, en la textura ofítica “normal”, los cristales de clinopiroxena, encierran a los de plagioclasa (cf. Moorhouse, 1959, p. 164 y 172). Los fenocristales de plagioclasa muestran comúnmente zonación. Los máficos principales son augita, hiperstena y en menor grado anfíbolos; en las muestras alteradas por la intemperización, los cristales de ferromagnesianos se han transformado en una masa finogranuda de microcristalitos verdes y negros opacos (?magnetita entre otros), ópticamente no identificables. La mesostasis, formada por microlitos de plagioclasa y de ferromagnesianos principalmente, es un poco más crasogranuda que en el caso del basalto.

Algunas Consideraciones Adicionales. En relación a la composición, puede decirse, con la reserva impuesta por la índole del trabajo, que la Unidad Guienagati muestra un bajo contenido de cuarzo, y una gradación feldespática casi completa, entre el extremo rico en feldespato alcalino, con sólo trazas de plagioclasa, correspondiente al de la alcalisienita, y el extremo rico en plagioclasa con feldespato alcalino subordinado, que es el de la andesita/basalto/diabasa

La asignación de muestras al Sistema Streckeisen (1965), arroja resultados concordantes con la interpretación anterior, y evidencia esa gradación: Campo 6 (Alcalisienita/Alcalitraquita), 4.0%; Campo 7 (Sienita/Traquita), 10.8%; Campo 8 (Latita/Monzonita), 13.5%; Campo 9 (Monzodiorita/Latitandesita, Monzogabro/Latita-basalto), 18.8%; Campo 10 (Diorita/Andesita, Gabro/Diabasa/Basalto, Anortosita), 52.5%. Se pone de

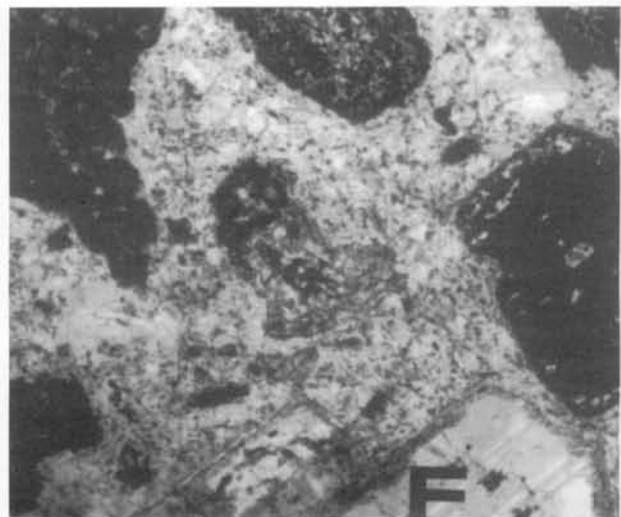
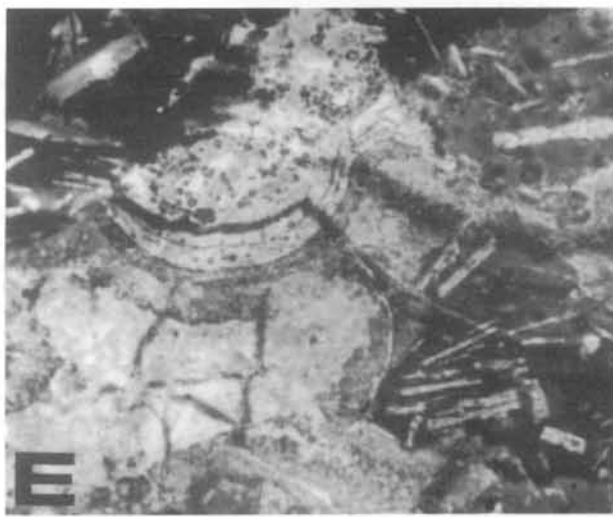
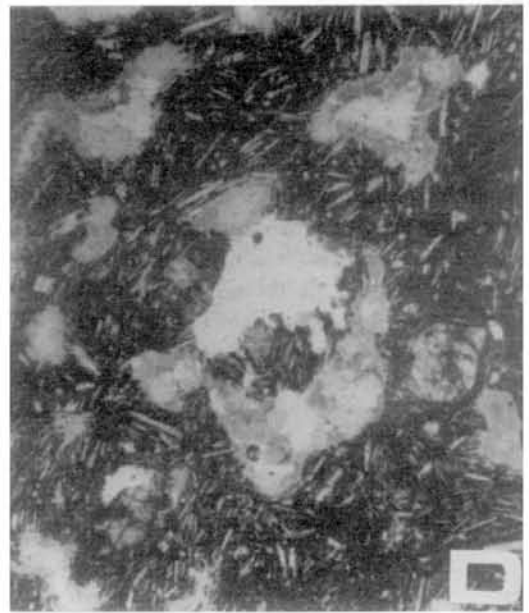
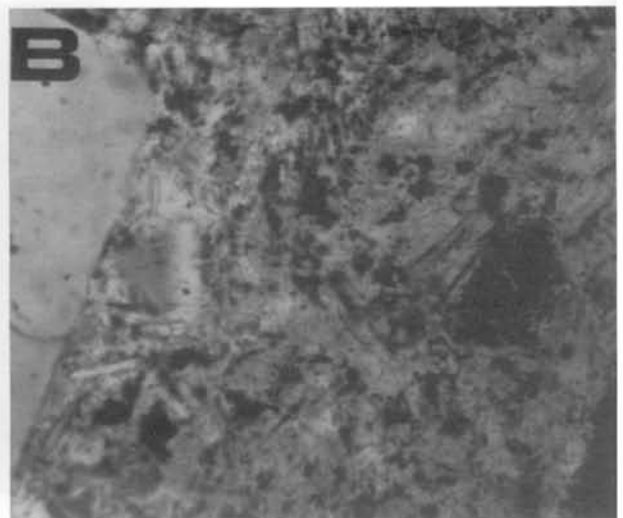
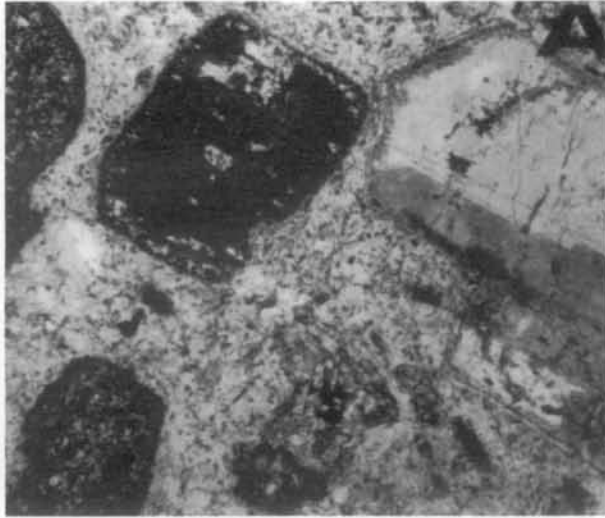
manifiesto, también, el predominio de las variedades de índice de color medio —30 a 40, oscuras o máficas— sobre las de índice más bajo. De hecho, el cuerpo principal de esta unidad, está constituido principalmente por diabasas, que muestran una característica exfoliación esferoidal.

La variabilidad textural, y en cierto modo la composicional, podrían reflejar las condiciones locales de emplazamiento, combinadas con cierta diferenciación magmática previa.

Interpretación Genética. Con base en la información litológica disponible y las observaciones de campo, puede decirse que la Unidad Afanítico-Porfírica Guienagati se originó parcialmente por emplazamiento intrusivo somero, que habría generado a los mantos identificados en la Loma Cruz y las inmediaciones del poblado homónimo, así como muy probablemente al cuerpo principal de esta Unidad, caracterizados por la presencia de rocas meso- a crasogranudas, fuertemente porfíricas, mesostasis holocristalina y sin texturas vectoriales. La presencia de cuerpos constituidos por rocas afaníticas o finogranudas, texturas vectoriales —traquíticas— de sus microlitos y cantidades significativas de vidrio en la mesostasis, sugiere que el emplazamiento de ellos ocurrió por procesos volcanolávicos, coetáneos con la génesis de los cuerpos hipabisales, o alternatively, que son parte de cuerpos hipabisales (tal vez del mayor de ellos), que por su lejanía de la masa principal, se emplazan como apófisis o diques o partes marginales, con un comportamiento y textura resultante más parecido al de flujos lávicos que al de intrusiones someras. La presencia en el cuerpo principal, de afloramientos semejantes a los descritos, parecen apoyar esta interpretación; esto es, las diferencias texturales reflejarían condiciones diferentes de emplazamiento local, donde las partes más profundas o más gruesas, se habrían enfriado a velocidad significativamente menor que las más superficiales, delgadas o marginales, adquiriendo entonces atributos porfíricos o crasogranudos (“intrusivos”), mientras que las segundas habrían desarrollado atributos afaníticos o finogranudos (“lávicos” o subvolcánicos).

Como una medida de precaución, ya que no fue posible estudiar con igual intensidad a todos los cuerpos que se asignaron a esta Unidad Informal, se consideró prudente dejar abierta la posibilidad de que algunos de ellos fueran en verdad de origen volcánico. Por ello se prefirió dar a ésta una designación objetiva, más bien que una inferencial (que podría haber sido Intrusivo Guienagati), a fin de no afectar la utilidad de este taxon litoestratigráfico, ni la estabilidad nomenclatural.

Lámina XIX. Unidad Informal Afanítico-Porfírica Guienagati (=Unidad Guienagati), (C). Figura A. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV92-105, andesita (Var. 7) basáltica hialino-porfírica, colectada en un afloramiento de la zona de contacto entre esta unidad y la Toba Perros, situado unos 800 m al sur de Guienagati. En la mesostasis el vidrio es relativamente abundante. Escala como en la Figura C. Figura B. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz natural de la muestra FV93-56, traquita (Var. 2) microcristalina, procedente de un dique emplazado en la Toba Perros, situado sobre el camino Chihuitán-Rancho Lachilana, unos 120 m al norte del puente sobre el río de Los Perros, cerca, pero ya fuera del área. Predominan los microlitos de cuarzo y de feldespato alcalino. La línea a la izquierda representa 0.2 mm. Figuras C y D. Unidad Guienagati: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV92-104, andesita (Var. 7) de augita e hiperstena, fuertemente porfírica, obtenida en un afloramiento contiguo al de la muestra FV92-105 (cf. Figura A). C, apariencia microscópica general, la línea a la derecha (arriba), representa 1.0 mm. D, detalle de la mesostasis, misma escala que en la Figura B. Figura E. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-87, diabasa (Var. 10) de clinopiroxena, procedente de un afloramiento situado unos 300 m al sur de Guienagati. La muestra tipifica a la roca constitutiva de esta unidad, la figura ilustra un detalle de la mesostasis. La línea a la izquierda (arriba) representa 0.1 mm.



Estructura

Se mostró ya en la discusión de las unidades precedentes, que los cuerpos que constituyen a ésta, están ubicados en relación espacial de contigüidad con fallas y/o fracturas (Lámina I, Figura 8), cuyas direcciones estructurales dominantes son N-S prácticamente, N47°-54°W-S47°-54°E (que puede llegar a N83°W-S83°E) y N20°E-S20°W, y corresponden a las de los sistemas de fallas que afectan a la Toba Perros y a la Filarenita Guichixú (a esta última en menor grado). De hecho, estos cuerpos aparecen en la confluencia de dos, y a veces tres, de estas direcciones (Lámina I). Ello sugiere que el emplazamiento del magma que generó a los cuerpos afanítico-porfiríticos, se habría dado a favor de estas zonas de debilidad estructural. En ese contexto, el fallamiento/fracturamiento inmediatamente asociado a estos cuerpos, habría ocurrido de manera simultánea o muy poco anterior a su emplazamiento. Sólo en algunos afloramientos, se ha podido observar la presencia de superficies de deslizamiento (*slickensides*), que desde luego, evidencian fallamiento.

Relaciones Estratigráficas

A causa del extenso fallamiento, y al hecho de que los cuerpos que forman a la Unidad Guienagati son cerros o montañas descubiertas, los afloramientos donde pueden observarse contactos estratigráficos son escasos. En uno, situado 1 km al N60°W del poblado Guichixú, se aprecia una superficie irregularmente ondulada, desarrollada en la Filarenita Guichixú, sobreyacida por un cuerpo meso- a crasogranudo, porfirítico, con una extensa zona brechada y alterada en su base. La interpretación del contacto es ambigua, aunque la textura porfídica es sugestiva de un emplazamiento intrusivo más bien que lávico. En cualquier caso, queda evidenciado que la Filarenita antecedió al cuerpo porfirítico y que, por tanto, tiene con éste una posición estratigráfica inferior.

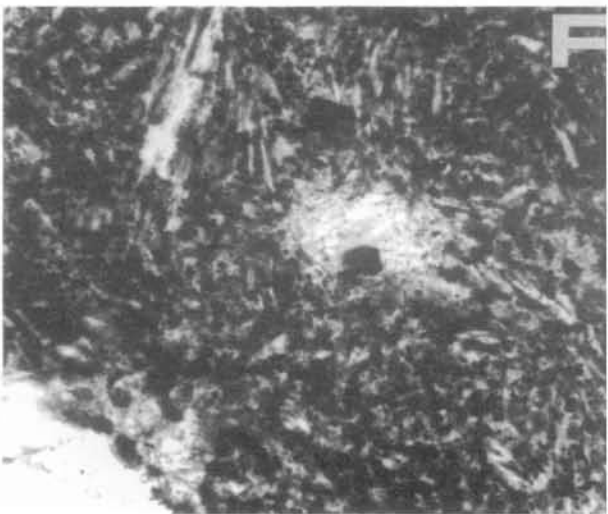
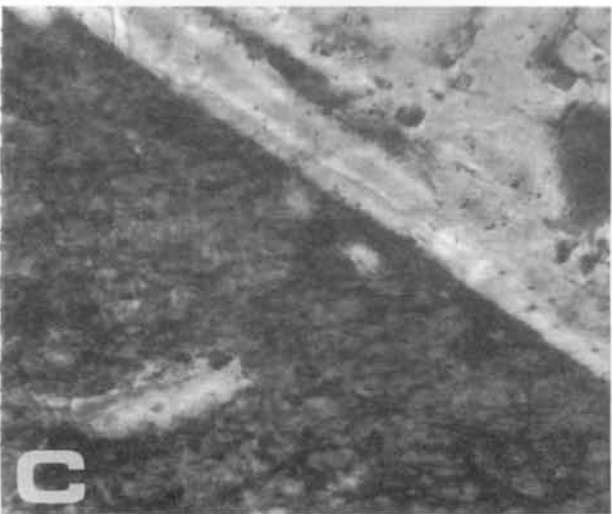
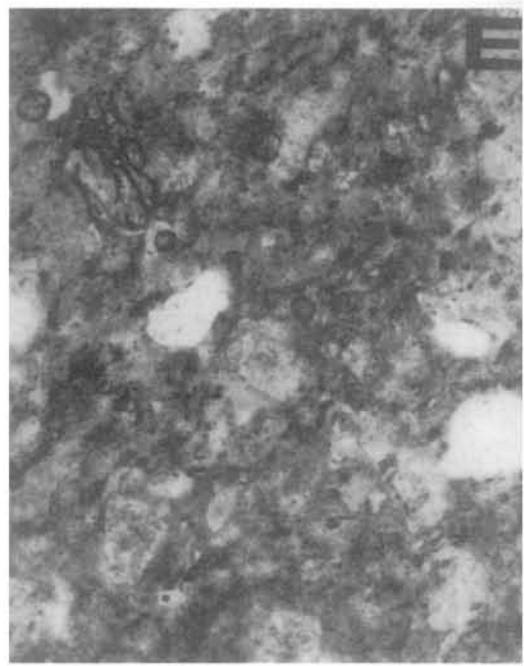
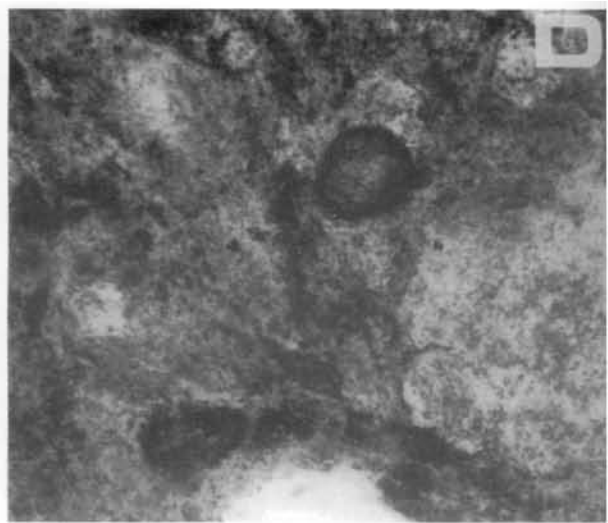
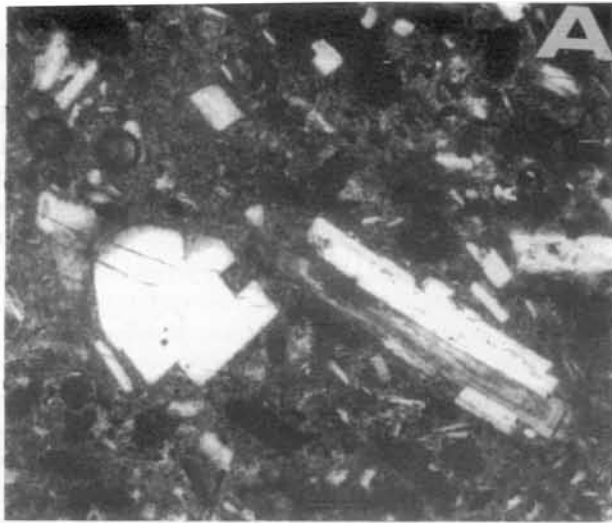
Las relaciones entre la Unidad Guienagati y la Toba Perros, se observan claramente en pocas localidades, dos de ellas son la Loma Cruz y Guienagati, en un afloramiento al norte de este poblado (Láminas XVII, Figs. B y C; y XVIII, Fig. A). En ellas se aprecia un cuerpo tabular de diabasa mesogranuda porfirítica, dispuesto concordantemente entre estratos de toba, que muestran un característico color verde pistache. En el camino Guienagati-Chayotepec, muy cerca del primero, se encuentran algunos cortes donde se observan partes del cuerpo tabular intercalado entre estratos de toba.

En otros afloramientos, la relación no es precisa, ya que a veces la Toba localmente sobreyace o subyace al cuerpo afanítico-porfirítico (Lámina XII, Figs. B y C). Es común la correlación de la toba color verde pistache con los cuerpos afanítico-porfiríticos, asociada a otros cambios que indican alteración y/o metasomatismo. Ello resulta fácilmente explicable suponiendo el emplazamiento intrusivo de aquéllos. Cabe destacar que en el Área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta Oaxaqueña, se observaron cambios de coloración de las tobas asociadas a cuerpos demostrablemente intrusivos (Ferrusquía-Villafranca, 1976), lo cual favorece esta hipótesis. De ser ésta correcta, el cuerpo principal de la Unidad Guienagati, podría interpretarse como un tronco hipabisal de configuración compleja, del cual se habrían proyectado intrusiones de extensión y comportamiento diverso. Algunas pequeñas a medianas, habrían sido concordantes, emplazándose entre estratos de la Toba Perros, ocasionando cierta alteración en la zona de contacto, manifestado por el cambio de color y de otros rasgos, como se observó en la Loma Cruz y en Guienagati; el enfriamiento relativamente lento, se habría traducido en una textura meso- a crasogranuda, porfirítica o no. En el caso de proyecciones pequeñas, se habrían generado diques, cuyo enfriamiento, condujo al desarrollo de atributos texturales semejantes a los de las rocas lávicas; esto es, condición afanítica a finogranuda, textura traquítica y mesostasis rica en vidrio. En el caso de proyecciones más grandes, se habrían emplazado discordantemente como apófisis o espinas, y en ellas se habrían desarrollado atributos texturales lávicos a subvolcánicos, y sólo muy ocasionalmente intrusivos someros. Tal sería el caso de los ocho cuerpos espacialmente muy próximos al principal, que distan no más de 1.5 km de éste o de uno pequeño. Los cuerpos suroccidentales, podrían concebiblemente, tener este origen, como lo indicaría su semejanza constitucional, pero la mayor distancia impide afirmarlo taxativamente.

Radiometría y Edad

En relación al Proyecto CONACYT 50992, mencionado en la Introducción de este estudio, el Dr. Fred W. McDowell, del Department of Geological Sciences, The University of Texas-Austin, seleccionó el afloramiento del cuerpo principal, localizado cerca del Km 64 de la Carretera Laollaga-Guevea de Humboldt como 1 km al sur de Santa María Guienagati, para tomar muestras que serían fechadas radioisotópicamente por el método de K-Ar. Los resultados del estudio realizado,

Lámina XX. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (=Unidad Guienagati), (D). Figuras A y B. Unidad Guienagati: Fotomicrografías de la muestra FV93-87, diabasa (Var. 10) de clinopiroxena fuertemente porfirítica, colectada de un afloramiento situado unos 300 m al sur de Guienagati. A, imagen en luz polarizada que muestra los fenocristales de plagioclasa y piroxena con coronas de reacción. La línea inferior (a la derecha), representa 1.0 mm. B, imagen en luz natural, ilustrando detalle de la mesostasis. La línea inferior (a la derecha), representa 0.2 mm. Figuras C-F. Unidad Guienagati: Fotomicrografías de la muestra FV92-114, hialoandesita (Var. 7) vesicular colapsada, procedente de un afloramiento situado unos 1.1 km al oeste de Lachivizá, perteneciente a un pequeño apófisis. A, imagen en luz natural en la que se destacan la vesícula de contorno irregular y la mesostasis formada por microlitos —en arreglo traquítico— y vidrio. B, imagen en luz polarizada; la escala de ambas figuras es la misma de la Figura A. D, imagen en luz polarizada, mostrando detalle de la pared de una burbuja; misma escala que la de la Figura B. F, detalle de la mesostasis y de los microfénocristales adyacentes, con sus típicas coronas de reacción; la línea superior (a la derecha) representa 0.1 mm.



se presentan en la Tabla 2. La edad oscila entre los 12.25 Ma y los 15.91 Ma, con un promedio aritmético simple de 14.09 Ma. Estas edades ubican a la Unidad Guienagati en el Mioceno Medio, siendo entonces esencialmente contemporánea con la Toba Perros. Las implicaciones genéticas de este hecho, aunado al de las estrechas relaciones estratigráficas espaciales que muestra con la Toba Perros, refuerzan la hipótesis de que ambas están genéticamente emparentadas, *i.e.*, que tuvieron un origen común a partir de una misma cámara magmática, como se planteó al tratar a la Toba Perros. Desde luego que esta edad miocénica media para la Unidad Guienagati, es congruente con la edad terciaria premiocénica asignada a la infrayacente Filarenita Guichixú.

DOMO RIOLÍTICO EL TABLÓN (Taxon Litoestratigráfico Nuevo)

Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica.

Definición. Se designa así al cuerpo riolítico que forma el Cerro El Tablón, situado en la porción suroriental del área estudiada, de configuración ovoide, diámetro promedio de 4 km, y altitud de 100 a 400 m s.n.m. (Lámina I); sobreyace discordantemente a la Filarenita Guichixú y parece tener una relación no concordante con la Toba Perros, además de estar en contacto con ambas, mediante fallas; su edad precisa se ignora, aunque muy probablemente sea miocénica media, como la de las otras unidades litoestratigráficas ígneas terciarias reconocidas en el área, de las que se diferencia por su constitución y estructura. Dado su tamaño pequeño, se le asignó un status informal (*cf.* NACSN, 1993, Art 24d).

Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica. El Cerro El Tablón que forma al Domo homónimo, se encuentra en la porción suroriental del área, 1 km al norte de Laollaga (Lámina XXII, Figs. A y B); es una loma de contorno ovoide, cuyo diámetro N-S (4.5 km) es algo mayor que el E-W (3.5 km), situada entre los 100 y 435 m s.n.m., su extensión superficial es de 10.46 km² (*i.e.*, el 2.11% del área). Esta loma, de contacto ovoide, tiene un característico drenaje radial centrífugo formado por 10 barrancas, nueve pequeñas a medianas y una grande (Lámina I); seis de ellas drenan hacia el norte, al Río de los Perros, y cuatro al sur y oeste, hacia la planicie de Laollaga. La mayor de las barrancas es profunda, tiene una orientación E-W, y divide parcialmente al cerro en dos porciones desiguales, una septentrional más grande, coronada por una loma alargada tam-

bién en sentido E-W, y otra meridional, con una prominencia de contorno irregular; ambas cúspides tienen la misma altura; esta barranca desemboca en el Río de los Perros, cerca del Rancho Santa Cruz, en ella se han desarrollado cantiles, que en la época de lluvias forman pequeñas cataratas o saltos. El Tablón está cubierto por una densa selva baja caducifolia, apoyada en un suelo pedregoso; ello dificultó en extremo la observación de sus rasgos constitutivos y relaciones estratigráficas.

Litología

La roca que forma al Domo El Tablón es una riolita, que tiene cierta variación textural y en menor grado composicional en diferentes partes del mismo, como se muestra a continuación:

Variedad 1: Riolita Micro- a Mesoporfirítica (Lámina XXII, Figs. C-F). Es frecuente, de color rojo pálido (Pale red 5 R 6/2) casi sin cambio de intemperización, contiene un 15% de fenocristales en promedio, siendo el feldespato alcalino un poco más abundante que el cuarzo. Los fenocristales miden 0.3 a 0.9 mm de diámetro, (comúnmente de 0.4 a 0.5 mm), el sanidino y la ortoclasa son los feldespatos alcalinos más frecuentes, la segunda muestra argilización total o parcial. El cuarzo es translúcido, a veces piramidal y por lo general euhedral, con inclusiones escasas. El máfico principal es la biotita, que en ocasiones aparece alterada. Los fenocristales están dispuestos en una mesostasis merocristalina formada por cristalitas de cuarzo, feldespato alcalino, biotita y vidrio hematizado.

No se aprecia textura fluidal. Se observan escasas vesículas, cuyo tamaño oscila entre 0.4 y 2.0 mm, son de pared gruesa, formada por cuarzo microcristalino de extinción ondulante, y en algunos casos, por cristalitas de calcedonia. Otras veces se observan esferas rellenas de cuarzo microcristalino y algo de feldespato alcalino. Así mismo, hay otras esferitas (1 a 2 mm de diámetro) de un material semejante a la mesostasis. La presencia de biotita indica que la riolita es de tipo potásico.

Variedad 2: Brecha Riolítica. No es frecuente, localmente se le encontró arriba de un derrame formado por la variedad anterior. Es de color rojo pálido (Pale red 5 R 6/2), sin cambio de intemperización, tiene una textura brechada característica, formada por clastos riolíticos angulosos de tamaño variable (5 a 30 mm o más), simples o a veces compuestos (*i.e.*, integrados por varios clastos pequeños, dispuestos en una matriz afanítico-porfirítica hematizada, de textura lamelar fluidal, que forman

Lámina XXI. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (=Unidad Guienagati), (E). Figuras A-C. Unidad Guienagati: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-169, hialolita (Var. 7) porfirítica, procedente del afloramiento de un manto sobre el flanco septentrional de la Loma Gavilán, ubicado unos 1.5 km al sur del Rancho Las Tres Cruces. A, apariencia microscópica general; la línea inferior (a la derecha), representa 1.0 mm. B y C, detalles de la mesostasis y fenocristales adyacentes a mayor aumento sucesivo; destaca el escaso desarrollo de las coronas de reacción de éstos. La escala de B, es igual a la de la Figura D, y la de C, está representada por la línea (arriba), que corresponde a 0.1 mm. Figuras D y E. Unidad Guienagati: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-160, hialobasalto (Var. 9) porfirítico. E, apariencia microscópica general, nótese la relativa abundancia de vidrio en la mesostasis; escala como en la Figura A. D, detalle de la mesostasis y microfenocristales adyacentes; escala como en la Figura B. Figura F. Unidad Guienagati: Fotomicrografía en luz polarizada de la muestra FV93-92, hialobasalto (Var. 9), procedente de un afloramiento sobre el Arroyo Algodón, situado a unos 350 m al WNW de Guienagati, correspondiente a un manto local. Nótese el arreglo traquítico de los microlitos mesostásicos, así como la abundante cantidad de cristales de magnetita. Escala como en la Figura C.

Tabla 2. Resultados del estudio radioisotópico K-Ar, realizado a una muestra de la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati, del Área Laollaga-Lachivizá, Edo. de Oaxaca. (1)

| Muestra y Procedencia | Mineral | K [%] | $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ [%] | $^{40}\text{Ar}^*$ [10^{-6} scc/gm] | Edad [Ma] | Error Exper. [Ma] |
|-----------------------|-------------|--------|-----------------------------------|--|-----------|-------------------|
| FV88-507, (2) | Biotita | 6.044 | 45.8 | 3.5190 | 14.92 | ±0.24 |
| | | 0.3625 | 21.4 | 0.1998 | 15.16 | ±0.075 |
| | Plagioclasa | 0.3696 | 28.0 | 0.2239 | | |
| | | | 17.5 | 0.2257 | | |
| | | | 15.4 | 0.0447 | 13.01 | ±0.76 |
| Piroxena | 0.0853 | | | | | |

(1) Fuente, F. W. McDowell, com. escrita, octubre 13, 1989.

Constantes usadas:

$$\lambda_{\beta} = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$(\lambda_{\epsilon} + \lambda'_{\epsilon}) = 0.481 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$$

Ar_{atm} : argón atmosférico

Ar^* : argón radiogénico

scc: (*standard cubic centimeters*) centímetros cúbicos en condiciones normales de presión y temperatura.

(2) Muestra de diabasa negra porfirítica de clinopiroxena, colectada de un afloramiento sobre la Carretera Laollaga-Guevea de Humboldt, situado como 1 km al sur de Santa María Guienagati.

un megaclasto de 60 a 100 mm de diámetro o a veces más). A lo largo de los márgenes de los megaclastos, se observan minerales de fase de vapor, principalmente cuarzo (en modalidad de calcedonia). Ello sugiere que la roca es una autobrecha emplazada a temperatura todavía alta.

Variedad 3: Riolita Porfirítica “Brechoide”. También es poco común, se caracteriza porque los “clastos” son redondeados, de color rojo púrpura pálido (Pale red 5 RP 6/2), sin cambio de intemperización, redondeados, en general deprimidos, y de tamaño variable, dispuestos en una matriz micro- a mesoporfirítica, de color anaranjado rosáceo (Grayish orange pink 5 YR 7/2), sin cambio de intemperización. Los “clastos” son corpúsculos topológicamente esferoidales o frecuentemente di- o tricoalescentes, de 2 a 10 mm de diámetro, a veces llenos del material riolítico afanítico a microporfirítico; pero en otras ocasiones, tienen una pared gruesa (*i.e.*, como de la mitad del radio), formada por una pasta microcristalina de cuarzo, feldespató alcalino y biotita, además presenta fenocristales (0.3 a 1.0 mm de diámetro) de cuarzo, sanidino y biotita, dispuestos en una mesostasis merocristalina de la misma constitución; al centro se aprecia un espacio parcialmente lleno de cuarzo amorfo o esferular, cristobalita o calcedonia.

Algunos clastos son mucho más grandes, llegando a medir 30 a 60 mm de diámetro, están característicamente aplastados o deprimidos, teniendo sólo un espesor de 10 a 15 mm, su contorno es ameboide.

La mesostasis es ligeramente más porfirítica, y contrasta con los clastos incluidos en ella, por su color más claro. Pareciese que los “clastos” representan corpúsculos de riolita que se formaron tempranamente, solidificando de manera par-

cial, manteniéndose aún plásticos cuando fueron incorporados al material fundido, con el que eventualmente se emplazaron; los corpúsculos mayores, se colapsaron por el peso. En otros casos, algunos corpúsculos aún contenían gas, y sufrieron cierta vesicularización. En fin, esta variedad tiene una textura poco común, no del todo entendida todavía.

Variedad 4: Riolita Microporfirítica Bandeada. Se caracteriza por la presencia de zonas o bandas rojizas y anaranjadas dispuestas alternadamente. Las primeras son de color rojo pálido (Pale red 5 R 6/2) sin cambio de intemperización, microporfiríticas, de 5 a 12 mm de espesor (en general de 8 a 10 mm), ricas en corpúsculos esferoidales de 2 a 4 mm de diámetro (0.8 a 1.2 mm es lo común), contorno irregular —ameboideo— estrechamente apretados, sin llegar a coalescer, de 0.8 a 1.2 mm de diámetro, constituidos por una corteza afanítica rojiza intensa, delgada probablemente formada por vidrio hematizado, que aloja microcristales subhedrales de feldespató potásico (ortoclasa) y cuarzo, dispuesto en una mesostasis merocristalina terrosa rojiza, de tonalidad menos intensa que la observada en la corteza, formada por cristalitas de feldespató potásico, máficos escasos oxidados y vidrio. En los intersticios dejados por estos corpúsculos, se observa una mesostasis semejante a la anterior, en la que ocasionalmente se encuentran fenocristales de biotita, con menos frecuencia de ortoclasa —algo alterada— y a veces, pequeñas vesículas aplanadas, con la pared formada por calcedonia y otro mineral emplazado por fase de vapor. Por su parte, las bandas tenues son de color color anaranjado rosáceo grisáceo (Grayish orange pink 5 YR 7/2) sin cambio de intemperización, de 1 mm de espesor por lo general, ricas en feldespató alcalino, que se muestra argilizado plenamente, dispuesto en

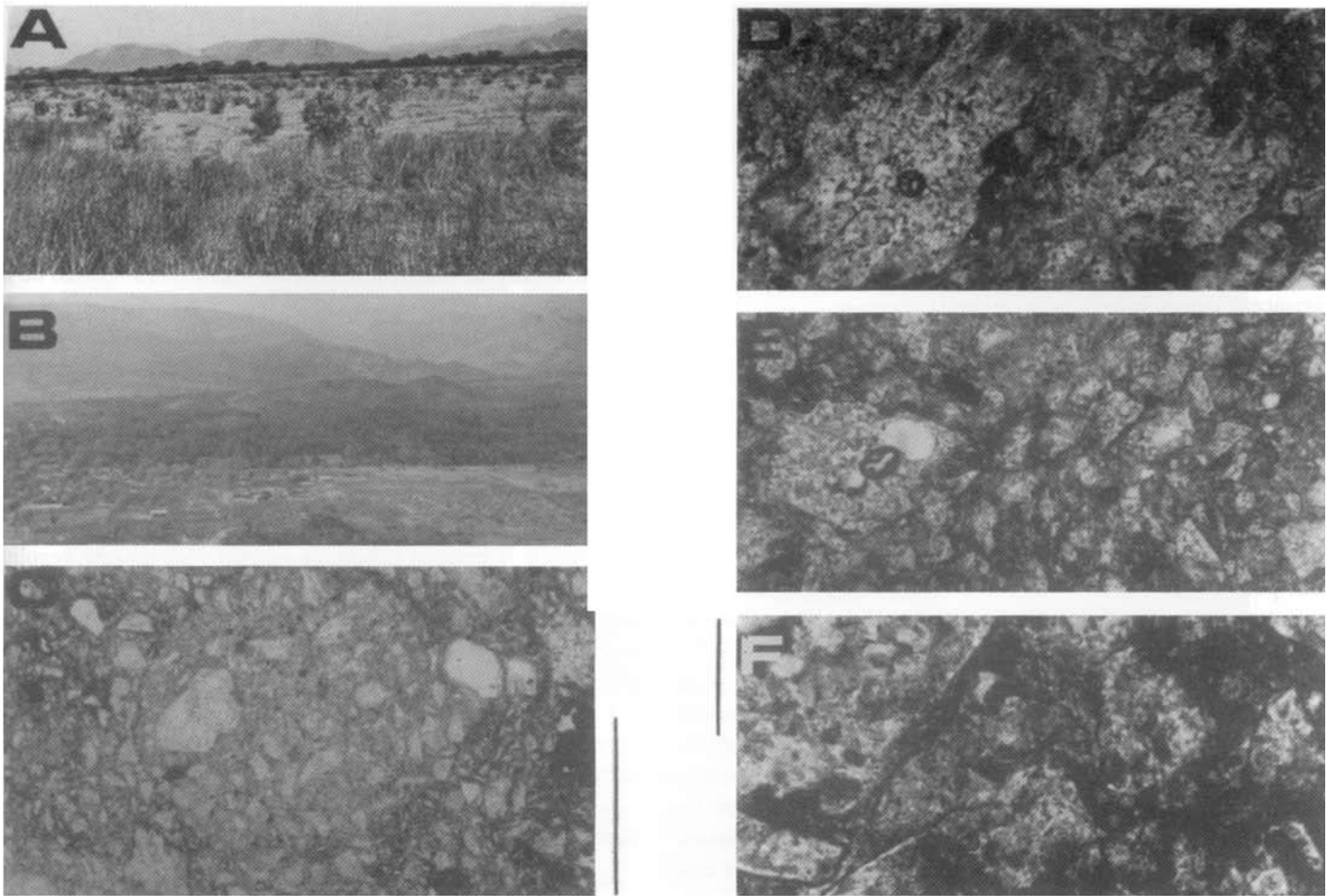


Lámina XXII. Domo riolítico El Tablón, (A). Figura A. Domo riolítico El Tablón: Panorámica del Cerro El Tablón, visto desde el sureste, en un sitio distante unos 3 km de Chihuitán; al frente se observa la planicie de Chihuitán-Laollaga, y al fondo El Tablón, mostrando la barranca principal que separa a sus dos cuasimitades. Figura B. Domo riolítico El Tablón: Semipanorámica del Cerro El Tablón, en la parte media inferior se aprecia Chihuitán. Figuras C-F. Domo riolítico El Tablón: Fotomicrografías en luz normal (C), y polarizada (D-F), de la muestra FV93-150, riolita micro- a mesoporfirítica (Var. 1), colectada en un afloramiento sobre una barranca situada en la parte nororiental de El Tablón, a unos 2.4 km al NW del Rancho Santa Cruz. Nótese la presencia de una esférula lítica y de abundantes mesofenocristales de cuarzo y feldespato alcalino. La línea a la derecha (abajo), representa 1.0 mm. D y E, dos campos mostrando la apariencia microscópica de esta variedad lítica, nótese la corrosión en muchos de los fenocristales y la intensa hematización de la mesostasis. Misma escala que en la Figura C. F, detalle de la mesostasis. La línea a la izquierda (arriba), representa 0.2 mm.

una mesostasis de feldespato y cuarzo microcristalinos. Ocasionalmente se observan cristales de biotita, arreglados en el mismo plano que la banda. Algunas partes del cuerpo formado por esta variedad, muestran un bandeamiento tabular, mientras que otras muestran una suave ondulación, asociada a estructuras de flujo, tales como pliegues abiertos asimétricos de dimensiones oligomilimétricas, que indican movilidad —escasa— del derrame durante su emplazamiento. Esta textura peculiar descrita someramente, sugiere un proceso de segregación, cuyas causas o significación, no se comprenden al presente.

Variación 5: Riolita Fluidal Bandeada (Lámina XXIII, Figs. B, C y D). Esta variedad se caracteriza por la alternancia de zonas o bandas rojizas y grísáceas de textura fluidal. Las primeras son de color pálido (Pale red 10 YR 6/2) sin cambio de intemperización, 5 a 25 mm de espesor, estructura lamelar ondulada, en la que pueden reconocerse pliegues de flujo (asimétrico continuo, desprendido antiformal) (Lámina XXIII, Figura C)

o desprendido sinforme (*cf.* Christiansen y Lipman, 1966, p. 677–678); la laminación está dada por una alternancia de zonas ricas en sílice, constituidas por feldespato alcalino, cuarzo y vidrio no hematizado, con escasos máficos, y por zonas ricas en material mesostásico hematizado de composición semejante al anterior, pero con una mayor cantidad de máficos —principalmente biotita— que han sido oxidados, confiriéndole a esta zona su color rojo característico. En esta zona se pueden observar vesículas, esferulitas y litofises, que indican la presencia de material gaseoso durante su emplazamiento.

Las otras zonas son de color gris claro (Light gray N 6) sin cambio de intemperización, más delgadas, de 2 a 15 mm de espesor, ricas en sílice, constituidas por cuarzo, feldespato alcalino, principalmente ortoclasa, sanidino, y vidrio no hematizado, en parte desvitrificado; se aprecian también estructuras de flujo y algunos fenocristales, por lo común de biotita. En las zonas más gruesas, se observan zonas o bandas rojizas. Esta estructuración sugiere que ha ocurrido un proceso de segrega-

ción o diferenciación de material, que estuvo operando por lo menos durante el emplazamiento del derrame que generó a esta variedad. Se desconoce el mecanismo de la segregación.

Variedad 6. Riolita Lamelar Fluidal (*Lámina XXIII, Figs. A, E y F*). El rasgo distintivo de esta variedad es su constitución laminada que muestra ondulaciones de longitud de onda de unos 12 cm en promedio, y amplitud de 1 a 2 cm por lo común. Las láminas son alternativamente rojizas (pálidas a intensas) y grisáceas claras, más ricas en sílice (feldespato alcalino, cuarzo, vidrio no hematizado) y escasos máficos, que las anteriores, donde el vidrio hematizado, los máficos y los feldespatos argilizados son más abundantes. Se observan en ambas estructuras de flujo (el de tipo asimétrico continuo es el más frecuente, seguido del antiforme, que lo es menos).

Variedad 7: Riolita Vesicular. Esta variedad se caracteriza por la presencia de numerosas vesículas y otras estructuras generadas por fase de vapor, tales como esferulitas y litofises, dispuestos en una mesostasis rojiza (rojo pálido [Pale red 5 R 6/2]), afanítica, de textura fluidal.

Las vesículas tienen un tamaño que oscila entre 5 y 20 mm, siendo las más comunes de 8 a 12 mm, con frecuencia están aplastadas; y el sentido del aplanamiento es perpendicular a la superficie del derrame de donde procede la muestra; tienen un color gris claro mate (Light gray N 6) sin cambio de intemperización, y están constituidas por feldespato alcalino extensamente argilizado, con un recubrimiento de cuarzo calcedónico microcristalino en la parte interna de la pared (que da al espacio vacío central).

Algunos corpúsculos esféricos tienen una delgada corteza y una típica estructura radial, formada por delgados septos de cuarzo lechoso de extinción ondulante, separados por un material rojizo, formado por feldespato argilizado en cristallitos aciculares y una mesostasis microcristalina; al centro, se aprecian cristales de cuarzo. El tamaño de estos corpúsculos es de 0.4 a 3.0 mm; por su textura son esferulitas, y podrían corresponder a “protovesículas”.

Otros corpúsculos tienen tamaño similar (por lo común 1.0 a 1.4 mm de diámetro), su pared es gruesa, muestra estructura concéntrica por unos dos tercios del radio o espesor, y al centro tienen una masa de cristales prismáticos de cuarzo. La estructura de la pared, es sugestiva de la que tienen las litofi-

ses. Otros corpúsculos, en fin, tienen pared menos gruesa, de estructura concéntrica y un gran espacio central, delimitado por calcedonia; en algunos casos, la calcedonia rellena todo el espacio y muestra una típica estructura radial.

Además de estos corpúsculos, se observaron otros, alargados, de unos 2.5 a 3.0 (a veces 4.0) mm de longitud, y 0.1 a 0.2 mm de espesor, formados por una delgada pared mono-prismática de cristales de cuarzo, rellenos de una masa de microcristales de cuarzo y feldespato alcalino. El sentido de la elongación, es paralelo al de la superficie del derrame de donde procede la muestra; ello sugiere que estos corpúsculos alargados, podrían corresponder a algún tipo de las estructuras esferoidales descritas, que habrían sido sujetas a compresión y tal vez a subsecuente elongación por movimiento fluidal. De todas las variedades, ésta indica que el derrame que la generó, debió ser muy rico en fluidos gaseosos.

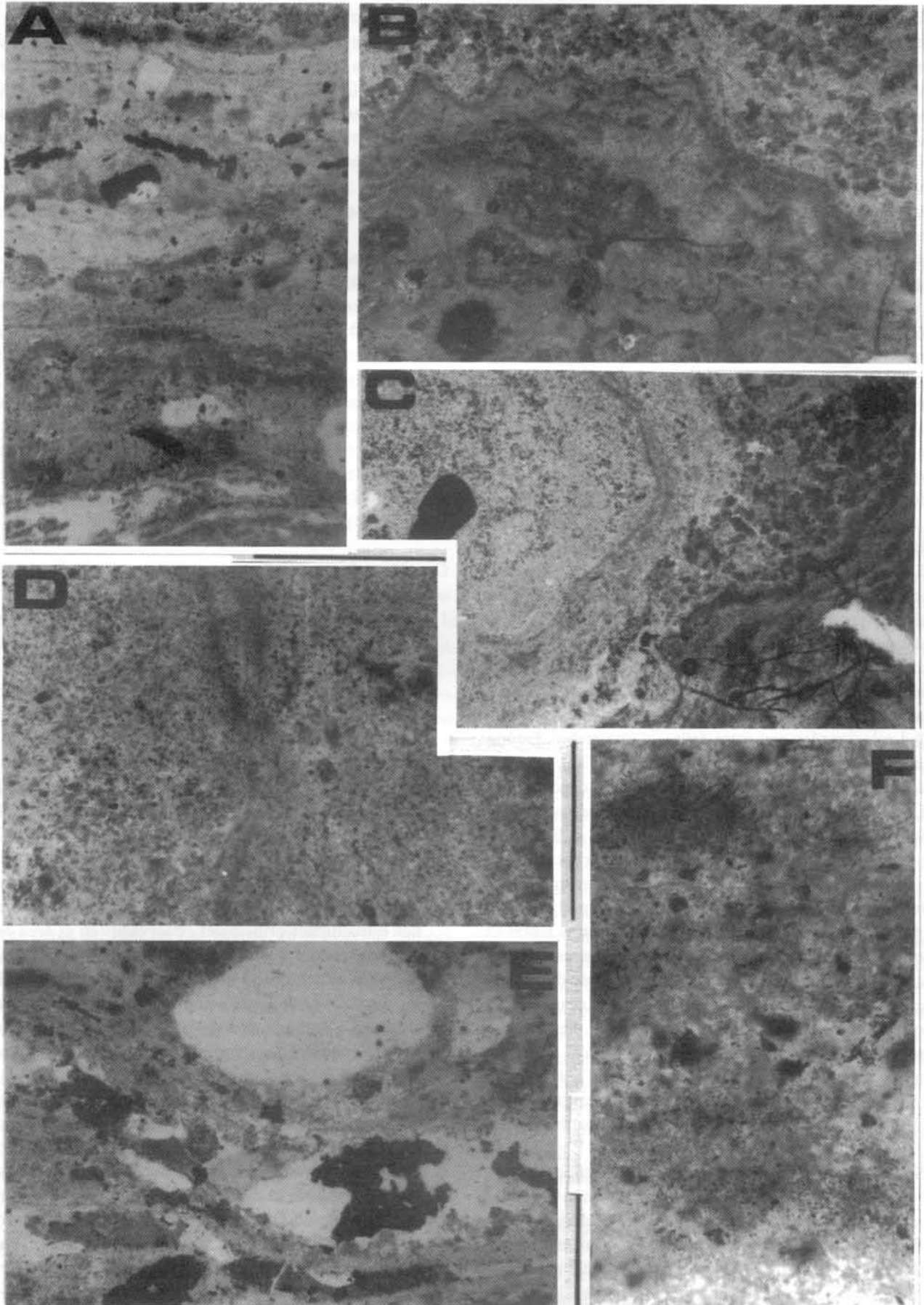
Dado el carácter de reconocimiento del presente estudio, así como a la extensa cobertura vegetal y abundante regolita que tiene la superficie del Domo El Tablón, no se intentó cartografiar la distribución de estas variedades. Cabe destacar que ellas proceden del tercio superior, y fueron tomadas de afloramientos en la parte alta de la barranca principal, donde se forma en la época de lluvias, un salto o pequeña cascada de unos 20 m de altura, seguido de escarpes menores, muy próximos entre sí.

Estructura y Relaciones Estratigráficas

Las dimensiones del Domo Riolítico El Tablón (3.75 km de diámetro promedio, 10.46 km² de superficie, altitud máxima de 420 m s.n.m.; diferencia de relieve de 340 m, y volumen aproximado de 2.08 km³), indican que su tamaño es mediano a pequeño (*cf.* Williams, 1932, p. 131–132), un poco menor que los Domos Riolíticos El Gato y Silva, del Área Tepetate, porción meridional de San Luis Potosí (Aguillón-Robles, 1991), que son de los pocos cuerpos volcánicos de este tipo, estudiados con cierto detalle en México

El análisis geomórfico del Domo El Tablón, con una profunda barranca que lo divide parcialmente en dos cuasihemisferios (uno septentrional y otro meridional, con sendas cúspides de altura similar), sugiere que el Domo tal vez se originó por la coalescencia de dos estructuras o aparatos volcánicos coetáneos, muy próximos entre sí.

Lámina XXIII. Domo riolítico El Tablón, (B). Figuras A, E-F. Domo riolítico El Tablón: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-149D, riolita fluidal lamelar (Var. 6), colectada en una barranca de la parte nororiental de El Tablón, en un afloramiento situado como a 2.4 km al NW del Rancho Santa Cruz, a unos 15 m arriba del afloramiento donde se colectó la muestra FV93-150. A, despliega la estructura delicadamente laminar —lamelar— de la roca; las ondulaciones que presenta, evidenciando flujo lávico. La línea inferior (a la derecha), representa 1.0 mm. E y F, ilustran a mayor detalle sucesivo, la estructura lamelar; E, muestra una ondulación, y la constitución de una de las laminillas, rica en cuarzo microcristalino, contrastando con otra formada por material criptocristalino y vidrio; la línea a la derecha (abajo), representa 0.2 mm; F, mayor detalle de laminillas adyacentes, la línea a la izquierda (arriba) representa 0.1 mm. Figuras B-D. Domo riolítico El Tablón: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-149C, riolita fluidal bandeada (Var. 5), colectada en la misma barranca que la muestra FV93-149D, unos 10 m arriba. B, ilustra la apariencia microscópica general de esta variedad, nótese las ondulaciones y la presencia de corpúsculos esféricos; escala como en la Figura A. C, ilustra otro campo donde un corpúsculo esferoidal se aprecia con claridad; escala como en la Figura A. D, imagen que muestra detalle del contacto entre un corpúsculo esferoidal y la mesostasis; escala como en la Figura E.



Esto podría explicar el hecho de que en la barranca principal, uno de los pocos afloramientos donde pudo observarse y medirse la foliación de las estructuras de flujo, éstas presentasen direcciones diferentes en ambos lados de ella, las del lado norte apuntaban hacia el NW, mientras que las del lado sur lo hacían al WSW. Por su parte, en las barrancas surorientales, la foliación está dirigida hacia el SE, con inclinación variable de 35° a 65°. Estas observaciones estructurales, burdamente configuran un patrón de distribución de foliación centrífugo, sugestivo de emplazamiento dómico; empero, el reducido número de observaciones —debido a la escasez de afloramientos apropiados— no asegura confiabilidad estadística a tal patrón, por lo que se optó por ni siquiera representarlo en el mapa estructural. La interpretación del Cerro El Tablón como un domo riolítico, se apoyó entre otros criterios, en su constitución y en sus rasgos geomórficos.

Acerca del número de derrames que configuraron al Domo, sólo puede decirse ahora, que en el tercio superior, expuesto en la barranca principal, la presencia de una zona brechada dispuesta entre dos porfíricas, indica que por lo menos hubo dos derrames subsecuentes, o bien, que fueron registradas por lo menos dos fases de movilidad del cuerpo riolítico.

En el margen occidental, se observaron fallas tangenciales al Domo, que lo relacionan espacialmente con la Filarenita Guichixú y con la Toba Perros; las fallas tienen planos casi verticales o muy inclinados, siendo el Domo el bloque levantado. Cabe destacar en relación a este tópico, que el Domo está emplazado en la zona de confluencia de fallas orientadas en dirección NNE-SSW y E-W. Es probable que la efusión magmática que lo emplazó, hubiese ocurrido al través de las zonas de debilidad relacionadas con estas fallas, y que ambos fenómenos tengan alguna relación tectónica. Como se muestra en el capítulo de Geología Estructural, la secuencia cenozoica del Área Laollaga-Lachivizá, define en gran medida a una fosa tectónica, delimitada por pilares constituidos por el Basamento Precenozoico, indicativa de un régimen de esfuerzos tensional, (por lo menos parcialmente) donde el emplazamiento de la tobas (Unidad Perros), y de las lavas que originaron al domo, así como de los cuerpos hipabisales, constituirían otras tantas expresiones de la actividad magmática asociada a este tipo de marcos tectónicos. De hecho, el emplazamiento de domos asociados a fallas había sido señalado para nuestro país ya desde antiguo (*cf.* Ordóñez, 1900, 1901; Waitz, 1926), y es el marco que tienen los domos riolíticos de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1983; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Aguillón-Robles, 1991), y de Chihuahua (*cf.* Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1988).

Sólo en un afloramiento cercano, pudo apreciarse que el Domo sobreyace discordantemente a la Filarenita Guichixú. Como se indicó al tratar a la Toba Perros, la relación de ésta con el Domo no es precisa, y en los pocos afloramientos donde pudo observarse, situados en el margen occidental, el contacto es por falla, como ocurre también con la Filarenita Guichixú en

esta parte del área; sin embargo, la estrecha relación de contigüidad que existe entre la Toba y el Domo, la ubicación de éste próxima a la probable falla delineada por los cerritos alineados del Geomorfo N (Lámina I), y la semejanza composicional, sugieren que ambos sean comagmáticos. De ser éste el caso, las relaciones espaciales entre ellos corresponderían a una compleja interdigitación, afectada por fallamiento subsecuente.

Edad y Consideraciones Finales

Edad. No se dispone de datos radioisotópicos para esta unidad litoestratigráfica, por lo que su edad precisa se desconoce. Su relación suprayacente discordante con la Filarenita Guichixú, la sitúa en el Terciario. La posibilidad de su origen comagmático con la Toba Perros, implicaría una edad miocénica media para el Domo, tal vez ligeramente más joven que ella o coetánea al emplazamiento de su parte superior, ya que el emplazamiento de ésta correspondería a la fase terminal de la actividad magmática en el área, de acuerdo con la secuencia evolutiva comúnmente aceptada para este tipo de fenómenos (*cf.* Williams, 1932; Huspeni *et al.*, 1984; Fink, 1987; Sheridan *et al.*, 1987; *et cet.*).

Consideraciones Finales. A manera de recapitulación, pueden señalarse los siguientes hechos:

1. Los rasgos geomórficos del Cerro El Tablón, corresponden a los distintivos de los domos volcánicos (*cf.* Williams, 1932; Fink y Manley, 1987; Aguillón-Robles, 1991); ello aunado a su constitución riolítica, permite reconocerlo como un domo riolítico, de hecho el primero descrito para el Terciario en la Región Ístmica de Tehuantepec.
2. Las variedades líticas observadas, indican variaciones locales en las condiciones de emplazamiento, así como desplazamiento lávico evidenciado entre otros rasgos, por las estructuras fluidales.
3. Los escasos rasgos estructurales observados, indican que el domo se emplazó en la confluencia de fallas de direcciones NNE-SSW y E-W, que corresponden a dos de las direcciones estructurales principales observadas en el área estudiada; ello sugiere que dicho emplazamiento ocurrió a favor de zonas de debilidad. Así mismo, los rasgos geomórficos y las direcciones de la foliación que muestran las estructuras fluidales a ambos lados de la barranca principal, parecen indicar que el domo se originó a partir de la actividad coetánea de dos focos eruptivos muy próximos entre sí, cuyos derrames eventualmente coalescieron, formando la actual estructura dómica.
4. El Domo sobreyace discordantemente a la Filarenita Guichixú, y muestra algunos contactos por falla con la Toba Perros, con la cual probablemente tiene una compleja relación espacial de interdigitación. La presencia de pequeños afloramientos de toba soldada en el margen meridional del Domo, cerca de Laollaga, probablemente denotan la existencia de una cubierta ignimbrítica —por lo menos

parcial— del domo, lo que a su vez indicaría que por lo menos parte de la secuencia piroclástica que forma a la Toba Perros, es localmente posterior al domo. Aún así, ello no invalidaría la compleja interdigitación propuesta, ni la cuasi-coetaneidad de el emplazamiento tanto de la Toba como del Domo.

5. La edad del Domo no se conoce con precisión, sólo se sabe que es terciaria post-Filarenita Guichixú; de ser cierta su relación comagmática con la Toba Perros, se le podría ubicar en el Terciario Medio.
6. Su emplazamiento en una área de fosas y pilares tectónicos, sería similar al descrito para este tipo de domos en otras partes de México, p. ej., en la Sierra Madre Occidental y regiones asociadas a su margen oriental (cf. McDowell y Clabaugh, 1979; Huspeni *et al.*, 1984; Burt y Sheridan, 1987; Aguirre-Díaz, 1988), o en San Luis Potosí meridional (Aguillón-Robles, 1991). Este marco tectónico corresponde a un régimen de esfuerzos, por lo menos parcialmente, tensionales.

UNIDAD INFORMAL LÁVICA TARDITERCIARIA (Taxon Litoestratigráfico Nuevo)

Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Definición. Se propone este taxon para incluir y designar al conjunto de derrames lávicos de composición intermedia a máfica —latitandesítica a basáltica— que afloran en la porción noroccidental del área, formando prominencias, que sobreyacen discordantemente a la Toba Perros, por lo que se consideran como de edad terciario post-miocénica media.

Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica. Los cuerpos que forman a esta unidad son cinco. Dos de ellos, los más pequeños, se encuentran a poco más de 1 km de Lachivizá (Lámina I), donde forman prominencias bajas que coronan localmente a las mesetas de la Toba Perros, entre los 300 y 340 m s.n.m. Otros dos cuerpos, uno pequeño y otro mediano, se encuentran cerca del Rancho Las Botijas, en el extremo noroccidental del área, donde coronan a la secuencia terciaria, formando promontorios entre los 700 y 800 m s.n.m. (encima del Geomorfo I de la Toba Perros). El último cuerpo es el mayor, se encuentra al oeste del Rancho Nizayula, entre los 500 y 600 m s.n.m., coronando localmente al Geomorfo H de la Toba Perros. La extensión total de estos cuerpos es de 2.5 km², que corresponden al 0.5% del área total estudiada. Dado el tamaño tan pequeño de esta unidad, se le asignó un *status* informal (NACSN, 1983, Art. 24d).

Litología y Estructura

Litología. Esta unidad tiene una modesta diversidad lítica.

Variedad 1: Latitandesita Porfírica de Hornblenda (Lámina XXIV, Figs. C y D). Es de color gris oscuro medio

(Medium dark gray N 4), porfírica y de mesostasis holocristalina. Los fenocristales forman del 20 al 25% de la roca; incluyen, principalmente, plagioclasa zoneada euhedral a subhedral, de 1 a 5 mm de diámetro (siendo más frecuentemente de 1.0 a 1.5 mm) y su composición varía de andesina a labradorita. Los feldespatos alcalinos son menos comunes como fenocristales, y más abundantes en la mesostasis. Casi un tercio de los fenocristales son máficos, principalmente anfíbolos (por lo común hornblenda). La mesostasis está constituida por microlitos de plagioclasa, feldespato alcalino, máficos y magnetita. En la superficie de los derrames formados por esta variedad, se observaron zonas brechadas y en algunos afloramientos, diaclasas.

Variedad 2: Basalto Microporfírico de Clinopiroxena (Lámina XIV, Figuras A y B). Es de color gris oscuro (Dark gray N 3), porfírico; los fenocristales constituyen del 15 al 20% de la roca, tienen un diámetro de 0.55 mm en promedio, en su mayoría se trata de clinopiroxena alterada con bordes de iddingsita, algunos cristales están serpentinizados; los fenocristales de nefelina —algo alterados— son poco frecuentes. La mesostasis es prácticamente holocristalina, formada por una típica trama de microlitos aciculares de plagioclasa —andesina a labradorita— ortoclasa escasa y máficos, principalmente clinopiroxenas y en algunas muestras, olivino escaso; los microlitos muestran un arreglo textural traquítico. La presencia de nefelina sugiere cierta riqueza en sodio. Esta variedad lítica forma derrames, y en algunas partes pudieron observarse brechas y en otras, diaclasas columnares.

Estructura. Los cuerpos referidos a esta unidad litoestratigráfica están formados por derrames lávicos individuales o superpuestos, por lo común de 10 a 15 m de espesor. En algunos afloramientos, la presencia de zonas de vesículas, de “caparazones” afaníticos, paleosuelos o brechas, interpuestos en espesores monótonos de basalto, indicaban la existencia de derrames superpuestos, p. ej., en el cuerpo cercano al Rancho Nizayula. El diaclasamiento sólo se observó en dos afloramientos, y está poco desarrollado.

Los cuerpos de esta unidad se encuentran espacialmente próximos a fallas (Lámina I), y su posición define burdamente a un triángulo-rectángulo, donde la hipotenusa está marcada por los cuerpos de Lachivizá y Rancho Botijas (*i.e.*, con orientación NNW-SSE), el cateto mayor queda entre Lachivizá y el cuerpo cercano a Nizayula (*i.e.*, su orientación es E-W), y el menor está entre Nizayula y Rancho Botija (*i.e.*, de orientación N-S); cabe señalar que las orientaciones definidas por este triángulo, corresponden en conjunto a tres de las direcciones estructurales importantes que se observan en el área; ello sugiere su probable relación genética.

Edad e Interpretación Genética

Edad. No se conoce la edad precisa de la Unidad Informal Lávica Tarditerciaria. La posición suprayacente de esta unidad

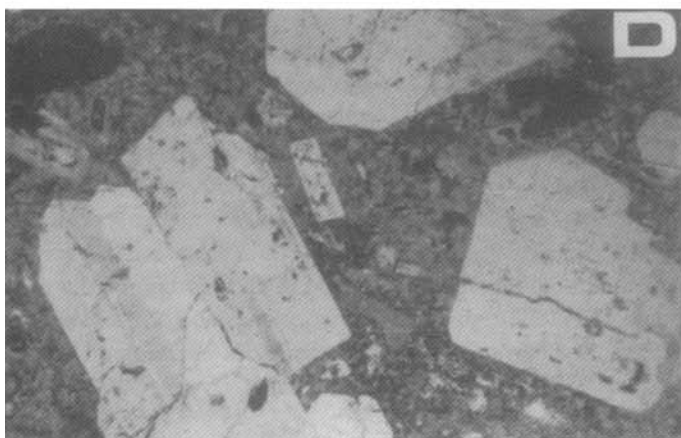
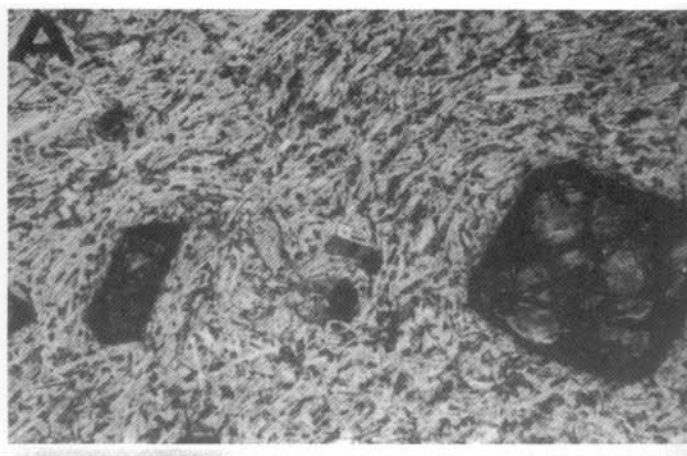


Lámina XXIV. Unidad Informal Lávica Terciaria (=Unidad Lávica). Figuras A y B. Unidad Lávica: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV92-113, basalto microporfírico de clinopiroxena (Var. 2), colectada en un afloramiento situado unos 750 m al sur del Rancho Botijas, en la esquina noroccidental del área. A, ilustra la apariencia microscópica de esta variedad lítica, nótese que los máficos están alterados; la línea inferior izquierda representa 1.0 mm. B, muestra detalle de la mesostasis, escala como en la Figura C. Figuras C y D. Unidad Lávica: Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra FV93-35, latitandesita porfírica de hornblenda (Var. 1), colectada en un afloramiento situado en las inmediaciones del Rancho Nizayula. D, ilustra la apariencia microscópica de esta variedad lítica, nótese los fenocristales de plagioclasa, escala como en la Figura A. C, detalle de la mesostasis y cristales adyacentes, a la izquierda se aprecian dos microfenocristales de hornblenda con sendas (aunque delgadas) coronas de reacción; la línea superior izquierda representa 0.2 mm.

con respecto a la Toba Perros, indica que es terciaria post-miocénica media, por lo que se le designó como tarditerciaria, aunque en rigor podría ser cuaternaria. Sin embargo, su relación espacial con las fallas, así como la inclinación que muestran los derrames en algunos afloramientos, sugieren que esta unidad fue afectada por deformación estructural, ocurrida principalmente en el Terciario, como se muestra adelante; ello es un criterio más para considerar a esta unidad como terciaria también.

Interpretación Genética. La textura y los rasgos descritos, indican que los cuerpos que forman a la Unidad Informal Lávica Tarditerciaria, se originaron por emplazamiento de lavas máficas, probablemente asociados a zonas de debilidad estructural (cf. McDowell y Keizer, 1977; Cas y Wright, 1988; Aranda-Gómez *et al.*, 1993; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991, *et cet.*).

UNIDAD INFORMAL CLÁSTICA TARDITERCIARIA (Taxon Litoestratigráfico Nuevo)

Definición, Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica

Definición. Se propone este taxon litoestratigráfico para incluir y designar al conjunto de cuerpos tabulares, constituidos por filarenita roja deleznable, que afloran en la parte centro-oriental del área, forman pequeñas planicies, muestran una ligera inclinación y sobreyacen discordantemente a la Filarenita Guichixú. A causa de su tamaño pequeño, se les asignó un status informal (NACSN, 1983 Art. 24d).

Ubicación, Extensión y Expresión Geomórfica. Los cuerpos asignados a esta unidad, se encuentran próximos a los Arroyos Guichixú, Llenagana y al Río de los Perros, donde forman pequeñas planicies (Lámina I), frecuentemente usadas para

cultivo, y se ubican entre los 100 y 150 m s.n.m. En conjunto, tienen una extensión de 1.17 km², que corresponde al 0.23% del total del área.

Espesor, Litología e Interpretación Genético-Ambiental

Espesor. Esta unidad tiene en el Rancho La Primavera, un espesor aproximado de 20 m, y un poco mayor en el Rancho Río Grande.

Litología. La unidad consiste principalmente de limolita arcillosa, de color rojo pálido (Pale red 5 R 6/2) a rojo grisáceo (Grayish red 10 R 4/2) o a pardo rojizo moderado (Moderate reddish brown 10 R 4/6), constituida en su mayoría por clastos angulosos a subangulosos de cuarzo lechoso, de extinción ondulante, interpretado como de origen metamórfico y escaso feldespato —plagioclasa argilizada— dispuestos en una matriz arcillosa fuertemente hematizada. El grado de litificación es bajo, por lo que la roca es deleznable; forma capas delgadas a medianas, con estratificación laminar a tabular cruzada de ángulo bajo. La limolita está interestratificada por capas medianas a gruesas de filarenita meso- a crasogranuda, de composición similar a la limolita, con la particularidad de que algunos clastos son metamorfitas y el feldespato es ligeramente más abundante; ello corrobora la identificación de la limolita como una filarenita. En la matriz pueden reconocerse trazas de CaCO₃; la cementación es pobre. Ocasionalmente, se encuentran estratos de conglomerado granular a gravillar. En conjunto, la roca recuerda mucho a la Filarenita Guichixú, tanto por su coloración y textura, como por su constitución.

Interpretación Genético-Ambiental. Las estructuras primarias observadas, así como los rasgos texturales, indican que esta unidad se depositó en un ambiente fluvial, principalmente, como planicie de inundación y depósitos asociados. La composición sugiere que el área-fuente de estos sedimentos, estuvo constituida por la Filarenita Guichixú, ello explicaría su gran similitud.

Estructura, Relaciones Estratigráficas y Edad

Estructura. Los estratos que forman a esta unidad son cuasi-horizontales raramente muestran una inclinación que exceda 10°, a pesar de ubicarse muy próximos a fallas (Lámina I). Esta posición estructural contrasta con la de la Filarenita Guichixú, fuertemente inclinada, a la cual semeja en sus rasgos megascópicos.

Relaciones Estratigráficas. Los cuerpos que forman a esta unidad, sobreyacen por discordancia angular, tanto a la Filarenita Guichixú, como a la Toba Perros; ello puede apreciarse en afloramientos cercanos al Rancho Río Grande. Como estos cuerpos localmente coronan a la secuencia cenozoica, su relación con los depósitos incuestionablemente cuaternarios, no es precisa;

sólo en el Rancho La Primavera, esta unidad se encuentra en contacto con el aluvión cuaternario del Río de los Perros, que ocupa una posición topográfica inferior.

Edad. No se encontraron fósiles en esta unidad, por lo que objetivamente sólo puede decirse que es posterior a la Filarenita Guichixú, y a la Toba Perros; con ello, el lapso de su edad se restringe al Cenozoico post-Mioceno Medio. A causa de su modesta inclinación ocasional, indicativa de haber acusado cierta deformación, se le considera terciaria, aunque no se puede descartar la posibilidad de que algunos de los cuerpos referidos a ella, sean cuaternarios, o aun que toda la unidad lo sea, y que la suave inclinación observada, no tenga origen estructural, sino que refleje la pendiente paleográfica local. Se requiere estudio adicional, para zanjar esta cuestión.

SISTEMA CUATERNARIO

Está constituido por depósitos aluviales, coluviales y suelo, cubre una extensión de 16.8 km², correspondientes al 3.4% del área estudiada (Lámina I). A causa de su reducida extensión y al interés marginal que tienen para los fines del presente trabajo, sólo se les estudió someramente.

DEPÓSITOS ALUVIALES

Están restringidos a la red fluvial, ocupan una extensión de 12.77 km² (= 2.59% del área estudiada), y sobreyacen en discordancia a las diversas unidades estratigráficas precedentes. En el Arroyo Santa María y en el Río de los Perros, el aluvión —arena en este caso— forma vegas pequeñas y angostas (Lámina I). Los sedimentos aluviales tienen un amplio espectro de rasgos texturales, por el tamaño, predominan los limos y arcillas; son, desde luego, inmaduros. Su composición es diversa, reflejando crudamente la de las unidades litoestratigráficas que ha surcado la red fluvial que los transporta: dada la gran extensión que tiene en el área y sus alrededores la Toba Perros, los sedimentos derivados de ella son volumétricamente los más abundantes; empero, este tipo de correspondencia no es tan sencilla, ya que coexisten con ellos, sedimentos derivados de otras unidades, y su presencia refleja entre otras cosas, no sólo la extensión relativa de la unidad-fuente, o la distancia a que se encuentra, sino principalmente, la resistencia a la erosión que tenga el material sedimentario; p. ej., en la fracción crasoclástica (cantos a bloques), la proporción de metamorfitaclastos o de clastos derivados de las rocas hipabisales, es mayor que el de tobaclastos, a pesar de la mayor extensión de la Toba Perros, que de las otras unidades.

La Planicie de Laollaga-Chihuitán, resultante de la erosión y peneplaneación del Tronco Laollaga (Lámina VI, Fig. A), tiene en sus partes bajas, sedimentos aluviales, pero en el resto, que es más extenso, ha desarrollado suelo, por lo que se le cartografió como tal en el mapa (Lámina I). El espesor máximo observado para estos sedimentos aluviales, no excede 40-m.

DEPÓSITOS COLUVIALES

Los depósitos coluviales están constituidos por regolitas —desde limos a bloques— que se acumulan en la parte baja de cuevas o pendientes diversas; composicionalmente reflejan la naturaleza de la unidad que sobreyacen y de la cual por lo general proceden. Debido a su extensión reducida y con objeto de no oscurecer la representación cartográfica de las formaciones subyacentes, no se les discriminó en el mapa geológico del área estudiada.

SUELOS

Cubren una extensión de 4.0 km, aproximadamente (= casi el 1.0% del total del área); son heterogéneos y muestran una definida relación con el sustrato del que derivan; así, en las zonas calcáreas se han desarrollado rendzinas, en las tobáceas,

se han formado andosoles, en los metamórficos, suelos arcillosos gruesos, y en los graníticos, suelos arenosos muy permeables. Gran parte del área está cubierta por selva baja caducifolia, que está siendo talada para obtener terrenos agrícolas, mismos que pronto acusan los efectos de una rápida erosión. Los suelos actualmente en uso —o potencialmente usables— están próximos a los angostos valles de los ríos y arroyos grandes, o bien están desarrollados en las planicies, como en Laollaga-Chihuitán o en el Paraje Yetuni.

CONSIDERACIONES ADICIONALES

Los depósitos cuaternarios tienen una posición estructural horizontal o muy próxima a ella; sobreyacen discordantemente a las unidades terciarias y a las del Basamento Precenozoico; con base en estos criterios, y a pesar de que no se han encontrado fósiles en ellos, se les asignó al Cuaternario.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la descripción de las distintas unidades litoestratigráficas, se trataron ya sus principales rasgos geológico-estructurales secundarios (Figura 7 y Láminas I-II), por lo que en este capítulo sólo se presentan y discuten las características más importantes de ellos, así como sus posibles patrones de agrupamiento, interrelaciones, origen y significación regional.

PLIEGUES

En la secuencia cenozoica se observaron, con frecuencia, sólo pequeños pliegues de arrastre asociados a fallas. En un afloramiento de la Toba Perros, situado en un corte de la Carretera, cerca del Arroyo La Puerta, a unos 3.5 km de Laollaga, se observó el único pliegue completo reconocido en esta secuencia (Lámina XI, Fig. C); se trata de un sinclinal orientado N70°W-S70°E, con sus flancos inclinados 30°-35°, y una amplitud de onda estimada entre 150 m y 200 m. El corte de la Carretera es casi perpendicular al eje y no permite percibir si existe buzamiento; el sinclinal está próximo al Domo Riolítico El Tablón.

En la secuencia cretácica calcárea, se aprecian micropliegues (*i.e.*, estructuras oligomili- a centimétricas), en zonas próximas a los Troncos Laollaga y Rancho Grande (*cf.* Lámina V, Fig. D). Los cuerpos principales de esta secuencia, corresponden a bloques cuasi-homoclinales cuyas direcciones estructurales más frecuentes, no parecen definir un patrón de agrupamiento, por ejemplo, en el cuerpo nororiental, la inclinación más frecuente es hacia el SW, mientras que en el cuerpo sur-occidental es hacia el ENE, y en los pequeños cuerpos meridionales, es hacia N; los valores oscilan, por lo común, entre 20° y 35°. La única estructura plegada importante es el Cordón del Indio Dormido, que parece ser un extenso bloque homoclinal o anticlinal abierto, orientado E-W, cuyo flanco septentrional apenas toca la parte meridional del área; en este flanco se midieron algunas exposiciones en el Arroyo Trapiche, que indican un rumbo de N78°-82°W-S78°-82°E, e inclinaciones de 24° a 35° hacia el norte.

FALLAS Y FRACTURAS

Constituyen el rasgo geológico-estructural más notorio del área (Figura 8 y Láminas I-II). En su mayoría, las fallas son normales, hay unas cuantas inversas de ángulo alto, y probablemente algunas de desplazamiento lateral, como se discute adelante. Las fracturas/fallas se reconocen en todas las unidades —salvo las cuaternarias— y como se mostró anteriormente (Lámina I), tienen direcciones preferenciales que permiten agruparlas en varios sistemas, como se recapitula a continuación:

A. Complejo Metamórfico: N47°W-S47°E, N20°W-S20°E, N15°W-S15°E, y E-W.

B. Secuencia Cretácica Indiferenciada: N35°W-S35°E, N-S (de N10°W-S10°E a N10°E-S10°W), N35°E-S35°W, y E-W.

C. Toba Perros: N60°-70°W-S60°-70°E, N25°-35°W-S25°-35°E, N25°-35°E-S25°-35°W, y N75°E-S75°W.

D. Unidad Informal Afanítico-Porfirítica: N83°W-S83°E, N47°-54°W-S47°-54°E, N-S (de N5°W-S5°E a N7°E-S7°W), y N20°E-S20°W.

Como puede apreciarse, hay una gran coincidencia de direcciones estructurales, que hacen poco probable el que se trate de un fenómeno aleatorio; por el contrario, indican estrecha relación. Dado que tanto el Basamento como la secuencia cenozoica están afectadas por fallas que muestran las mismas direcciones estructurales preferentes; parece probable que todas ellas definan en realidad no 20 sistemas (resultantes de agregar los cuatro observados en cada unidad), sino seis, que no tienen el mismo grado de desarrollo (Figuras 7-8 y Láminas I-II):

a. **Sistema WNW-ESE:** Es el dominante, ya que el 48% de las fracturas/fallas del área, se incluyen aquí; tiene como dirección preferencial N65°W-S65°E, y un rango de orientación de N45°-80°W-S45°-80°E.

b. **Sistema NE-SE:** Es el segundo mejor desarrollado, con un 36% de las fracturas/fallas del área; su dirección preferente es N40°E-S40°W, y un rango de orientación entre N20°-58°E-S20°-58°W.

c. **Sistema NNW-SSE:** Está mucho menos desarrollado, ya que sólo incluye al 8% de las fracturas/fallas; su dirección preferente es N21°W-S21°E, con un rango de orientación de N12°-28°W-S12°-28°E. Cabe destacar que las probables fallas de desplazamiento horizontal (*strike-slip faults*), corresponden principalmente a este sistema.

d-f. **Sistemas ENE-WSW, N-S y E-W, respectivamente:** Estos sistemas son los menos desarrollados, y en conjunto sólo agrupan al 12% de las fallas/fracturas del área; el primero tiene como dirección principal N70°E-S70°W, y los otros las direcciones indicadas; la oscilación en la orientación es de unos cinco grados arriba o abajo de la principal. Es de notar que algunos de los cuerpos que forman la Unidad Guienagati, así como los Troncos Laollaga y Rancho Río Grande, muestran cierta correspondencia espacial con e y f.

CONSIDERACIONES DIVERSAS

Los sistemas de fallas a su vez muestran acoplamiento: Los Sistemas a y b, que son los principales, tienen ángulos de intersección entre sus direcciones preferentes, que son de 75° el menor y 115° el mayor; esto es, tienen una ligera diferencia de 15° a 25° con respecto a la dirección perpendicular. La intersección entre los Sistemas c y d por un lado y e y f por otro, es cuasiperpendicular. Ello sugiere que las fallas respondieron a un campo de esfuerzos particular, que debió incluir, por lo

menos, a un componente principal perpendicular al Sistema a, que es el más desarrollado.

Respecto a la naturaleza de las fallas, la mayor parte son de desplazamiento vertical dominante, y ángulo alto. Las observaciones directas de afloramiento evidenciaron que, por lo común, son del tipo normal, aunque sólo en pocos casos se pudo medir el desplazamiento real —bastante variable: 50 m a 200 m o más. La disposición que tienen los sistemas entre sí es congruente con el hecho de que la mayoría sean de desplazamiento vertical dominante (Suppe, 1985).

Las fallas que delimitan a la secuencia cenozoica (Figura 8 y Láminas I-II), a su vez configuran una fosa tectónica alargada en sentido ENE-WSW, a la que se designó Graben Perros, que parece buzarse hacia el ESE, a juzgar por la fisiografía actual, mucho más elevada hacia el NW, flanqueado al noreste y suroeste por sendos pilares tectónicos formados por el Basamento Precenozoico, designados respectivamente Horst Banderilla —a causa de la Sierra de la Banderilla, prominente rasgo topográfico local— y Horst El Gato —por el cerro homónimo (cf. Lámina I). La espesa cobertura vegetal deja escasos afloramientos donde pueda apreciarse el contacto por falla entre las unidades del Basamento y la secuencia cenozoica; en ellos, el escarpe es inclinado, de alto grado (60° o más, *i.e.*, próximo a la vertical), indicando que el plano de falla es también próximo a la vertical, sugestivo de fallamiento por desplazamiento tanto vertical como horizontal. Los rasgos fisiográficos del área, sobre todo en su porción meridional, acusan una flexura (cf. Figura 8 y Láminas I-II, así como el mapa topográfico base y las fotografías aéreas respectivas) hacia el sur, evidenciada en la configuración del Río de los Perros y de sus afluentes principales, que modifica la dirección de sus cauces de un sentido WNW-ESE a uno E-W y aun ENE-WSW; el Domo Riolítico El Tablón, se ubica en el extremo oriental de la flexura y parece truncarla. El marco de esfuerzos que generó la flexura, implica un componente tangencial (*i.e.*, lateral), que pudo resultar en el desplazamiento diferencial del Horst El Gato hacia el noroeste con respecto al Graben, o alternativamente en un desplazamiento del Graben hacia el sureste, en relación a los Horsts adyacentes, en ambos casos vía *tear faults* (Suppe, 1985, p. 279), que no son raras en un marco estructural como el que se describe (Suppe, *loc. cit.*). Dado que no se observaron evidencias directas de este tipo de fallas en los afloramientos examinados, se considera su existencia como meramente probable.

Un rasgo estructural que merece tratarse también, es el aparente truncamiento que muestran algunos rasgos lineales, tales como cauces de arroyos o de ríos, fallas, fracturas, etc., asociado a la presencia de rasgos equivalentes que tienen la misma dirección estructural, pero aparecen defasados cientos (y a veces unos pocos miles) de metros con respecto a ellos, y que están conectados entre sí, también por estructuras lineales homólogas, dispuestas generalmente de manera perpendicular a ellas (Lámina I). El resultado conjunto de este fenómeno, es un arreglo cuasi-escalonado de algunas estructuras lineales.

La interpretación más probable es que el truncamiento y aparente reaparición o continuación de la estructura lineal vía un defasamiento perpendicular, refleja el sistema de fallas y el desplazamiento o disipación de la energía de esfuerzos a través de ellos, particularmente de los que de manera local proporcionen en ese momento la menor resistencia. (*i.e.*, *tear faults*). Ello sería más factible en un marco de esfuerzos no coaxiales (pero próximos a esta condición), que genere cierto cizallamiento. A su vez, el truncamiento descrito, sería congruente con la existencia de fallas de desplazamiento lateral, como las postuladas arriba.

Tanto los horsts como el graben, están fracturados y aflagados, formando bloques diversos. La intensidad del fallamiento es mayor en el graben, por lo que la secuencia cenozoica está subdividida en numerosos bloques, de tamaño variado pero siempre oligokilométrico, que acusan efectos de basculamiento; a veces están dispuestos en paralelo y muestran en su arreglo, la flexura ya mencionada. Los diversos geomorfos de la Toba Perros, probablemente corresponden a los bloques principales.

Se mencionó ya que los cuerpos que forman a la Unidad Guienagati, muestran una relación espacial principalmente con los Sistemas (e) y (f). El emplazamiento de cuerpos subvolcánicos y/o hipabisales, como los de la Unidad Guienagati, lo cual frecuentemente ocurre en un marco de esfuerzos tensionales, por lo que parecería aceptable postular que esta relación espacial refleja también una de carácter genético, esto es, el magma se habría extravasado a favor de zonas de debilidad, en donde subsecuentemente se desarrollarían los sistemas de fracturas/fallas ahora discernibles en la secuencia cenozoica.

En este mismo contexto, se puede considerar el emplazamiento de la Toba Perros, principal unidad de la secuencia cenozoica (*i.e.*, un marco tectónico tensional). El conjunto de lomitas alineadas localizadas en la porción suroriental del área, designadas como Geomorfo N, muestran una definida ubicación asociada a una falla de traza arqueada, que termina en el margen suroriental del Domo Riolítico El Tablón. La configuración arqueada de esta falla, podría estar relacionado con la flexura.

EDAD DEL FRACTURAMIENTO/FALLAMIENTO

La edad y probable evolución del fracturamiento/fallamiento, se discutió en gran medida al tratar la estructura de la Toba Perros y de la Unidad Guienagati; es de necesidad posterior al emplazamiento de ambas, esto es, posterior a los 13–14 Ma (Mioceno Medio-tardío), que es la edad mínima conocida para estas unidades, sin que pueda precisarse más al respecto. Dado que los depósitos cuaternarios no están afectados, este proceso debió haber cesado antes de que éstos se hubiesen generado, esto es, cuando muy tarde, en el Cuaternario Temprano.

La presencia de discordancias que separan a la secuencia cenozoica del basamento, y a algunas unidades cenozoicas entre sí (Filarenita Guchixú/Toba Perros y Toba Perros/Unida-

des Tarditerciarias [Figura 5]), denotan inestabilidad tectónica cenozoica en el área; ello podría implicar que el proceso de fracturamiento/fallamiento pudo haber ocurrido episódicamente, es decir, por pulsos o fases. De ser ésto así, podrían reconocerse por lo menos éstas: Una pre-Filarenita Guichixú, que debió imprimir las direcciones estructurales principales; otra post-miocénica media, que afectó a la secuencia cenozoica y generó al graben; y tal vez una más reciente, en general de desplazamiento lateral, responsable de la flexura descrita. Es probable que ocurriese extensa migración (“propagación”) hacia arriba de fallas, a partir de zonas o franjas de debilidad estructural subyacente, esto es, de fallas o fracturas preexistentes.

CONSIDERACIONES SOBRE EL ORIGEN, EVOLUCIÓN Y SIGNIFICACIÓN REGIONAL DE LOS RASGOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA LAOLLAGA-LACHIVIZÁ, OAXACA

ORIGEN Y EVOLUCIÓN

Considerando que no existe una correspondencia franca entre la estructura plegada mayor del área (el Cordón del Indio Dormido, constituido por la Secuencia Cretácica Indiferenciada), y los principales sistemas de fracturas/fallas (desarrollados en la secuencia cenozoica), puede considerarse que estas dos clases de rasgos se generaron independientemente, y que en función de las edades de las unidades litoestratigráficas involucradas, el plegamiento es anterior.

La disposición espacial que tienen los sistemas de fracturas/fallas, indican que el marco de esfuerzos en que se originaron debió ser de carácter tensional, con componentes principales dispuestos en sentido NNE-SSW, tal vez no estrictamente coincidentes, dando margen a cierto cizallamiento; después, el marco debió cambiar a uno transformante o de esfuerzos tangenciales deslizantes, de sentido NW-SE, y en general, de menor “intensidad” y/o duración que el anterior.

La presencia de discordancias en la base de la secuencia cenozoica y entre algunas de sus unidades, indica que hubo inestabilidad tectónica en el área durante el Cenozoico, manifestada también por el emplazamiento de la Toba Perros, la Unidad Guienagati, el Domo Riolítico El Tablón, y la Unidad Lávica Tarditerciaria. Tal inestabilidad probablemente ocasionó que el proceso de fracturamiento/fallamiento ocurriese discontinuamente, esto es, en fases de actividad interrumpidas por otras de relativa quietud: La primera habría antecedido el depósito de la Filarenita Guichixú, y habría impreso las direcciones estructurales principales; la segunda, de efectos más notorios, habría ocurrido después del emplazamiento de la Toba Perros, Unidad Guienagati y Domo El Tablón, esto es, después del Mioceno Medio-tardío, afectó no sólo a estas unidades, sino también a las subyacentes, y durante ella, se generó el Graben Perros, en un régimen de esfuerzos de tipo tensional; finalmente, habría ocurrido una tercera fase de actividad, que habría

deformado a las estructuras preexistentes, ocasionando la flexura y el probable desplazamiento lateral del Graben y tal vez la curvatura de algunas fallas, en un régimen de esfuerzos de tipo transformante. El emplazamiento de la Unidad Lávica Tarditerciaria, podría ser otra manifestación de esta fase de actividad tectónica.

SIGNIFICACIÓN REGIONAL DE LOS RASGOS GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES

Los principales rasgos geológico-estructurales del área, esto es, el Graben Perros, los sistemas de fracturas/fallas NNW-SSE y NE-SE, la flexura curvada hacia el norte y la presencia de cuerpos hipabisales y de un domo riolítico asociados a los principales sistemas de fracturas/fallas (Láminas I y II), no habían sido reconocidos ni descritos previamente (*cf.* Ojeda-Rivera *et al.*, 1965; López-Ramos, 1967; 1974; Quezada-Muñetón y Meneses-Rocha, 1978; INEGI, 1984; Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985; y Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990, entre otros). Ello refleja la ausencia de estudios detallados publicados sobre la geología del Sureste Mexicano. En cambio, paradójicamente, existen numerosos trabajos regionales referentes a la estructura y evolución geológica y/o tectónica de esta porción del territorio nacional y zonas aledañas (*cf.* entre otros: Contreras-Velázquez, 1956; Aubouin *et al.*, 1981; Burke *et al.*, 1984; Mattson, 1984; Carfantan, 1981 [1984]; 1986; Burkart, 1987; Urrutia *et al.*, 1987; Ross y Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Scotese *et al.*, 1988; Vélez-Scholvink, 1990; Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990; Ewing y López, 1991; Delgado *et al.*, 1992; y Sedlock *et al.*, 1993).

Dado lo reducido de la base factual en que se apoyan tales trabajos, así como a los diferentes criterios utilizados, no sorprende que exista amplio desacuerdo sobre la constitución, estructura y evolución del Sureste de México y zonas aledañas (*cf.* Aubouin *et al.*, 1981; Ross y Scotese, 1988; Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990; Vélez-Scholvink, 1990; Delgado-Argote *et al.*, 1992; Sedlock *et al.*, 1993). En algunos casos se adopta el concepto de terrenos tectono-estratigráficos (*cf.* Delgado-Argote *et al.*, 1992; Sedlock *et al.*, 1993), mientras que en otros no (*cf.* Aubouin *et al.*, 1981; Ross y Scotese, 1988). Asimismo, existe una gran cantidad de hipótesis o modelos sobre la evolución geológica y tectónica de esta región, que al presente es frontera entre las placas litosféricas Cocos, Caribeña y Norteamericana, y que se han apoyado principalmente en estudios geofísicos (referentes de necesidad a las condiciones actuales) o geológico-estructurales regionales (*cf.*, además de algunos ya citados, Muhlberger y Ritchie, 1975; Kim *et al.*, 1981; Havskov *et al.*, 1982; Burkart, 1985; y Donnelly *et al.*, 1990). Dichas hipótesis o modelos tienen en común una base factual reducida, suposiciones o extrapolaciones (*assumptions*) no comprobables o no comprobadas aún, derivadas de la observación limitada de condiciones actuales, una cierta tendencia especulativa y la postulación de numerosos conceptos y/o

elementos tectónicos no definidos ni caracterizados satisfactoriamente, tales como bloques o terrenos cuya constitución, delimitación, origen, evolución y duración, se dan sencillamente como ya conocidas y/o convencionalmente aceptadas por la comunidad científica.

Con objeto de verificar la correspondencia que podría existir entre los rasgos geológicos esperados para el Área Laollaga-Lachivizá, Oax., a partir de los modelos de constitución y evolución geológica/tectónica de la región, y los efectivamente observados (cuya descripción se ha hecho ya en el presente trabajo), se escogieron dos modelos, que tienen bastante aceptación e ilustran metodologías y proposiciones diferentes. Es claro que mientras mayor sea la correspondencia, modelariedad, mayor será el valor y la utilidad de un modelo para describir la constitución y evolución geológico-tectónica de la región, así como mayor será la credibilidad que merezca, y viceversa.

El Modelo Jerárquico de Ross y Scotese (1988)

La metodología que permite generar éste y otros modelos semejantes, se llama análisis tectónico jerárquico, y describe movimientos tectónicos sucesivos en términos de un circuito jerárquico de varios niveles, que refleja la historia tectónica propuesta para una región; este circuito semeja un árbol filogenético donde las dicotomías corresponden a movimientos tectónicos ocurridos en elementos de extensión geográfica decreciente en sentido descendente (*i.e.*, cada nivel es de diferente rango o jerarquía, de ahí el nombre). La descripción de movimientos, y el movimiento necesariamente implica rotación finita con respecto a un polo determinado; todo ello al través de un riguroso tratamiento matemático.

En el caso de nuestro país, estos autores (*op. cit.*, p. 144) establecen que la delimitación de los elementos tectónicos (en lo sucesivo et o ET) se tomó de Ramos (1976). Esta referencia corresponde a la cuarta edición de la Carta Geológica de México, esc. 1: 2'000,000, cuya autoría formal se adjudica al Comité de la Carta Geológica de México, y no a su compilador, E. López Ramos; en este mapa no se encuentran discriminados tales elementos tectónicos.

Estos autores (Ross y Scotese, *op. cit.*, Fig. 2, que es un mapa tectónico esquemático de escala aproximada 1:12'000,000), para el Paleoceno Tardío (*ca.* 59.2 Ma), reconocen estos elementos tectónicos en el Sureste de México (*op. cit.*, Fig. 10 y texto relacionado): El ET Estable de Yucatán, anexo al ET Guerrero vía una angosta conexión terrestre localizada en el tercio septentrional del actual Istmo de Tehuantepec, la cual a su vez contacta hacia el sur a un elemento tectónico no designado, que parecería corresponder a la plataforma continental sumergida del primero, y que ocupa el resto del Istmo; este elemento es angosto en sentido N-S y alargado en sentido E-W. Una gran falla sinistral dispuesta en dirección E-W, la Polochic-Motagua-Jocotán *fault zone* de estos autores (PMJFZ), separa a los elementos tectónicos mexicanos del Blo-

que Chortis (aproximadamente correspondiente a Centroamérica Septentrional, *i.e.*, Guatemala, Belice, Honduras, Nicaragua y El Salvador), situado directamente al sur de ellos; y a su vez subducido meridionalmente por la Placa (Pacífica) Farallón, a lo largo de una línea virtual NW-SE.

Durante los siguientes 39 Ma (desde el Paleoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano), este arreglo tectónico se mantiene casi sin cambio (Ross y Scotese, *op. cit.*, Figs. 10–13 y p. 153–157; la modificación principal corresponde al desplazamiento del Bloque Chortis hacia el oriente, tal vez a una velocidad constante, de modo que hacia los 20.5 Ma, el extremo occidental del Bloque Chortis (aparentemente *sensu* estos autores, *op. cit.*, Figs. 2 y 14), se ubica vía una falla sinistral de dirección NNE-SSW, en el espacio ocupado anteriormente por ET. no designado situado en la porción meridional del Istmo de Tehuantepec; la falla transistmica tampoco está designada. Este desplazamiento obedece según estos autores (*op. cit.*, p. 157), a la compresión hacia el noreste ejercida por la Trinchera Mesoamericana (*i.e.*, la subducción de la Placa Farallón/Pacífica bajo el Bloque Chortis, causando desplazamiento hacia el noreste del Macizo de Chiapas).

Subsecuentemente, el marco tectónico se mantiene con poco cambio, continúa el avance del Macizo de Chiapas hacia el norte, hasta que *ca.* 10.6 Ma (Mioceno Tardío) queda geosuturado a las porciones del territorio nacional que correspondieron a los ET Guerrero y Estable de Yucatán (Ross y Scotese, *op. cit.*, Fig. 15); se desarrolla el llamado por estos autores Cinturón Plegado de México Meridional (Southern Mexico Fold Belt), no descrito ni discutido configurándose así el territorio, prácticamente como se encuentra en la actualidad. Con posterioridad a este lapso, la actividad tectónica regional ha ocasionado la continuación del desplazamiento sinistral hacia el oriente del Bloque Chortis, vía la PMJFZ, hasta ubicarse en la posición que tiene al presente (Ross y Scotese, *op. cit.*, Fig. 16); la subducción Placa Farallón/Pacífica a través de la Trinchera Mesoamericana, también ha continuado hasta la actualidad.

Comentarios. El modelo, a pesar del rigor metodológico, adolece de severas deficiencias y problemas. El primero y mayor de ellos es suponer que la información geológica disponible para la región es suficiente en cantidad y calidad, para hacer inferencias que correspondan bien con la realidad geológica. Apenas es necesario reiterar que este no es el caso para México, especialmente en el Sureste, de gran complejidad. El segundo problema se apuntó ya: No se indica con qué criterios se hizo la discriminación de elementos tectónicos, ni tampoco se les caracterizó; ello imposibilita valorar si la discriminación tectónica es satisfactoria o no.

En el caso particular de la Región Ístmica, su mitad occidental (donde se encuentra el Área Laollaga-Lachivizá), se considera parte del ET Guerrero, el cual durante el Cenozoico aparece como un bloque cuasi-estable dispuesto arriba del nivel del mar. Esto implicaría que habría estado sujeto principalmente a erosión durante todo este lapso.

El registro litoestratigráfico cenozoico en diversas áreas en Oaxaca y Chiapas (*cf.* Ferrusquía-Villafranca, 1976, 1990 E-H, 1996 (1997), y este estudio), indica que la extensa erosión sin sedimentación significativa correlacionada, ocurrió con posterioridad al Mioceno Medio, salvo en la Mixteca, donde acaeció en el Oligoceno.

El influjo de la subducción de la Placa Farallón-Pacífica, que afectó al extremo oriental del ET Guerrero a partir de los 35.9 Ma (Ross y Scotese, 1988, Figs. 13–15), debió dejar un registro tangible de estructuras generadas en un régimen tectónico compresivo, así como el emplazamiento de cuerpos magmáticos sucesivamente más antiguos hacia el noreste de la actual línea de costa. Lo que se observa en el Área Laollaga-Lachivizá, situado apenas unos 44 km al norte de la presente línea de costa, son estructuras generadas en un régimen distensivo, cuyo componente principal está orientado en sentido NNE-SSW, así como cuerpos magmáticos de edad mesomiocénica que resultan mucho más antiguos (por 10 Ma o más) de lo esperado, aun suponiendo velocidades más bajas (del orden de 3 cm/año) para el avance hacia el norte del magmatismo relacionado a la subducción. Se esperaría también en la presencia de numerosas y extensas estructuras relacionadas al movimiento hacia el norte del extremo occidental del Bloque Chortis, a medida que se emplazaba en la porción meridional del Istmo de Tehuantepec, vía la falla sinistral innominada, activa entre los 20.5 y los 10.6 Ma, considerando la cercanía de esta falla con el Área Laollaga-Lachivizá. Sin embargo, en esta área no se encuentran tales estructuras.

Estos pocos hechos evidencian que el Modelo Jerárquico de Ross y Scotese (1988), no permite explicar la historia geológica cenozoica del Área Laollaga-Lachivizá en particular, ni la del Istmo de Tehuantepec en lo general.

El Modelo de los Terrenos Tectonoestratigráficos de Sedlock y colaboradores (1993)

Estos autores proponen que el territorio de México está subdividido en 17 terrenos tectonoestratigráficos, *sensu* Howell y colaboradores, 1985, p. 4, donde un terreno es “...a fault bounded package of rocks of regional extent characterized by a geologic history which differs from that of neighboring terranes”. Cabe destacar que la definición no es satisfactoria, ya que apela a conceptos inferidos, en lugar de invocar datos objetivos demostrables. Suponiendo sin conceder, la validez y operacionalidad de esta definición, se continúa el análisis de este modelo.

Sedlock y colaboradores (*op. cit.*, Fig. 2) discriminan gráficamente los 17 terrenos en un mapa esquemático escala 1:17'450,000; la caracterización que hacen de ellos, es una mezcla de inferencias y datos geológicos y geofísicos (*cf.* sus puntos 1–3, *op. cit.*, p. 10), difícilmente verificables, ya que no aparecen discriminados en mapa alguno, ni están satisfactoriamente descritos. Se proporciona también una columna tectonoestratigráfica, que es sencillamente una sección estructural

esquemática, y una tabla de fechas radiométricas, cuya confiabilidad y/o representatividad no se discute; en algunos casos no se indica a la unidad litoestratigráfica de procedencia (*cf.* sus Tablas 5, 7, 8 y 9 entre otras).

La escala tan pequeña de la Figura 2 de estos autores impide ubicar con precisión al Área Laollaga Lachivizá, la cual puede ser parte de los terrenos Cuicateco y Maya.

En la hipótesis de que el área pertenezca al Terreno Cuicateco, se tiene que: “*The Cuicateco terrane is a west-dipping fault bounded prism of strongly deformed Jurassic and Cretaceous oceanic and arc rocks, that overlies the Maya terrane and underlies the Zapoteco terrane. We provisionally infer that the volcanic and sedimentary protoliths of the Cuicateco Terrane were deposited in a southward-opening Jurassic-Early Cretaceous basin of enigmatic origin, and that these protoliths were pervasively deformed and metamorphosed to greenschist facies during Late Cretaceous-Paleogene closure of the basin between the converging Zapoteco and Maya continental massifs.*”

“*Many aspects of the geology of the Cuicateco terrane are unresolved. Few radiometric data are available and the distribution of and relations among major map units still have not been satisfactorily determined*”: (Sedlock *et al.*, 1993, p. 23). Resulta evidente que la caracterización del terreno Cuicateco y postulación *ad hoc* que hacen estos autores, es en gran parte conjetural, con escasa referencia a datos objetivos verificables. Un ejemplo de ello es que el tiempo del cierre de la cuenca enigmática mencionada corresponde a la edad de los cuerpos de metamorfitas presentes en los terrenos Cuicateco, Maya y Zapoteco, sin que medie demostración objetiva e independiente de la existencia de la cuenca, de su configuración, extensión geográfica, posición paleogeográfica, edad y duración, así como de la constitución litológica del relleno sedimentario de tal cuenca, en toda la extensión y por todo el tiempo de duración de ésta; tampoco se describe la evolución tectonosedimentaria de tal relleno, ni de su metamorfización hasta transformarlo en los cuerpos de metamorfitas ahora presentes en los territorios mencionados. De hecho, ni siquiera existe una descripción y discriminación cartográfica detallada de esos cuerpos, lo cual implica un desconocimiento objetivo de su extensión, configuración, constitución, relaciones estratigráficas, estructura y edad. En consecuencia, los rasgos y procesos geológicos que se invocan, son en gran parte hipotéticos, por lo que aceptar su realidad, en ausencia de una demostración objetiva o de una inferencia razonablemente fundada, no se justifica.

Se dice, también, que el cierre de la cuenca Cuicateca se inició al término del Cretácico Temprano, que la fase más intensa de metamorfismo probablemente ocurrió en el Turoniano, pero que el cabalgamiento sobre la sutura Juárez (no definida), no cesó hasta el Paleógeno, como lo indica la presencia de rocas terciarias clásticas volcánicas no deformadas, según Ortega-Gutiérrez y colaboradores, 1990. Esta referencia corresponde al mapa escala 1:500,000 del área del Transecto Océano/Continente H-3, que se extiende desde el fondo oceá-

nico frente a la costa de Oaxaca (entre los meridianos 96°30' y 97°30' Long. W; esto es, desde un sitio distante unos 30 km al W de Puerto Escondido hasta Puerto Ángel), pasa por Oaxaca Central y cambia de rumbo hacia el NE, hasta el fondo del Golfo de México frente a la costa de Veracruz (entre los meridianos 94°34' a 95°13' Long. W; esto es, desde unos 20 km al E de Tlacotalpan hasta unos 15 km al W de Coatzacoalcos). En este mapa aparece generalizada la geología según la interpretación de estos autores. Por lo que concierne al Cenozoico de Oaxaca Central, donde existe información detallada disponible (Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1990F y G), lo presentado adolece de errores; en consecuencia, la afirmación taxativa que hacen estos autores sobre la edad de la deformación (cabalgamiento), no puede considerarse cierta. Se afirma también (Sedlock *et al.*, *op. cit.*, p. 25), que las rocas (*sic*) cenozoicas del terreno Cuicateco incluyen capas rojas del Oligoceno al Mioceno Temprano (?), intrusionadas por diques máficos y basaltos del Mioceno al Reciente. No se indica qué clase de capas rojas son ni la evidencia de edad, por lo que esta aseveración es gratuita. Cabe destacar que la secuencia cenozoica del área Laollaga-Lachivizá que se ha descrito, y la del área Nejapa (Ferrusquía-Villafranca, 1990H), ciertamente no tienen esta constitución, y en ellas predominan los cuerpos de tobas mesomiocénicas, indicativas de volcanismo desarrollado en un marco tectónico extensional o distensivo, incompatible con lo que ocurriría en un bloque o terreno como el concebido por Sedlock y colaboradores.

En la segunda hipótesis, esto es, que el Área Laollaga-Lachivizá sea parte de los terrenos Maya y Cuicateco, la porción nororiental del área pertenecería al primero y la suroccidental al segundo, quedando separados por una falla. Sedlock y colaboradores (*op. cit.*, p. 32 *et seq.*), establecen que el terreno Maya incluye tres provincias, quedando el área de estudio como parte de la Provincia Meridional, e indican que su basamento está formado por rocas metamórficas precámbricas (?) y paleozoicas, comúnmente interpretadas como gondwánicas remanentes del *rifting* pangeánico, cubiertas por un *flysch* pensilvánico-permiano, fuertemente deformado en el Pérmico, y afectadas por un arco magmático continental permotriásico; durante la apertura del Golfo de México (ocurrida en el lapso Jurásico Medio-Tardío al Tardío), la Provincia Meridional se desplazó hacia el SSE con respecto a la Provincia Septentrional, a lo largo de una falla enigmática de rumbo NNW. Se dice (p. 32) que toda la región estaba emergida durante el Calloviano, hasta que se depositaron evaporitas y luego fue inundada periódicamente por mar (una extensión del Océano Pacífico), que en el Jurásico Tardío depositó en su fondo —somero— carbonatos y clásticos, seguidos por una secuencia de dolomitas y evaporitas, indicativas de que durante el Cretácico Temprano había una plataforma delimitada por arrecifes. Después hubo depósito de calizas en el Cretácico Tardío indicativas, según estos autores, de sedimentación en mar abierto. Las rocas terciarias incluyen conglomerados, areniscas y lodolitas no marinas eocénicas, ignimbritas mesoterciarias,

rocas clásticas dispersas miocénico-recientes, intercaladas por ignimbrita y basalto, y rocas volcánicas calcialcalinas cuaternario-terciarias (*sic*). Tectonismo del Terciario Tardío (y tal vez actual) incluye plegamiento, cabalgamiento de tendencia NW y fallamiento sinistral con orientaciones NE-SW, E-W y SE-NW.

La descripción del terreno Cuicateco ya fue considerada. La delimitación de ambos es la llamada falla (de cabalgadura) Vista Hermosa, que no aparece descrita, y que se dice es de edad cretácica tardía (Sedlock *et al.*, *op. cit.*, p. 73). Nuevamente, la caracterización del terreno Maya es en realidad un conjunto de inferencias, apoyadas en datos escasos, diversos. La falta de representación gráfica de la geología de este terreno, así como de la elemental subdivisión del mismo en provincias, imposibilita verificar la certidumbre de las aseveraciones geológicas que hacen estos autores. La edad de los procesos o rasgos aludidos, de importancia capital para determinar la congruencia interna del modelo y verificar la credibilidad del mismo, se apoya en afirmaciones en su mayoría no sustentables por evidencias. La descripción del Área Laollaga-Lachivizá corresponde muy poco con lo esperado según el modelo planteado, especialmente para el Cenozoico. La presencia de cuerpos de metamorfitas similares a ambos lados de la llamada falla Vista Hermosa, así como la intrusión de troncos graníticos, no habría ocurrido en el marco de fallamiento lateral (sinistral) que postulan estos autores; así mismo, la constitución y rasgos estructurales de la secuencia cenozoica del Área Laollaga-Lachivizá, tampoco habrían podido generarse en este supuesto.

Con relación a la evolución geológica y tectónica, Sedlock y colaboradores (*op. cit.*, Fig. 39) señalan que para el Cretácico Tardío (*ca.* 75 Ma) los terrenos Cuicateco, Zapoteco y Mixteco estaban ya geosuturados al terreno Náhuatl, formando un terreno compuesto que se comportó en lo sucesivo como una sola entidad; dicho elemento tectónico se encontraba en contacto con el terreno Maya por la porción cuicateca, y hacia el sur con el terreno Chortis mediante una falla dextral. El margen suroccidental del terreno Chortis estaba en contacto con la subducente Placa Kula, la cual finalmente desaparece y es reemplazada por la Placa Farallón, cuyo margen septentrional subduce a los terrenos mencionados (*cf. op. cit.*, Figs. 40–42) desde el Eoceno Temprano.

En el Eoceno Tardío (*cf. op. cit.*, Fig. 42) ocurre una inversión en la dirección del desplazamiento de los terrenos asociados a la falla dextral, la cual pasa entonces a ser sinistral, ya que el terreno compuesto se desplaza ahora hacia el noroeste y el Chortis hacia el este-sureste, alcanzando su posición en Centroamérica Septentrional-México adyacente en el Mioceno Tardío (*ca.* 10 Ma), geosuturándose al terreno compuesto, configurando así esta parte del territorio nacional.

Comentarios. En adición a lo ya comentado, puede decirse que el marco geológico paleogénico delineado en este modelo (un arco magmático de naturaleza no descrita, localizado al sur del terreno compuesto, parcial y oblicuamente cortado por una

falla dextral que lo separaba hacia el sur del terreno Chortis, que se desplazaba hacia el noroeste cada vez que estaba siendo subducido por la placa oceánica Kula), debió dejar un registro tangible en las unidades litoestratigráficas paleogénicas del Sureste Mexicano, particularmente en su margen austral, tales como estructuras relacionadas con compresión, dispuestas paralelamente al margen, abundantes cuerpos volcánicos o plutónicos de edades sucesivamente más antiguas hacia el noreste, y evidencias de extensa erosión subaérea durante todo el Paleógeno.

El registro litoestratigráfico de áreas selectas en el Sureste de México, incluida Laollaga-Lachivizá (*cf.* Barrera, 1946; Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1990 E-H; y Ferrusquía y McDowell, 1991), muestra estructuras generadas en un régimen distensivo, cuerpos ígneos (volcánicos e hipabisales) de edad y ubicación no congruente con este marco, y evidencias de que la extensa erosión subaérea se estableció en el Sureste de México con posterioridad al Mioceno Medio, excepto en la Mixteca alta, donde parece haberse iniciado en el Oligoceno Tardío.

El marco cambia radicalmente durante el Eoceno Tardío (*ca.* 40 Ma), a causa de la inversión en el movimiento del terreno Chortis, que desde ese entonces se mueve en dirección suroccidental. La evolución tectónica subsecuente, apenas esbozada, es similar a la del Modelo Jerárquico de Ross y Scotese (1988), por lo cual está sujeta a las mismas objeciones planteadas para éste y no requieren ser repetidas aquí.

La inversión en el movimiento del terreno Chortis, esencial para entender la evolución geológica y tectónica del Sureste Mexicano durante los últimos 40 Ma, de acuerdo con el Modelo de Terrenos Tectonoestratigráficos, no es elaborada o discutida suficientemente por Sedlock y colaboradores (1993), quienes sólo mencionan que “...at least 1,100 km of post-Eocene sinistral slip was transferred westward on the southern margin of Mexico...” (*op. cit.*, p. 117), como lo sugerirían estudios en la Fosa Caymán y en el Caribe Oriental (*cf.* Pindell *et al.*, 1990 *et lit. cit. in op.*); se supone además que tal desplazamiento se acomodó en la Zona de Falla Motagua. Esto implicaría interacciones de las Placas Cocos, Caribe y Norteamericana, las cuales alternativamente habrían ocurrido en una amplia zona de deformación en el sureste de México-Norteamérica septentrional (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989).

En suma, puede decirse que en el marco tectónico delineado en este modelo (no explícita para los últimos 40 Ma), la constitución litoestratigráfica y estructural del Área Laollaga-Lachivizá, difícilmente podría haberse generado.

Por último, en ninguno de los dos modelos se discuten las grandes diferencias que en configuración, constitución geológica y estructura tiene la plataforma continental al oriente y occidente del Istmo de Tehuantepec (*cf.* Com. Carta Geol., 1976), las cuales se extienden también al subsuelo (Pedrazzini *et al.*, 1982, p. 10–16 y Figs. 3 y 5, referentes a los Pozos Salina Cruz 1 y Arista 1). Ellas evidencian una evolución geológico-tectónica diferente a ambos lados del Istmo.

Consideraciones Finales

El análisis de los modelos tectónicos discutidos, muestra que su fundamento geológico objetivo es escaso y claramente insuficiente para justificar la historia evolutiva tectónica-geológica que presentan sus componentes (Ross y Scotese, 1988; Sedlock *et al.*, 1993), por lo menos en lo que concierne a la Región Ístmica de Tehuantepec en lo general, y al Área Laollaga-Lachivizá en lo particular. En éstos y otros modelos se suplen datos con proposiciones *ad hoc* o poco fundadas, lo cual podría conducir al error de dar por resueltos problemas geológicos que distan de estarlo o de haber sido siquiera planteados. En la Ciencia, primero se requiere conocer o describir plenamente un fenómeno, y sólo después de éste se le puede explicar o interpretar.

En este contexto de incertidumbre, aun sobre rasgos constitucionales y estructurales mayores, resulta poco atinado el profundizar en la discusión, por lo que sólo se puntualizarán algunos aspectos:

La dirección estructural del principal sistema de fracturas/fallas del área, y la orientación del Graben Perros, coinciden con la dirección NW-SE que muestran los rasgos fisiográficos y geológicos mayores del Sureste Mexicano, reconocida ya desde hace mucho tiempo (Böse, 1905; 1906; Hernández-Sánchez Mejorada, 1956; Comité Carta Geol., 1960; 1968; 1976; López-Ramos, 1967; 1974; Salvador, 1991B, *et cet.*). Por otro lado, parece existir un cierto acuerdo, acerca de que la evolución geológica y tectónica de esta región durante el Cenozoico —por lo menos el Medio y el Tardío— está relacionada a la interacción de las placas litosféricas Cocos, Norteamérica y Caribe, involucrando subducción de la primera bajo las otras dos, así como desplazamientos relativos hacia el noreste y este de la Cocos y Caribe respectivamente, y hacia el noroeste la Norteamérica. En este marco tectónico en lo general, el campo de esfuerzos resultante, es de tipo compresivo. Sin embargo, como ello no concuerda con las estructuras y rasgos presentes en la región, que implican un campo distensivo, se han propuesto diversas modificaciones a este modelo, que permitan generar distensión en ciertas áreas. Tales modificaciones incluyen desde un incremento considerable de los elementos tectónicos de esta región, (bloques, terrenos, *et cet.*, que no se caracterizan sino que se proponen *ad hoc*), hasta la postulación de cambios geométricos en la transcurrencia, convergencia y/o subducción de las placas y/o bloques, que eventualmente pudiesen generar un campo de esfuerzos distensivos. Entre ellos está la proposición de un modelo transcurrente (Vélez-Scholvinck, 1990, apoyado sustancialmente en Sánchez-Montes de Oca, 1978), y la de uno transpresivo (Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990); ambos en gran medida especulativos, especialmente el segundo, basado en alineaciones observadas en fotografías de satélite, con muy escasa verificación de campo. Por otro lado, la inestabilidad tectónica inherente a las uniones triples —y en la región que nos ocupa hay por lo menos una de tales uniones— parecería estar relacionada a procesos de extensión o dis-

tensión y fragmentación (*cf.* Ingersoll, 1982); y probablemente sería un factor que podría explicar en parte, la constitución geológica cenozoica de la región. Guzmán-Speziale (1985) y Guzmán-Speziale y colaboradores, (1989), modelan la posible evolución de esta unión triple, apoyándose principalmente en datos geofísicos.

Resumiendo, puede decirse que la dirección estructural NW-SE (con algunas variantes) regional del Sureste de México, se ve expresada en el Área Laollaga-Lachivizá, entre otros rasgos, en la orientación del Graben Perros, así como en la de los principales sistemas de fracturamiento/fallamiento; estos rasgos junto, con el emplazamiento de los cuerpos piroclásticos, hipabísales y dómico-riolíticos, implican la existencia de un campo de esfuerzos de tipo tensional. La presencia de rasgos que implican desplazamiento lateral no sólo en el área (la flexura entre otros), sino en la región (fallas transcurrentes y cobijaduras en el Istmo (*cf.* Ortuño-Arzate y Ruiz-Violante, 1985), y en Chiapas (Sánchez-Montes de Oca, 1978; Meneses-Rocha, 1985, 1992), denotan la existencia de un campo de esfuerzos tangenciales, tal vez relacionado a un régimen tectónico transpresivo, cuyos elementos constitutivos e interacciones concomitantes respec-

tivas, están por definirse, desde luego, a partir de información geológica y geofísica factual. Este tipo de regímenes tectónicos podría desarrollarse en regiones donde exista una o más uniones triples, como es el caso del Sureste Mexicano.

Para concluir, se considera fútil proponer un modelo de evolución geológico-tectónica regional o modificar alguno de los ya existentes, con base en la información aportada en el presente estudio, ya que para hacerlo satisfactoriamente, se requiere disponer de una base factual amplia, que simplemente no existe ahora, toda vez que no se han publicado —y tal vez no se han efectuado— los estudios detallados pertinentes. Los resultados de este trabajo aportan datos que permiten constreñir esos modelos en aspectos tales como la constitución geológica de una área específica, la edad y naturaleza de la actividad magmática (volcánica e intrusiva somera) en ella registrada, así como de la tectónica, expresada en la configuración de sus rasgos estructurales, su edad, *et cet.* Tales aspectos deberán de ser considerados y satisfechos parsimoniosamente en el modelo exitoso, que permita una mejor aproximación al conocimiento de la historia y evolución geológica esta fascinante y compleja Región Ístmica de Tehuantepec.

SINOPSIS DE HISTORIA GEOLÓGICA CENOZOICA

El territorio que ahora ocupa el Área Laollaga-Lachivizá, incluía durante el Precenozoico cuerpos de metamorfitas (filita, esquisto y granulita, entre otras) de edad indeterminada, que en el Cretácico fueron cubiertos por un mar somero tropical, en cuyo fondo se depositó lodo calcáreo fino (transformado después en la Secuencia Cretácica Indiferenciada). Hacia el término de este período, ocurrió una intensa actividad tectónica en la región, que se tradujo en plegamiento y fallamiento de la Secuencia, levantamiento regional y emplazamiento de plutones graníticos (como los Troncos Laollaga y Rancho Río Grande del área). El régimen tectónico de esfuerzos inicialmente compresivos, cambia después a otro, de esfuerzos distensivos o tensionales, aparentemente de mayor duración. El resultado neto de los procesos descritos fue un territorio cuasi-totalmente emergido, dotado de una topografía contrastante, con áreas positivas y depresiones; algunas de éstas incluían a la zona litoral del ya restringido ambiente marino remanente, entonces en plena regresión. Los altos topográficos o áreas positivas fueron erosionados, constituyéndose en la fuente de grandes volúmenes de clásticos terrígenos, que eventualmente se acumularían en las depresiones (tanto las continentales como las transicionales asociadas a la zona litoral).

Tal debió ser el escenario geográfico regional y local en el Terciario Temprano, inmediatamente anterior al depósito de la Filarenita Guichixú, que está formada por los clásticos terrígenos así originados. Dada la composición que tiene esta unidad, su área-fuente debió estar constituida en su mayoría por metamorfitas, con escasa participación de calizas, y con vulcanitas tobáceas todavía más escasas. El predominio de la fracción finoclastica en la Filarenita, sugiere que el área-fuente se encontraba algo distante de la cuenca deposicional, y/o alternativamente a la sedimentación ocurrió en un régimen de baja energía (planicie de inundación, charcas o lagunas costeras entre otros). Empero la presencia de capas conglomeráticas en diversos niveles estratigráficos, así como su aparente mayor frecuencia en la mitad superior de la unidad, sugiere que el área-fuente podría haber estado más cercana, o que la erosión y transporte de material clástico, por lo común de ritmo bajo a moderado, se tornaba en ocasiones más rápido e intenso, desplegándose mayor energía; parecería que esta condición se hizo más común, durante el lapso en que se depositó la mitad superior de esta unidad. Así mismo, la presencia de los estratos conglomeráticos podría correlacionarse también con un incremento en la tasa de levantamiento en el área-fuente. Una combinación de estos procesos no es excluyente. En cualquier caso, parece probable que la tasa de sedimentación y la de levantamiento (regional?), hubiesen sido equivalentes.

La abundancia de arcilla y de hematita en la Filarenita Guichixú, que le confieren sus rasgos característicos, indica intensa intemperización *in situ* de las metamorfitas, en un cli-

ma tropical (*i.e.*, cálido y húmedo). La sedimentación ocurrió principalmente en ambientes fluviolacustres, y en menor grado en los transicionales, con cierto predominio —como se dijo ya— de los de baja energía, por ejemplo, planicies de inundación, charcas y lagunas costeras.

Coetáneamente a la sedimentación clástica aquí descrita, debió ocurrir en alguna parte de la región, actividad volcánica silícica explosiva, resultante en el emplazamiento de cuerpos tobáceos, cuyos productos de erosión aparecen escasamente en la Filarenita Guichixú. Al presente, no se sabe si ello implica distancia considerable de los cuerpos tobáceos con relación a la cuenca deposicional, o pequeñez de tales cuerpos (reflejo de una actividad breve y/o de poca magnitud), o una combinación de ambos. En cualquier caso, la presencia de material tobáceo en la Filarenita es muy significativa, porque constituye la evidencia de volcanismo terciario pre-Miocénico Medio (muy probablemente Terciario Temprano) en la Región Ístmica de Tehuantepec, que no había sido reconocido hasta ahora.

La discordancia que separa a esta unidad de la suprayacente Toba Perros, del Mioceno Medio, indica que durante un lapso no determinado, cesó el proceso de sedimentación, prevaleciendo un régimen de no depósito y/o erosión, tal vez relacionado a cierta inestabilidad tectónica.

Durante el Mioceno Medio ocurrió intensa actividad magmática en el área, que se expresó mediante diversos fenómenos; uno de ellos fue el volcanismo silícico explosivo resultante en el emplazamiento de la Toba Perros. Esto ocurrió mediante flujos piroclásticos y, en menor grado, por aerotransportación de cenizas. Con frecuencia, los flujos se generaron a temperaturas suficientemente altas como para ocasionar soldamiento parcial o total de los piroclastos. El emplazamiento parece haber ocurrido en lo principal vía fisuras, desde luego en un régimen tensional.

Otra manifestación de esta actividad magmática mesomiocénica, lo constituyó el emplazamiento casi coetáneo de los cuerpos intrusivos someros de composición intermedia a máfica, en íntima asociación espacial con la Toba Perros, aparentemente a favor de fracturas/fallas de orientación N-S y E-W. Tales cuerpos forman la Unidad Afanítico-Porfirítica Guienagati. Esta estrecha relación espacio-tiempo entre la Toba y los intrusivos, podría indicar que ambas unidades fuesen comagmáticas; en ese supuesto, la distinta composición mineralógica reflejaría diferenciación de un mismo magma —fenómeno por demás frecuente, y que probablemente la cámara magmática estuviese localizada en el subsuelo del Área Laollaga-Lachivizá, o en el de una zona muy cercana a ella.

La otra manifestación importante de esta actividad magmática mesomiocénica, fue el emplazamiento del Domo Riolítico El Tablón, que con alta probabilidad habría ocurrido muy próximo en tiempo al emplazamiento de la Toba. Cabe destacar

que tanto las intrusiones como el domo, denotan también un régimen tectónico de esfuerzos tensionales o distensivos, como se había inferido ya para la Toba Perros.

Al término del Mioceno Medio tardío, cesó la actividad magmática, pero no así la tectónica, que se manifestó por el extenso fracturamiento y fallamiento en bloques, generador entre otras estructuras del Graben Perros (orientado en sentido NW-SE), y de los sistemas de fracturas/fallas (con rumbos dominantes NW-SE y NE-SW) que afectaron ampliamente a la secuencia cenozoica, subdividiéndola en bloques de tamaño y configuración diversa, correspondientes en buena parte a los geomorfos de la Toba Perros. Este proceso habría ocurrido poco tiempo después del Mioceno Medio tardío, en un régimen de esfuerzos distensivos, con su componente principal orientado en sentido NE-SW. Con posterioridad a esta intensa fase de fallamiento (con desplazamiento vertical), parece haber ocurrido otra de menor intensidad y desplazamiento lateral, que generó entre otras estructuras, a la flexura o combamiento (cóncavo hacia el sur) que muestran las fracturas/fallas y la disposición de los bloques de la secuencia tobácea, especialmente en la porción meridional del área. En este supuesto, se habría dado un cambio en el régimen de esfuerzos, que habría pasado de distensivo a transpresivo.

Con el cese de la actividad magmática a fines del Mioceno Medio tardío, terminó el aporte de material constructivo de rasgos positivos de relieve, por lo que en el área ocurrió enton-

ces el ataque erosivo de los altos topográficos, cuyos productos clásticos fueron transportados en su mayoría fuera del área (y de la región), como lo atestigua la ausencia casi completa de depósitos terrígenos terciarios post-mesomiocénicos en ellas. Estos procesos de erosión y transporte debieron ser intensos y tan efectivos, como para denudar las zonas de los pilares tectónicos, exponiendo el basamento y eliminando la secuencia cenozoica, la cual quedó sólo parcialmente preservada en el Graben Perros.

El emplazamiento de derrames basálticos asociados a fisuras, tal vez relacionadas a fallas preexistentes, que forman los pequeños cuerpos volcánicos en la parte noroccidental del área, constituye el pulso más reciente de actividad magmática —de poca magnitud— registrado en el área y parece haber ocurrido en el Terciario Tardío (Plioceno??). Es probable que en este tiempo, la transportación de sedimentos se modificó un poco, reduciendo algo su efectividad, permitiendo el depósito de pequeños cuerpos clásticos próximos al Río de los Perros, el cual es la principal vía fluvial del área.

Durante el Cuaternario, este régimen de erosión y transporte dominante sobre sedimentación, ha continuado; por ello, los depósitos cuaternarios —en particular los aluviales— son tan reducidos, no sólo en el Área Laollaga-Lachivizá, sino en toda la Región de Tehuantepec. Tal vez ello refleje que continúa la tendencia de levantamiento regional, como podría esperarse que ocurriera en el actual entorno tectónico.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

El Área Laollaga-Lachivizá, se encuentra en la Región Ístmica de Tehuantepec, Estado de Oaxaca, entre los meridianos 95°10'–95°25' Long. W, y los paralelos 16°35'–16°45' Lat. N; tiene una extensión superficial de 493.54 km². Los poblados principales son Laollaga, Lachivizá y Guienagati. La Carretera Federal 49 es la vía principal de comunicación. El área pertenece a la Provincia Morfotectónica Estatal Sierra Madre del Sur. El relieve es moderadamente abrupto, con cambios altitudinales hasta de 400–500 m en distancias de 10 km, y que define dos unidades fisiográficas, la Planicie de Chihuitán-Laollaga y las Montañas y Mesetas diversas. El drenaje forma parte de la red fluvial del Río de los Perros, que drena en el Océano Pacífico. El clima es cálido-subhúmedo, con precipitación pluvial moderada y verano fresco lluvioso; la vegetación natural incluye bosque de coníferas en las partes altas y selva baja caducifolia en el resto.

En el área afloran cuerpos de rocas precenozoicas y cenozoicas. El Basamento Precenozoico está integrado por el Complejo Metamórfico, de edad desconocida y por la Secuencia Cretácica Indiferenciada. El primero está formado en su mayoría, por filita de clorita y sericita, esquistos de cuarzo, biotita y clorita, y granulita de aegirina, biotita, clorita y plagioclasa; en algunos cuerpos predomina el mármol. La foliación es variable y no muestra un patrón discernible; el Complejo está afectado por fallas/fracturas cuya orientación frecuente es NNW-SSE, NNE-SSW, y en menor grado, NW-SE. El contacto inferior no aflora y el superior lo hace fuera del área, es una discordancia que lo separa de la Secuencia Cretácica Indiferenciada.

Esta última forma cuerpos montañosos, discontinuos, de tamaño diverso, constituidos por calizas micríticas y espatíticas, en ocasiones dolimitizadas y con frecuencia recrystalizadas; en las porciones asociadas a plutones, tienen deformación intensa, expresada en micropliegues tipo *chevron* y hasta en metamorfismo incipiente; algunas variedades muestran bandeamiento. La Secuencia está dispuesta en estratos gruesos, estructurados en bloques homoclinales y está afectada por fallas y fracturas orientadas por lo común al NW-SE, N-S, NE-SW y E-W. La unidad está cubierta discordantemente por la Filarenita Guichixú, del Cenozoico, e intrusionada por el Tronco Laollaga, probablemente correlativo del Tronco Rancho Río Grande. Éstos son plutones pequeños que afloran parcialmente en el área.

El primero está constituido de alcaligranito crasogranudo no porfirítico, peneplaneado; el segundo es un poco más básico, está formado por granodiorita crasogranuda de color pardo, y está emplazado en el Complejo Metamórfico. En Laollaga puede apreciarse que el tronco homónimo está discordantemente sobreyacido por la Filarenita Guichixú, y dada la similitud composicional, se supone que el Tronco Laollaga es comagmá-

tico y contemporáneo con aquel, por lo que la edad de ambos se ubica en el lapso Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano, anterior al depósito de la Filarenita. El basamento forma pilares tectónicos que delimitan al Graben Perros, desarrollado en la secuencia cenozoica.

La unidad inferior de ésta es la Filarenita Guichixú (taxon nuevo); está formada por unos 450–500 m de limolitas, areniscas y conglomerados inmaduros, de color rojo grisáceo, dispuestas en capas medianas a gruesas, estructuradas en bloques homoclinales de inclinación moderada a fuerte y orientación diversa, afectados por fallas/fracturas arregladas por lo común en estas direcciones: WNW-ESE, NNW-SSW, y ENE-WSW; a pesar de la ausencia de fósiles, otros criterios permiten asignar esta formación al Terciario pre-Mioceno Medio, y con bastante probabilidad al Terciario Temprano. La Toba Perros (taxon nuevo) sobreyace en discordancia a la Filarenita; volumétricamente, es la unidad litoestratigráfica principal del área; se trata de una extensa secuencia piroclástica integrada por varias unidades de flujo y de enfriamiento, que tienen un espesor conjunto de 2,000–2,500 m; las tobas y lapillitobas que la constituyen son de color amarillo, verde claro, anaranjado y rosado, textura y grado de soldamiento diversos, constitución félsica dominante (riolita a dacita; andesita menos frecuente), flujo y aeroemplazadas, dispuestas en estratos medianos a gruesos, estructurados en bloque de inclinación variada, afectados por fallas/fracturas con frecuencia orientadas en estas direcciones, WNW-ESE, NNW-SSE, NE-SW, y ENE-SWS. Muestras de esta unidad produjeron edades radioisotópicas de K-Ar que oscilan entre los 13.46 y 16.92 Ma antes del presente, ubicándola en el Mioceno Medio tardío. La Toba Perros está parcialmente intrusionada por la Unidad Informal Afanítico-Porfirítica Guienagati (taxon nuevo); con el Domo Riolítico el Tablón (taxon nuevo), tiene contacto por falla (y tal vez por interdigitación compleja también). La Unidad Guienagati es un conjunto de cuerpos constituidos por rocas de composición intermedia a máfica (latita a diabasa), textura variada, color gris oscuro dominante y emplazamiento somero, diverso, expresado en diques, mantos y troncos principalmente; muestras de esta unidad produjeron edades radioisotópicas K-Ar, que varían entre 13.01 y 15.16 Ma, que la sitúan también en el Mioceno Medio tardío, siendo en esencia contemporánea con la Toba Perros. El Domo Riolítico El Tablón es la primera estructura de su tipo que se reconoce en la Región Ístmica de Tehuantepec; se encuentra cerca de Laollaga, es de tamaño mediano, está formado por derrames lávicos riolíticos de textura fluidal y petrohistografía variada, desde afanítica a porfirítica. El domo se emplazó en la confluencia de fallas orientadas NNE-SSW y E-W, probablemente a partir de dos focos eruptivos muy próximos entre sí; sobreyace a la Filarenita Guichixú, y por su composición y relación espacial íntima con la Toba Perros, se

le interpreta como comagmática con ella, asignándosele con reserva al Mioceno Medio tardío también.

Dos unidades informales tarditerciarias, una lávica basáltica y otra clástica filarenítica finogranuda, ambas de pequeña extensión, sobreyacen discordantemente a la Toba Perros. Depósitos aluviales, coluviales y suelos diversos, todos de edad cuaternaria y yacencia discordante sobre las unidades precedentes, completan la secuencia cenozoica.

Los rasgos estructurales salientes del área son el Graben Perros y numerosas fallas y fracturas. El primero está desarrollado en las unidades terciarias, es una depresión tectónica orientada NW-SE, delimitada por pilares del Basamento Precenozoico, tiene buzamiento al ESE. Las numerosas fallas y fracturas pueden agruparse en seis sistemas, de los cuales los WNW-ESE, NE-SE, NNW-SSE y ENE-WSW son los más desarrollados (en ese orden, dominando los dos primeros); la mayor parte de las fallas son de tipo normal, y se generaron en un campo de esfuerzos tensionales, con sus componentes principales orientados en dirección NE-SW; parecen existir algunas fallas de desplazamiento lateral (sinistral), parcialmente coincidentes con las que delimitan al graben, y tal vez asociadas a la flexura o combamiento hacia el sur que muestran las fallas y fracturas, así como los cauces de arroyos y ríos y la disposición de los bloques que forman la Toba Perros, especialmente en la porción meridional del área. Tales rasgos indicarían un cambio en el campo de esfuerzos, de distensivo a transpresivo, que habría producido un desplazamiento neto hacia el NW. La edad del fallamiento/fracturamiento es post-miocénica media tardía, por lo menos en su fase más intensa. Regionalmente, cabe destacar que la orientación de las principales estructuras del Área Laollaga-Lachivizá coincide con la dirección dominante que tienen los rasgos geológicos mayores en el sureste de México. Dado el reducido fundamento factual de las diversas hipótesis que se han propuesto al presente, acerca de la constitución y evolución geológico-tectónica de esta región, se considera fútil discutir las coincidencias o disidencias que podrían existir entre los rasgos observados en el área y los que podrían inferirse a partir de aquellas; en lugar de ello, se destacan las restricciones factuales que los rasgos imponen a las hipótesis.

El registro indica una compleja historia geológica que se bosqueja a continuación: Durante el Precenozoico el territorio que ahora corresponde al Área Laollaga-Lachivizá, estaba formado por cuerpos de metamorfitas de edad indeterminada, quedando cubiertos en el Cretácico por un mar somero tropical, en cuyo fondo se depositó lodo calcáreo (evidenciado por la Secuencia Cretácica Indiferenciada). Hacia el término de este período, ocurrió actividad tectónica regional responsable del plegamiento, fallamiento y levantamiento de la Secuencia Cretácica y de su basamento, así como del emplazamiento de plutones, resultando un territorio emergido de relieve contras-

tado, con altos topográficos y depresiones, algunas de ellas parcialmente ocupadas por el ambiente marino en regresión.

En el Terciario Temprano, como resultado del ataque erosivo, se depositó material clástico abundante en las depresiones, originándose así la Filarenita Guichixú, que incluía también sedimentos tobáceos escasos, que evidencia por vez primera, actividad volcánica silícica explosiva coetánea en esta región. La discordancia que separa a esta unidad de la suprayacente Toba Perros, del Mioceno Medio tardío, indica que durante un lapso no determinado, cesó la sedimentación y prevaleció la erosión y/o el no depósito, tal vez relacionado a cierta inestabilidad tectónica.

Durante el Mioceno Medio ocurrió una intensa actividad magmática en el área, que desplegó por lo menos tres modalidades; El emplazamiento de una extensa secuencia piroclástica félsica, el de los cuerpos intrusivos someros de composición intermedia a máfica (Unidad Guienagati), y el de los derrames lávicos que forman al Domo Riolítico El Tablón; su estrecha relación espacial y cronológica, sugiere que los tres resultaron de diferenciación magmática ocurrida en una misma cámara, que debió estar situada bajo el área de estudio o muy cerca de ella. Al término del Mioceno Medio tardío, cesó la actividad magmática, pero la tectónica tuvo una intensa manifestación con el desarrollo del extenso fracturamiento y fallamiento en bloques, que generó entre otras estructuras, al Graben Perros (orientado NW-SE) y a los sistemas de fallas/fracturas (los principales son NW-SW), que afectaron a la secuencia cenozoica.

Con el cese de la actividad magmática, terminó el aporte de material formador de rasgos positivos, entonces el ataque erosivo de los mismos, cuyos productos clásticos fueron en su mayoría transportados fuera del área (y de la región), habida cuenta de la ausencia casi completa en la región, de depósitos terrígenos post-mesomiocénicos. La efectividad de estos procesos fue tal, que en las zonas de los pilares tectónicos, el Basamento Precenozoico quedó expuesto y la secuencia cenozoica, se preservó sólo parcialmente en el graben.

El pulso más reciente de actividad magmática —de poca magnitud— fue el emplazamiento fisural de pequeños derrames basálticos, tal vez relacionado a fallas preexistentes, ocurrido en el Terciario Tardío. Probablemente, también en este lapso se depositaron cuerpos clásticos pequeños, cercanos al Río de los Perros, evidenciando una reducción en la efectividad del proceso de transporte antes mencionado. Durante el Cuaternario, continuó este régimen de erosión y transporte dominante sobre la sedimentación, por ello los depósitos de esta edad son tan reducidos, no sólo en el área sino en toda la región; tal vez ésto indica que todavía está ocurriendo levantamiento regional, como podría esperarse con el entorno tectónico que se supone tiene ésta.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACSN, American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1961, Code of Stratigraphic Nomenclature: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 45, p. 645–665.
- 1970, Code of Stratigraphic Nomenclature, 2nd Edit.: Tulsa, Okla., USA, American Association of Petroleum Geologists, 45 p.
- AGI, American Geological Institute, 1990–1994, Georef, Disc 1, 1785–1979; Disc 2, 1980–1987; Disc 3, 1988–1994: Boston, Mass., Silver Platter Information, Inc. (disco compacto con información bibliográfica geológica de América del Norte).
- Aguilera, J. G., Edit. Virtual, 1897, Bosquejo Geológico de México: Instituto Geológico de México, Boletín 4–6, 267 p.
- Aguillón-Robles, Alfredo, 1991, Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario Medio en la porción meridional de San Luis Potosí: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis Maestro en Ciencias (Geología), 104 p. (inédita).
- Aguirre-Díaz, G. J., 1988, Eocene and younger volcanism on the eastern flank of the Sierra Madre Occidental, Nazas, Durango, Mexico: University Texas-Austin, Fac. Grad. School, Thesis Mast. Arts, 279 p. (inédita).
- Aguirre-Díaz, G., y McDowell, F. W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: Journ. Geophys. Res., v. 96, p. 13373–13388.
- Almanza-Vera, A. E., 1960, Depósitos de hierro en el Istmo de Tehuantepec: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Informe Técnico, 36 p. (inédito).
- Aranda-Gómez, J. J.; Aranda-Gómez, J. M.; y Nieto-Samaniego, Á. F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Meseta Central: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 33–46.
- Aranda-Gómez, J. J.; Luhr, J. F.; y Pier, P. G., 1993, Geología de los volcanes portadores de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, pt. 1, p. 1–26.
- Arceo y Cabrilla, F. A., 1982, Estudio geológico-minero de los yacimientos Playa Tienda, Municipio de Matías Romero, Oaxaca: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Esc. Sup. Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 79 p. (inédita)
- Aubouin, J.; Von Huene, R.; Azema, J.; Blackinton, G.; Carter, J. A.; Coulbourn, W. T.; Cowan, D. S.; Curiale, J. A.; Dengo, C. A.; Faas, R. W.; Harrison, W.; Hesse, R.; Hussong, D. M.; Laad, J. W.; Shiki, T.; Thomson, P.R.; y Westberg, J., 1981, A Summary of Deep Sea Drilling Project Leg 67. Ship Board results from the Mid-America Trench transect of Guatemala: Congr. Geol. Internal., 26a. Session, París, 1980, Coll. C3, Oceanol., Acta 4, p. 225–232.
- Badgley, P. C., 1965, Structural and tectonic principles: Nueva York, Harper y Row, Publs., 521 p.
- Baker, C. L., 1930, Geological cross section of Isthmus of Tehuantepec: Pan American Geologist, v. 53, p. 161–174.
- Barrera, Tomás, 1946, Guía geológica de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publ. no ser., 101 p.
- Barroso, A., 1877, Memoria sobre la geología del Istmo de Tehuantepec: Anales del Ministerio de Fomento, tomo 3, p. 245–330, carta geol. esc. 1:500,000.
- Bates, R. L., y Jackson, J. A., compils. y edits., 1980, Glossary of Geology: Falls Church, Virg., USA, American Geol. Inst., 751 p.
- 1984, Dictionary of geological terms: Nueva York, Anchor y Doubleday Co., 571 p. (preparared under the direction of the American Geol. Inst.).
- Billings, M. P., 1954, Structural Geology: Englewood Cliffs, N. Jersey, USA, 514 p.
- Böse, Emil, 1905, Algunos datos sobre la geología del Istmo de Tehuantepec: Inst. Geológico de México (ahora Inst. de Geología, UNAM), Bol. 20, p. 22–25.
- 1906, Excursión a l'Isthme de Tehuantepec: Congr. Geol. Internal., Xe. Sess. Mexique, Guide des Excurs. XXXI, 40 p. (Incluye perfil geol. N-S, esc. horiz. 1:500,000 y esc. vert. 1:100,000).
- Brunet, J., 1967, Geologic studies, in Byers, D. S., edit., The Prehistory of the Tehuacán Valley, Volume One, Environment and Subsistence: Austin, Tex., University of Texas Press y R. S. Peabody Foundation, Andover, Mass., Chapt. 5, p. 66–90.
- Buitrón-Sánchez, B. E., y Barceló-Duarte, J., 1980, Nerineidos (Mollusca-Gastropoda) del Cretácico Inferior de la Región de San Juan Raya, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 4, p. 46–55.
- Burckhardt, C., 1930–1931, Étude synthétique sur le Mesozoic Mexicain: Soc. Paleont. Suisse, Mem. 49–50, 289 p.
- Burkart, B., 1985, Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and the effect on the volcanic arc: Geology, v. 13, p. 22–26.
- Burkart, B.; Deatan, B. C.; Dengo, C.; y Moreno, G., 1987, Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico—Reaffirmation of Large Neogene displacement: Tectonics, v. 6, no. 4, p. 411–422.
- Burke, K.; Cooper, C.; Dewey, J. F.; Mann, P.; y Pindell, J. L., 1984, Caribbean tectonics and relative plate motions, in Bonini, W. E., Hargraves, R. B. y Shagam, R., edits., The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. America, Mem. 162 p. 31–63.
- Burt, D. M., y Sheridan, M. F., 1987, Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flows and domes, in Fink, J. H., edit., The emplacement of silicic domes and lava flows: Geol. Soc. America Spec. Paper 212, p. 103–109.
- Calderón-García, Alejandro, 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla: Congr. Geol. Internal., XXa. Ses., México, D.F., Libroto-Guía Exc. A-11, p. 9–27.
- Carfantán, J. C., 1981 (1984), Evolución estructural del sureste de México, paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 207–216.
- 1986, Du Système Cordillerain nord-américain au Domaine Caraïbe—Étude géologique du Mexique Meridional: Université Savoie, Travaux Dept. Scien. Terre Núm. 7, vol. I, 1–297 p., vol. II, Láms. i–xxii.
- Cas, R. A. F., y Wright, J. V., 1988, Volcanic successions—Modern and Ancient: London, Unwin Hyman, xviii + 528 p.
- Chapin, C. E., y Elston, W. E., edits., 1979, Ash-flow tuffs: Geol. Soc. America Spec. Paper 180, 211 p.
- Christiansen, R. L., 1979, Cooling units and composite sheets in relation to caldera structure, in Chapin, C. E., y Elston, W. F., edits., Ash-flow tuffs: Geol. Soc. America Spec. Paper 180, p. 29–42.
- Christiansen, R. L., y Lipman, P. W., 1966, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada: Geol. Soc. America Bull., v. 77, p. 671–684.
- Comité de la Carta Geológica de México, 1960, Carta Geológica de la República Mexicana, esc. 1:2'000,000, 2a. Edic.: Com. Carta Geol. México, distribuida por Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología.
- 1968, Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000, 3a. Ed. México: Idem.
- 1976, Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000, 4a. Ed.: Idem.
- Contreras-Velázquez, H., 1956, Reseña de la Geología del Sureste de México: Congr. Geol. Internal., XX Ses., México, Excursión C-7, p. 39–122.
- Cook, E. F., 1961, Geologic Atlas of Utah, Washington County: Utah Geol. and Miner. Surv., Bull. 70, 124 p.

- Cserna, Zoltan de, 1989, An outline of the Geology of Mexico, in Bally, A. W. y Palmer, A. R., eds., The Geology of North America; Vol. A, The Geology of North America—An Overview: Boulder, Colo., USA, Geol. Soc. America, Chap. 9, p. 233–264.
- 1992, Tectónica, mapa esc. 1:4'000,000: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geografía, Atlas Nacional de México, Hoja IV.2.1.
- Damon, P. E.; Shafiqullah, M., y Clark, K. F., 1981 (1984), Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Revista, v. 5, p. 223–238.
- Delgado-Argote, L. A., y Carballido-Sánchez, E. A., 1990, Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre Macuspana, Tabasco y Puerto Ángel, Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 21–32.
- Delgado-Argote, L.; López-Martínez, M.; York, D.; y Hall, C. M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of Southern Mexico: Canadian Journ. Earth Sci., v. 29, p. 1590–1604.
- Dialog, 1988, File 89-Georef 1785–1988 (Geological bibliography of Oaxaca and adjacent regions): Dialog Information Services Inc. & American Geological Institute, 39 print out p.(inédito).
- Donnelly, T.W.; Horne, G.S.; Finch, R.C.; y López-Ramos, Ernesto, 1990a, Northern Central America—The Maya and Chortis blocks, in Dengo, Gabriel & Case, J.E., eds., Decade of North American Geology, Volume H: The Caribbean Region: Geological Society of America, p.37–76.
- Elston, W. E., 1984, Mid-Tertiary ash flow tuff cauldrons, Southwestern New Mexico: Journ. Geophys. Res., v. 9, p. 8733–8750.
- Ewing, T. E., y López, R. F., 1991, Principal structural features, Gulf of Mexico Basin, in Salvador, A., edit., The Geology of North America Vol. J, The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colo., USA, Geol. Soc. America, Plate 2, map scale 1:2'500,000.
- Fabregat, F. J., 1964, Bibliografía geológico-minera de México: Consejo de Recursos Minerales no Renovables (México) (ahora Consejo de Recursos Minerales), Publ. 11-E., p. xxiv + 5 s/n, 4-1 a 4-8, 9-1 a 9-13, 14-1, 15-1 a 15-5, 16-1 a 16-5, 21-1, 22-1 a 22-2, 23-1 a 23-5, 25-1 a 25-37, 26-1 a 26-3, 27-1 a 27-32, 36-1 a 36-107.
- Felix, J., y Lenk, H., 1890–1899, Beiträge zur Geologie und Palaontologie der Republik Mexiko: Lepzing, A. F. von Verlag & Stuttgart, E. Schwizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nagele). Theil I, p. 1–114; Theil II, p. 1–252 + i–iv; Theil III, p. (1)–(78).
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca; Parte I, Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 97, 160-p.
- 1990A, Biostratigraphy of the Mexican continental Miocene; Part I, Introduction and the northwestern and central faunas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana Núm. 56, p. 10–53.
- 1990B, Biostratigraphy of the Mexican continental Miocene; Part II, The southeastern (Oaxacan) faunas: *Idem*, p. 7–53.
- 1990C, Biostratigraphy of the Mexican continental Miocene; Part III, The southeasternmost (Chiapanan) fauna and concluding remarks on the discussed vertebrate record: *Idem*, p. 113–149.
- 1990D, Informe Técnico Final del Proyecto CONACYT 50992 “Contribución a la diferenciación estratigráfica del Terciario Continental de México: Estudios geológico-paleontológico-geocronométrico-magnetoestratigráficos en los estados de Aguascalientes, Guanajuato, Oaxaca y Chiapas; Parte I, Introducción General: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología y Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, p. v + 1–17 (inédito).
- 1990E, *Idem*, Parte II, Geología cenozoica del Área Tecomavaca-Cuicatlán, Estado de Oaxaca: *Idem*, p. viii + 18–93, 6 Figs. 2 Láms. (Mapa y Secciones Estructurales, esc. 1:50,000) (inédito).
- 1990F, *Idem*, Parte III, Geología Cenozoica del Área Suchilquitongo, Estado de Oaxaca: *Idem*, p. vi + 94–141, 6 Figs. y 2 Láms. (*Idem*) (inédito).
- 1990G, *Idem*, Parte IV, Geología Cenozoica del Área Tlacolula-Mitla-Matatlán, Estado de Oaxaca: *Idem*, p. vi + 142–190, 6 Figs. y 2 Láms. (*Idem*) (inédito).
- 1990H, *Idem*, Parte V, Geología Cenozoica del Área Nejapa, Estado de Oaxaca: *Idem*, p. vi + 191–248, 6 Figs. y 2 Láms. (*Idem*) (inédito).
- 1990I, *Idem*, Parte VI, Geología Cenozoica del Área Laollaga-Lachivizá, Estado de Oaxaca: *Idem*, p. vii + 249–319, 6 Figs. y 2 Láms. (*Idem*) (inédito).
- 1990J, *Idem*, Parte VII, Geología Cenozoica del Área Ixtapa-Soyaló, Estado de Chiapas: *Idem*, p. vii + 319–462, 6 Figs. y 2 Láms. (*Idem*) (inédito).
- 1992, Contribución al conocimiento del Cenozoico en el Sureste de México y de su relevancia en el entendimiento de la evolución tectónica regional: VII Congr. Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, Actas Ses. Cient., Simposios, Tomo 4, p. 40–44.
- 1993, Geology of Mexico—A synopsis, in Ramamoorthy, T. P.; Bye, R. A.; Loct. A. y Fa, J., Edits., Biological Diversity of Mexico—Origins and distribution: Nueva York, Oxford University Press, Chapt. 1, p. 3–107.
- 1996, Contribución al conocimiento geológico de Chiapas—el área Ixtapa-Soyaló: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 109, 130 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I.; McDowell, F. W.; Martínez-Hernández, Enrique; Barrios-Rivera, H.; y García-Villegas, F., 1988, Time constraints on formation of continental Tertiary basins in the Oaxaca State: Geol. Soc. America Abstracts with Programs, Centennial Celebration Meeting, p. A59.
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, y McDowell, F. W., 1991, The Cenozoic sequence of selected areas in Southeastern Mexico—Its Bearing in understanding regional basin development there: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Convención sobre la Evolución Geológica de México, Mem., p. 45–50.
- Fink, J. H., Edit., 1987, The emplacement of silicic domes and flows: Geol. Soc. America Spec. Paper 212, 145 p.
- Fink, J. H., y Manley, C. R., 1987, Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolitic, flows and domes, in Fink, J. H., Edit., The emplacement of silicic domes and lava flows: Geol. Soc. America Spec. Paper 212, p. 77–88.
- Fisher, R. V., y Schmincke, H. U., 1984, Pyroclastic rocks: Berlín y Nueva York, Springer-Verlag, 472 p.
- Fisher, R. V., y Smith, G. A., Edits., 1991A, Sedimentation in volcanic settings: Soc. Econ. Paleont. & Miner., Spec. 45, 257 p.
- 1991B, Volcanism, tectonics and sedimentation, in Fisher, R. V. & Smith, G. A., Edits., Sedimentation in volcanic settings, Soc. Econ. Paleont. & Miner., Spec. Publ. 45, p. 1–5.
- Folk, R. L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin, Tex., USA, Hemphill's, 170 p.
- Franco-Pineda, Enrique, 1983, Estudio geológico de las calizas que afloran en Paso de Buques, Mpio. de Matías Romero, Oaxaca: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 62 p. (inédita).
- Freudenberg, W., 1921, Geologie von Mexiko: Berlín, Verlag von Gebruder Borntrager, viii + 232 p.
- Fries, C., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 60, 236 p.
- Frost, S. H., y Langenheim, R. L., Jr., 1974, Cenozoic reef biofacies, Tertiary larger foraminifera and scleractinian corals from Chiapas, Mexico: Dekalb, Illinois University Press, 388 p.
- García-Tijerina, N., 1950, Sección geológica a lo largo del Ferrocarril de Tehuantepec, entre Jesús Carranza, Ver. y Salina Cruz, Oax.: México, D. F., Primera Convención Técnica Petrolera Mexicana—Exploración, Explotación, Refinación, Transporte, p. 245–248.
- Garfías, V., y Chapin, T., 1944, Geología de México: México, D. F., Editorial Jus, 202 p.
- Gibson, J.B., 1950, Rasgos tectónicos salientes del Istmo de Tehuantepec: México, D.F., Primera Convención Técnica Petrolera Mexicana—Exploración, Explotación, Refinación, Transporte, p. 239–244.

- Goddard, E. N.; Frask, P. D.; DeFord, R. K.; Roye, O. N.; Singewald, J. T., Jr.; y Overbeck, R. M., 1963, Rock Color Chart: Geological Society of America.
- González-Alvarado, J., 1969, Geología del área Matías Romero, Oax.: Petróleos Mexicanos, Supintend. General Explor. Geol., Zona Sur, Informe Geol. Núm. 533, 78 p. (inédito).
- González-Reyna, Jenaro, 1962, Reseña geológico-minera general del Edo. de Oaxaca: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Publicación (Extraserie) 7-E, 509 p.
- Guzmán, E. J. y de Cserna, Zoltan, 1963, Tectonic history of Mexico, in Childs, O. E., y Beebe, W.B., Edits., Backbone of the Americas—Tectonic history from Pole to Pole: American Assoc. Petrol. Geol., Mem. 2, p. 113–129.
- Guzmán-Speziale, Marco, 1985, The triple junction of the North American, Cocos and Caribbean Plates—Seismicity and Tectonics: University Texas-Austin, Fac. Grad. School, Tesis de Maestría, 66 p. (inédita)
- Guzmán-Speziale, Marco; Pennington, W.D.; y Matumoto, T., 1989, The Triple Junction of North American, Cocos, and Caribbean Plates—Seismicity and Tectonics: Tectonics, v. 8 p. 981–997.
- Hall, A., 1991, Igneous Petrology: Essex, Engl., y Nueva York, Longman Scientific & Technical & J. Wiley & Sons, Inc., 3rd. Impress., 573 p.
- Havskov, J.; Singh., S.K.; y Novelo, D., 1982, Geometry of the Benioff Zone in the Tehuantepec Area in Southern Mexico: Geofísica Internal. (Mexico), v. 21, p. 325–330.
- Heiken, G., y Wohletz, K., 1991, Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions, in Fisher, R. V. & Smith, G. A., Edits., Sedimentation in volcanic settings: Soc. Econ. Paleont. & Mineral., Spec. Publ. Núm. 45, p. 19–26.
- Hernández-Sánchez Mejorada, Santiago, Compil., 1956, Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000,000: Congr. Geol. Internal., XXa Ses., México, D. F., Publ. Especial.
- Howell, D. G.; Jones, D. L.; y Shermer, E. R., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region, in Howell, G. G., Edit., Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Num. 1, p. 3–30.
- Huspeni, J. R.; Kesler, S. E.; Ruiz, J.; Tuta, Z.; Sutter, J. F.; y Jones, L. M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in Northern Mexico: Economic Geology, v. 79, p. 87–105.
- Ibarra-Linares, Roberto, 1964, Estudio geológico de superficie en la porción suroccidental del Río Tequistlán, Istmo de Tehuantepec, Oaxaca, México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 48 p. (inédita).
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1981A (Entonces DEGETENAL, Dirección de Estudios del Territorio Nacional). Hoja Mérida, Carta Geológica esc. 1:1 000 000: México, D. F., DEGETENAL, Secret. Progr. y Presup. (Desde 1992, Subsecr. del Ramo, en la Secr. de Hacienda y Créd. Públ.).
- 1981B, *Idem*. Hoja Villahermosa, Carta Geológica esc. 1:1'000,000: *Idem*.
- 1984, Hoja Juchitán E15-10 D15-1, Carta Geológica esc. 1:250'000, con texto al reverso: México, D. F., Inst. Nacional Estad. Geogr. Inform., Secr. Progr. Presup. (Desde 1992, Subsecr. del Ramo, en la Secr. de Hacienda y Créd. Públ.).
- 1988A, Hoja Santiago Lachiguiri E15-C62, Carta Topográfica esc. 1:50,000: *Idem*.
- 1988B, Hoja Ciudad Ixtepec E15-C13, Carta Topográfica esc. 1:50,000: *Idem*.
- INEGI e IGG, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática e Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 1970, Carta Climática de la República Mexicana, Esc. 1:2'000,000: México, D. F., Inst. Nacional Estad. Geogr. Informt., Secr. Progr. Presup. (desde 1992 Subsecr. del Ramo en la Secr. Hda. y Créd. Públ.), e Inst. Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ingersoll, R. V., 1982, Triple-junction instability as cause for Late Cenozoic extension and fragmentation of Western United States: Geology, v. 10, p. 621–624.
- Johnsson, M. J., 1993, The system controlling the composition of clastic sediments, in Johnsson, M. J., y Basu, A., edits., Processes controlling of clastic sediments: Geol. Soc. America Spec. Paper 284, p. 1–19.
- JuveraGaxiola, V. M.; Liceaga, Carlos; y Gómez, E., 1960, Estudio geológico preliminar en los yacimientos de fierro de Lachitova, El Ciruelo, La Ventosa, Nizaduga, Niltepec, El Mármol, Cerro Peñuela y Pozo Toribio, en el Estado de Oaxaca: México, D. F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables (actual Consejo de Recursos Minerales), Informe Técnico, 48 p. (inédito).
- Kim, J.J.; Matumoto, T.; y Latham, G.V., 1982, A crustal section of northern Central America as inferred from wide-angle reflections from shallow earth-quakes: Seism. Soc. America, Bull., v. 72, p. 925–940.
- Labarthe-Hernández, G.; Tristán-González, M.; y Aranda-Gómez, J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85, 208 p.
- Labarthe-Hernández, G., y Tristán-González, M., 1983, Relaciones estratigráficas y estructura del Cenozoico volcánico en la parte central del Estado de San Luis Potosí: Asoc. Ingen. Min. Metal. Geol. México, XV Conv. Nacional, Guadalajara, Jal., Mem., p. 421–456.
- 1988, El Domo La Negra y su ambiente tectónico en el Edo. de Chihuahua: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, III Simposio de geología regional de México, Progr. y Res., p. 51–52.
- Lara-G., S. A., 1985, Estudio geológico regional de la parte SE del Istmo de Tehuantepec, Oax.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional, 73 p. (inédita).
- Lee-Moreno, J. L., y Priego de Witt, M., 1970, Reconocimiento geológico general del área Chimalapa, en el Istmo de Tehuantepec, Oax.: Cons. Rec. Nat. No Renov. (ahora Consejo de Recursos Minerales), Publ. No Ser., p. 15–33.
- López-Ramos, Ernesto, Compil., 1967, Geología Regional del SE de México, Guatemala, Belice y Norte de Honduras: Petróleos Mexicanos, Supintend. Geol. Superficial, Zona Centro, mapa esc. 1:1'000,000 que acompaña al Informe Geológico Núm. 88 (inédito).
- 1974, Carta Geológica del Estado de Oaxaca, 2a. Edic., esc. 1:500,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geología, Ser. Cartas Geol. Estatales. (Publicación de circulación restringida, en copia heliográfica).
- 1981, Geología de México, Tomo III; México, D. F., publicado por el autor, 445 p.
- López-Vega, J., 1963, Geología del Área de Simojovel, Chiapas: Petróleos Mexicanos, Superintend. Gral. Distr. Explor. Petrol., Zona Sur, Informe Geol. Núm. 489, 74 p. (inédito).
- Mapes-Vázquez, Eduardo, y Echegoyen-Sánchez, José, 1955, Inspección de algunos depósitos de hierro en el Estado de Oaxaca: México, D. F., Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales (transformado luego en Cons. Rec. Natur. no Renov.), Informe Técnico, 40 p. (inédito).
- Mattson, P. H., 1984, Caribbean structural breaks and plate movements, in Bonini, W. E., Hargraves, R. B., y Shagam, R., edits., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geol. Soc. America Memoir 162, p. 131–152.
- McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of Western Mexico, in Chapin, C. E., y Elston, W. E., edits., Ash flow tuffs: Geol. Soc. America Spec. Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F. W., y Keizer, R. P., 1977, Timing of Mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 88, p. 1479–1487.
- Meave, E., y Porraz, R., 1950, Depósitos de hierro del Istmo de Tehuantepec: México, D.F., Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales (transformado luego en Cons. Rec. Natur. no Renov.), Informe Técnico, 32 p. (inédito).
- Meneses-Rocha, J. J., 1985, Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mexico: University Texas-Austin, Tesis de Maestro, 315 p., 16 charts & 3 pls. (inédito).

- 1992, La Fosa de Ixtapa de Chiapas, México—Un nuevo modelo de cuenca asociada a fallas de transcurrencia: Sociedad Geológica Mexicana, XI Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes, p. 121–122.
- Moorehouse, W., 1959, The study of rocks in thin sections: Nueva York, Harper & Row Publ., 514 p.
- Morán-Zenteno, D. J., 1985, Geología de la República Mexicana, 2a. Edic.: México, D. F., Secr. Progr. y Presup., Inst. Nacional Estad. Geogr. e Inform., INEGI y Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 88 p.
- Muehlberger, W., y Ritchie, A.W., 1975, Caribbean American plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography: *Geology*, v. 3, p. 232–235.
- NACSN, North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, North American Stratigraphic Code: American Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 67, no. 5, p. 841–875, 11 Figs., 2 Tbs.
- Newhall, C. G., y Melson, W. G., 1983, Explosive activity associated to the growth of volcanic domes, in Sheridan, M. F. y Barberi, F., Edits., Explosive volcanism: Amsterdam y Nueva York, Elsevier Sci. Publs., p. 111–131.
- Ojeda-Rivera, J.; Osoria-Hernández, A.; y Altamirano-Ramírez, F. J., 1965, Geología regional, in Ojeda-Rivera, J.; Osoria-Hernández, A.; Altamirano-Ramírez, F. J. (Geología Regional); Beutelspacher-Sandoval, R. (Geofísica); Serna-Vigueras, R.; Mapes-Vázquez, E. Juvera, V. M. (Yacimientos Ferríferos), Depto. Estud. Econ. y Asunt. Admin. (Aspecto Económico y Social). Geología Regional y Yacimientos Minerales de la Porción Meridional del Istmo de Tehuantepec: México, D. F., Proyecto de Exploración de Minerales Metálicos, Fondo Especial de las Naciones Unidas-Secret. Patrim. Nacional - Consejo de Recursos Naturales no Renovables (CRNNR, ahora CRM, Consejo de Recursos Minerales), Informe Inédito, p. a-j + 1–216.
- Olivas, M., 1956, Geología a lo largo de la Carretera Cristóbal Colón, entre Tuxtla Gutiérrez, Chis., y Oaxaca.: Congr. Geol. Internal., XXa. Ses., México, Excurs. C15-B, 53 p.
- Ordóñez, Ezequiel, 1900, Las rhyolites de México (primera parte): Inst. Geológico de México (ahora Inst. Geología, Universidad Nacional Autónoma de México), Bol. 14, 78 p.
- 1901, Las rhyolites de México (segunda parte): *Idem*, Bol. 15, 76 p.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L. M.; Roldán-Quintana, J.; Sánchez-Rubio, Gerardo; y de la Fuente, Mauricio, 1990, Acapulco Trench to Gulf of Mexico: Geol. Soc. America, Ocean-Continent Transect H-3. The Decade of North American Geology Project, Mapa geol. y perfiles geofis. esc. 1:500,000.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L. M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J. J.; Morán-Zenteno, D.J.; Alaniz-Álvarez, S. A.; y Nieto-Samaniego, Á. F., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, esc. 1:2'000,000, 5a. Edic. y Texto Explicativo: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 74 p.
- Ortuño-Arzate, S., y Ruiz-Violante, A., 1985, Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el Prospecto La Zacatera, Oaxaca: Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-3004, 101 p. (inédito).
- Padilla y Sánchez, R. J., y Aceves-Quesada, J. F., 1992, Geología, mapa esc. 1:4'000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, Hoja IV.1.1.
- Palmer, R. H., 1928, Geology of Southern Oaxaca, Mexico: *Journ. Geology*, v. 36, p. 718–734.
- Pedrazzini, C.; Olguín, N.; y Moreno R., 1982, Evaluación Geológico-Geoquímica de la parte Noroccidental del Golfo de Tehuantepec: Instituto Mexicano del Petróleo, Revista, vol. XIV, p. 6–26.
- Patiño-Ramírez, J., 1959, Levantamiento geológico del suroeste de Jesús Carranza, Municipio de Hidalgotitlán, Ver.: Coatzacoalcos, Petróleos Mexicanos, Supintend. Gener. Explor. Zona Sur, Informe Geol. Núm. 450, 70 p. (inédito).
- Pérez-Ibargüengoitia, J. M.; Hokuto-Castillo, Alfonso; y de Cserna, Zoltan, 1965, Reconocimiento geológico del Área Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana Núm. 21, Parte 1, p. 1–22.
- Pindell, J. L.; Cande, S. C.; Pittman III, W. C.; Rowley, D. B., Dewey, J. F.; Labeesque, J.; y Haxby, W., 1988, A plate kinematic framework for models of Caribbean Evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121–138.
- Porraz, R., y Nava, J., 1959, Reconocimiento preliminar de algunos depósitos de hierro en el Istmo de Tehuantepec, Oaxaca: México, D. F., Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales (transformado luego en Consejo de Recursos Naturales no Renovables), Informe Técnico, 29 p. (inédito).
- Priego de Witt, M.A., 1963, Reconocimiento geológico general del área Río Espíritu Santo-San Miguel Chimalapa, Oax.: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 56 p. (inédita).
- Quezada-Muñetón, J. M., 1975, Informe Geológico 590A, Informe Final del Proyecto Cintalapa-La Ventosa: Coatzacoalcos, Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Exploración Zona Sur, 159 p. (inédito).
- 1984, El Grupo Zacatera del Jurásico Medio-Cretácico Inferior de la Depresión Istmica, 20 km al norte de Matías Romero, Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, VII Convención Geológica Nacional, Memoria, p. 40–59.
- 1987 (1990), El Cretácico Medio-Superior, y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: *Asoc. Mexicana Geol. Petrol.*, Bol., v. 39, p. 3–98.
- 1992, El Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el borde oriental del Batolito de la Mixtequita en el Noreste del Estado de Oaxaca: *Idem*, v. 42, p. 24–33.
- Quezada-Muñetón, J. M., y Meneses-Rocha, J. J., 1978, Informe geológico 722, Informe Final del Prospecto Jesús Carranza: Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Exploración, Zona Sur, Coatzacoalcos, 110 p. (inédito).
- Richards, H. F., 1963, Stratigraphy of Early Mesozoic sediments in southeastern Mexico and western Guatemala: *American Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 47, p. 1861–1870.
- Romero-Rojas, S.A., 1980, Estudio geológico-minero en el Lote Fortuna, Municipio de Santiago Lachiguiri, Tehuantepec, México: México, D. F., Consejo de Recursos Minerales, publ. no ser., p. 7–13.
- Ross, C. S., y Smith, R. L., 1961, Ash-flow tuffs—Their origin, geologic relations and identification: *United States Geological Survey Prof. Paper* 366, 81 p.
- Ross, M. I., y Scotese, C. R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139–168.
- Salas, G. P., y López-Ramos, Ernesto, 1951, Geología y tectónica de la Región de Macuspana, Tabasco y Norte de Chiapas: *Asoc. Mexicana Geol. Petrol.*, Bol., v. 8, p. 3–56.
- Salvador, Amos, edit., 1991A, The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colo., USA, Geological Society of America, The Decade of North American Geology Project Series, Vol. J., The Geology of North America, 567 p. y 6 Láminas en caja aparte.
- 1991B, Structure at the base and subcrop below Mesozoic marine section, Gulf of Mexico Basin, in Salvador, Amos, Edit., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colo., USA, Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. J., Plate 3, mapa escala 1:2'500,000.
- 1991C, Cross sections of the Gulf of Mexico Basin: *In Idem*, Plate 6, *Idem*.
- Salvador, Amos, y Nehring, R., 1991, Natural resources, Gulf of Mexico Basin, in Salvador, Amos, edit., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colo., USA, Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. J, Plate 4, mapa escala 1:2'500,000.
- Salvador, Amos, y Quezada-Muñetón, J. M., 1991, Stratigraphic correlation chart, Gulf of Mexico Basin: *In Idem*, Plate 5.
- Sánchez-Barreda, L. A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southeastern Mexico: University Texas-Austin, Phil. Doctor's Dissertation, 191 p. (inédito).

- Sánchez-Montes de Oca, Rafael, 1969, Estratigrafía y paleogeografía del Mesozoico de Chiapas: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Seminario sobre Exploración Petrolera, Mesa Redonda Núm. 5, p. 1–31. (Publicación de circulación restringida).
- Coordinador, 1978, Libro-Guía de la IX Excursión geológica de la Zona Sur, PEMEX: Petróleos Mexicanos, Superintend. Gral. Distr. Explor. Petrol. Zona Sur, 58 p., 3 mapas esc. 1:2'000,000 y 2 sec. estruct. esquem. (inédito).
- Sapper, K. T., 1899, Über Gebirgsbau und Boden des nördlichen Mittelamerika: Gotha. Ergänzungsheft Num. 127, zu A. Petermanns. Mitteilungen, Justus Perthes, 199 p.
- Sapper, K.T., y Tenne, C. A., 1884, Beitrag zur geologie von Oaxaca: Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Band LXIV, p. 272–284.
- Schuchert, C., 1935, Historical geology of the Antillean-Caribbean Region: Nueva York, John Wiley & Sons Co., 811 p.
- Scotese, C. R.; Gahagan, L. M.; y Larson, R. L., 1988, Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins: Tectono-physics, v. 155, p. 27–48.
- Sedlock, R. L.; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geol. Soc. America Spec. Paper 278, 153 p.
- Sheridan, M. F., 1979, Emplacement of pyroclastic flows—A review, in Chapin, C. E. & Elston, W. E., Edits., Ash-flow tuffs. Geol. Soc. America Spec. Paper 180, p. 125–136.
- Sheridan, M. F., y F. Barberi, Edits., 1983, Explosive volcanism: Amsterdam y Nueva York, Elsevier Sci. Publ., 481 p.
- Sheridan, M. F.; Frazzetta, G.; y La Volpe, L., 1987, Eruptive histories of Lipari and Vulcano, Italy, during the past 22,000 years, in Fink, J. H., edit., The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows: Geol. Soc. America Spec. Paper 212, p. 29–34.
- Smith, G. A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process: Geol. Soc. America Bull., v. 97, p. 1–10.
- 1991, Facies sequences and geometries in continental volcanic sequences, in Fisher, R. V. y Smith, G. A., Edits., Sedimentation in volcanic settings: Soc. Econ. Paleont. & Mineral., Spec. Publ. 45, p. 109–121.
- Smith, R. L., 1960, Ash flows: Geol. Soc. America Bull., v. 71, p. 795–842.
- Sparks, R. S. J., 1976, Grain size variation in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows: Sedimentology, v. 23, p. 147–188.
- Sparks, R. S. J., y Wright, J. V., 1979, Welded air-fall tuff, in Chapin, C. E. & Elston, W. E., Edits., Ash-flow tuffs. Geol. Soc. America, Spec. Paper 180, p. 155–166.
- Stirton, R. A., 1954, Late Miocene mammals from Oaxaca, Mexico: American Journ. Sci., Ser. 4, v. 252, p. 634–638.
- Streckeisen, A., 1965, Die Klassifikation der Eruptivegesteine: Geol. Rundschau, v. 55, p. 478–491.
- Suppe, J., 1985, Principles of Structural Geology: Englewood Cliffs, N. Jers., USA., Prentice-Hall, Inc., 308 p.
- Swanson, E. R., y McDowell, F. W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field, Western Mexico: Journ. Geophys. Res., v. 89, p. 8787–8799.
- Tedford, R. H.; Skinner, M. F.; Fields, R. W.; Rensberger, J. M.; Whistler, D. P.; Galusha, T.; Taylor, B. E.; McDonald, J. R.; y Webb, S. D., 1988, Faunal succession and biochronology of the Arikarean through Hemphillian intervals (Late Oligocene through earliest Pliocene Epochs) in North America, in Woodburne, M. A., Edit., Cenozoic mammals of North America—Geochronology and Biostratigraphy: Berkeley, The University California Press, Chapt. 6, p. 153–310.
- Tristán-González, Margarito, 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico Núm. 107, 91 p.
- Urrutia-Fucugauchi, Jaime; Morán-Zenteno, D. J.; y Cabral-Cano, Enrique, 1987, Paleomagnetism and tectonics of Mexico: Geofísica Internal. (México), v. 23, núm. 6, p. 429–458.
- Vélez-Scholvin, D., 1990, Modelo transcurriente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: Asoc. Mexicana Geol. Petrol., v. 40, núm. 2, p. 1–35.
- Verwiebe, W. A., 1925, Geology of Southern Mexico oil fields: Panamerican Geologist, v. 44, p. 121–138.
- Waitz, Paul, 1926, Erupciones riolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: Memorias de la Soc. Cient. “Antonio Alzate”, Tomo 46, p. 201–212.
- Walker, G. P. L., 1983, Ignimbrite types and ignimbrite problems, in Sheridan, M. F. & Barberi F., Edits., Explosive Volcanism: Amsterdam & Nueva York, Elsevier Sci. Publ., p. 31–63.
- Webber, B. N., y Ojeda-Rivera, J., 1957, Investigaciones sobre las lateritas fósiles en las Regiones Sureste de Oaxaca y Sur de Chiapas: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México) (ahora Consejo de Recursos Minerales, dependiente de la Secret. Minas e Indust. Paraest.), Bol. 37, 72 p.
- Wilson, J. A., y Clabaugh, S. E., 1970, A new Miocene formation and description of volcanic rocks in northern Valley of Oaxaca, State of Oaxaca: Soc. Geol. Mexicana, Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 120–128.
- Williams, H., 1932, The history and character of volcanic domes: University California (Berkeley) Publs., Dept. Geol. Sci., Bull., v. 21, p. 51–146.
- Williams, H.; Turner, F. J.; y Gilbert, C. M., 1979, Petrografía: México, D. F., Cía. Edit. Continental, 2a. Impr., 1a. Edic. Español, 430 p.
- Woodcock, S. F., 1976, Crustal structure of the Tehuantepec Ridge and adjacent Southeastern Mexico and Western Guatemala: Oregon State University, Master of Sci. Thesis, 76 p. (inédito).
- Wright, J. V., 1981, The Rio Caliente Ignimbrite—Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major Late Quaternary Mexican eruption: Bull. Volcanol., v. 44, p. 189–212.
- Wright, J. V., y Walker, G. P. L., 1981, Eruption, transport and deposition of Ignimbrite—A case study from Mexico: Journ. Volcanol. Geoth. Res., v. 8, p. 315–336.

APÉNDICE

(A) CLASIFICACIÓN TEXTURAL UTILIZADA EN LA DESCRIPCIÓN DE LAS PIROCLASTITAS: SISTEMA COOK-FERRUSQUÍA

Uno de los atributos texturales de mayor importancia en este tipo de rocas, es el tamaño y la clase de los clastos que la integran, a causa de la estrecha relación que guardan con los procesos volcánicos que los generan y emplazan. Por ello sorprende el reducido interés que sobre el particular existe, manifestado en el escaso número de trabajos que específicamente lo tratan (*cf.*, entre otros, Cook, 1961; Sparks, 1976; y Smith, 1986). En la descripción del material piroclástico, el autor había utilizado originalmente la clasificación de Cook (1961, Figura 9), pero encontró que mediante ella, se agrupaban en una misma clase textural, a rocas que diferían bastante entre sí con respecto a las proporciones en que intervenían las distintas fracciones clásticas (cristales, esquirlas y litoclastos) que las integraban; por lo tanto, decidió modificar substancialmente tal clasificación, expandiéndola de 7 a 23 clases (Figura 10), mediante la aplicación de límites significativos adicionales. A este nuevo sistema se le designa Clasificación Textural de Piroclastitas Cook-Ferrusquía.

Descripción del Sistema Propuesto

En la Figura 10, se muestra gráficamente este sistema. A semejanza del de Cook (*op. cit.*), es básicamente de tipo ternario. Los vértices L, litoclastos (pumíticos y no pumíticos, *i. e.*, formados por hialovolcanitas), C, cristaloclastos y V, vitroclastos (excluyendo los pumicitoclastos), indican los componentes considerados. Los números señalan las proporciones porcentuales en que intervienen estos componentes (fracciones clásticas) en la integración de las distintas clases y megaclases. Queda sobreentendido, que como las rocas en realidad son mezclas continuas de tales componentes, su delimitación en campos o clases, es inherentemente arbitraria; empero, los límites escogidos permiten una subdivisión práctica. A continuación, se describen de manera breve a las distintas megaclases y clases que conforman al sistema.

Megaclase 1, Lítica: Está formada por las rocas constituidas por 50% o más de litoclastos. Incluye a las siguientes clases:

Clase 1A, Perlítica.- En esta clase están las rocas formadas por 75% o más de litoclastos.

Clase 1B, Lítico-Cristalífera.- En las rocas de esta clase, los litoclastos constituyen del 50% al 75% de la roca, del remanente (C + V), C, forma 1/2 o más del mismo. En esta expresi-

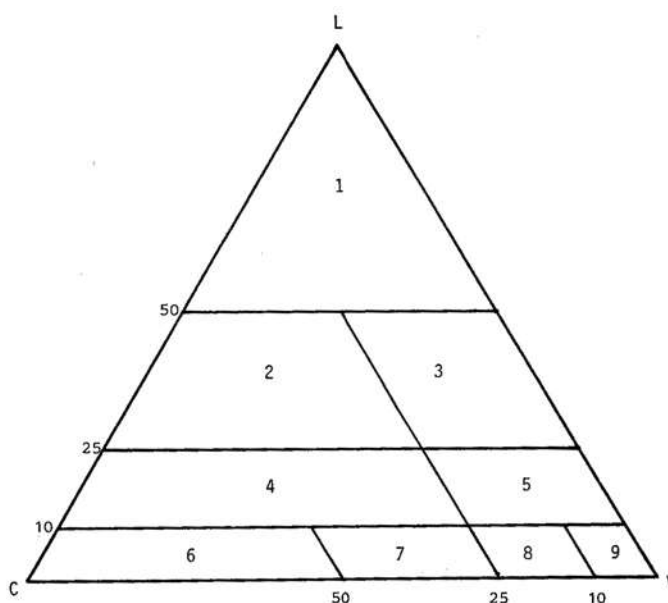


Figura 9. Clasificación textural de piroclastos según Cook (1961). L, Litoclastos (pumíticos y no pumíticos); C, cristaloclastos; y V, vitroclastos (excluidos los pumicitoclastos). Los números externos indican el porcentaje en que intervienen los piroclastos. Los números internos corresponden a las distintas clases: 1, Lítica; 2, Lítico-cristalina; 3, Lítico-vítrica; 4, Cristalolítica; 5, Vítrico-lítica; 6, Cristalina; 7, Cristalovítrica; 8, Vítrico-cristalina; 9, Vítrica.

ón, C, significa cristaloclastos (o sencillamente cristales) y V, vitroclastos.

Clase 1C, Lítica-Subcristalífera.- En ella los litoclastos forman del 50% al 75% de la roca, del remanente (C + V), C, forma 1/4 a 1/2 del mismo.

Clase 1D, Lítica-Subvítrifera.- En esta clase las rocas están formadas por un 50% a 75% de litoclastos, y del remanente (C + V), V, forma 1/4 a 1/2 del mismo.

Clase 1E, Lítica Vítrifera.- En ella se incluyen a rocas compuestas por un 50% a 75% de litoclastos, y del remanente (C + V), V, forma 1/2 o más del mismo.

Megaclase 2, Lítico-Cristalina: Esta formada por las rocas constituidas por un 25% a 50% de litoclastos, y del remanente (C + V), C, corresponde a 1/2 o más del mismo.

Clase 2A, Perlítico-Cristalina.- En esta clase los litoclastos forman del 25% al 50% de la roca, y del remanente (C + V), C, representa 9/10 o más.

Clase 2B, Mesolítico-Cristalina.- Las rocas de esta clase están formadas por un 25% a 50% de litoclastos, y del remanente (C + V), C, integra de 3/4 a 9/10.

Clase 2C, Sublítico-Cristalina.- En ella se incluyen rocas cuyos litoclastos componen del 25% al 50%, y del remanente (C + V), C, forma de 1/2 a 3/4.

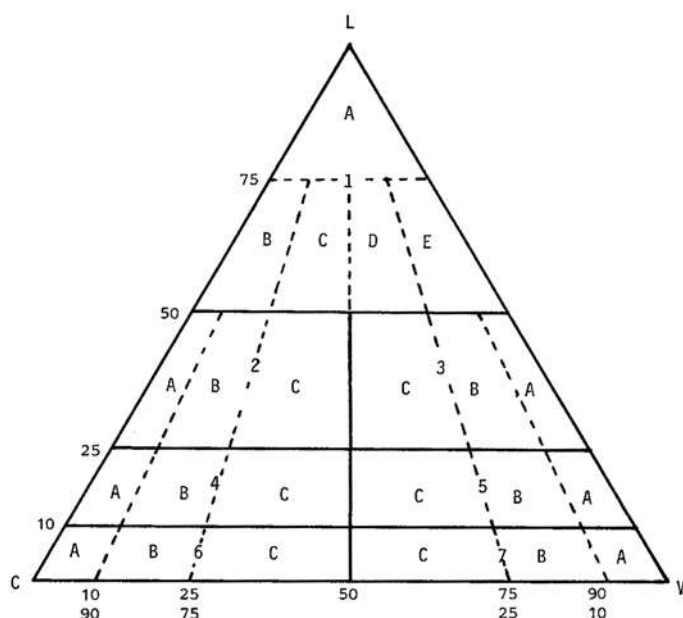


Figura 10. Clasificación textural de piroclastos Cook-Ferrusquía. L, litoclastos (pumicíticos y no pumicíticos); C, cristales; y V, vitroclastos (excluidos los pumicíticos). Los números exteriores corresponden a los porcentajes en que intervienen los distintos piroclastos. Los números interiores corresponden a las distintas megaclasses: 1, Lítica; 2, Lítico-cristalina; 3, Lítico-vítrica; 4, Clase cristalolítica; 5, Vítrico-lítica; 6, Cristalovítrica; y 7, Vítrico-cristalina. Estas megaclasses incluyen a las siguientes clases: 1A, Perlítica; 1B, Lítico-cristalífera; 1C, Lítico-subcristalífera; 1D, Lítico-subvitrífera; y 1E, Lítico-vitrífera. 2A, Perlítico-cristalina; 2B, Mesolítico-cristalina; y 2C, Sublítico-cristalina. 3A, Perlítico-vítrica; 3B, Mesolítico-vítrica; y 3C, Sublítico-vítrica. 4A, Percristalo-lítica; 4B, Mesocristalo-vítrica; y 4C, Subcristalo-lítica. 5A, Pervítrico-lítica; 5B, Mesovítrico-lítica; y 5C, Subvítrico-lítica. 6A, Percristalina; 6B, Mesocristalo-vítrica; y 6C, Subcristalo-vítrica. 7C, Pervítrico-cristalina. Para la caracterización de las distintas categorías, ver el texto.

Megaclase 3, Lítico-Vítrica: Está integrada por las rocas formadas por un 25% a 50% de litoclastos, y del remanente (C + V), V, constituye 1/2 o más del mismo.

Clase 3A, Perlítico-Vítrica.- En esta clase los litoclastos forman del 25% al 50% de la roca, y del remanente (C + V), V, representa 9/10 o más.

Clase 3B, Mesolítico-Vítrica.- Las rocas de esta clase están formadas por un 25% a 50% de litoclastos, del remanente (C + V), V, constituye 3/4 a 9/10 del mismo.

Clase 3C, Sublítico-Vítrica.- En ella están las rocas formadas por 25% a 50% de litoclastos, del remanente (C + V), V, integra de 1/2 a 3/4 del mismo.

Megaclase 4, Cristalolítica: Está formada por las rocas constituidas por un 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + V), C, constituye 1/2 o más.

Clase 4A, Percristalo-Lítica.- En esta clase los litoclastos forman del 10% al 25% de la roca, y del remanente (C + V), C, integra 9/10 o más de él.

Clase 4B, Mesocristalo-Lítica.- Las rocas de esta clase están constituidas por un 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + V), C, forma de 3/4 a 9/10 del mismo.

Clase 4C, Subcristalo-Lítica.- En ella las rocas consisten de 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + V), C, forma de 1/2 a 3/4 de él.

Megaclase 5, Vítrico-Lítica.- Está integrada por las rocas constituidas por un 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + V), V, forma 1/2 o más del mismo.

Clase 5A, Pervítrico-Lítica.- Las rocas de esta clase consisten de un 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + V), V, forma 9/10 o más.

Clase 5B, Mesovítrico-Lítica.- Esta clase incluye a las rocas compuestas por un 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + V), V, forma de 3/4 a 9/10 del mismo.

Clase 5C, Subvítrico-Lítica.- En ella las rocas consisten de 10% a 25% de litoclastos, y del remanente (C + B), V, forma de 1/2 a 3/4 de él.

Megaclase 6, Cristalovítrica: En ésta, los litoclastos no exceden el 10%, y del remanente (C + V), C, forma 1/2 o más.

Clase 6A, Percristalina.- Está integrada por las rocas formadas por menos del 10% de litoclastos, y del remanente (C + V), C, constituye 9/10 o más, esto es, es una roca constituida en su mayoría por la fracción cristalina.

Clase 6B, Mesocristalo-Vítrica.- Las rocas de esta clase consisten de 10% o menos de litoclastos, y del remanente (C + V), C, representa de 3/4 a 9/10 de él.

Clase 6C, Subcristalo-Vítrica.- Constituyen a esta clase las rocas cuyos litoclastos no exceden el 10%, y del remanente (C + V), C, forma de 1/2 a 3/4 del mismo.

Megaclase 7, Vítrico-Cristalina: Está integrada por las rocas cuyos litoclastos no exceden el 10%, y del remanente (C + V), V, forma 1/2 o más.

Clase 7A, Pervítrica.- Las rocas de esta clase consisten principalmente de vitroclastos, ya que los litoclastos no pasa de 10%, del remanente (C + V), V, forma 9/10 o más.

Clase 7B, Mesovítrico-Cristalina.- Las rocas de esta clase tienen litoclastos que no exceden el 10% y del remanente (C + V), V, forma de 3/4 a 9/10 del mismo.

Clase 7C, Subvítrico-Cristalina.- En ella las rocas consisten de litoclastos que no rebasen el 10%, y del remanente (C + V), V, forma 1/2 a 3/4 del mismo.

Consideraciones y Notas para la Aplicación del Sistema Cook-Ferrusquía

(1) El criterio primario de clasificación de la muestra es su porcentaje volumétrico de litoclastos, el segundo es la proporción de cristal- y vitroclastos; en la mitad izquierda del triángulo básico del sistema, se incluyen a las muestras en que los cristaloclastos son dominantes (*i. e.*, forman por lo menos la mitad del remanente C + V), en la mitad derecha se incluyen a las muestras en que los vitroclastos son dominantes.

(2) Para expresar las proporciones en que participan las distintas fracciones clásticas (lito-, cristal- y vitroclastos) se usaron de manera sistemática estos prefijos: Per, indicativo de abundancia; Meso, para denotar existencia media o moderada;

y Sub, para señalar escasez. En el caso de los nombres binomiales, el prefijo se aplicó al primer término, ya que éste corresponde a la designación de la fracción clástica dominante.

(3) En las tobas y lapillitobas de las Megaclases Lítica, Lítico-Cristalina y Lítico-Vítrica, dado que existen dos tipos de litoclastos (pumíticos y no pumíticos, *i. e.*, constituidos por hialovulcanitas), podría haber sido deseable incorporar en el nombre de las clases, términos que designaran esta condición. Sin embargo se prefirió no hacerlo, para no complicar innecesariamente la terminología, ya que esta condición podía expresarse también mediante adjetivos apropiados, tales como pumítica, no pumítica, mixta, etc.

(4) Dado que el material piroclástico puede emplazarse en un amplio espectro de condiciones de temperatura y presión, que influyen en el grado de soldamiento que presentan sus acúmulos, cada una de las 23 clases podría incluir desde piroclastitas soldadas hasta no soldadas, y también podría resultar deseable incorporar al nombre de la clase, un término que reflejase esta condición. Nuevamente se optó por no hacerlo, para no complicar la nomenclatura; además tal condición puede expresarse también mediante adjetivos.

(5) Considerando el carácter descriptivo del presente sistema de clasificación, se prefirió no incorporar a su nomenclatura, términos inferenciales sobre el modo de emplazamiento (surgenia, flujo piroclástico, aeroemplazamiento, *et cet.*) o sobre la distancia a que se encontraba la fuente eruptiva del sitio de yacencia (contigua, cercana, moderadamente alejada o lejana).

Comparación entre las clasificaciones de Cook (1961) y Cook-Ferrusquía

El análisis de ambos sistemas muestra lo siguiente:

(a) Las clases Lítica, Lítico-Cristalina y Lítico-Vítrica de Cook, corresponden respectivamente a las megaclases Lítica, Lítico-Cristalina y Lítico-Vítrica del Sistema Cook-Ferrusquía. Nótese que se conservó la misma nomenclatura, para facilitar la transferencia de información de un sistema a otro.

(b) La clase Cristalolítica de Cook, equivale a la megaclase Cristalolítica + la megaclase Vítrico-Lítica *partim* (la clase Subvítrico-Lítica) del nuevo sistema.

(c) La clase Vítrico-Lítica de Cook, corresponde en parte con la megaclase Vítrico-Lítica (clases Pervítrico-Lítica y Mesovítrico-Lítica) del sistema aquí propuesto

(d) La clase Cristalina de Cook, equivale a la megaclase Cristalolítica de este sistema.

(e) Las clases Cristalolítica, Vítrico-Cristalina y Vítrica de Cook, corresponden respectivamente a las clases Subvítrico-Cristalina, Mesovítrico-Cristalina y Pervítrica del nuevo sistema, en que se les agrupa más funcionalmente en la megaclase Vítrico-Cristalina.

Cabe destacar, que el nuevo sistema conserva lo mejor del antiguo, esto es, la naturaleza ternaria basada en las distintas clases de piroclastos, y algunos de los principales límites, pero lo hace más práctico, al establecer límites adicionales que

lo subdividen en megaclases y clases, lo cual facilita el nivel de precisión deseado, y la extensión de cada clase, resulta equiparable a las demás.

(B) FILARENITA GUICHIXÚ: SECCIÓN PRINCIPAL DE REFERENCIA

En la Digresión Taxonómico-Nomenclatural de esta unidad, se argumentó la necesidad de proponer este taxon litoestratigráfico, como consecuencia de ello hay que designar el Área y la Sección Tipo respectivos. Sin embargo, a causa de la densa cobertura vegetal y del extenso fallamiento que afecta a toda la secuencia cenozoica, en el área así designada, no existen espesores aflorados satisfactorios que proporcionasen una idea de la constitución estratigráfica vertical de esta unidad, ni tampoco que mostrasen los contactos inferior y/o superior. Por ello, se decidió no describir formalmente a ninguno de tales afloramientos, y en su lugar se escogió otro que satisface por lo menos parcialmente estos requisitos, al que se designó como Sección Principal de Referencia, misma que se describe a continuación.

La traza de esta Sección, se muestra en la Lámina I (Sección Medida I), tiene un rumbo N70°E-S70°W, se inicia en el extremo sur de la Loma Potrero Rincón, donde la Filarenita Guichixú contacta a aluvión y suelos cuaternarios, que forman un pequeño llano de unos 300 m de anchura, delimitado al sur por la cuesta septentrional de la Loma Paso Coyote, a su vez constituida por la Toba Perros, cuyos estratos localmente están inclinados 37° al NE; ello hace suponer que el contacto entre la Toba y la Filarenita sea por falla normal, con la Toba siendo el bloque caído, la falla estaría cubierta por los depósitos cuaternarios. La línea de sección continúa por la ladera occidental de la Loma Potrero Rincón, procede por el arroyito innominado inmediato al que separa a las Lomas Potrero Rincón y Cruz, llega hasta la Carretera, en un sitio ubicado unos 250 m al oeste del Rancho Las Tres Cruces, la cruza y continúa unos pocos metros más —hacia el norte— hasta tocar la discordancia que separa a la Filarenita de la Toba Perros. Los estratos de la Filarenita Guichixú presentan un rumbo general de N75°W-S75°E, y una inclinación hacia el NE que varía entre 32° y 38°. La litología despliega una modesta diversidad. La sección se midió con brújula tipo Brunton y cinta metálica de 50 m.

Sección Medida 1: Sección de Referencia Principal de la Filarenita Guichixú.

| Unidad | Espesor (m) |
|---|-------------|
| Aluvión cuaternario y suelo formando un pequeño llano, en el cual hay numerosos guijarros y bloques de toba cristalolítica soldada de colores pardo y verde, así como de andesita porfírica de color gris oscuro. | |
| Discordancia | |
| Unidad | Espesor (m) |
| 1 Filarenita Guichixú: Argilita y limolita filarenítica (Var. 1) | de |

- color rojo oscuro grisáceo que intemperiza a rojo pálido a muy pálido, parcialmente afectada por cambios diagenéticos de color que producen tonalidades amarillas, grises claras y aun verdosas, constituida por arcilla fuertemente hematizada y microclastos de cuarzo de extinción ondulante a recta, angulosos, mucho más comunes en los estratos limosos; la argilita tiene litificación mediana que permite el desarrollo de fracturación concoidal; ambas muestran estratificación laminar a delgada.
- 2 Argilita y limolita filarenítica (Var. 1) de color rojo oscuro que intemperiza a rojo pálido; sin cambios diagenéticos cromáticos; el intervalo es semejante al anterior, del que difiere además del color, en la presencia ocasional de de interestratos delgados a medianos de arenisca filarenítica mesogranuda. 3.65
- 3 En la base (primeros 90 cm) se encuentra arenisca inmadura mesogranuda de filarenita (Var. 1), de color rojo pardusco oscuro, sin cambio de intemperización, dispuesta en capas medianas; cubiertas por limolita y arenisca finogranuda filareníticas (Var. 1), de color rojo grisáceo que intemperiza a rojo pálido, dispuestas en estratos delgados a laminares, con frecuencia alternados, con un espesor acumulado de 2.25 m; a su vez cubiertos por argilita deleznable filarenítica, de color rojo pardusco sin cambio de intemperización, con trazas de limo cuarzoso, dispuesta en estratos delgados laminares, su espesor es de 4.23 m. 8.82
- 4 Argilita escasamente limosa, de consolidación regular, filarenítica (Var. 1), de color rojo pardusco que intemperiza a rojo pálido, constituida por argilita hematizada y cantidades subordinadas de micrita a microespatita (por ello reacciona moderadamente con HCl), y de escaso limo cuarzoso; está dispuesta en estratos gruesos que se resuelven en una vaga estructura laminada. 7.38
- 5 Alternación de limolita y arenisca mesogranuda filarenítica (Var. 1), de color rojo oscuro que intemperiza a rojo pálido, dispuestas en estratos delgados a medianos. 2.05
- Desplazamiento de 89 m al Este, a rumbo de capa
- 6 Secuencia de limolita y arcillita limosa alternando con arenisca meso a crasogranuda, dispuesta en capas delgadas; ambas son de tipo filarenítico; las primeras son de color rojo oscuro que intemperiza a rojo pálido, constituidas por microclastos de cuarzo común y de extinción ondulante, angulosos, dispuestos en una abundante matriz argilítico-limosa, muy hematizada y con micrita íntimamente mezclada con el resto del material; la limolita y la arcillita son más abundantes que la arenisca meso a crasogranuda, forman capas delgadas —a veces laminares— que acumulan espesores de 0.6 a 2.0 m, a veces un poco más; la arenisca meso- a crasogranuda difiere de la anterior, en un mayor contenido de fragmentos de metamorfitas que de cuarzo (7:1 a 9:1); entre ellas se reconocen: Esquisto de clorita, filita de sericita y granulita de piroxena como los más abundantes; los dos primeros forman clastos tabulares (aplanados) y la segunda, clastos esferoidales; se aprecia estratificación cruzada tabular de bajo grado. 6.61
- 7 Secuencia alternante de limolita y arenisca finogranuda con arenisca mesogranuda, filareníticas (Var. 1), de composición y disposición semejante a las del intervalo anterior, del cual difieren en que la arenisca es en conjunto menos crasogranuda, y en que la coloración es un poco más clara. 6.85
- 8 Secuencia alternante de limolita y arenisca finogranuda, ambas filareníticas (Var. 1), de color rojo oscuro que intemperiza a rojo pálido y a rojo grisáceo, deleznales, constituidas como en el Intervalo 6; ambas están dispuestas en estratos delgados a medianos, pero los de la limolita acumulan espesores 6 a 10 veces más gruesos que los de la arenisca. 14.83
- 9 Arenisca mesogranuda filarenítica (Var. 1), de color rojo oscuro que intemperiza a rojo pálido, constituida por clastos de cuarzo anguloso a subanguloso de extinción ondulante, metamorfitaclastos de esquisto y filita (tabulares) y de granulita (redondeados, escasos), biotita y máficos opacos —ambos muy escasos— dispuestos en una abundante matriz de arcilla hematizada, microclastos de cuarzo y micrita a microespatita, íntimamente mezcladas; forma capas medianas, intercaladas por un estrato grueso (28 cm) de conglomerado, que constituye la primer aparición de esta variedad lítica en la secuencia. Esta roca es un conglomerado inmaduro, con abundante matriz argilo-hematizada, micrítica, con grava a guijarro como clastos dominantes de armazón y constitución filarenítica (Var. 1); estos clastos raramente se tocan, pues están inmersos en la abundante matriz, que es de textura areno-limosa argilizada; los clastos de filita (de sericita) y esquisto (de clorita) son muy abundantes, tienen formas anisodiamétricas (tabulares), mientras que los de granulita (de piroxena) o de cuarzo lechoso, tienden a ser isodiamétricos (esferoidales) y bastante escasos; se observan también algunos gránulos de caliza micrítica, en cantidad inferior a los de granulita, pero por su naturaleza, es muy significativa y torna atípica a esta variedad. 2.0
- 10 Secuencia rítmica de argilita, limolita, arenisca y conglomerado filareníticos (Var. 1 no típica y próxima a la 9-cuarzofilarenita argiláceo-micrítica —por la gran cantidad de micrita). La argilita es con mucho el componente dominante y junto con la limolita, forman espesores de 1 a 5 m, mientras que los de la arenisca raramente llegan a los 80 ó 90 cm, y los del conglomerado tienen por lo común de 0.3 a 1.4 m, siendo con más frecuencia de 0.6 a 1.2 m. La argilita y la limolita son de color rojo pardo oscuro, casi sin cambio de intemperización, constituidas por una abundante matriz de arcilla hematizada, limo cuarzoso y micrita, en donde están inmersos los clastos de filita y sericita principalmente, ya que el cuarzo es escaso; forma estratos delgados a medianos. La arenisca es mesogranuda, de color ligeramente más claro y matriz proporcionalmente menos abundante que en las otras dos variedades texturales; forma estratos delgados a medianos, por lo común adjuntos a

- los estratos conglomeráticos. El conglomerado es parecido al del intervalo anterior, del que difiere por su mayor litificación, y llega a mostrar algunos clastos de caliza de tamaño de grava y ocasionalmente de guijarro; forma estratos gruesos a muy gruesos. El ritmo sedimentario parece reflejar cambios en el régimen energético que oscilaba entre condiciones de baja (acúmulos de finoclastos) y de alta energía (depósito de craso- y macroclastos).
- 11 Secuencia rítmica fino y crasogranuda semejante a la del intervalo 10, de la que difiere en que los estratos de conglomeráticos son más escasos. 37.15
- 12 Secuencia rítmica fino a mesoclástica constituida por argilita y limolita filarenítica (Var. 1) de color rojo pardo sin cambio de intemperización, deleznable, dispuesta en estratos laminares, delgados a medianos que forman conjuntos de 0.4 a 3.2 m de espesor; intercalados por arenisca meso- a crasogranuda de filarenita (Var. 1), de color rojo oscuro que intemperiza a rojo grisáceo; es inmadura, deleznable, porta algunos gránulos; los metamorfitoclastos (de filita y esquisto por lo común) son mucho más abundantes que los de cuarzo (casi 9:1); está dispuesta en estratos delgados a medianos; se aprecia estratificación tabular cruzada de ángulo bajo, en algunas de estas capas. Los últimos 3 m están constituidos por conglomerado filarenítico similar al del intervalo 10, esto es, difiere del filarenítico típico por la presencia de micrita y espatita en la matriz. 4.16
- 13 Algo menos de la mitad inferior de este intervalo consiste en conglomerado filarenítico (Var. 1), de guijarros y matatenas; los clastos de armazón incluyen esquisto y filita, que son anisodiamétricos (tabulares), mostrando cierta imbricación, y granulita, que forma clastos grandes esferoidales. La matriz es abundante, lo cual evita que los clastos de armazón estén en contacto, está constituida por arena, limo y arcilla hematizadas; su grado de litificación es mediano; semeja bastante al conglomerado del intervalo 12. El resto es una secuencia fino a mesogranuda rítmica de argilita y limolita filareníticas (Var. 1), de color rojo pardo que intemperiza a rojo pálido o a rojo grisáceo, dispuestas en estratos laminares, delgados y ocasionalmente medianos, que forman conjunto de 0.4 a 1.8 m de espesor, intercalados por arenisca fino a mesogranuda, filarenítica (Var. 1), de color semejante al de la limolita, dispuesta en estratos delgados a medianos. Los últimos 2.2 m están cubiertos. 23.18
- 14 Intervalo cubierto. Se aprecian algunos estratos de limolita y arenisca filarenítica semejantes a las del intervalo 13. 12.85
- 15 Los dos tercios inferiores consisten de conglomerado filarenítico (Var. 1) de guijarros y matatenas, constituidos por esquisto, filita y granulita principalmente, dispuestos en una abundante matriz areno-limosa y arcillosa hematizada, que impide el contacto entre los clastos de armazón; los de granulita son los menos comunes; forma estratos gruesos a muy gruesos. El tercio superior es una secuencia rítmica finoclastica de argilita y limolita filareníticas (Var. 1), dispuestas en estratos delgados, que forman espesores de 0.4 a 0.7 m, intercalados por arenisca fino a mesogranuda filarenítica (Var. 1), dispuesta en estratos medianos. 8.92
- Desplazamiento a rumbo de capa de 19 m hacia el S80°W.
- 16 Secuencia rítmica finoclastica similar a la del intervalo anterior, de la que difiere en que la argilita y la limolita forman con más frecuencia estratos medianos; este intervalo está cubierto en un 30%. 8.13
- 17 Conglomerado filarenítico escasamente calcífero (Var. 1 no típica o Var. 5 no típica), de color rojo pardo abigarrado, inmaduro, de grava y guijarro, con matriz abundante que impide el contacto entre los clastos de armazón, formada por arena, arcilla y limo, hematizada y con micrita y microespatita íntimamente mezclada; la micrita es rica en magnesio. Los megaclastos más frecuentes son de filita de sericita y esquisto de clorita, de forma anisodiamétrica (tabular), y en menor cantidad los de granulita de clinopiroxena, de forma esferoidal; los clastos de caliza (micrítica) son por lo común algunos gránulos y grava; el conglomerado está dispuesto en estratos gruesos a muy gruesos; su litificación es moderada. 9.73
- 18 Conglomerado de filarenita muy semejante al del intervalo anterior, del cual difiere en poseer una mayor cantidad de matatenas, y en que la matriz es poco más abundante. 19.2
- 19 Conglomerado filarenítico de grava a guijarros, dispuesto en estratos gruesos a muy gruesos, provisto de una matriz areno-limosa rojiza muy abundante que impide el contacto entre los clastos de armazón; estos son principalmente filita de sericita, esquisto de clorita y granulita de piroxena; difiere del anterior en su contenido de matriz, que es un poco mayor. 15.2
- 20 Intervalo cubierto en su mayoría por aluvión cuaternario, constituido por arcillita limosa y arenisca fino a mesogranuda, deleznales, filareníticas, con algunos guijarros y cantos de metamorfitas en la superficie; este material forma una pequeña y angosta planicie asociada al cauce del arroyo; en su extremo norte llega a La Carretera y la cruza. 35.3
- Desplazamiento de 75 m al NE a lo largo de La Carretera, hasta la ladera de la loma más cercana.
- 21 Conglomerado bien litificado de guijarros y matatenas, filarenítico (Var. 1 atípica y/o Var. 5, atípica) escasamente calcífero, con matriz menos abundante que en el caso del Intervalo 19, donde están inmersos los clastos de armazón, muy próximos entre sí, pero raramente haciendo contacto. El color es rojo oscuro ligeramente abigarrado —por las tonalidades diversas de los megaclastos— casi sin cambio de intemperización. Los clastos de esquisto y filita, de forma tabular, son mucho más comunes que los de granulita, cuarzo lechoso y caliza, estos últimos son relativamente raros, y en general de menor tamaño (grava, gránulo y arena) que los anteriores. El conglomerado está dispuesto en estratos que varían de gruesos a muy gruesos, que forman la empinada ladera meridional de la pequeña loma innominada aledaña a La Carretera. Los últimos 3.8 m

| | | |
|----|---|--------|
| | consisten en argilita limosa, limolita y arenisca finogranuda, filareníticas, de color rojo pardo que intemperiza a rojo pálido, dispuestas en estratos delgados a medianos, que forman acúmulos de 0.4 a 1.1 m de espesor, intercaladas por arenisca filarenítica crasogranuda a granuda, dispuesta en estratos delgados a medianos. | 23.45 |
| 22 | Coluvión que forma un depósito de talud en la base de la ladera meridional de la loma adyacente; el material coluvial incluye arena, grava, guijarros y escasos cantos tobáceos bien litificados, derivados localmente. | 4.6 |
| | Discordancia | |
| | Toba Perros: Toba mesocrystalo-vítrica, bien litificada, riódacítica, de color amarillo anaranjado, soldada, dispuesta en estratos gruesos. | |
| | Total medido | 271.63 |

(C) TOBA PERROS: SECCIÓN PRINCIPAL DE REFERENCIA

En la Digresión Taxonómico-Nomenclatural, se argumentó la necesidad de proponer este taxon litoestratigráfico, por lo que se designó el área y la localidad respectivos. Nuevamente, la densa cobertura vegetal y el extenso fallamiento que afecta a toda la secuencia, ocasiona como en el caso de la Filarenita Guichixú, que no existan espesores satisfactorios aflorados que permitan apreciar la constitución estratigráfica vertical y las relaciones estratigráficas de la Toba Perros. De hecho, considerando que ella está constituida por una secuencia de flujos piroclásticos y material aeroemplazado, de gran similitud, pero complejas relaciones espaciales, cuya discriminación cartográfica queda fuera de los objetivos del presente estudio, y habría requerido un muy extenso trabajo adicional detallado y una escala mucho mayor que la de la base cartográfica disponible, se consideró conveniente para fines de estabilidad nomenclatural y de ilustración de la variabilidad vertical, el describir una Sección Principal de Referencia, que incluya a un segmento representativo de la secuencia piroclástica, ubicado entre dos mesetas formadas respectivamente por la parte basal soldada, bien litificada y resistente a la erosión, de dos unidades de flujo principales.

La traza de la sección se muestra en la Lámina I (Sección Medida 2), tiene un rumbo de N63°E-S63°W, se ubica en las primeras mesetas que se observan desde el puente de La Carretera sobre el Río de los Perros, mirando hacia el noroeste, y que distan de ahí unos 1.2 km; están cerca del Cerro León. La línea de sección se encuentra en la ladera suroccidental de una pequeña loma amesetada innominada, con una pendiente considerable (50 a 60°) y, aun en tiempo de sequía, está cubierta por una densa selva caducifolia, localmente espinosa, que dificulta el desplazamiento, y que sin embargo, constituyó el mejor

y más accesible afloramiento encontrado para este fin. Se tomó como base de la sección, a la pequeña barranca innominada, desarrollada sobre los estratos muy litificados de la unidad inferior, y de ahí en línea recta virtual con rumbo N63°E, hasta la cima del cantil de la loma amesetada ya mencionada, que representa la base de la unidad superior de flujo, que ha sido erosionada casi totalmente, por lo menos en este sitio, y de la cual persiste sólo su parte inferior, soldada y bien litificada. Los estratos de la Toba Perros muestran una inclinación casi constante de 38° al N63°E, un rumbo general de N27°W-S27°E, y despliegan una modesta diversidad lítica. La sección se midió con brújula tipo Brunton, cinta metálica de 50 m y un estadal modificado con transportador y plomadas acoplados, para medir intervalos de 1.0 a 1.6 m, asegurando la veracidad y reproducibilidad de las medidas con él tomadas.

Sección Medida 2: Sección de Referencia Principal de la Toba Perros

| Unidad | Espesor | |
|--------|--|-----|
| | (m) | |
| 1 | Base de la Unidad de Flujo: Toba mesovítrico-cristalina (Var. 11) riolítica, soldada, flujo cinérea, de color gris pardo claro que intemperiza a gris amarillento, constituida por un 70% a 75% de vitroclastos, un 20% a 22% de cristales, principalmente cuarzo bipirimidial translúcido, sanidino escaso y biotita, así como de 3% a 5% de litoclastos pumíticos; dispuesta en estratos gruesos a masivos, muy resistentes a la erosión, que forman un grueso banco o reborde. La parte expuesta mide | 4.2 |
| 2 | Toba mesolítico-vítrica flujocinérea, de color gris amarillento sin cambio de intemperización, constituida por un 20%-25% de litoclastos pumíticos y hialofelsíticos del tamaño de arena gruesa, un 5%-8% de cristales (cuarzo, ortoclasa y biotita son conspicuos), y un 60%-70% de vitroclastos; forma estratos medianos a gruesos que ocupan la mitad inferior del intervalo; el resto está constituido por una toba mesovítrico cristalina (Var. 11), de color pardo amarillento pálido sin cambio de intemperización, constituida por un 25% a 30% de cristales (tanto comunes como fenocristales que incluyen cuarzo, ortoclasa, biotita y escaso sanidino); los vitroclastos forman del 60%-65%, e incluyen tanto esquirlas como escaso polvo, muestran evidencias de coalescencia; y un 10% de litoclastos, principalmente pumíticos, del tamaño de arena gruesa; la roca está dispuesta en estratos medianos a gruesos, muy resistentes a la erosión. | 2.0 |
| 3 | Toba sublítico-vítrica (Var. 4), félsica, flujocinérea, de color gris rosáceo que intemperiza a gris pardo claro, integrada por un 30% a 35% de litoclastos, una mitad son pumíticos, del tamaño de arena gruesa, algunos están colapsados, y la mayoría están argilizados, la otra mitad son hialo-félsicos, de color rojo o negro y tamaño de arena media; los vitroclastos forman del 50%-60%, muestran coalescencia parcial y cierta desvitrificación; los cristales comprenden 10%-15%, siendo la biotita, | |

- máficos opacos y escaso sanidino y ortoclasa los comunes; la composición de la roca es félsica; forma estratos medianos a gruesos.
- 4 Toba pervítrica (Var. 10), flujocinérea, félsica, de color gris rosáceo que intemperiza a gris pardusco, resistente a la erosión, dispuesta en estratos gruesos, constituida mayoritariamente por vitroclastos que muestran frecuentes contactos entre sí, y cierta deformación; los pumicitaclastos son escasos y están colapsados.
- 5 Este intervalo muestra cierta diversidad: El tercio inferior está compuesto por toba pervítrica (Var. 11) flujoemplazada, félsica, de color gris amarillento que intemperiza a gris pardo claro, de textura porcelanácea áspera, dispuesta en capas delgadas con estratificación cruzada planar de ángulo bajo. El tercio medio consiste en toba pervítrico-cristalina flujoemplazada, félsica, de color gris rosáceo que intemperiza a gris pardo claro; difiere de la anterior en la presencia de una modesta cantidad de cristales (un 8%), así como de pumicitaclastos (colapsados) y litoclastos hialofélsíticos del tamaño de arena media; forma capas medianas con estratificación cruzada planar de ángulo bajo. El tercio superior está constituido por toba mesovítrico-lítica (Var. 11), aeroemplazada, félsica, dispuesta en capas medianas con una bien desarrollada estratificación cruzada tabular con ángulos *circa* 20°; la roca está formada por 75% de vitroclastos y un 20% de cristales, biotita y cuarzo los comunes; la granularidad general de la roca es como de arena media.
- 6 La mitad inferior consiste en toba pervítrica (Var. 10), soldada, flujo emplazada, fino a mesogranuda, de color gris rosáceo que intemperiza a gris pardusco claro; está compuesta mayoritariamente por vitroclastos; los escasos pumicitaclastos, crasogranudos, son ovoides, sugiriendo cierto colapsamiento; la roca muestra una vaga estratificación cruzada de ángulo bajo y laminillas curvadas. La mitad superior está formada por toba pervítrica (Var. 10), parecida a la anterior, de la que difiere en la estratificación laminar planar de ángulo bajo, que presenta.
- 7 El tercio inferior de este intervalo está compuesto por toba mesovítrico-lítica (Var. 6), flujoemplazada, soldada, de félsica, de color gris rosáceo que intemperiza a pardo amarillento pálido, mesogranuda, constituida por un 80% de vitroclastos, un 10% de cristales y un 10% de litoclastos, formados por pumicita crasogranuda, concentrada en algunas capas de 10 mm de espesor; la roca tiene estratificación cruzada festoneada oligocentimétrica (*i. e.*, dispuesta en estratos convergentes en ángulo bajo y curvatura desigual, de uno a pocos centímetros de espesor). El tercio medio consiste en capas alternadas delgadas (2, 3 ó 4 cm de espesor) de toba subvítrico-cristalina (Var. 12), flujoemplazada, soldada, crasogranuda, riolítica, de color gris rosáceo que intemperiza a pardo amarillento pálido, compuesta por un 15% de litoclastos (pumicitaclastos ovoides y hialorriolitaclastos escoriáceos y comunes, en cantidades equivalentes), un 30% de cristales (cuarzo, ortoclasa y biotita son conspicuos), y un 55% de vitroclastos (principalmente esquirlas). Estratos de este material alternan con otros de
- 1.20 toba casi pervítrica (próxima a la Var. 10), de color semejante a la anterior, de la que se distingue por su mayor cantidad de vitroclastos (un 85%), menor de cristales (5%) y de litoclastos (10%, que son ovoides, de 4 a 8 mm de largo y 2 a 4 mm de grueso), así como por su granularidad más fina. Por lo menos entre un par de estos estratos, se pudo observar una delgada zona de contacto más oscura y endurecida. El tercio superior de este intervalo está integrado por toba pervítrica (Var. 10), flujoemplazada, félsica, fino a mesogranuda, de color gris amarillento que intemperiza a pardo pálido, dispuesta en estratos delgados alternativamente “ricos” (con 10 a 15% de cristales) o “pobres” (con un contenido inferior de cristales) de cristales, siendo los primeros mucho más delgados (3 a 15 mm) que los segundos; la roca muestra una estratificación cruzada vagamente festonada.
- 1.48 8 Toba “bifásica” o “bimodal”, soldada, flujo emplazada, félsica, de color gris amarillento que intemperiza a gris pardusco claro, dispuesta en capas medianas a gruesas con estratificación cruzada tabular con ángulo de convergencia *circa* 20°; el carácter bimodal o bifásico de la roca consiste en que está formada por estratos cruzados de dos tipos: Unos crasogranudos, mesovítrico-líticos (Var. 6) y otros finogranudos, pervítricos (Var. 10). El íntimo entrecruzamiento implica ciertos cambios en la disponibilidad de material y/o en la energía del fluido vector, cuya significación no se entiende al presente.
- 9 Toba pervítrica (Var. 10) flujoemplazada, soldada, finogranuda, félsica, de color gris amarillento que intemperiza a gris pardusco claro, termosomatizada, dispuesta en estratos laminares a delgados.
- 1.52 10 El tercio inferior de este intervalo está formado por toba lapillífera lítico-vitrífera (Var. 2), flujoemplazada, soldada, de granularidad general mediana a gruesa, de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, moteado por los piroclastos lapillicos, de color más oscuro (pardo). El lapilli forma un 17% de la roca, es porcelanáceo, irregularmente esférico, y con estructura concéntrica, y mucho más litificado que el resto de la roca. En conjunto, la fracción lítica constituye un 52%, incluidos el lapilli (10 a 50 mm de diámetro, por lo común) y la pumicita (en clastos crasogranudos a granulares, argilizados, ovoides); los vitroclastos forman un 40% y el resto, un 10%, son cristales. El tercio medio consiste en toba pervítrico-lítica (Var. 5), flujoemplazada, soldada, félsica, finogranuda, de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, dispuesta en estratos delgados vagamente laminados, algunos de ellos ricos en pumicitaclastos. Estos últimos forman el rasgo más destacado de esta roca, representan un 18% de ella, son ovoides de 6 a 10 mm de largo por 2 a 4 mm de grueso por lo común, e incluyen minerales de fase de vapor que forman cristales pequeños (0.2 a 0.3 mm), prismáticos, opacos, negruscos, probablemente máficos. Algunos de los estratos laminares están termometasomatizados (*cooked*) y tienen una textura porcelanácea. El tercio superior del intervalo consiste en toba pervítrica porcelanácea (Var. 10'), flujo emplazada, soldada, finogranuda, félsica, de color gris rosáceo

| | | | | | |
|----|---|------|----|--|------|
| | que intemperiza a pardo amarillento pálido; tienen estratificación cruzada tabular de ángulo bajo; algunos estratos son ricos en pumicitaclastos (tamaño de gránulo a lapilli), por lo general, alterados. | | | | |
| 11 | Toba mesovítrico-lítica (Var. 6) flujoemplazada, soldada, fino a mesogranuda (con estratos crasogranudos), de color gris rosado que intemperiza a pardo amarillento pálido; consiste en un 20% de litoclastos (la mitad de ellos pumíticos y la otra mitad hialofelsíticos, de tamaño menor que los anteriores), un 65% de litoclastos y el resto, un 15% de cristales, en general alterados; la litificación es mediana, por lo que el soldamiento lo debe ser también. La roca forma capas medianas a gruesas, que muestran estratificación cruzada tabular de ángulo bajo a medio. | 0.85 | 17 | Toba pervítrica (Var. 10), flujoemplazada, soldada, félsica, fino-granuda, de color gris claro que intemperiza a pardo amarillento pálido, dispuesta en estratos gruesos. | 1.54 |
| 12 | Toba bimodal, flujoemplazada, soldada, riolítica a riodacítica, de color gris rosáceo a gris amarillento que intemperiza a rojo pálido, dispuesta en capas medianas a gruesas, con estratificación cruzada tabular de ángulo bajo, constituida por la alternancia de estratos crasogranudos de toba perlítico-vítrica) y finogranudos (de toba mesovítrico-cristalina, Var. 11) de espesor similar (6 a 12 mm por lo general). La toba perlítico-vítrica contiene un 40% de litoclastos, principalmente pumíticos, ovoides, argilizados, un 52% a 55% de vitroclastos, y el resto (5%-8%) de cristales, siendo los comunes biotita, piroxenas —oscuras, alternadas— cuarzo y ortoclasa). La toba mesovítrico-cristalina tiene sólo un 10% (o menos) de litoclastos, un 15% de cristales y un 75% de vitroclastos. | 5.35 | 18 | Toba pervítrico-lítica (Var. próxima a la 5), flujoemplazada, soldada, félsica, meso- a crasogranuda, de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, constituida por un 15% de litoclastos, ovoides a planos, argilizados, de tamaño granular; la fracción vitroclástica es mayoritaria (un 82%), y los cristales son escasos; está dispuesta en capas gruesas, que muestran estratificación laminar y estratificación cruzada planar de grado bajo, así como algunas estructuras reliquia de flujo turbulento; los estratos delgados muestran esta condición. | 1.0 |
| 13 | Toba vítrica (Var. 10) flujoemplazada, soldada a poco soldada, félsica, fino-granuda, de color gris rosáceo que intemperiza a pardo amarillento pálido, dispuesta en capas delgadas ricas y pobres en pumicitaclastos. Estos últimos varían en tamaño desde arena gruesa a gránulo, muestran poca deformación. Los otros estratos muestran una estructura lamelar cruzada de ángulo bajo; en algunos sitios, se aprecia dislocación o truncamiento de las láminas, acompañado por la presencia de corpúsculos alargados de apariencia idéntica a la de las láminas, dispuestos en abanico junto al extremo de paquetitos laminares truncados; tales corpúsculos probablemente evidencian flujo turbulento subsecuente al emplazamiento de las láminas, perturbándolas o rompiéndolas. Es una estructura no descrita para este tipo de rocas, hasta donde pude investigarlo. | 2.05 | 19 | Toba pervítrico-lítica (próxima a la Var. 5), flujoemplazada, soldada, meso-granuda, de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, dispuesta en estratos medianos a gruesos, con estratificación cruzada planar de ángulo bajo; algunos estratos tienen concentraciones de pumicitaclastos, del tamaño de arena gruesa. | 0.98 |
| 14 | Toba bimodal semejante a la del intervalo 12. | 0.15 | 20 | Toba perocrystalina (Var. 8), flujoemplazada, soldada, meso-granuda, alcalirriolítica, de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, constituida mayoritariamente por cristales, que incluyen feldespato alcalino —argilizado por lo común— como mineral principal, y escaso cuarzo y biotita. La roca tiene estratificación delgada expresada por la granularidad y el color de los estratos adyacentes, que típicamente incluyen un estrato crasogranudo de color gris amarillento, con cristales de 0.7 a 1.5 mm de diámetro, seguido por un estrato mesogranudo de color gris claro, cubierto por otro mesogranudo también, de color gris verdoso claro y luego aparece un nuevo estrato crasogranudo semejante al primero; el espesor de los estratos varía de 6 a 18 mm por lo común. Sobrepuerta a esta estructuración, se aprecia que la roca está dispuesta en estratos gruesos a muy gruesos, formados por paquetes de los anteriores. | 6.32 |
| 15 | Toba pervítrica (Var. 10), flujoemplazada, soldada, finogranuda félsica, de color gris amarillento que intemperiza a rojo pálido, constituida por un 85% de vitroclastos y un 8%-10% de litoclastos, los cuales se concentran en algunos estratos; la roca forma capas delgadas con una vaga estructuración laminar, y algunas capas muestran estratificación cruzada festonada oligocentimétrica; ocasionalmente se puede apreciar estructuras reliquia de flujo turbulento como las descritas en el intervalo anterior. | 0.50 | 21 | Intervalo cubierto. La arcilla presente, tal vez deriva de ceniza deleznable. | 7.23 |
| 16 | Toba pervítrica (Var. 10) flujoemplazada, soldada, de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, | 1.88 | 22 | Toba microlapillífera perlítico-vítrica, flujoemplazada, soldada, de granularidad bimodal (corpúsculos granulares dispuestos en una matriz limosa), de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento pálido, moteado por algunos litoclastos granulares pardos (de hialorriolita), constituida por un 30% de litoclastos, de los cuales 2/3 son pumíticos, y 1/3 hialorriolíticos; tienen tamaño de arena gruesa a gránulo, siendo más comunes los primeros; los vitroclastos forman un 63%, y el resto son cristales. La roca es densa y muestra una vaga estructuración estratiforme, dada por la disposición paralela que guardan los clastos pumíticos ovoides, con su eje mayor colocado horizontalmente; la roca está dispuesta en estratos gruesos a muy gruesos. | 2.5 |
| | | | 23 | Toba microlapillífera lítico-vítrica (Var. 2), flujoemplazada, soldada, de granularidad bimodal semejante a la anterior, de color | 4.6 |

- gris amarillenta que intemperiza a gris pardusco claro, constituida por un 55%–60% de litoclastos, un 40% de vitroclastos y el resto de cristales, 4/5 de los litoclastos son pumíticos, la mayoría de tamaño granular, y unos pocos del tamaño de gravilla o grava (de ahí el término de microlapillífera, para describir a esta roca), subovoides a ovoides, con sus ejes mayores horizontales por lo común. El 1/5 restante de litoclastos son hialorriolíticos, de tamaño granular. La roca tiene estratificación gruesa a muy gruesa. 9.42
- 24 Microlapillitoba lítico-vitrífera, flujoemplazada, soldada, de granularidad bimodal, semejante a la del intervalo 22, de la que difiere en ser algo más fina (piroclastos del tamaño de arena gruesa a gránulo dispuestos en una matriz de arcilla y limo fino), de color gris amarillento que intemperiza a pardo amarillento oscuro, constituida por un 50%–55% de litoclastos, casi en su totalidad pumíticos, típicamente colapsados, y de tamaño de arena gruesa a gránulo, con escasos lapilliclastos mayores; los vitroclastos forman 43%–48%, incluyen polvo y esquirlas —muchas coalescentes; el resto son cristales. La roca forma estratos gruesos a muy gruesos, resistentes a la erosión. 9.38

Concordancia

- 25 Base de la siguiente Unidad (Mayor o Principal) de Flujo: Toba percrystalina (Var. 8), flujoemplazada, crasogranuda, soldada alcalirriolítica, de color gris amarillento claro que intemperiza a rojo pálido, constituida por un 90% de cristales, de los cuales un poco más de 7/10 son feldespatos alcalino argilizado, de color vagamente rosado; las plagioclasas, el cuarzo y la biotita, son menos comunes. Los vitroclastos ocupan los huecos intercrystalinos. Esta variedad constituye a la mitad inferior, mientras que la superior consiste principalmente en toba perlítico-vítrica pumítica félsica, flujoemplazada, soldada, finogranuda, de color gris claro rosáceo que intemperiza a pardo amarillento pálido; está constituida por un 36% de litoclastos, pumíticos, por lo común del tamaño de arena mediana a gruesa, y por un 63% de vitroclastos, principalmente esquirlas aplanadas, coalescentes y escaso polvo. El rasgo más aparente es la estratificación laminar a delgada que tiene, dada por la variable cantidad de pumicitaclastos presente en los diversos estratos; en una muestra típica pueden reconocerse los siguientes: Un estrato de 10 mm de material vitroclástico y escasa pumicita (15%), luego uno de 5 mm constituido casi totalmente por pumicitaclastos (95%) que, por su abundancia, coalescen; continúa una capa de 15 mm menos rica en pumicitaclastos (45%), continuada por otra de 25 mm, donde los pumicitaclastos constituyen apenas el 15%, semejante al primero; sigue otro de 6 a 8 mm, muy rico en pumicitaclastos (95%), luego otro de pumicita escasa (14%), y luego una delgada capa porcelanácea. Ambas variedades son muy resistentes a la erosión, por lo que forman un cuerpo tabular delimitado por un farallón o cantil, que constituye la cima de la loma amesetada superior. 10.25

Total medido

78.73