



IXHUATÁN, E15-C39, ESCALA 1: 50,000
ESTADO DE CHIAPAS

AGOSTO 2018

AUTORES:
DR. JUAN CARLOS SALINAS PRIETO, COORDINADOR.
ING. LUIS EDMUNDO SÁNCHEZ ROJAS, JEFE DE CARTA.
ING. DAVID RAMÍREZ VARGAS, GEÓLOGO DE APOYO.
REVISÓ:
ING. JUAN MANUEL SALINAS RODRÍGUEZ, SUPERVISOR.

CONTENIDO

RESUMEN	1
I.INTRODUCCIÓN	5
I.1.- OBJETIVO DEL ESTUDIO.....	5
I.2.- TRABAJOS PREVIOS.....	5
I.3.- MÉTODO DE TRABAJO	10
II.GEOGRAFÍA.....	11
II.1.- LOCALIZACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA	11
II.2.- ACCESO Y VÍAS DE COMUNICACIÓN.....	11
II.3.- FISIOGRAFÍA	11
III.GEOLOGÍA.....	14
III.1.- MARCO GEOLÓGICO.....	14
III.2.- ESTRATIGRAFÍA	17
<i>III.2.1.- Terreno Maya.....</i>	<i>17</i>
<i>III.2.2.- Cinturón Plegado de Chiapas.....</i>	<i>18</i>
III.2.2.1.- Formación Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu).....	18
III.2.2.2.- Formación Soyaló (Tpa Lu-Ar).....	21
III.2.2.3.- Formación El Bosque (Teo Lu-Ar).....	23
III.2.2.4.- Formación Mompuyil (Teo Cz-Ar).....	26
III.2.2.5.- Formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu).....	28
III.2.2.6.- Formación Filisola-Concepción (Tm Ar-Lu).....	32
III.2.2.7.- Brecha volcánica andesítica-Andesita (Tpl BvA-A).....	36
III.2.2.8.- Granodiorita-Diorita (Tmpl Gd-D).....	41
III.2.2.9.- Qptho BvA-Tq (Volcán Chichonal).....	46
III.2.2.10.- Depósitos de Lahar (Qptho Lh).....	52
III.2.2.11.- Grava-arena (Qho gv-ar).....	53
III.3.- TECTÓNICA.....	54
III.4.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	63
<i>III.4.1.- Descripción de las estructuras.....</i>	<i>63</i>
III.4.1.1.- Deformación dúctil.....	65
III.4.1.2.- Deformación dúctil-frágil (semi-dúctil).....	65
III.4.1.3.- Deformación frágil.....	66
III.4.1.4.- Análisis Estructural	76
IV.YACIMIENTOS MINERALES.....	78
IV.1.- METÁLICOS.....	78
IV.1.1.- <i>Introducción</i>	<i>78</i>
IV.1.2.- <i>Antecedentes</i>	<i>78</i>
IV.1.3.- <i>Infraestructura</i>	<i>79</i>
IV.1.4.- <i>Minas en explotación.....</i>	<i>80</i>
IV.1.5.- <i>Distrito minero Santa Fe-La Victoria.....</i>	<i>80</i>
IV.1.6.- <i>Zona Mineralizada Ixhuatán.....</i>	<i>89</i>
IV.1.6.1.- Área de alteración San José (piri-argi).....	91
IV.1.6.2.- Área de alteración Cerro La Mina (piri-argi).....	94
IV.1.6.3.- Área de alteración El Campamento (pota-argi).....	95
IV.1.6.4.- Área de alteración San Isidro (sili).....	96
IV.1.7.- <i>Zona Mineralizada de Ostucán.....</i>	<i>98</i>
IV.2.- BANCOS DE MATERIAL Y ROCA DIMENSIONABLE	103
IV.2.1.- <i>Agregados pétreos.....</i>	<i>103</i>
IV.2.1.1.- <i>Infraestructura.....</i>	<i>103</i>

V. MODELO DE YACIMIENTOS MINERALES Y POTENCIAL	104
VI. GEOQUÍMICA.....	107
VI.1.- INTRODUCCIÓN.....	107
VI.2.- HIDROGRAFÍA.....	107
VI.3.- PARÁMETROS GEOQUÍMICOS.....	107
VI.3.1.- Muestreo.....	107
VI.3.2.- Análisis.....	108
VI.4.- INTERPRETACIÓN GEOQUÍMICA	108
VI.4.1.- Estudio de orientación	108
VI.4.2.- Afinidad de elementos	108
VI.4.3.- Interpretación de elementos metálicos.....	110
Distribución de la asociación del factor 1 (Fe, Zn, Cu).....	110
Distribución del factor 2 (Pb).....	111
Distribución del Au	112
Conjunto de anomalías geoquímicas.....	112
VI.5. CONCLUSIONES.....	112
VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	118
VII.1. CONCLUSIONES.....	118
VII.2. RECOMENDACIONES.	120
VIII.- PROBLEMAS NO RESUELTOS.....	121
BIBLIOGRAFÍA	121
ANEXOS	
Tablas:	
1. Análisis químicos	
2. Dataciones isotópicas	
3. Datos estructurales	
4. Muestreo general	
5. Plantas de beneficio	
6. Reporte de resultados geoquímicos	
7. Resultados petrográficos.	
8. Yacimientos minerales	
Boletas de Laboratorio	
9. Caracterización química (Esquirlas)	
10. Minerográficos	
11. Inclusiones fluidas	
12. Petrográficos	
13. Rayos X (difracción)	
14. Roca total (elementos mayores)	

RESUMEN

La carta Ixhuatán se localiza al sureste de México, en la región noroeste del estado de Chiapas, limitada por las coordenadas geográficas 17° 15' a 17° 30' de latitud norte y 93° 00' a 93° 20' de longitud oeste, cubre una superficie de 981 km². Se ubica en la provincia fisiográfica Tierras Altas de Chiapas y Guatemala, entre las subprovincias Sierras Plegadas y Los Altos de Chiapas. El área que comprende la carta se le ubica en el terreno tectonoestratigráfico Maya, el cual no aflora; la cubierta sedimentaria sobreyacente queda comprendida en la provincia geológica del Cinturón Plegado de Chiapas. La unidad más antigua es la Formación Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu), que consiste de una alternancia arrítmica de caliza y lutita, la caliza es de textura wackstone a packstone con microfósiles en estratos delgados, que contienen nódulos y bandas de pedernal negro, su edad ha sido establecida en el cretácico Superior con variaciones locales desde el Cenomaniano al Campaniano. En el presente trabajo adicional a la información bibliográfica, se considera su relación concordante con la Formación Soyaló y se le da un alcance del Campaniano-Maastrichtiano. La Formación Soyaló (Tpa Lu-Ar) está compuesta por lutita oscura con nódulos arcillo-arenosos y material vegetal fósil, con interestratificaciones de arenisca, su edad, del Paleoceno, se asigna considerando su contenido fósil ya su contacto superior concordante y transicional con la Formación El Bosque.

La Formación El Bosque (Teo Lu-Ar) está conformada por lutita y arenisca, con algunos horizontes de limolita, caliza arcillosa y conglomerado polimíctico, en estratos medianos. Su contacto superior con la Formación Mompuyil, se considera una interdigitación dada por un cambio lateral de facies, al igual que con las formaciones La Laja-Depósito-Encanto, su edad apoyada en sus relaciones estratigráficas y contenido faunístico, es Eoceno-Oligoceno.

La Formación Mompuyil (Teo Cz-Ar) está conformada por caliza fosilífera de textura wackstone, packstone, grainstone y ocasionalmente boundstone con microfauna y bioclastos, se presenta en estratos de delgados a masivos que lateralmente se acuñan y son ondulantes, en algunos lugares se encuentra interestratificada con lutita gris verdoso, arenisca calcárea color gris claro y conglomerado fosilífero con horizontes de ostreas; lateralmente se interdigita por cambios laterales de facies con la Formación El Bosque y las formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), su edad Eoceno-Oligoceno, está dada por microfauna bentónica y relaciones estratigráficas.

La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), debido a tener una litología similar, adicional a su alto grado de intemperismo y abundante vegetación que no permitió diferenciar los contactos entre ellas se aplicó el criterio de su agrupamiento; este conjunto de unidades se considera constituido por una secuencia arrítmica de arenisca y lutita, con estratos laminares a delgados con ocasionales lentes de caliza y horizontes de limolita, su edad se considera del Oligoceno-Mioceno, su contacto superior es concordante y transicional con las formaciones Filisola-Concepción (Tm Ar-Lu), que han sido agrupadas debido a la dificultad en campo de ser mapeadas por separado a la escala de este trabajo. Consisten de una alternancia de lutita y arenisca tipo flysch, de estructura laminar en estratos de hasta 1.50 m, su edad por posición estratigráfica ha sido ubicada en el Mioceno. En esta área la actividad ígnea inicia en el Plioceno con emisiones andesíticas (Tpl BvA-A), reconocidas en los sectores noroccidental y suroriental, constituidos por brecha, derrames porfídicos y depósitos epiclásticos de oleada y caída libre, se les asigna una edad de Plioceno, tomando en consideración una edad isotópica de 2.80 Ma, por los métodos Ar-Ar y K-Ar en la región de Ixhuatán. Cubre discordante, a los sedimentos del Mioceno y del Eoceno-Oligoceno, y es afectada por las intrusiones terciarias, ubicadas en el sector suroriental y oriental central de la carta que son constituidas por un complejo intrusivo de composición granítica y diorítica informalmente denominado Intrusivo Santa

Fe (Tmpl Gd-D), cortado por diques y cuerpos hipabisales andesíticos que se consideran emisiones tardías de este complejo ígneo. La intrusión predominante es de diorita con cambios a rocas más máficas, gabróicas melanocráticas y otras leucocráticas más aplíticas, producto de una diferenciación magmática dentro del plutón. Las edades isotópicas del intrusivo reportadas en la carta son de 2.13, 2.23 y 2.80 Ma, por lo que se le asigna una edad de Mioceno-Plioceno. Afecta a las formaciones El Bosque y Mompuyil y a las emisiones andesíticas del Plioceno.

Las emisiones ígneas más recientes corresponden a los depósitos volcánicos del volcán Chichonal (Qptho BvA-Tq), que cubren discordantemente a algunas de las unidades sedimentarias antes mencionadas. Se compone de un anillo de domos, derrames y epiclastos andesíticos y traquiandesíticos. Se tienen varias dataciones, una de ellas por el método K-Ar en roca total tomada del cráter, reportó 0.276 ± 0.006 Ma, otra de un derrame es de 1.1 Ma, por lo que se le asigna una edad de Pleistoceno-Holoceno. Producto del arrastre de los escombros de las laderas del volcán se tienen depósitos de Lahar (Qptho Lh), ubicados en el sector centro occidental, a estos depósitos se les asigna una edad del Pleistoceno-Holoceno. Los últimos depósitos en la carta se consideran a materiales sin consolidar conformados de grava y arena (Qho gv-ar), derivados de las rocas preexistentes, varían de tamaño de grava, arena, limo, arcilla y esporádicamente se observan bloques irregulares, la edad se considera del Holoceno y cubren parcialmente a las unidades aledañas a su depósito.

La carta se ubica en el terreno estratotectónico Maya, su cobertura está asociada a la apertura del golfo de México, en el Mesozoico se distinguen tres etapas: Apertura del rift, sedimentación sin-rift y desarrollo de la plataforma carbonatada cretácica. La orogenia Laramide se registró en el sureste mexicano como un cambio drástico en el régimen sedimentario, lo que produjo la desaparición de las plataformas carbonatadas, y el inicio del potente depósito de siliciclastos en la región de Chiapas-Tabasco. Durante el Paleógeno superior inició el proceso de la orogenia Chiapaneca que desarrollo grandes fallas de transcurrancia con predominio de cinemática izquierda, en un escenario thick-skinned (a nivel basamento), asociado al movimiento del sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic, por la traslación hacia el oriente del bloque Chortis. Este periodo de deformación en condiciones frágiles, involucra al basamento y a la carpeta sedimentaria mesozoica, así como a los sedimentos siliciclásticos del Paleógeno y gran parte del Neógeno. Un reajuste en la dirección del movimiento de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica produjo una estructura volcánica alineada NW-SE, denominado Arco Volcánico Chiapaneco hace 2.79 Ma, en el cual se generaron lavas y cuerpos hipabisales andesíticos, además de flujos y material piroclástico emitidos por el volcán Chichonal.

En función de las mediciones obtenidas de las estructuras que se documentaron en la carta, así como de la cinemática de las fallas y, naturaleza de los pliegues, es posible interpretar una orientación NW-SE para los pliegues, dos patrones de dirección, NW y NE, para las fallas normales, y patrones de orientación al NW, NE y E-W para el fallamiento de desplazamiento lateral se puede deducir que son producto de una deformación continua de cizalla rotacional frágil que generó fallas normales NW-SE y NE-SW, y fallas de desplazamiento lateral, orientadas NW-SE, NE-SW y E-W, asociados al mismo campo de esfuerzo.

Con respecto a yacimientos metálicos se delimitó el distrito minero Santa Fe-La Victoria y las zonas mineralizadas de Ixhuatán y Ostuacán.

El distrito minero Santa Fe-La Victoria, se ubica en la porción oriental sureste de la carta, con denuncios mineros a favor de la empresa Frisco S.A. de C.V., en este distrito se tienen yacimientos de reemplazamiento metasomático, así como de tipo epitermal de alta sulfuración, en cuerpos diseminados irregulares, mantos, brechas hidrotermales, vetas y sistemas en stockwork, alojados

en granodiorita-diorita del Intrusivo Santa Fe, observándose una mineralogía de bornita y calcopirita argentífera, algo de oro libre, enargita, galena, poca esfalerita, digenita, tetraedrita, covelita, magnetita y argentita, así como teluros de Au (calaverita y Silvanita). Destaca la mina Santa Fe, inactiva, cuyo cuerpo principal es un manto, con reservas positivas de 400,000 toneladas con una ley de 1 a 2.6 g/t Au, 120 g/t Ag, 1.30% Pb y 0.60% Cu. Otra de las estructuras es San Sebastián, ubicado en la mina Malanga, es una veta asociada a brecha de falla, la cual ha sido explorada con 7,000 m de barrenación, la empresa que realizó su exploración reporta leyes de 4.0 g/t Au, 32 g/t Ag, y 4.49 g/t de Au equivalente, con 5 millones de toneladas. En La mina La Victoria, inactiva, se tiene una brecha epitermal, donde se calcularon reservas de 463,334 toneladas, de ellas como positivas se tienen 352,230 ton., con ley de 5.1 g/t Au, 171 g/t Ag, 1.6% Cu y 1.4% Pb; en el rango de probables se consideran con 111,104 ton, divididas en 49,734 ton., con leyes de 3.4 g/t Au, 254 g/t Ag, 1.9% Cu y 3.0% Pb, y 61,370 ton con leyes de 19.6 g/t Au, 29 g/t Ag, y 340,000 ton., posibles. Con relación a las localidades consideradas como prospectos, se tiene San Sebastián, en el que se observa calcopirita y pirita diseminada, con valores de 0.007 a 0.028 g/t Au; Siberia Monte Hareb y Monte Chico, presentan vetilleo en stockwork de limonita-hematita, y pirita diseminada, con valores de 0.011 g/t Au, en Siberia, para Monte Hareb de 0.020 a 0.021 g/t Au y en Monte Chico de 0.011 a 0.013 g/t Au.

La zona mineralizada Ixhuatán, se ubica en la esquina sureste de la carta, en ella se tienen concesiones de Linear Gold, la cual ha realizado trabajos de exploración con barrenación y geofísica en las áreas de alteración hidrotermal El Campamento y Cerro La Mina, se identificaron las áreas de alteración San José y San Isidro, todas hospedadas en rocas del intrusivo granodiorítico terciario. Dentro de esta zona se han delimitado y descrito en trabajos previos de exploración realizados por otra empresa tal es el caso de la alteración El Campamento (potásica-argilización), a la que se le ha interpretado una forma de embudo, con una superficie aproximada de 0.49 km², y profundidad de 350 m. Explorada con barrenos que han interceptado intervalos mineralizados de hasta 365 m con valores de 1.30 g/t Au e intervalos aislados de 48 g/t Au, y 91.5 g/t Ag. Se han estimado recursos medidos e indicados de 1.041 Moz de Au y 4.4 Moz de Ag en 17.6 Mt con una ley de Au de 1.84 g/t y Ag de 7.79 g/t. Los recursos inferidos son de 0.703 Moz de Au y 2.26 Moz de Ag en 21.8 Mt con ley de 1.01 g/t Au y 3.23 g/t Ag, todos considerando una ley de corte de 0.50 g/t Au. La alteración Cerro La Mina (piritización-argilización), cubre una superficie de 6.26 km², con una profundidad de 500 m, con pirita diseminada, calcopirita, molibdenita, arsenopirita, bornita, enargita, covelita, digenita e idaíta. En el prospecto Cerro La Mina se tienen valores de 0.009 a 0.90 g/t Au, 0.0058 a 0.016% Pb, 0.006 a 0.01% Cu y de 37 a 69.30 ppm As. En ésta área se presenta un extenso lithocap con valores normales de >0.10 g/t Au, algunos barrenos han interceptado 493 m con leyes de 0.50 g/t Au y 0.3% Cu. En la alteración San José (piritización-argilización) se tienen los prospectos San José Valtierra y San José Paraíso, ambos son stockwork con valores de 0.009 a 0.011 g/t Au, 0.01 % Cu y 9.90 ppm As; para el segundo los valores son de 0.011 a 0.016 g/t Au, de 31.20 a 49 ppm As; El Aguacate es un crestón y brecha, asociado a una falla sinistral que afecta a una zona de skarn, con valores de 0.008 a 0.010 g/t Au y 13.60 ppm As. En la alteración San Isidro (silicificación), se ubica el prospecto San Isidro, es una veta, con valores de 0.010 a 0.15 g/t y 25.60 a 292.90 ppm As. En el área de la alteración se reportan valores anómalos de Au, Ag y Mo en muestras de suelo de hasta 0.975 g/t Au, 31 g/t Ag y 75 ppm Mo. El muestreo de esquila sobre la roca alterada dio valores de 1.67 g/t Au y 0.69 % Cu.

Con respecto a la zona mineralizada de Ostucán, ubicada en el sector noroeste de la carta, fue estudiada por el CRM en el siglo pasado, evaluando lateritas derivadas del intemperismo en andesitas del Plioceno, la cual incluyo geología superficial, de semidetalle y 1,407 m en 294 barrenos

con el método Auger. Se obtuvieron 1,333 muestras para análisis químicos por Al_2O_3 total, SiO_2 total, Fe_2O_3 total, y PxC, además de pruebas de beneficio. Se definieron las áreas Catedral de Chiapas, Herradura, Chamizal, Chapultepec, Hidalgo y Antena (en esta carta Ixhuatán solo se encuentran parte de las dos primeras). La mejor zona fue ubicada hacia los lóbulos del derrame y fuera del límite occidental de la carta. Del estudio mencionado se obtuvo 4'710,783 ton., con calidad Bayer y leyes de 34.02% de alúmina soluble y 4.85% de sílice reactiva, así como 1'173,964 ton., de material marginal con leyes de 31.20% y 8.07% de alúmina soluble y sílice reactiva. En la carta solo se identificaron como prospectos. Paraíso y Catedral de Chiapas, con valores de 23.88% Al, 12.49% Fe, y 0.007 g/t Au para el primero y 19.29% Al, 15.13% Fe y 0.007 g/t Au, para el segundo.

Se documentaron en operación dos plantas de agregados pétreos: Triturados y Construcciones de Chiapas S.A. de C.V, que cuenta con dos plantas trituradoras con una capacidad instalada de 550 m³ diarios en cada una. Mediante trituración y cribado de una de las plantas se produce aproximadamente 400 m³ diarios de grava de 1½" y ¾", sello, arena, revestimiento, gravón y materiales especiales. Y Río de la Sierra, que, mediante cribado y trituración, produce arena triturada y lavada, grava de 1 ½, ½ y ¾, además de boleó (bloques subredondeados-subangulosos con un diámetro menor a 0.50 m), los materiales son empleados en el mercado de la construcción.

I. INTRODUCCIÓN

I.1.- Objetivo del estudio.

Para cumplir con el Programa de Cartografía Geológico-Minera y Geoquímica a escala 1:50,000, el Servicio Geológico Mexicano (SGM) llevó a cabo el levantamiento de la carta Ixhuatán clave E15-C39 ubicada en el estado de Chiapas.

La finalidad es proporcionar al sector minero, a los investigadores, a los estudiantes y a los usuarios en general, la información geológica y minera del territorio nacional. Para ello, se emplean tecnologías y herramientas actualizadas.

El programa se basa en la misión del SGM, generar el conocimiento geológico de México, promover su difusión y su mejor aplicación, que fomente la inversión, la competitividad y el aprovechamiento sustentable de los recursos minerales y naturales no renovables.

La institución, como rectora en geo-ciencias, participa activamente en el desarrollo económico y social del país, y por ello es que contribuye con la información geológica sistematizada que se presenta en este informe y demás material gráfico.

I.2.- Trabajos previos.

La región que comprende la carta Ixhuatán (E15-C39) ha sido estudiada por el interés que tiene desde el punto de vista petrolero, minero, geotérmico, geotécnico, académico y científico.

Diversas instituciones han estudiado aspectos geológicos diferentes desde hace más de 60 años. Las instituciones más interesadas han sido Petróleos Mexicanos (PEMEX), Consejo de Recursos Minerales (CRM), Servicio Geológico Mexicano (SGM), Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), la Sociedad Geológica Mexicana, la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros y algunas empresas mineras; los trabajos han sido publicados en reportes internos y revistas propias, así como en publicaciones científicas de circulación internacional.

Los trabajos analizados para contextualizar el presente estudio se muestran en la **figura 1** y se describen a continuación:

01.- Guiza R. (1948), realizó un estudio donde refiere los fundos mineros que poseía en 1948, la Compañía Minera Nauyaca, S.A, que suman 1,300 hectáreas

alrededor de la Mina Santa Fe. Hace primero un resumen de la historia minera de la región de Santa Fe en el municipio de Solosuchiapa, Chiapas, desde finales del siglo XIX. Menciona la geología y características de los depósitos minerales, destaca el potencial de exploración e indica la margen derecha del río de La Sierra como la mejor, ya que hay rodados de wollastonita, limonita y pirita que indican la probable existencia de un *gossan*. También refiere otro cuerpo de wollastonita a 8 km de El Salvador al suroeste de Santa Fe.

02.- A partir de noticias periodísticas, Benavides y Wing (1967) visitan algunas manifestaciones sulfurosas en el norte del estado de Chiapas. Los lugares visitados y reconocidos geológicamente fueron Chilón, Yajalón, Caimba y el volcán de La Unión (Chichonal). Todas carecen de importancia económica, aunque las más notables son las sulfatadas del cráter del volcán de La Unión (Chichonal).

03.- Montesinos Hernández (1971), realizó un reconocimiento geológico regional con el propósito de conocer las condiciones geológicas y las posibilidades económicas relacionadas con la prospección minera en el estado, para seleccionar zonas mineralizadas, con el auxilio de un muestreo geoquímico regional. Dentro de la carta estudió el prospecto Santa Fe, contenido en un cuerpo intrusivo granodiorítico con mineralización de sulfuros diseminados con fuerte oxidación y explotado a principios del siglo XX con producción de oro y plata en bolsones de alta concentración; después fueron reabiertos para la explotación de wollastonita.

04.- En 1975, Montesinos Hernández, desarrolló trabajos de exploración a detalle y semidetalle del área de Santa Fe-La Victoria, municipio de Solosuchiapa, Chiapas, apoyado con estudio de polarización inducida. Evalúan reservas poco importantes y discute la posibilidad de que se trate de un pórfido cuprífero.

05.- Osorio Varela (1975) realizó un levantamiento de polarización inducida (P.I.) y resistividad, así como geología a detalle para identificar áreas potenciales para contener cuerpos minerales en el fundo La Victoria. Las zonas anómalas detectadas con P.I. corresponden a sulfuros, principalmente pirita en el *hornfels*.

06.- Aguilar García (1976) evaluó el potencial de 11 concesiones tituladas a nombre de Minera Corzo S.A. de C.V., en una extensión de 1,838 hectáreas en la región de La Victoria, Solosuchiapa. Destaca la presencia de una zona mineralizada de 2.8 km de largo

por 4 km de ancho, desarrollada en una zona de falla con orientación preferencial NW-SE y echados verticales, donde se emplazaron los clavos mineralizados.

07.- Sánchez Montes de Oca (1979) realizó una síntesis de los trabajos hasta entonces elaborados por PEMEX en la Sierra de Chiapas, considerando los aspectos estratigráficos, sedimentológicos y estructurales.

08.- Pineda Ramírez y Montesinos Hernández (1980) del Consejo de Recursos Minerales, en convenio con la empresa Compañía minera Corzo, continuaron los trabajos de exploración geológica minera (iniciados en 1976 y 1978) a efectuar en la mina La Victoria, municipio de Solosuchiapa estado de Chiapas, calculando reservas positivas y probables además de posibles.

09.- El Instituto de Geología de la UNAM, publicó un artículo que aborda la paleogeografía y la tectónica del Mesozoico de México (López Ramos, 1981) donde hace referencia a la apertura del golfo de México en la región que concierne a la porción sureste del país.

10.- Damon y Montesinos Hernández (1978) y Damon *et al.* (1981), publicaron trabajos sobre la edad del vulcanismo y la metalogénesis en el estado de Chiapas.

11.- El INEGI (1983), publicó la carta geológica Villahermosa (E15-8) en escala 1: 250,000, en su superficie queda integrada la carta Ixhuatán.

12.- Campa y Coney (1983), en un trabajo tectónico de escala regional, propusieron una división de entidades tectónicas con características de basamento propias e independientes entre sí. El basamento para la región que comprende el sureste de México es un complejo meta-plutónico que registra dataciones desde el Pérmio-Triásico, cubierto por secuencias sedimentarias continentales y marinas desde del Mesozoico y el Cenozoico, denominado terreno Maya.

13,14.- En su estudio sobre la transición entre el sistema cordillerano norteamericano al dominio caribeño, Carfantan (1981 y 1986), propone una relación entre el sistema Polochic-Motagua y las estructuras desarrolladas en el estado de Chiapas.

15.- Amos (1987), estudia y analiza el origen y paleogeografía en el Triásico-Jurásico y origen de la cuenca del golfo de México.

16.- Quezada Muñetón (1990), realiza un análisis de los límites sedimentarios del Cretácico medio-superior y el Terciario en la Sierra de Chiapas y propone una evolución tectónica de la Sierra de Chiapas.

17.- Vélez Scholvink (1990), propuso un modelo de evolución tectónico-sedimentaria de México, que funciona por medio de fallamiento transcurrente, que incluye la Sierra de Chiapas.

18.- El Prospecto Villahermosa elaborado por De la Cruz y Peña (1991), tuvo como principal objetivo seleccionar y jerarquizar áreas con interés económico petrolero, así como proponer trabajos complementarios de exploración para la región limítrofe entre los estados de Chiapas y Tabasco.

19.- Sedlock y Ortega (1993), efectuaron un importante trabajo de recopilación y síntesis de datos geocronológicos de todo el país y propusieron una nomenclatura diferente de los terrenos tectonoestratigráficos, aunque los límites de éstos, en el mencionado trabajo, son menos definidos con respecto a los propuestos 10 años antes por Campa y Coney.

20, 21, 22.- Morales Salinas *et al.* (1987, 1992), Morales Salinas (1994), estudiaron los depósitos de lateritas en la región de Ostucán, Tenejapa, Pichucalco y Tecpatán al noroccidente de la carta, donde realizaron trabajos de exploración a semidetalle, topografía y barrenación Auger. Los resultados fueron favorables en cuanto a contenido de aluminio, pero la recuperación representó un problema que no se pudo superar.

23.- Mandujano y Vázquez (1996) analizaron la distribución de todas las unidades litoestratigráficas del rango Jurásico superior-Eoceno en la Sierra de Chiapas, concluyen que el ciclo sedimentario se inició con los depósitos de la Formación Todos Santos y el cierre se manifiesta con los depósitos de la Formación El Bosque.

24.- Sánchez Montes de Oca (2003), realizó un entrenamiento para los técnicos de Pemex Exploración y Producción (PEP), en convenio entre el Instituto Politécnico Nacional con el PEP, en su Cuarta Brigada Escuela, donde realiza una descripción de la estratigrafía y características estructurales más importantes en la zona de fallas de transurrencia, lo que permite aportar información para el entendimiento de la evolución de la Sierra de Chiapas.

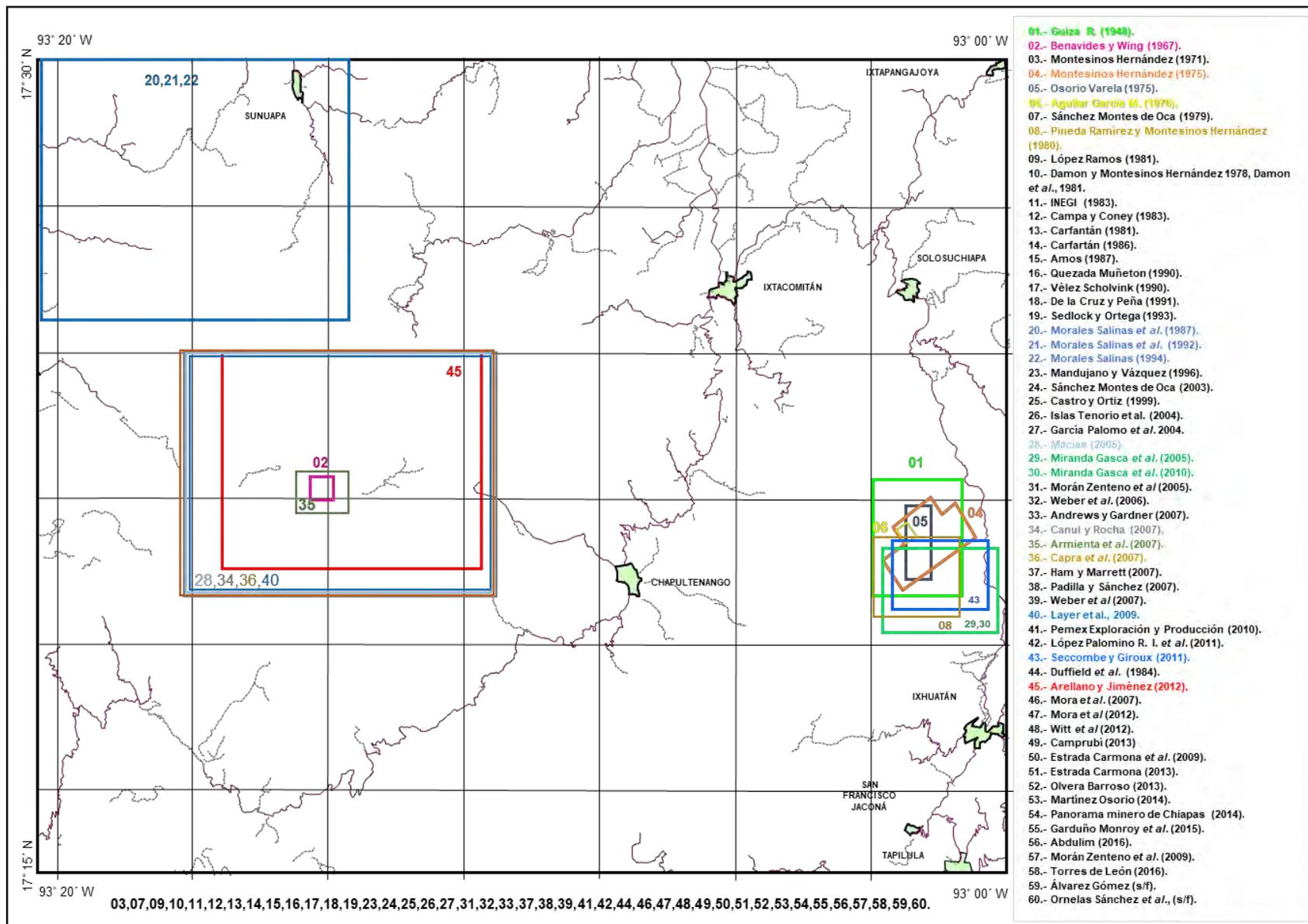


Figura 1.- Localización de trabajos previos

25, 26.-El Consejo de Recursos Minerales realizó la Monografía Geológico Minera del estado de Chiapas (Castro y Ortiz, 1999), en la que actualizó aspectos geológicos y mineros haciendo énfasis en aspectos de infraestructura minera, y posteriormente llevó a cabo la cartografía geológica minera de la carta Villahermosa (E15-8) en escala 1:250,000 (Islas Tenorio *et al.*, 2004) que abarca la totalidad de la carta Ixhuatán, en este trabajo se cartografiaron las unidades litoestratigráficas antes agrupadas para una mejor representación a esa escala.

27.- García Palomo *et al.* (2004), realizaron un análisis estructural y del vulcanismo del volcán Chichonal, en el sureste de México. Concluyendo que la región se localiza dentro de la provincia de fallas de transcurrancia, donde se tiene una serie de bloques levantados y hundidos limitados principalmente por fallas de movimiento sinistral, esto generó un sistema de fallas conjugadas; unas con tendencia dextral orientadas N-S y otras sinistral orientadas E-W. La ocurrencia de sismos a profundidades de <40 km en la región, está relacionada con el mecanismo de fallas transcurrentes, las cuales se han formado en el sur de México desde el Mioceno tardío, controlando el emplazamiento y actividad del volcán Chichonal desde su inicio en el Plioceno hasta el Reciente, esta tectónica ha producido rocas de composición traquiandesita calco-alcalinas y traquibasaltos ricos en K, típicos de un magmatismo de arco continental.

28.- Macías (2005) realizó estudio de la geología e historia de los volcanes activos entre ellos del volcán Chichonal y los depósitos asociados a su actividad.

29.- Miranda Gasca *et al.*, 2005, realizan un trabajo de exploración de los depósitos de oro, plata y cobre de Ixhuatán, estado de Chiapas, definiendo una nueva provincia metalogenética alcalina en el sureste de México. Encontrándose basaltos-andesitas alcalinas con una edad de 2.8 Ma, que son afectadas por granodioritas-dioritas de la misma edad.

30.-En 2010, Miranda Gasca *et al.*, estudiaron, para *Linear Gold Corporation*, los antecedentes de la zona mineralizada de Jaconá, así como diferentes reportes de leyes en las zonas denominadas El Campamento, Anomalía Oeste, Anomalía Cerro Mina y San Isidro. Mencionan paragénesis minerales, leyes, reservas, datos de inclusiones fluidas, geología estructural y geología regional para identificar la génesis de depósito, comparándolo con el de Santa Fe, para proponer modelos más regionales sobre esta interesante zona mineralizada. Concluyen que el distrito de Santa Fe y las zonas estudiadas, contienen depósitos del tipo pórfido de Cu-Au, reemplazamientos de metales base, y brechas epitermales de alta sulfuración, donde se

observa el fenómeno de teléscopo, es decir los depósitos epitermales se sobreponen a los cuerpos de sulfuros mesotermales.

31.- Morán Zenteno *et al.*, (2005) estudian La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México. Concluyendo que el conocimiento de la estructura y la estratigrafía cenozoica del sur de México revelan una evolución caracterizada por eventos de deformación orogénica iniciados en el Cretácico tardío, seguidos por episodios de truncamiento de la margen continental y extinción gradual del magmatismo de arco en la Sierra Madre del Sur, antes del desarrollo de la Faja Volcánica Transmexicana.

32.- Weber *et al.*, (2006) estudiaron los sedimentos de la Formación Santa Rosa en el bloque Maya en el sureste de México para comprender la evolución tectónica de esa zona de México.

33, 34, 35, 36.- Andrews y Gardner (2007), Canul y Rocha (2007), Armenta *et al.* (2007), enfocaron sus estudios en la intención de dilucidar la evolución termal del volcán Chichonal, mientras que Capra *et al.*, (2007) simularon los flujos piroclásticos del mismo Chichonal.

37.- Ham y Marrett (2007), elaboraron un libreto guía del proyecto de caracterización de sistemas de fracturamiento de Chiapas y Tabasco, donde establecieron modelos de deformación para las estructuras registradas en rocas carbonatadas del Mesozoico.

38.- En el año 2007, Padilla y Sánchez, publicó un artículo donde analizó la evolución tectónica del sureste mexicano desde el Mesozoico hasta el presente, en el contexto regional de la apertura del golfo de México. En este documento se propone que la orogenia Laramide está asociada al cambio de régimen sedimentario carbonatado a terrígeno en el Paleoceno y que durante el Mioceno medio se produjeron, por el movimiento del bloque Chortis, los pliegues y fallas de la cadena Chiapas-Reforma-Akal.

39.- Weber *et al.* (2007) realizaron nuevas edades isotópicas en circones e interpretaron la evolución del bloque Maya.

40.- Layer *et al.* 2009, presenta una nueva interpretación de la evolución del volcán Chichón con base en fotogeología, trabajo de campo, química y 10 dataciones de roca total con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que se ubican en el cráter principal y sus alrededores. Concluye que el Chichón forma parte de un complejo volcánico formado por cráteres y domos. El magmatismo en el complejo inició hace 370,000 años

con la emisión de domos de lava actualmente sepultados por depósitos recientes. Durante el Holoceno la actividad magmática formó el cono de tobas Guayabal y un cono de tobas al interior del cráter Somma que fue reactivado en varias ocasiones, la última durante la erupción de 1982. Las rocas del complejo volcánico son andesitas potásico-alcalinas muy homogéneas.

41.- PEMEX, Exploración y Producción publicó un documento (2010) que modifica y clasifica las provincias geológicas de México de acuerdo a un nuevo concepto. Según este trabajo, la región comprendida en la carta Ixhuatán, pertenece a la provincia denominada Cinturón Plegado de Chiapas.

42.- El equipo de profesionales responsables del Léxico Estratigráfico de México en el Servicio Geológico Mexicano, revisó el estado nomenclatural de las formaciones Cantelhá, Jolpabuchil, Soyaló, El Bosque, La Laja, Depósito, Encanto, Concepción y Filisola, que afloran en la carta Ixhuatán (López Palomino *et al.*, 2011).

43.- Seccombe y Giroux (2011), estudiaron detalladamente el lote "Río Negro" propiedad de *Linear Gold Corporation*. En la región de Ixhuatán, estado de Chiapas. El reporte incluye los resultados de geología superficial, geofísica aeromagnética, polarización inducida, programa de perforación y geoquímica de suelos. Como resultado de estos estudios propusieron las zonas: Campamento, Cerro la Mina, Central, San Isidro, Caracol, Laguna Chica y Cacaté. El informe incluye leyes de cobre, oro, y barrenación llegando a reservas, así como los inicios de un análisis de pre-factibilidad del proyecto minero y beneficio.

44, 45.- El volcán Chichonal ha sido objeto de diversos estudios, entre los que destacan los realizados por Duffield *et al.* (1984), que estudian la geología del volcán, Arellano y Jiménez (2012) en el que analizaron aspectos estructurales del volcán para utilizarlos en el estudio de su aprovechamiento geotérmico, concluyendo que el yacimiento geotérmico puede estar alojado en la secuencia sedimentaria de calizas. Las características termales en el área del complejo volcánico indican la existencia de una fuente de calor de alta temperatura, susceptible de ser aprovechada para generar energía eléctrica como una fuente alterna de energía.

46, 47.- Mora *et al.* (2007, 2012), estudiaron el arco volcánico Chiapaneco e interpretaron su evolución a partir de nuevas edades geocronológicas.

48.- Witt *et al.* (2012), discuten sobre el origen de la Sierra Madre de Chiapas tomando como parámetros el

estudio de proveniencia de sedimentos y la termo cronometría de apatitos.

49.- En 2013, Camprubí, publicó un análisis de los diferentes yacimientos del país, en este trabajo, el autor estudió la distribución espacial y temporal de más de 200 depósitos minerales con base en las edades absolutas y relativas de la mineralización.

50, 51.- Estrada Carmona *et al.*, (2009) estudiaron la trayectoria y metamorfismo de las rocas en el macizo en la zona central de Chiapas. Además, Estrada Carmona (2013), en su tesis de doctorado, analiza el magmatismo y las implicaciones en la evolución tectónica del noreste de Gondwana en el Paleozoico.

52.- Un análisis estructural aplicado a la ocurrencia de hidrocarburos (Olvera Barroso, 2013) se realizó en la zona costera de Tabasco.

53.- Martínez Osorio (2014), analizó la sedimentología y diagénesis en rocas del Cretácico de la Sierra de Chiapas.

54.- El Servicio Geológico Mexicano (2014) pone a disposición del público un documento denominado Panorama Minero del estado de Chiapas, en el cual se informa sobre la producción minera del estado.

55.- Garduño Monroy *et al.*, (2015) estudian la geodinámica, las características geoquímicas, de los volcanes Tacaná y El Chichonal ambos en el estado de Chiapas. El Tacaná representa la porción noroeste del Arco Volcánico de Centroamérica, mientras que el Chichonal se localiza en la porción noroeste del moderno arco volcánico Chiapaneco. Ambos arcos deben su origen a zonas de magmatismo desarrolladas en la subducción de la placa de Cocos debajo de las placas de Norte América y del Caribe. Una zona de *Wadati-Benioff* bien definida soporta el modelo del Arco Volcánico de Centroamérica, sin embargo, datos disponibles indican que la placa de Cocos subducida no alcanza la región del manto debajo del moderno arco volcánico Chiapaneco.

56.- Utilizando trazas de fisión en apatitos, Abdulim (2016), realizó un estudio termo tectónico y de procedencia de sedimentos de la Sierra de Chiapas.

57, 58.- La evolución del bloque Chortis ha sido estudiada a partir de datos geocronológicos y estudios de deformación por Morán Zenteno *et al.*, (2009) y Torres de León (2016).

59.- Álvarez Gómez (s/f) estudió la tectónica activa y geodinámica en el norte de Centroamérica. Este autor

concluye que esta área puede dividirse en dos zonas cuyas condiciones tectónicas son diferentes: Por un lado, el Arco Volcánico Centroamericano y por otro el bloque Chortis. La primera muestra una deformación que depende tanto de la deriva de la placa del Caribe, a la que la parte oriental del bloque de Chortis está soldado, como de la zona de subducción; mientras que el bloque de Chortis se deforma principalmente como efecto de la deriva de placa de Caribe con respecto a la de Norteamérica y la geometría de los límites del bloque al noroeste y suroeste.

60.- Ornelas Sánchez *et al.* (s/f), estudiaron la evolución de los ambientes sedimentarios y de los conjuntos orgánicos que la poblaron durante el Cretácico superior en el sureste mexicano.

I.3.- Método de trabajo

La carta geológico-minera y geoquímica Ixhuatán (E15-C39), se levantó conforme a la metodología diseñada por la Gerencia de Geología y Geoquímica del Servicio Geológico Mexicano; documentada en el Sistema Integral de Gestión. El proceso se lleva a cabo en un período de diez meses.

La primera etapa, de gabinete, contempla la recopilación y análisis de la bibliografía para conocer los antecedentes geológicos del área. Paralelamente, se interpretan los rasgos geológicos y estructurales en las imágenes de satélite y las epipolares, y se verifica el tipo y modelo de yacimientos minerales que pueden esperarse en la región. Se establece así, un contexto geológico preliminar.

Durante el levantamiento de campo, se llevan a cabo las siguientes actividades:

- Descripción de las unidades lito-estratigráficas, sus relaciones entre sí, y con los yacimientos minerales.
- Se miden datos estructurales de fracturas, fallas, foliación, flujo, pliegues, y micro-pliegues.
- Se colectan muestras representativas para estudios de petrografía, datación radiométrica, contenido de fósiles y microfósiles y su edad, así como el ambiente sedimentario. Se mapean las rocas volcánicas y las intrusivas, así como domos exógenos y endógenos.
- Se describen y muestrean los yacimientos minerales metálicos y no metálicos. Se establece su relación con la geología estructural e igualmente se señala la extensión y tipo de las alteraciones hidrotermales, y se

determina el modelo del depósito. Para apoyar los conceptos se envían muestras para estudios de mineragrafía, difracción y fluorescencia de rayos X, inclusiones fluidas, roca total, y caracterización física.

Descripción de las localidades mineras, su producción, tamaño, forma, extensión, reservas, infraestructura, empresa, planes de exploración y tipo de depósito.

Con la información geológica y minera, se determinan áreas favorables para la prospección. Se especifican detalles del concepto, modelo, afinidades con otros distritos o zonas mineralizadas y potencial.

– Ubicación de todas las localidades y puntos de control con GPS y con el colector de datos digital. Se elaboran los planos de avance.

Se colectan muestras de sedimentos activo de arroyo-una por cada 5km²- se analizan químicamente, se elaboran las estadísticas y se configuran los planos geoquímicos que muestran la distribución de las anomalías de agrupaciones de elementos y mono-elementales. Finalmente, se redacta el capítulo de Geoquímica.

En la etapa final, de gabinete, se ordena toda la información de campo, las tablas, bases de datos y niveles cartográficos. Se construye la columna estratigráfica y se recopilan todos los análisis y estudios solicitados.

El proceso se lleva a cabo usando un sistema de información geográfica (GIS) a partir del cual se elaboran todos los niveles de información cartográfica: contactos, estructural, dataciones, muestreo, yacimientos minerales e infraestructura minera. En las gerencias de Teledetección y Edición Cartográfica y en la de Documentación Técnica se edita y publica la carta definitiva.

El Informe final se redacta durante la tercera etapa. Incluye capítulos de estratigrafía, tectónica y geología estructural. Se hace énfasis en los yacimientos minerales tanto metálicos como no-metálicos, y su relación con los procesos geológico-estructurales para dilucidar si existen zonas potenciales prospectivas. El reporte incluye conclusiones y recomendaciones. Se revisa, se edita y se publica para que los usuarios tengan acceso a la información.

II.GEOGRAFÍA

II.1.- Localización y extensión del área

El área que comprende la carta Ixhuatán (E15-C39) se localiza en la porción suroriental de país, en la región noroccidental del estado de Chiapas, entre las coordenadas geográficas 17° 15' a 17° 30' de latitud norte, de 93° 00' a 93° 20' de longitud oeste, cubre una superficie de 981 km². (**Figura 2**)

II.2.- Acceso y vías de comunicación

El acceso a la carta, desde la capital del estado, Tuxtla Gutiérrez, puede realizarse hacia el oriente rumbo a Chiapa de Corzo, desde donde se puede tomar la carretera nacional No. 195 hacia el norte, que pasa por Ixtapa, Soyoló, Bochil, Jitotol de Zaragoza, Pueblo Nuevo Solistahuacán, Rincón Chamula y Rayón, para llegar 10 kilómetros después al poblado de Tapilula que se encuentra en el extremo suroriental de la carta.

A partir de ahí la misma carretera mantiene una dirección general norte-sur hasta llegar a Ixhuatán, continuando a Solosuchiapa, de donde cambia de dirección hacia el oeste hasta Ixtacomitán, para seguir hacia el norte hasta Pichucalco.

De ahí la distancia hacia Villahermosa, Tabasco, es de aproximadamente 80 kilómetros. Esta carretera está generalmente en buenas condiciones y el tiempo de recorrido desde Tuxtla Gutiérrez hasta Ixhuatán es de aproximadamente 3.00 horas.

De Ixtacomitán se puede tomar una carretera pavimentada de segundo orden con dirección a Chapultenango y Francisco León. Desde ese poblado se conectan terracerías que conectan al sur con Tecpatán (fuera de la carta) y con Ostucacán en el extremo noroccidental de la zona de estudio, desde donde se conecta nuevamente con una carretera pavimentada que comunica a Reforma, Chiapas.

Existen otros caminos secundarios pavimentados, como los de Pichucalco-Sunuapa, Pichucalco-Viejo Nicapa, Ostucacán-Catedral de Chiapas y Solosuchiapa-Ixtapangajoyá en la esquina nororiental de la carta.

Además, existen otras terracerías que comunican a diferentes poblados y colonias ubicadas dentro de la carta (**Figura 2**).

Los poblados Tapilula e Ixtacomitán, cuentan con todos los servicios, como energía eléctrica, telefonía convencional y móvil, gasolinera, tiendas, servicios

bancarios limitados, servicio médico, educación, hotelería y restaurantes. La mayoría de las comunidades cuentan con energía eléctrica, sin embargo, los servicios de drenaje, agua potable y telefonía son muy deficientes. Las escuelas son escasas.

II.3.- Fisiografía

De acuerdo con la clasificación propuesta por Raisz (1964), la carta se ubica en la provincia fisiográfica Tierras Altas de Chiapas y Guatemala; utilizando la división de subprovincias, la carta queda localizada, entre las subprovincias Sierras Plegadas y Los Altos de Chiapas, ocupando la mayor superficie de la subprovincia Sierras Plegadas (**Figura 3**).

La región es predominantemente montañosa en su porción sur y central, aunque en el norte se presentan zonas más bajas y planas. A la altura del poblado Ixtacomitán las elevaciones van disminuyendo hacia el norte.

La zona más baja se ubica en la ribera del río Pichucalco, en la localidad Río de Janeiro al nororiente de la carta, donde las curvas de nivel muestran una elevación de 20 msnm.

En contraste, la región suroriental de la zona estudiada presenta las regiones con mayor elevación, entre las que destacan los cerros Valtierra y La Mina con cotas de 1,600 y 1,780 msnm respectivamente.

Este último representa la máxima elevación en la región y corresponde con afloramientos de rocas intrusivas y volcánicas. En esta zona la morfología es de desniveles abruptos y pendientes fuertes. Lo que propicia, con frecuencia, la ocurrencia de deslaves y derrumbes.

Destaca también la presencia de una estructura de forma cómica localizada en la porción centro occidental de la carta y que corresponde con el volcán Chichonal, el cual tiene una elevación máxima de 1,700 msnm.

La porción nororiental de la carta Ixhuatán se caracteriza por la presencia de rocas clásticas sammíticas y pelíticas en alternancia, lo que produce formas escalonadas, con una ladera del cerro inclinada suavemente y la opuesta de inclinación abrupta, la ladera suave corresponde con estratos de arenisca y los más verticales a lutita.

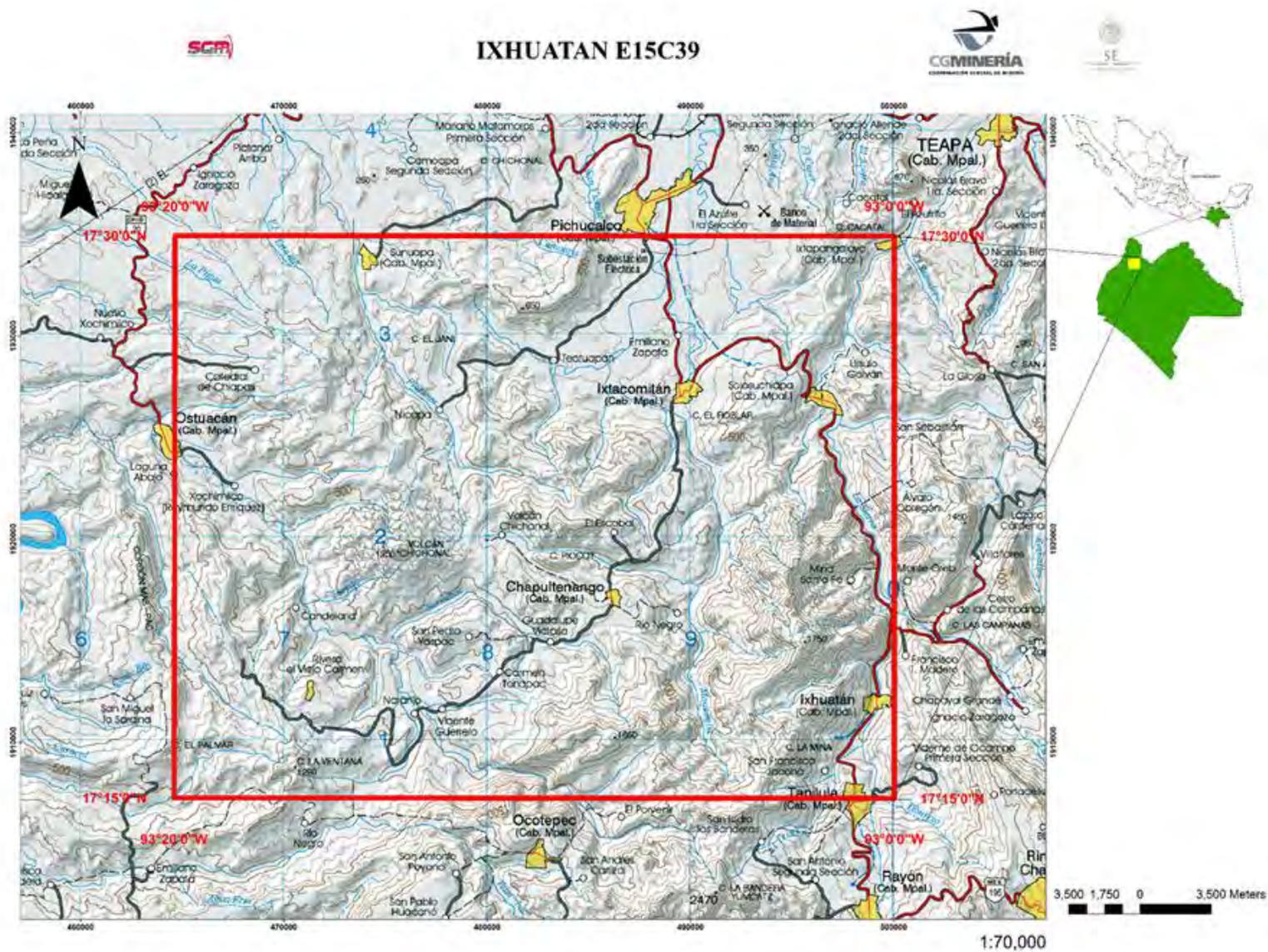


Figura 2. Localización y vías de comunicación.

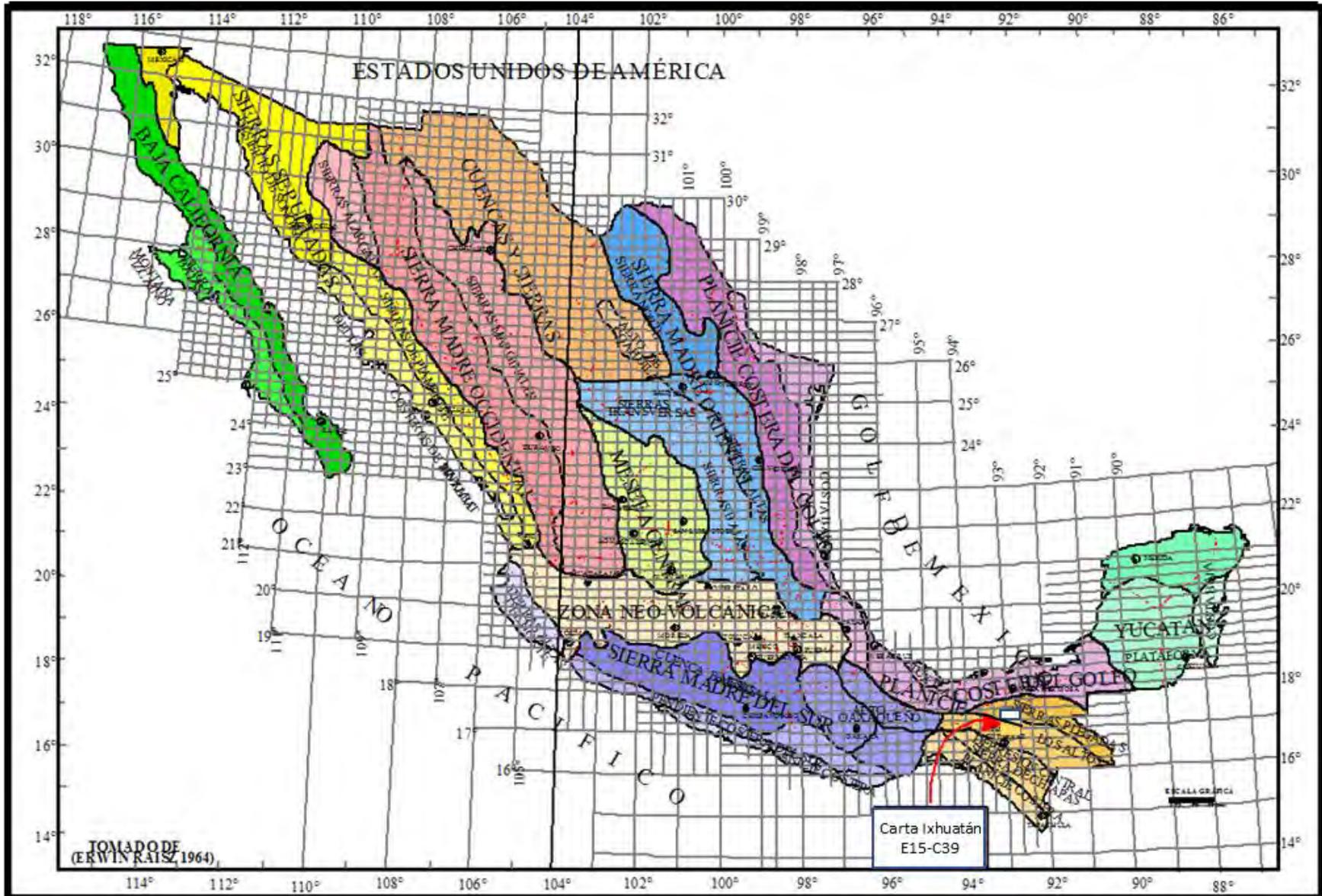


Figura 3. Provincias fisiográficas de México (Raisz, 1964).

III.GEOLOGÍA

III.1.- Marco geológico

La carta Ixhuatán (E15-C39), pertenece al terreno estrato tectónico Maya (Campa y Coney, 1983). Este terreno está compuesto por un basamento ígneo metamorfozado del Paleozoico, sobreyacido por metasedimentos del Devónico y Pérmico afectados por intrusivos, sobre los cuales se depositó discordantemente, una secuencia de sedimentos continentales y rocas volcánicas andesíticas del Jurásico medio y superior que pasan transicionalmente a sedimentos carbonatados del Cretácico, para concluir con el depósito de secuencias calcáreo – arcillosas del Paleoceno y el Plioceno. Las rocas que afloran en la carta Ixhuatán pertenecen mayormente a rocas carbonatadas del Cretácico inferior-superior y a sedimentos siliciclásticos y carbonatados del Cenozoico.

Campa y Coney *op cit.*, compararon la distribución de los yacimientos de metales preciosos de oro y plata con o sin plomo, zinc y cobalto y los yacimientos de Pb-Zn o sin asociación con oro, plata y cobalto identificados por Salas en 1975 (en Campa y Coney *op cit.*), los asociaron a los diferentes tipos de basamento conocido en el país para concluir que el 7% de los yacimientos del primer grupo se ubican en el terreno Maya-Coahuila y 14% de los del segundo grupo se presentan en ese mismo conjunto.

La evolución geológica del sureste mexicano, según Padilla y Sánchez (2007), está ligada al desarrollo del golfo de México, cuyo proceso de apertura inicia con la fragmentación y dispersión de Pangea. Según este autor, la sedimentación de la cuenca inició con el depósito de lechos rojos continentales en el Triásico tardío y Jurásico temprano, posteriormente, durante el Calloviano, se produjo una invasión marina proveniente del océano Pacífico, la cual cubrió una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación, lo que favoreció el depósito de grandes volúmenes de sal en la zona central de la cuenca.

A partir del Jurásico tardío y hasta el Cretácico tardío la sedimentación fue predominantemente carbonatada con cambios paulatinos a depósitos siliciclásticos en el inicio del Paleógeno atribuidos al efecto de la orogenia Laramide. Durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica se alojó en grandes depocentros en el antepaís de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del golfo de México.

El movimiento del bloque Chortis y de la subducción de la placa de Cocos contra la terminación de la placa de Norteamérica, en el Mioceno medio formó los pliegues y fallas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal sobre un *décollement* al nivel de la sal calloviana. Estas estructuras se bascularon hacia el NNW cuando la sal se movilizó hacia el norte. Esta nueva posición de la masa de sal generó nuevos depocentros y mini cuencas, controlados por fallas con vergencia hacia las zonas más profundas del golfo de México y por fallas antitéticas regionales, que limitan las cuencas del sureste. El movimiento gravitacional de los depósitos cenozoicos causó inversión tectónica en las cuencas neógenas.

Ham y Marrett (2007) consideran también que la Sierra de Chiapas, está formada como consecuencia de la apertura del golfo de México. En su evolución mesozoica se pueden distinguir las etapas de apertura del *rift*, la sedimentación *syn-rift* y la presencia de la plataforma carbonatada cretácica. Según estos mismos autores, durante el Terciario, se registran los efectos de dos eventos tectónicos. El primero es la orogenia Laramide, del final del Cretácico hasta el Eoceno. El segundo corresponde al Evento Chiapaneco, el cual se registró del Oligoceno tardío al Plioceno, formando el cinturón plegado de la Sierra de Chiapas.

Las unidades cartografiadas (**Figura 4**) e identificadas en la columna estratigráfica (**Figura 5**) de la carta Ixhuatán, están compuestas por la formación carbonatada del Cretácico superior, denominada Jolpabuchil, la cual es concordante hacia la cima con la Formación Soyaló del Paleoceno, la que consistente de clásticos terrígenos constituidos por lutita, arenisca y esporádicas intercalaciones de caliza, correspondientes a facies de mar abierto. Del Eoceno al Oligoceno se depositó la Formación El Bosque formada por limolita rojiza, arenisca de cuarzo de grano fino a grueso, con alto contenido de micas, con cemento arcillo-ferruginoso y en ocasiones calcáreo, con lentes de gravillas de cuarzo y conglomerado. Estos terrígenos corresponden a facies de litoral en la base y francamente continental en el resto de la columna. Hacia la base cambia transicionalmente a la Formación Soyaló y a la cima se intercala con las formaciones Mompuyil y La Laja- Depósito-Encanto.

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO

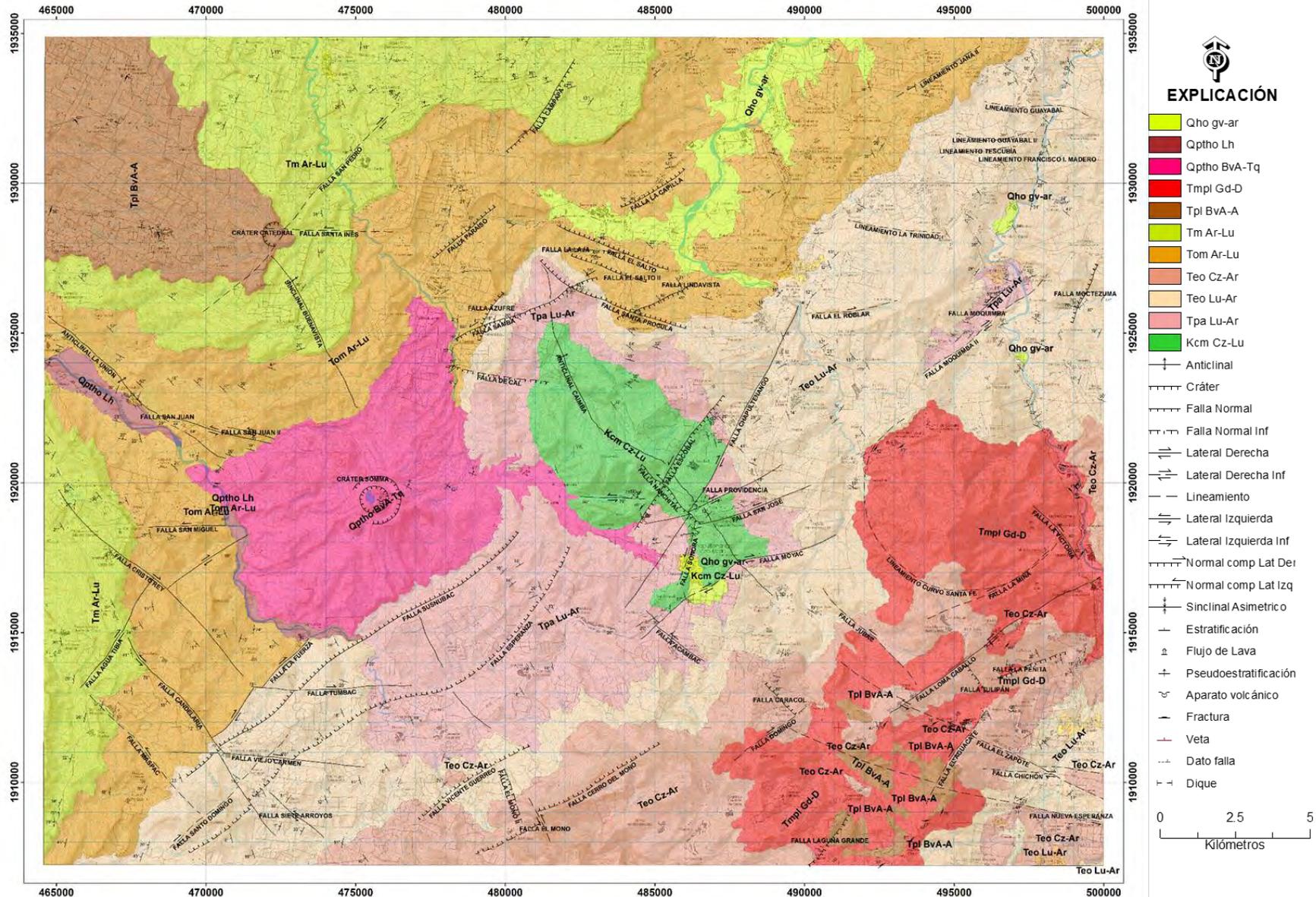


Figura 4. Plano geológico.

SIMBOLOGÍA

CUATERNARIO

- Qho gv-ar Grava-Arena
- Qptho Lh Lahar
- Qptho BvA-Tq Brecha Volcánica Andesítica - Traquita

TERCIARIO

- Tpl BvA-A Brecha Volcánica Andesítica - Andesita
- Tm Ar-Lu Arenisca - Lutita
- Tom Ar-Lu Arenisca - Lutita
- Teo Cz-Ar Caliza - Arenisca
- Teo Lu-Ar Lutita - Arenisca
- Tpa Lu-Ar Lutita - Arenisca

CRETÁCICO

- Kcm Cz-Lu Caliza - Lutita

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

- Tmpl Gd-D Granodiorita - Diorita

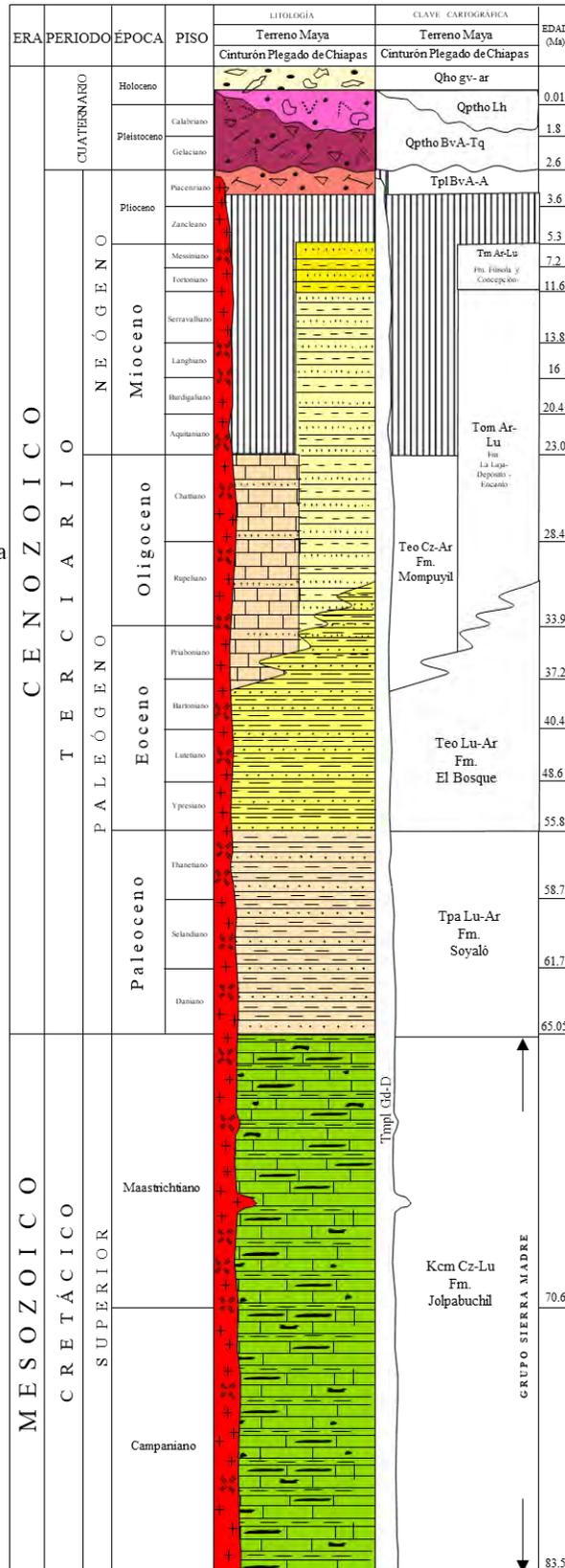


Figura 5.- Columna estratigráfica.

Durante el Oligoceno se depositaron sedimentos carbonatados con esporádicos horizontes de arenisca y lutita que pertenecen a la Formación Mompuyil. Esta caliza se caracteriza por la presencia de fósiles, entre los que destacan corales solitarios de hasta 35 cm de diámetro. La arenisca es de grano grueso conformada por cuarzo, feldespato y abundante mica blanca, con restos de plantas y materia orgánica. La lutita es de color gris, y estructura laminar, con abundante mica blanca. Sobreyace concordante y transicional en cambio lateral de facies a arenisca y conglomerado de la Formación El Bosque y subyace de igual forma a las formaciones La Laja-Depósito-Encanto hasta el Mioceno. El ambiente de depósito es de plataforma somera a litoral, pasando a facies lagunares.

Los terrígenos conformados por arenisca y lutita de edad Oligoceno-Mioceno, pertenecen a las formaciones La Laja-Depósito-Encanto. Estos terrígenos se depositaron de manera transicional en cambio lateral de facies con las formaciones Mompuyil y El Bosque en la base y está cubiertas discordantemente por rocas ígneas de composición andesítica en derrames y brechas del Plioceno. Durante el Mioceno continuó el depósito de arenisca y lutita identificado como formaciones Filisola-Concepción que están cubierta discordantemente por brechas y derrames de composición andesítica del Plioceno.

Cortando a todas las formaciones mencionadas anteriormente se emplazó un cuerpo intrusivo granodiorítico con variación a diorita del Plioceno, y que se ubica en la región suroeste de la carta.

De manera discordante se depositaron sobre las rocas ígneas anteriores, una serie de rocas volcánicas también de composición andesítica, traquiandesítica y traquítica, así como piroclastos y lahares del Pleistoceno, productos emisiones del volcán Chichonal, localizado en la porción centro-occidental de la carta.

La columna estratigráfica está coronada por sedimentos recientes compuestos por gravas y arenas sin consolidar.

El desarrollo estructural de la Sierra de Chiapas, sobre todo durante la deformación generada por el evento Chiapaneco (4° Brigada Escuela, reporte s/f), en el que determina o postulan que el desplazamiento lateral izquierdo del sistema Polochic-Motagua originó pares de fuerzas que formaron las principales estructuras del Cinturón Deformado, y que se produjo a partir de los movimientos relativos entre las placas de Norteamérica, Cocos y Caribe. De acuerdo con ese reporte, el evento Chiapaneco retomó las estructuras generadas durante el Cretácico superior - Paleoceno.

Las estructuras desarrolladas en la región pertenecen a un sistema de fallas de desplazamiento lateral, predominantemente izquierdo, que forman bloques fácilmente identificables por su expresión fisiográfica. El par de fuerzas es convergente y produce la formación de pliegues de eje sigmoidal.

La región donde se ubica la carta Ixhuatán pertenece a la Provincia de Fallas de Transcurrencia (Ham y Marrett, 2007) que está formada por dos subsistemas, el primero orientado NW-SE, mientras que el segundo tiene una orientación preferencial W-E. Este subsistema da origen, a pliegues en échelon, ligados genéticamente a los movimientos de las fallas de transcurrencia. Los sedimentos involucrados son del Oligoceno y del Mioceno, edad en la que inició el evento Chiapaneco. Lo anterior explica la presencia de pliegues que otros autores han considerado de origen laramídico, que es un sistema de deformación esencialmente compresivo de dimensiones continentales.

En la porción interna de la Sierra de Chiapas los plegamientos de la misma edad son de escasa dimensión y predomina la formación de fosas y pilares aparentemente heredados del *rift* de la apertura del golfo de México.

Desde el punto de vista de yacimientos minerales, en la zona está presente el yacimiento de Au-Ag-Pb denominado Santa Fe-La Victoria que está en reactivación.

III.2.- Estratigrafía

III.2.1.-Terreno Maya.

Al final de la década de los años 1970, en la búsqueda de nuevas formas de interpretar la evolución tectónica de la margen pacífica de América, se propusieron nuevas hipótesis, entre las que hubo una con mucha aceptación y que dio explicación lógica a la distribución de recursos minerales metálicos y a su génesis.

Este trabajo de síntesis e interpretación, en México, fue realizado por Campa y Coney (1983), continuado por Sedlock y Ortega (1993) y por otros investigadores que han ido aportando numerosos datos e interpretaciones que han enriquecido las ideas iniciales. Cabe aclarar que este análisis tiene como principal parámetro la naturaleza, evolución y edad de los basamentos en cada división considerada.

En las propuestas de división de elementos denominados terrenos, se definió el conocido como terreno Maya, al cual pertenece la región donde se ubica la carta estudiada. Este terreno es el más amplio

en el oriente mexicano y se propuso como un terreno compuesto, acrecionado a Norteamérica en el Paleozoico tardío durante un evento asociado a la clausura del proto-Atlántico, lo cual produjo los últimos episodios de la orogenia Apalachiana–Ouachita–Marathon.

El basamento del terreno Maya, según Campa y Coney *op cit.*, de edad Pérmico-Triásico, es un complejo plutónico intensamente deformado, cubierto por una secuencia *flysch* del Paleozoico igualmente deformada. Estas características se presentan en el sur de Chiapas, donde afloran sedimentos deformados de edad Pensylvánico-Pérmico, Capas Rojas y rocas volcánicas del Jurásico medio-superior y secuencias marinas transgresivas del Cretácico que cubren al basamento del terreno. Los límites del terreno Maya son aún inciertos, pero se suponen tectónicos.

III.2.2.- Cinturón Plegado de Chiapas.

La provincia Cinturón Plegado de Chiapas (CPCH) se localiza en la porción sureste de la República Mexicana; en el estado de Chiapas, sureste del estado de Veracruz y noroeste de Oaxaca. Limita al noreste con la provincia de la Península de Yucatán, al norte con la provincia Petrolera Sureste y al sur con el batolito de Chiapas.

Sus rasgos estructurales son producto de una historia tectónica que va desde la apertura del golfo de México al presente. Existe un sistema de fallas regionales de movimiento lateral derecho orientado NW-SE que conformaron el sistema a través del cual el batolito de Chiapas y el bloque Yucatán se desplazaron durante toda la etapa de apertura del golfo. Se tienen extensas plataformas carbonatadas que se desarrollaron durante el Cretácico, en la etapa de subsidencia térmica.

Un cinturón plegado es el rasgo más sobresaliente de la provincia, fue generado por el evento tectónico Chiapaneco, donde prevaleció una fuerte deformación compresiva y transpresiva durante el Mioceno medio-tardío. Actividad neotectónica que afecta la provincia debido a la cercanía de límites de placas tectónicas (PEMEX, 2013).

III.2.2.1.- Formación Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu).

Pérez y López (Mayo 2011, Formación Jolpabuchil, Léxico Estratigráfico de México), mencionan que esta Formación carbonatada de plataforma, fue definida inicialmente por González Alvarado en 1963 (en Quezada Muñetón, 1987), quien la considera un miembro del Grupo Caliza Sierra Madre, expuestos en la Sierra de Chiapas. En ese mismo trabajo se propone

la división de esta secuencia en 2 miembros, al primero lo denomina Caliza Cantelhá, de facies de plataforma y de edad Albiano - Cenomaniano y al segundo como Caliza Jolpabuchil de ambiente de cuenca de edad Cretácico superior (Turoniano-Santoniano). Posteriormente, Sánchez Montes de Oca (1969, en Quezada Muñetón, 1987) incorpora el miembro Cintalapa de ambiente de plataforma, al que posteriormente, Castro *et al.* (1975), le asignaron una edad de Turoniano-Santoniano y representa el cambio de facies del miembro Jolpabuchil.

En su trabajo, González Alvarado (1963), distingue una secuencia de carbonatos que aflora en el arroyo Jolpabuchil, situado a 9 km al oeste del poblado Yajalón, Chis., donde describe una secuencia de calizas con textura *wackstone* a *packstone* con fauna planctónica; de colores gris claro, gris oscuro y gris acero, criptocristalina, bien estratificada en capas delgadas con bandas y nódulos de pedernal y abundante fauna. Ocasionalmente se observan superficies estilolíticas rellenas de hidrocarburos, e intercalaciones de flujos turbidíticos que constan de lutita café oscuro y gris verdoso, suave, arenosa, calcárea y bentonítica.

Los carbonatos de esta unidad se encuentran distribuidos en la porciones norte y central de la Sierra de Chiapas y en la región de la presa Chicoasén al norte de Tuxtla Gutiérrez (López Palomino *et al.*, 2011).

En la región de la carta Ixhuatán, la Formación Jolpabuchil representa la unidad más antigua de la columna estratigráfica. Los afloramientos de esta unidad se ubican en la porción central del área de estudio, particularmente al oriente de la colonia Volcán Chichonal al norte del poblado Chapultenango, donde se caracteriza por aflorar en el núcleo de un pliegue que se designa con el nombre de anticlinal Caimba, el cual está afectado por un sistema de fallas de desplazamiento lateral; estas estructuras serán descritas en el capítulo correspondiente.

En la región mencionada la secuencia está compuesta por caliza de color gris oscuro y café por efecto de intemperismo y de color gris oscuro y claro en superficie fresca. Muestra una textura *packstone* con abundantes fragmentos de microfauna. Su estructura es en estratos, a veces ondulante, de potencia variable desde 5 centímetros hasta 1 metro. La presencia de pedernal negro en bandas paralelas a los planos de estratificación, y lentes, es variada, desde algunos horizontes de un par de centímetros, hasta cuerpos alargados de 5 a 6 centímetros. Ocasionalmente se interestratifican con niveles arcillosos de lutita de color café por intemperismo y gris oscuro al fresco; de textura clástica fina y matriz carbonatada. Su estructura es

laminar y fisil en paquetes de 5 a 6 centímetros de espesor.

Al oriente de la colonia Volcán Chichonal, en el punto con coordenadas UTM 15Q 481706N-1920438E, que representa el flanco occidental del anticlinal Caimba, afloran rocas calcáreas de color gris al fresco y café por intemperismo. Su textura es *wackstone* con fragmentos de miliólidos y su estructura es tabular en superficies onduladas que constituyen estratos de aproximadamente 40 centímetros de potencia; muestra moderado fracturamiento. En el flanco oriental del mismo pliegue en el punto con coordenadas UTM 15Q 486855N-1922140E, se presentan afloramientos de caliza de color blanco a gris por efectos de intemperismo y gris en superficie sana, con textura *wackstone* y estructura tabular en estratos de 10 a 40 centímetros de espesor. Muestra pequeños lentes y nódulos de pedernal.

En la localidad con coordenadas UTM 15Q 486779N-1921570E, se observa la presencia de caliza de color blanco en superficie intemperizada y gris en superficie fresca, con algunos horizontes arcillosos interestratificados esporádicamente (**Fotografía 1**).



Fotografía 1.- Caliza delgada en estratos inclinados con lentes de pedernal, de la Formación Jolpabuchil en las inmediaciones del poblado Candelaria.

Al norte del poblado de Chapultenango en la localidad con coordenadas UTM 15Q 486305N-1918449E, aflora caliza de color crema, producto de intemperismo y gris en superficie fresca, con textura *wackstone* y estructura tabular en estratos de 5 a 30 centímetros de espesor. Contienen lentes y nódulos de pedernal (**Fotografía 2**). En algunas ocasiones se llega a observar pirolusita en las superficies de fractura.



Fotografía 2.- Caliza en estratos delgados con lentes de pedernal, de la Formación Jolpabuchil, al norte de Chapultenango.

Al suroeste del poblado Chapultenango, en los puntos con coordenadas UTM 15Q 485504N-1915778E y 486014N-1916182E, aflora caliza gris-ocre, que intemperiza a gris, que muestra una textura *packstone*, con presencia de microfósiles y estructura tabular en estratos delgados a medios, moderadamente fracturada.

En la segunda localidad existe caliza gris claro, que intemperiza a gris con tonalidades café claro-marrón, textura variable de *wackstone* a *packstone*, con presencia de microfósiles, en estratos delgados a medianos, en promedio la estratificación varía de 0.10 a 0.50 m, sin embargo en la parte media del afloramiento se observa la presencia de estratos de poco más de 2 m de espesor, donde destaca la presencia de pedernal negro en forma de bandas de milímetros hasta 2 centímetros, paralelas a las superficies de estratificación en forma continua y discontinua, aunque también se presenta en forma de nódulos. Se presenta fracturamiento asociado, frecuentemente relleno de calcita en hábito prismático.

Todos los afloramientos de la Formación Jolpabuchil en la región que comprende la carta Ixhuatán, particularmente en la porción central del anticlinal Caimba, muestran la evidencia de rupturas netas, es decir de comportamiento frágil, con desarrollo de superficies de falla sub-verticales e impresión de estrías con inclinaciones mínimas, cercanas a la horizontal. (**Fotografía 3**).



Fotografía 3.- Plano de falla de desplazamiento sinistral en caliza de la Formación Jolpabuchil. Localidad de Chapultenango.

La presencia de horizontes arcillosos interestratificados a los estratos delgados de caliza con bandas y nódulos de pedernal se localiza en las zonas cercanas al contacto con las lutitas de la Formación Soyaló que sobreyace a la caliza Jolpabuchil.

Los espesores reportados para esta unidad son variables López Palomino R. I. *et al.* (2011) señalan que en diferentes trabajos de PEMEX se reportan espesores de entre 300 y 503 m, aunque otros autores (Alcántara-García, 1991) señalan que en la Sierra de Chiapas llegaron a medir hasta 1,500 m de espesor.

En la región de este proyecto, el espesor máximo estimado es de 850 m considerando que existen una serie de pliegues secundarios y fallas de desplazamiento lateral, en la única zona donde aflora, que es la perteneciente al anticlinal Caimba.

En la región estudiada está ausente la porción basal de esta formación, sin embargo, se conoce que está en contacto concordante por traslape sobre la parte media inferior de la Formación Cintalapa (López Palomino R. I. *op cit.*). Quezada Muñetón (1987) y Sánchez Montes de Oca (1973) consideran que el contacto inferior es normal con calizas de plataforma de la Formación Cantelhá y a su vez el contacto superior es concordante y transicional con terrígenos del Paleoceno de la Formación Soyaló, y con las Lutitas Nanchital de la misma edad, (De la Cruz y Peña, 1991).

Las condiciones climáticas de la región permiten el desarrollo de abundante vegetación y suelo, por lo que es difícil observar directamente el contacto superior de la Formación Jolpabuchil, sin embargo, es fácil inferir que existe una transición paulatina entre los sedimentos

carbonatados de esta unidad y los sedimentos siliciclásticos de la Formación Soyaló en función de la presencia de horizontes delgados de lutita en la cima de las calizas del Cretácico superior descritos en párrafos anteriores. En el flanco occidental del anticlinal Caimba (coordenadas UTM 15Q 484540N-1918858E), así como en el flanco oriental de la misma estructura (UTM 15Q 486855N-1922140E) se puede observar el contacto transicional entre rocas de las formaciones Jolpabuchil y Soyaló.

Al norte del poblado de Chapultenango en la localidad con coordenadas UTM 15Q 486305N-1918449E, se observa esta unidad afectada por un dique de composición granodiorítica.

El contenido faunístico de estos sedimentos es abundante, entre los que destacan ejemplares de *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora oreenhornensis*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella trejoi*, *Ticinella sp.*, *Calciesphaerula innominata*, *Claviheobergelle simplex*, *Globogerinelloides bentonensis*, *Heteroelix moremani*, *Whiteinella sp.*, *Marginotruncana indica*, *Marginotruncana cf. helvética*, *Marginotruncana cf. renzi*, *Marginotruncana cf. sigali*, *Marginotruncana cf. angusticarinata*, *Marginotruncana helvética*, *Praeglobotruncana sp.*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Dicyclina sp.*, *Cuneolina sp.*, *Marginotruncana renzi*, *Marginotruncana sp.*, *Marginotruncana concavata*, *Globotruncana lapparenti*, *Marginotruncana cf. pseudolinneiene*, y *Archaeoglobigerina sp.* (PEMEX, 1988, en López Palomino *et al.*, 2011).

González Alvarado, (1963) y Quezada Muñetón (1990), le asignan una edad del Cretácico superior (Turoniano-Santoniano) con base en la presencia de *Globotruncana arca*, *Globotruncana lapparenti*, *Rotalipora sp.*, *Anomalina sp.*, y radiolarios. Sánchez Montes de Oca (1969) amplía su rango estratigráfico hasta el Maastrichtiano en algunas localidades de la Sierra de Chiapas; Alcántara-García (1991 en Pérez y López Palomino *et al.*, Mayo 2011, Formación Jolpabuchil, Léxico Estratigráfico de México) agrega que localmente tiene alcances que varían desde el Cenomaniano hasta el Campaniano.

Se consideró, por posición estratigráfica la edad de Maastrichtiano para la cima de la Formación Jolpabuchil en esta zona. Adicionalmente, Trejo (1983) reporta la presencia de fauna fósil de *Pithonella multicava* del Campaniano-Maastrichtiano, en el núcleo 3 del pozo La Unión 2, ubicado en el municipio de Ostuacán, en el noroeste de la carta Ixhuatán, lo que apoya la edad propuesta. Por los argumentos anteriores, en éste trabajo se considera el rango estratigráfico Campaniano-Maastrichtiano.

Se desconoce formación alguna en el suroeste de México, que litológicamente presente las características de la Formación Jolpabuchil, por lo que es difícil su correlación. Esta unidad tiene su equivalencia en facies de plataforma con las formaciones Cintalapa y Ocozocoautla y con el miembro superior de la Formación Angostura, expuestas en la porción media occidental de la Sierra de Chiapas (Quezada Muñetón, 1990 en López Palomino *et al.*, 2011).

Según Quezada Muñetón (1990), el ambiente de depósito de la Formación Jolpabuchil es de mar abierto con aporte de material detrítico que se manifiesta como brechas de talud proveniente de la plataforma.

Esta formación está dissociada de algún yacimiento mineral metálico y solamente, de manera esporádica en las inmediaciones de Chapultenango, la caliza es utilizada para la obtención de agregados pétreos, particularmente grava, usada para construcción y revestimiento de caminos.

III.2.2.2.- Formación Soyalo (Tpa Lu-Ar).

El nombre para la unidad Soyalo fue propuesto en un trabajo interno de Petróleos Mexicanos realizado por González-Alvarado (1967, en Quezada Muñetón, 1990) para diferenciar en general, la alternancia de lutitas y areniscas expuestas en los alrededores del poblado de Soyalo, Chiapas, principalmente en los cortes de la carretera de Escopetazo a Pichualco (Nicolás López y Robles Nolasco, 1990), donde también se ubica su localidad tipo (Quezada Muñetón, 1987).

En general se presenta como lutita y arenisca, a veces en alternancia y en ocasiones en cuerpos separados (López Ramos, 1979). La lutita es de color gris claro, semidura, estratificada en capas laminares y delgadas, mientras que la arenisca muestra colores que van de gris a café claro; de textura clástica de grano fino a medio, fosilíferas y estratificadas en capas, las cuales se encuentran afectadas por fracturamiento y recristalización (López Ramos, 1979). Presentan contenido de cuarzo, feldespato, mica y calcita. Por su parte, Mandujano y Vázquez (1996) mencionan la presencia de horizontes de conglomerados de color gris verdoso a café rojizo, dentro de los cuales se presentan nódulos arcillo-arenosos.

Esta unidad se encuentra aflorando en la porción central y sur de la carta, y en una franja en la porción noreste, en las inmediaciones del poblado de Solosuchiapa. Localmente se encuentra en las inmediaciones de los poblados Chapultenango, Guadalupe Victoria, La Alianza, Carmen Tonapac; Vicente Guerrero, Naranja,

San Pedro Yaspac, San Antonio Acambac, Vicente Guerrero, El Escobal y al suroeste de la comunidad de Candelaria y al sur del poblado Tectupán.

Estas rocas conforman parte del anticlinal Caimba. Se describirán algunos afloramientos, donde se presentan las características principales de la formación.

Los afloramientos ubicados al suroccidente de Chapultenango, con dirección al poblado de Vicente Guerrero, en los puntos con coordenadas UTM 15Q 477938N-1910848E, UTM 15Q 481149N-1916541E y UTM 15Q 481573N-1913849E, presentan las siguientes características:

La lutita es de color ocre y gris oscuro por efecto del intemperismo y gris claro en superficie fresca. Es de textura clástica fina, estructura laminar y tabular en paquetes de entre 2 y 3 metros. Desarrolla estructura físil que forma figuras alargadas delgadas tipo lápiz. A pesar de los efectos intensos del intemperismo, los afloramientos preservan las características principales visibles (**Fotografía 4**). Adicionalmente se observan algunos horizontes de aproximadamente 5 centímetros de espesor de limolita y arenisca fina, así como niveles carbonatados también delgados.

Los afloramientos localizados paralelos al trazo del arroyo Susnobac, en dirección al volcán El Chichonal, al suroccidente de Chapultenango con coordenadas UTM 15Q 479925N-1917034E, UTM 15Q 480474N-1917255E, UTM 15Q 480230N-1916610E, UTM 15Q 480931N-1916197E, UTM 15Q 481417N-1915756E, consisten de lutita gris, que intemperiza a gris parduzco-negro; de textura clástica fina, constituida por arcillas y escasas micas; estructura tabular en estratos delgados a laminares formando paquetes de 0.50 a 4 m de espesor; presenta con fisilidad (en forma de lápiz). La arenisca que constituye a esta secuencia es de color gris, que intemperiza a gris con tonalidades ocre-marrón. Presenta textura clástica de grano fino a medio y estructura tabular en estratos delgados a medianos; algunas veces presenta intemperismo esferoidal.

Los espesores de las secuencias terrígenas observados van desde escasos 4 m hasta los 60 m de espesor. En el punto con coordenadas (UTM 15Q 479925N-1917034E, la secuencia de lutita es amplia con paquetes promedio de 0.30 a 1.50 m de espesor, que conforman un afloramiento de aproximadamente de 60 m.



Fotografía 4.- Lutita con estructura fisil, de la Formación Soyaló, al sur de la localidad de Vicente Guerrero.

Los afloramientos con coordenadas UTM 15Q 484636N-1918765E, UTM 15Q 485035N-1917987E, UTM 15Q 486943N-1919480E, (**Fotografía 5**) localizados al noroeste del poblado de Chapultenango, y al noreste de la comunidad de Nanchital, muestran lutita de color gris en superficie intemperizada y en superficie fresca, de textura clástica de grano fino, y estructura tabular en estratos de 1 a 5 centímetros de espesor y laminar, formando pequeños paquetes de 1 metro de potencia (**Fotografía 5**).

En el punto con coordenadas UTM 15Q 487234N-1922110E, en las inmediaciones del poblado de Candelaria, aflora lutita de color gris a rojizo en superficie por efecto de intemperismo y gris verdoso en superficie fresca. Presenta textura clástica, estructura laminar con desarrollo de intemperismo esferoidal incipiente; se llegan a observar pequeños horizontes de arenisca de color café a gris en superficie intemperizada y de color café en superficie fresca; textura clástica de grano fino a medio formada de cuarzo, hojuelas de moscovita con bordes erosionados. La arenisca con horizontes de 0.5 a 0.10 m de espesor.



Fotografía 5.- Lutita con intemperismo esferoidal y fracturamiento que la disgrega de la Formación Soyaló al noroeste del poblado Chapultenango.

En el afloramiento con coordenadas UTM 15Q 484972N-1915472E, se encuentra lutita con algunas capas de arenisca de textura de grano fino, ambas presentan tonalidad marrón en roca intemperizada, con marcado intemperismo esferoidal, con las típicas capas de “cebolla”, se desarrolla pirolusita en forma de pátinas finas (**Fotografía 6**).

El espesor varía según la localidad; en los lugares donde aflora se le estima entre 150 m a 1,600 m (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2000; Cabrera-Castro y Lugo-Rivera 1984; Castro y Ortiz, 1999; López Ramos, 1979).

Dado que esta unidad se encuentra plegada, lo que hace difícil poder determinar un espesor exacto, se estimó un espesor aproximado de 500 m, dicho espesor de determino considerando la inclinación de las capas.

Esta unidad se presenta en posición concordante y transicional sobre rocas del Cretácico superior de la Formación Jolpabuchil, mientras que su contacto superior es concordante con los sedimentos de la Formación El Bosque del Eoceno-Oligoceno, en algunas zonas también está en contacto tectónico. Hacia el oeste de la carta, las rocas volcánicas del Pleistoceno la cubren discordantemente.

De acuerdo a su contenido faunístico se le ha asignado una edad de Paleoceno (Quezada Muñetón, 1987; Ferrusquía Villafranca *et al.*, 2000). Esta fauna es la siguiente: Foraminíferos de las especies *Globigerina sp.*, *Globorotalia chapmani*, *G. chermbergi*, *G. angulata*, *G. pseudobulloides* y *G. uncinata*, *G. velascoensis* y *G. pseudomenardii*, *Globotruncana sp.*, *Haplohragmoides sp.*, *Usveskistania charoides*; placas de equinodermos,

valvas de ostrácodos y ejemplares de *Rhapidionina limbata*, *Elphidium nassauensis* y *Sulcoperculina dickensoni* (Quezada Muñetón, 1987). Así como fauna bentónica como *Anomalina acuta* y *Planulina dayii* (López Ramos, 1979).



Fotografía 6.- Detalle de intemperismo esferoidal en lutita de la Formación Soyaló. Localidad de La Alianza.

Corresponde en la base a facies de talud que pasan transicionalmente a plataforma externa y mar abierto, relacionadas con la mecánica de un *flysch* (Quezada Muñetón, 1987; Sánchez Ríos *et al.*, 1996).

No se establece alguna importancia económica para estas rocas en la región.

III.2.2.3.- Formación El Bosque (Teo Lu-Ar)

Saénez y López (Octubre 2011, Formación El Bosque, Léxico Estratigráfico de México), mencionan que los sedimentos de edad Eoceno fueron estudiados inicialmente por Gutiérrez-Gil (1956), quien describió a las rocas expuestas en la Depresión Central de Chiapas y en casi toda la región norte del mismo estado con el nombre de Eoceno, sin nombre formacional.

Posteriormente, el término de Areniscas Rojizas El Bosque, fue propuesto como tal en un trabajo interno de PEMEX realizado por López Vega (1963, en Quezada Muñetón, 1990) para referirse a los depósitos de capas rojas expuestas en la región de Simojovel, Chiapas. Años más tarde, el mismo autor (López Vega, 1969 en Medina Flores, 2007) le asigna informalmente el nombre de Formación El Bosque. Finalmente, Ferrusquía-Villafranca (1996) realiza una redefinición de la unidad, donde formaliza el término El Bosque para una secuencia constituida por areniscas filareníticas y arcóscicas de colores rojo grisáceo.

López Vega (1969, en Medina Flores, 2007) propuso como localidad tipo los afloramientos expuestos en el arroyo Tzizím, localizado a 6.5 km al sureste de la localidad El Bosque, Chiapas. Por su parte, Ferrusquía-Villafranca (1996) propone como sección de referencia principal, al afloramiento que se encuentra en el arroyo Lajita, ubicado a 1 km al norte franco de Telestaquín, Chiapas (Saénez y López Palomino *op cit.*).

Estas rocas se encuentran aflorando de manera general en una franja NE-SW, predominando en la parte noreste de la carta, se adelgaza en la parte central de la misma; en donde forma parte del anticlinal Caimba. De igual manera se adelgaza en la porción centro-sur de la carta, haciéndose un poco más extensa en la esquina suroeste; se observa en menor proporción en la esquina sureste de la carta.

Las mejores exposiciones se encuentran en las inmediaciones de los poblados: La Ceiba, Jana, Solosuchiapa, Ixhuatán, Ixtacomitán, Ixtapangajoya, El Azufre, Nicolás Bravo, San Miguel, El Arenal, San Pascual Bailón; Rivera del Viejo Carmen (Francisco León), Santo Domingo, San Miguel Buenavista y Siete Arroyos.

Se describirán algunos afloramientos, donde se presentan las características principales de esta unidad, que consisten principalmente de lutita y arenisca, con escasos horizontes de limolita, caliza arcillosa y conglomerado polimíctico.

En los afloramientos localizados en la zona nororiental de la carta, en las inmediaciones del poblado de Ixtapangajoya, entre las coordenadas UTM 15Q 498822N-1934073E, UTM 15Q 497715N-1933515E y UTM 15Q 497613N-1933741E, se presenta una secuencia rítmica de lutita y arenisca, donde las primeras son de color ocre por efecto de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca. La arenisca es de textura clástica fina a media y estructura en estratos de 0.10 a 1.50 m. Se observa la presencia de granos de cuarzo redondeados soportados en matriz arenosa en una proporción mayor a 60%, con feldespatos y micas blancas. Esta composición permite clasificar en campo a esta arenisca como grauvaca; en estratos ondulados que muestran estratificación cruzada (**Fotografía 7**). Presenta intemperismo esferoidal en la fracción más gruesa.



Fotografía 7.- Estratificación cruzada en arenisca calcárea de la Formación El Bosque. Suroeste de Ixtapangajoya.

Los afloramientos que se encuentran entre las coordenadas UTM 15Q 490106N-1925933E, UTM 15Q 492105N-1923893E, y UTM 15 Q 491937N-1921652E, localizados al suroeste del poblado de Ixtacomitán hacia el poblado La Ceiba, muestran arenisca de color café a rojizo por efectos de intemperismo y de color gris verdoso en superficie fresca; de textura clástica de grano fino a mediano, en ocasiones se observa de gruesa a conglomerática, constituida por cuarzo, feldespato, moscovita y líticos subredondeados. Es compacta, cementada por carbonatos y en ocasiones presenta matriz arcillosa, en estratos que varían de 0.10 a 1.50 m de espesor; se interstratifica con lutita de color gris en superficie sana y por efecto del intemperismo; con textura clástica de grano fino y estructura laminar, compacta con un espesor que varía de 0.10 a 0.30 metros. Dentro de este paquete se observó caliza arcillosa de color gris en superficie sana y por efectos de intemperismo, de estratificación laminar, con un espesor de 0.15 a 0.30 metros aproximadamente; con presencia de microfósiles (**Fotografía 8**).

Al sur de Ixtacomitán en el punto con coordenadas UTM 15Q 490106N-1925933E, se observa la presencia de limolita de color naranja a rojizo muy deleznable; compacta, de textura clástica fina y estructura tabular en estratos de 0.01 a 0.02 m de espesor, poco compacta, interstratificada con arenisca de color gris verdoso en superficie intemperizada y en superficie fresca; de textura clástica de grano medio a grueso con abundante moscovita y fragmentos de caliza, así como caliza arcillosa de espesores medianos a gruesos..

Ubicación	Coordenadas		Núm. Def.	Unidad	Clasificación
	X	Y			
Oriente	497585	1929246	IX-006	Teo Lu-Ar	Lutita sericítica con cuarzo, moscovita y biotita.
Centro-Oriente	491226	1922487	IX-008	Teo Lu-Ar	Lutita de moscovita-biotita.
Oriente	497769	1922208	IX-009	Teo Lu-Ar	Caliza micrítica con escasos fósiles

Tabla 1.- Resultados petrográficos de la Formación El Bosque.



Fotografía 8.- Caliza arcillosa interstratificada con lutita laminar. Sur de Ixtacomitán.

En las inmediaciones del poblado Ixhuatán en los puntos con coordenadas UTM 15Q 498026N-1911344E, UTM 15Q 497865N-1911254E, UTM 15Q 498883N-1909631E, UTM 15Q 497234N-1909437E, la secuencia terrígeno-calcárea está principalmente constituida por limolita de color gris al fresco y castaño claro por intemperismo con muy pocos cambios texturales; solo se aprecia intemperizada, pero no alterada. Con lupa se identifican clastos de micas.

En un afloramiento de los mencionados, específicamente en las con coordenadas UTM 15Q 497865N-1911254E, es posible identificar niveles de margas en espesores de 0.15 a 0.20 m., son más competentes por el mayor contenido calcáreo y que denotan un tono de gris más claro (**Fotografía 9**).

Al suroeste de la población de Ixhuatán, en el punto con coordenadas UTM 15Q 497865N-1911254E la limolita se interstratifica con capas de arenisca arcosa muy intemperizada, en estratos de 10 a 20 cm de espesor.



Fotografía 9.- Limolita con niveles de margas. Suroeste de Ixhuatán.

Los afloramientos que se ubican al sureste de Solosuchiapa, al oriente de la carta, coordenadas UTM 15Q 497911N-1924627E, UTM 15Q 499914N-1922769E, UTM 15Q 499861N-1924990E, muestran la presencia de lutita de color gris, de textura clástica de grano fino y estructura laminar. Es compacta, en paquetes que varían de 0.10 a 2 m; dentro del paquete de lutita se interstratifica arenisca de color naranja a rojizo en superficie fresca y por intemperismo; su textura es clástica de grano fino a medio constituida por cuarzo, moscovita, y fragmentos de roca sub redondeados. Estratificación tendiente a la horizontal, en espesores de 0.05 a 0.30 m (**Fotografía 10**).



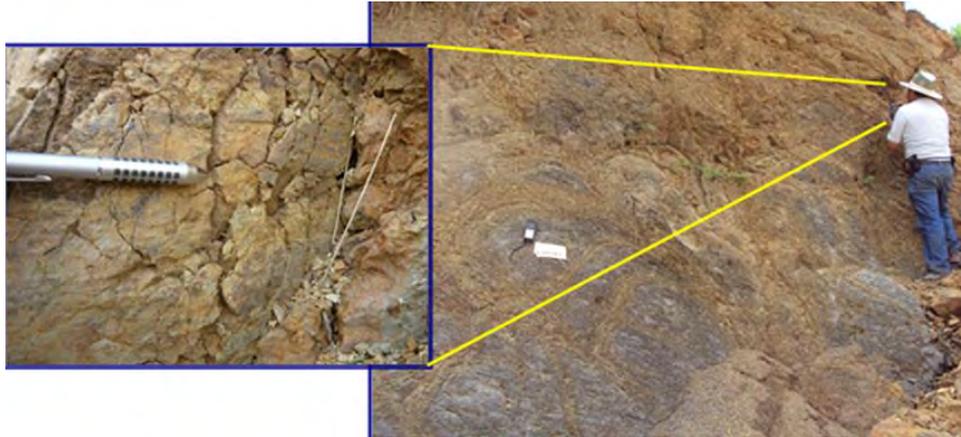
Fotografía 10.- Interstratificación de lutita y arenisca de la Formación El Bosque. Sureste de Solosuchiapa.

Las localidades que se ubican en la porción suroccidental de la carta entre las coordenadas UTM 15Q 474349N-1914668E, UTM 15Q 476048N-1910474E, y UTM 15Q 469137N-1910134E, puntos ubicados en las inmediaciones de los poblados Rivera el viejo Carmen, Santo Domingo, Siete Arroyos, y San Miguel Buenavista, se caracterizan por presentar afloramientos de limolita, arenisca y lutita con horizontes conglomeráticos.

En general presentan una coloración ocre y rojiza por acción del intemperismo, sin embargo, muestran coloraciones grises a cafés en superficies sanas. Su textura es clástica de fina a gruesa con fragmentos de cuarzo, feldespato, abundantes micas y fragmentos de roca de forma sub-redondeada y bien clasificada en el caso de la arenisca, aunque en el conglomerado la clasificación no es tan buena ya que se encuentran fragmentos de varios tamaños.

La arenisca muestra desarrollo de intemperismo esferoidal, (**Fotografía 11**), mientras que la limolita y la lutita desarrollan fisilidad. Su estructura es tabular en estratos de espesor variable, desde 5 centímetros hasta 3 metros. En la superficie inferior de los estratos de arenisca de grano medio se desarrollan marcas de flujo e icnofósiles. Ocasionalmente presenta fragmentos de tallos fósiles y pequeños fósiles en forma de uñas.

El espesor para esta unidad es muy variado va desde 100 m (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2000), 160 m en la región oriente de Chiapas (De La Rosa *et al.*, 1989); 300 m en el flanco suroeste de los anticlinales Chivalentic y Cabac; 800 en la localidad tipo (PEMEX, 2004); de 400 a 900 m (López Vega, 1963 en Quezada Muñetón, 1987); de 800 y 1,200 m en las regiones de Chicoasén, Ixtapa, Malpaso, Bochil y Simojovel (De La Rosa *et al.*, 1989), con un espesor máximo de 2,000 m en el área de Ixtapa-Soyaló (Ferrusquía Villafranca, 1996).



Fotografía 11.- Arenisca con intemperismo esferoidal y superficie de falla con estrías subhorizontales, de la Formación El Bosque Oeste del poblado de Siete Arroyos.

Dado que esta unidad se encuentra plegada, es difícil poder determinar un espesor exacto, sin embargo, se estimó un espesor aproximado de 650 m, dicho espesor, se determinó considerando la inclinación de las capas.

Su contacto inferior se observa concordante con la Formación Soyaló; en algunas zonas también es tectónico. Mientras que su contacto superior es por un cambio lateral de facies hacia las rocas de la Formación Mompuyil del Eoceno-Oligoceno y con las rocas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto de edad Oligoceno-Mioceno. También se observa cubierta por lahares del Pleistoceno, esta relación se observó en la parte sur del volcán El Chichonal.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 499312N-1925970E, se observa esta unidad afectada por un dique de composición andesítica de la unidad Tpl BvA-A.

La edad que se le ha asignado, por posición estratigráfica y por su contenido faunístico en algunos niveles, es en el Eoceno-Oligoceno. La fauna reportada es *Pellatispirella matleyi*, *Eoconuloides wellsi*, *Rothalia sp.*, *R. hensoni*, *Camagueyia perplexa*, *Quinqueloculina sp.*, *Spiroloculina sp.*, *Arenagula sp.*, y *Valvulamina sp.*, (Sánchez, 1987 en Islas Tenorio *et al.*, 2004); también contiene *Karasawaia markgrafi*, *Panopeus veintensis* y *Tehuacana schweitzerae*; *Neocallichirus sp.*, *N. rhinos*, *Raninoides trelденаensis*, *Notopoides exiguus*, *Orbitoplax nandachare*, *Ranina berglundj*, *Petrochirus sp.*, y *Santeella lillyae* reportados por primera vez en el sur de México (Vega *et al.*, 2008 en López Palomino *et al.*, 2011).

Se considera contemporánea al depósito de las formaciones Yanhuatlán y Huajuapán y al de la Formación Balsas de la cuenca de Guerrero; a las

formaciones Lomut y Lutitas Nanchital (Quezada Muñetón, 1987).

El ambiente de depósito en el que se desarrolló esta unidad, corresponde a facies de litoral a la base pasando a continental en el resto de la formación.

Dentro de la carta estas rocas tienen una importancia económica limitada, ya que en la región son solo utilizadas como bancos de material.

III.2.2.4.- Formación Mompuyil (Teo Cz-Ar).

Las rocas de esta secuencia sedimentaria fueron agrupadas por Hinojosa (1963, en De la Cruz y Peña, 1991) como formaciones Mompuyil y Simojovel de manera informal y las denomina Grupo Santuario, posteriormente González A. (1963, en De la Cruz y Peña, 1991) divide a los sedimentos oligocénicos en Grupo Santuario y Formación Jolhó, finalmente Alcudia (1985, en De la Cruz y Peña, 1991) agrupa a toda la secuencia sedimentaria del Oligoceno expuesta en el área de Simojovel bajo el nombre de Formación Mompuyil (en De la Cruz y Peña, 1991).

Se le conoce como Formación Mompuyil a una secuencia formada principalmente de caliza fosilífera color café crema, con estratificación delgada a gruesa y presencia de bioclastos, entre los que se encuentran pelecípodos, gasterópodos, corales y moluscos, formando coquinas; se encuentra interestratificada con lutita gris verdoso, arenisca calcárea color gris claro y conglomerado fosilífero con horizontes de ostreas. López Vega, 1963 (en De la Cruz y Peña, 1991) señala que los sedimentos de esta edad presentan cambios de facies tanto laterales como verticales.

En general los afloramientos de esta unidad se encuentran sobre una franja irregular de orientación NE-SW, que va de la parte sur central a la esquina sureste de la carta. Localmente se le encuentra en las inmediaciones de los poblados Ixhuatán, Tapilula, San Miguel, Siberia, El Cacaté, El Aguacate, San José Valtierra, Loma de Caballo, San Francisco Jaconá y Buenavista Caracol.

En la porción suroriental de la carta, entre los puntos con coordenadas UTM 15Q 499354N-1914334E, UTM 15Q 499225N-1908728E, y UTM 15Q 496177N-1912205E, ubicados en los alrededores de Ixhuatán y Tapilula, en un amplio segmento la unidad se presenta como potentes paquetes de caliza biomicrítica de textura *wackstone-packstone* color crema al fresco y gris a blanco por intemperismo. En estratos de 0.30 a 1.50 m de espesor con una notable estratificación ondulante. La abundancia de fósiles y microfósiles es un criterio que la distingue, ya que se encuentran con facilidad, foraminíferos, globigerínidos, algas, corales aislados y fusulínidos en buen estado de conservación. Los estratos de caliza ocasionalmente se interestratifican con lutita y delgados niveles de arenisca calcárea en donde la caliza presenta una textura *packstone* y la arenisca psamítica (**Fotografía 12**).

También se observa que la caliza presenta dolomitización incipiente, con olor fétido y escasa, pero no penetrante recristalización, ya que aún son distinguibles fantasmas de fósiles y vetilleos de aragonito.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 492431N-1911877E, al noreste de la localidad de San José Valtierra, la unidad se presenta como una brecha intraformacional bien litificada constituida por un *boundstone* de intraclastos y bioclastos color crema oscuro al fresco y gris claro al intemperismo, constituida de clastos calcáreos inmersos en una matriz de la misma composición y textura *packstone-grainstone* con vetilleos de calcita. La estructura es en forma masiva o en estratificación gruesa y de poco definida a ondulante. (**Fotografía 13**).

A 3 km al sureste del poblado Siete Arroyos se presenta un afloramiento de caliza de color gris en superficie intemperizada y crema en superficie sana; de textura *mudstone-grainstone*; en estratos tabulares a ondulados de hasta 2 m. Presenta una gran cantidad de fósiles como globigerínidos, algas, corales aislados y fusulínidos; en algunas zonas se presenta escasamente recristalizada y oxidada, también presenta oquedades por disolución.



Fotografía 12.- Detalle de Caliza fosilífera, inmediaciones localidad el Aguacate.



Fotografía 13.- Caliza con estratificación ondulada, al noreste de San José Valtierra.

El espesor de este paquete de carbonatos es variable. Alcudia (1985) reconoció un espesor incompleto de aproximadamente 775 metros en una sección denominada Simojovel-El Bosque (De la Cruz y Peña, 1991). Ham y Marrett, (2007) señala que el espesor varía de 500 a 1,400 m.

Con base la inclinación de las capas, y el desnivel, se estimó que el espesor en la carta es de aproximadamente 550 m, dado que esta formación esta plegada, no es posible determinar el espesor con precisión.

Alcudia (1985, en De la Cruz R., 1991), considera que ambos contactos de la unidad, tanto el inferior como el superior, son concordantes y transicionales con el Eoceno y Mioceno respectivamente.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 495222N-1911843E, el intrusivo afecta a un afloramiento

remanente de la Formación Mompuyil, se observa desarrollo de *skarn*, con granate y wollastonita.

En la carta se estableció que su contacto inferior con las rocas de la Formación El Bosque es en cambio de facies lateral, mientras que su contacto superior está interpretado como un cambio lateral de facies hacia el occidente a turbiditas de la Formación La Laja-Depósito-Encanto (PEMEX Exploración y Producción, 2013).

Por posición estratigráfica y la presencia de microfauna bentónica de *Heterostequina antillea*, *Lepidocyclina canellei*, *Lepidocyclina undosa*, *Sorites marginalis*, *Nummulites panamensis*, *Heterostequina sp.*, *Miogypsinoides sp.*, *Lepidocyclina vauqhani*, ubican a estos sedimentos en el Oligoceno (De la Cruz y Peña, 1991).

Concluyendo que de acuerdo a la posición estratigráfica y cambio lateral de facies que guarda con la Formación El Bosque se ha considerado una edad de Eoceno-Oligoceno para la unidad.

Alcudia (1985) considera que los sedimentos aquí descritos son producto de un depósito de ambiente lagunar en la parte inferior y superior, con depósitos litorales en la parte media, sin embargo, otros autores proponen que se trata de depósitos en facies que en general variaron de plataforma somera a litoral (Quezada Muñetón, 1987 en De la Cruz y Peña, 1991).

No se establece ninguna importancia económica para estas rocas en la región.

III.2.2.5.- Formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu).

Formación La Laja.

Gibson (1936) describe esta unidad bajo el término Series-La Laja, para una de las divisiones del Oligoceno en la región del Istmo. Aun cuando no se tiene el dato preciso de quien utilizó por primera vez esta unidad como Formación La Laja; Castillo-Tejero (1955) utilizó este término para esta unidad, a partir de entonces se ha generalizado su uso.

Una localidad tipo no fue establecida como tal, López Ramos (1979) considera que una buena localidad de esta unidad es sobre el río Uxpanapa a 60 km al sureste de Coatzacoalcos, Veracruz; sin embargo, no se asigna explícitamente como su localidad tipo (Bustos y López, Octubre 2011, Formación La Laja, Léxico Estratigráfico de México).

Formación Depósito.

Gibson (1936) propone el término Series Depósito, para división de las rocas del Oligoceno en la región del Istmo; hace referencia a que dicha división corresponde a las divisiones de la región de Tampico (Alazán y Mesón), aun cuando no corresponden exactamente a los mismos pisos.

Estudios posteriores realizados de Geología Petrolera en las cuencas de Veracruz y Salinas del Istmo utilizaron el término Formación Depósito (López Ramos, 1979). Posiblemente, unos de los primeros estudios donde se utiliza dicho término es el de Castillo-Tejero (1955). Gibson (1936) propone esta unidad para rocas aflorantes en la región del Istmo; sin embargo, no definió la localidad tipo (Bustos y López, Julio 2011, Formación Depósito, Léxico Estratigráfico de México).

Formación Encanto.

Según López Ramos (1979) el nombre de Formación Encanto ha estado en uso desde 1923, en informes geológicos privados; sin embargo, el primer estudio donde se publica ese término es el de Gibson (1936) para el Mioceno Inferior de la región del Istmo. La localidad tipo no fue establecida por Gibson (1936); sin embargo, López Ramos (1979) menciona que se considera como tal la cima del anticlinal El Encanto, en el municipio de Minatitlán, Veracruz.

Asimismo, menciona que la mejor referencia topográfica la constituye el pozo Encanto No. 1 (perforado en 1923), el cual se encuentra en terrenos de la ranchería "El Encanto", a 7.5 km al suroeste de la desembocadura del arroyo Chichigapa afluente del río Uxpanapa (Bustos y López, Septiembre 2011, Formación Encanto, Léxico Estratigráfico de México).

Cabe aclarar que es muy utilizado, sobre todo en Geología Petrolera, el agrupar bajo un mismo término a las formaciones La Laja, Depósito y Encanto.

En este trabajo, las formaciones La Laja, Depósito y Encanto fueron agrupadas debido a la dificultad de separarlas litológicamente, todas están constituidas por arenisca y lutita. Para separarlas se requiere de un estricto control paleontológico. Adicionalmente el intenso intemperismo de la región hace difícil identificarlas, ya que se genera abundante suelo, que enmascaran sus afloramientos.

Se describirán algunos afloramientos donde se presentan las características principales de esta formación dentro de la carta.

Aflora en las inmediaciones de los poblados Ixtacomitán, Tectuapán, Viejo Nicapa, Nicolás Bravo, Emiliano Zapata, Xochimilco, Nuevo Tila, Laguna Arriba San Pablo Tumbac y Jana Segunda Sección.

En la porción noreste de la carta, entre Pichualco, Ixtacomitán y Jana Segunda Sección (municipio de Pichualco) se localizaron afloramientos entre las coordenadas UTM 15Q 490893N-1934544E UTM 15Q 494051N-1932932E y UTM 15Q 489446N-1927241E, donde se tienen exposiciones de rocas clásticas finas.

La fisiografía de esta unidad es de lomas suaves redondeadas y de poca elevación, desde 100 m hasta aproximadamente 400 metros sobre el nivel del mar. Se trata de lutita de color café por efecto de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca. Es de textura clástica fina y estructura laminar en paquetes de 1 a 3 metros, se observan galerías y estructuras "mud clas"; muestra estructura fisil. Se interestratifican en esta secuencia, horizontes de limolita de color ocre al intemperismo y gris claro al fresco. Es de textura clástica fina a media y estructura tabular en estratos de hasta 1 metro donde se observa intemperismo esferoidal. Desarrolla fracturas verticales casi perpendiculares a los planos de estratificación que frecuentemente están oxidadas (**Fotografía 14**).



Fotografía 14.- Lutita y limolita con intemperismo esferoidal, inmediaciones colonia La Naranja.

En afloramientos al occidente de Ixtacomitán, específicamente al norte del poblado Viejo Lindavista, con coordenadas UTM 15Q 484365N-1925767E, UTM 15Q 484823N-1927931E, UTM 15Q 485774N-1926757E, en los cuales se describe lutita de color gris

claro café en superficie fresca y por efecto de intemperismo. Es de textura clástica fina y estructura laminar en paquetes de 0.30 a 0.60 m y hasta 3 m; muestra estructura fisil e intemperismo esferoidal. Se interestratifican en esta secuencia, horizontes de limolita de color ocre al intemperismo y gris claro al fresco. Es de textura clástica fina a media y estructura tabular en estratos de hasta 0.05 metros (**Fotografía 15**).



Fotografía 15.- Lutita de estratificación laminar. Inmediaciones del poblado Viejo Lindavista.

En la porción suroeste de la carta, en las inmediaciones del poblado de Xochimilco, aflora entre los puntos con coordenadas UTM 15Q 465121N- 1924540E, UTM 15Q 471647N-1921660E, y UTM 15Q 468191N-1913620E, una secuencia arrítmica de lutita y arenisca fina de composición arcósica de color café en superficie fresca y amarillenta por efecto de intemperismo. En estos afloramientos predomina la presencia de lutita que se muestra de color café, producto de intemperismo y gris oscuro en superficie sana. Es de textura clástica fina que contienen hojuelas de mica oscura y granos muy finos de cuarzo. Se presenta en estructura en paquetes de hasta 4 metros de potencia con laminaciones y desarrollo de superficies fisiles. Estas superficies frecuentemente enmascaran la geometría de los planos de estratificación (**Fotografía 16**).

La textura de la arenisca es clástica con fragmentos redondeados de cuarzo, hojuelas pequeñas de micas y feldepatos, todos los fragmentos están bien clasificados y en algunas ocasiones se observa gradación como indicador de polaridad de sedimentación. Su estructura es en estratos delgados de 15 a 30 centímetros de potencia.



Fotografía 16.- Afloramiento de lutita laminar con estructura fisil y desarrollo de superficie de falla y estrías subhorizontales. Sureste de la colonia Candelaria.

En las inmediaciones de los poblados Viejo Nicapa, Nicolás Bravo, San Carlos, El Cerro Primera Sección, sobre el Río Platanar en la porción noroeste de la carta, entre los puntos con coordenadas UTM 15Q 486163N-1934172E, UTM 15Q 488168N-1929403E, UTM 15Q 478366N-1922687E y UTM 15Q 477928N-1928525E se observa una secuencia clástica de lutita-arenisca-limonita con intercalaciones de caliza.

Se observa una secuencia de lutita con limolita, la lutita es de color ocre, con estratos delgados de hasta 15 cm, presenta fisibilidad, con textura clástica, estructura laminar, intemperiza en forma esferoidal. La limolita es de color gris oscuro en estratos delgados de hasta 10 cm, textura clástica, intemperiza en forma esferoidal (**Fotografía 17**).

La arenisca es de grano fino a medio, de color ocre en superficie intemperizada y gris en superficie fresca, está bien clasificada, los granos son sub redondeados a redondeados, de cuarzo, feldespato y líticos, está cementado por sílice, en estratos de hasta 60 cm de espesor.

La caliza, es de color gris oscuro en superficie fresca, cambia a ocre en superficie intemperizada. Es de textura *mudstone* y estratos de hasta 15 cm de espesor, se observa muy fracturada.



Fotografía 17.- Estratos de lutita con limolita, al sureste del poblado de Nicapa.

En un punto de los afloramientos mencionados, específicamente en las coordenadas UTM 15Q 477982N-1926391E, en las inmediaciones del poblado de Nicapa, se aprecia estructuras que corresponden a *slumps*, evidenciado en el hecho de que en la base del afloramiento se observan estratos plegados y en seguida se tiene los estratos con la estratificación solo inclinada.

En el afloramiento con coordenadas UTM 15Q 486163N-1934172E, se observaron marcas de carga en la base de los estratos de arenisca, los cuales sirven para determinar la polaridad de la sedimentación, que en este caso es normal; en el afloramiento con coordenadas UTM 15Q 478366N-1922687E, se observó el afloramiento de lutita completamente plegado.

Para la **Formación La Laja**, los primeros espesores registrados varían de 1,000 m (Gibson, 1936) a 1,400 m (Castillo-Tejero, 1955); ambos espesores fueron corroborados posteriormente por (Benavides, 1956). Por otro lado, personal de PEMEX (1988) documentan que el espesor para esta unidad es de 520 m en la porción marina de la cuenca de Veracruz, estimándose un alcance de más menos de 2,500 m; agrega que localmente en el área occidental de la misma cuenca, se acuña estando ausente en ocasiones por erosión; mientras que, en la cuenca del Sureste, parte occidental, así como el frente norte de la Sierra de Chiapas tiene hasta 1,300 m.

Finalmente, López Ramos (1979) argumenta que el espesor para la Formación La Laja en la región de Río Playas es de más de 2,000 m y más de 3,000 m para la región de Rodríguez Clara, San Juan Evangelista y

Sayula (Bustos y López, Octubre 2011, Formación La Laja, Léxico Estratigráfico de México).

Castillo-Tejeda (1955), menciona que el espesor de la **Formación Depósito** corresponde aproximadamente a 1,000 m. Por su parte, Cabrera-Castro y Lugo-Rivera (1984) indican que el espesor para esta unidad es de hasta 4,000 m. Finalmente, Aguilera-Martínez *et al.* (2003), mencionan que el espesor máximo para esta unidad es del orden de 1,500 m (Bustos y López, Julio 2011, Formación Depósito, Léxico Estratigráfico de México).

En cuanto a la **Formación Encanto**, inicialmente, Gibson (1936) registra un espesor aproximado de 200 m; mientras que Castillo-Tejero (1955) reporta un espesor de 715 m. Esta variación de espesores es reconocida por Benavides (1956) quien explica que el espesor de la Formación Encanto es variable según las localidades donde se mida variando de 500 a 800 m, presentándose en algunos pozos con espesores más reducidos; aunque Pérez-Rincón (1959) reporta 800 m en el campo petrolero Rodolfo Ogarrio, Veracruz (Bustos y López, septiembre 2011, Formación Encanto, Léxico Estratigráfico de México).

En el área de estudio se interpreta un espesor aproximado de 400 m, para las tres unidades, basados en la inclinación de las capas y el desnivel topográfico, para la zona de Tectupán.

El contacto inferior de la **Formación La Laja**, es concordante con las formaciones Horcones (PEMEX, 1988), y con la Lutita Nanchital (Castillo-Tejero, 1955; López Ramos, 1979; Aguilera-Martínez *et al.*, 2003).

Sin embargo, Zegarra-Restrepo (2005) reporta contacto discordante entre las formaciones Horcones y La Laja. **El contacto superior, es concordante con la Formación Depósito** (Castillo-Tejero, 1955; López Ramos, 1979; PEMEX, 1988; Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1988), sólo en el frente norte de la Sierra de Chiapas, **la relación superior con la formación Depósito del Mioceno es discordante** (PEMEX, 1988); esta última relación también es documentada discordante por Aguilera-Martínez *et al.*, 2003.

El contacto inferior de la **Formación Depósito** ha sido documentado **principalmente concordante con la Formación La Laja** (Castillo-Tejero, 1955; Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984); sin embargo, Aguilera-Martínez *et al.* (2003), justifican que al sur y oriente de Villahermosa esta relación es discordante. **Su contacto superior es concordante con la Formación Encanto** (Castillo-Tejero, 1955; Benavides, 1956; Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984) excepto en algunas

localidades donde el Oligoceno está cubierto discordante por la Formación Concepción Superior (Benavides, 1956).

La Formación Encanto sobreyace a la Formación Depósito y subyace a la Formación Concepción Inferior (Gibson, 1936; Aguilera-Martínez *et al.*, 2003). Cabe mencionar, que el paso del Oligoceno a la Formación Encanto del Mioceno no se marca en forma perfectamente clara desde el punto de vista litológico (Benavides, 1956); sin embargo, varios autores (Gibson, 1936; Benavides, 1956; Aguilera-Martínez *et al.*, 2003) concuerdan en que su contenido faunístico permite determinar su contacto inferior y superior con relativa facilidad.

Aunque dicha relación en campo no se pudo corroborar por el intenso intemperismo y vegetación, su contacto inferior se infiere por cambio de facies con las rocas de la Formación El Bosque y en cambio de facies lateral con la Formación Mompuyil. Mientras que su contacto superior es concordante con las rocas de las formaciones Filisola-Concepción.

Con respecto a la edad de la **Formación La Laja**, Castillo-Tejero (1955), menciona que, con base en el contenido fósil, se divide en La Laja Inferior que es del Oligoceno inferior y La Laja Superior al Oligoceno medio; esta misma edad es adoptada por López Ramos (1979) y Aguilera-Martínez *et al.* (2003).

Estudios posteriores, amplían su alcance estratigráfico del Oligoceno-Mioceno medio (PEMEX, 1988; Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1984); la edad Oligoceno de esta formación fue asignada en base a la presencia de la microfauna *Globigerina ampliapertura*, *Globorotalia opima*, *G. opima* y *Globigerina ciperoensis* (PEMEX, 1988); mientras que su alcance hasta el Mioceno medio en la cuenca de Veracruz se ha determinado en base a las biozonas de *Globigerina kuglei* y *Globorotalia foshi* (PEMEX, 1988); Sin embargo, Cabrera-Castro y Lugo-Rivera (1984) menciona que dicho alcance se determina por la extinción de las biozonas *Catapsydrax* y *Globorotalia fohsi* y por la presencia de las biozonas *Catapsydrax dissimilis* y *Catapsydrax stainforthi* (López Palomino *et al.*, Léxico Estratigráfico de México, 2011).

Para la **Formación Depósito**, Gibson (1936), propone una edad de Oligoceno; posteriormente, se restringió al Oligoceno superior (Castillo-Tejero, 1955; Benavides, 1956; López Ramos, 1979). Finalmente, Cabrera-Castro y Lugo-Rivera (1984) documentan que, en la cuenca de Veracruz, esta unidad queda comprendida en la parte alta del Mioceno medio; mientras que, en el subsuelo de la región central y oriental de la cuenca del Sureste, se depositó durante el Mioceno temprano

hasta la parte inferior del Mioceno medio, lo anterior con base en foraminíferos planctónicos. Esta última edad ha sido adoptada por trabajos recientes (Rosales-Domínguez *et al.*, 2005).

La edad asignada para la **Formación Encanto** es del Mioceno inferior (Gibson, 1936; Benavides, 1956; López Ramos, 1979). Posteriormente, Miranda (1982, en Aguilera-Martínez *et al.*, 2003) mencionan que la presencia de *Globorotalia siakensis* y *G. fohsirobusta* permite establecer la biozona de *Globorotalia fohsi peripheroronda* (parte inferior) hasta la biozona de *Globorotalia siakensis* (parte superior) lo que ubicada esta unidad dentro del Mioceno medio.

Por lo anterior expuesto, la edad de esta unidad, que en este trabajo se encuentra constituida por las formaciones La Laja-Depósito-Encanto se asigna del Oligoceno-Mioceno.

La **Formación La Laja** se correlaciona con el Conglomerado Nanchital, que aflora en el cerro del mismo nombre (Benavides, 1956) y también con la Formación Mompuyil (Ham y Marrett, 2007).

De manera general, la **Formación La Laja**, se interpreta de un ambiente profundo (Gibson, 1936; Castillo-Tejero, 1955), de cuenca (Aguilera-Martínez *et al.*, 2003). De manera particular, personal de PEMEX (1988) mencionan que, de acuerdo a la litología y contenido fosilífero, las lutitas de la Formación La Laja se depositaron en un ambiente batial; dicha interpretación es apoyada por Cabrera-Castro y Lugo-Rivera (1984).

Miranda (1982, en Aguilera-Martínez *et al.*, 2003) documentan que, por sus características litológicas y su relación con los foraminíferos planctónicos, se considera que las rocas de la **Formación Depósito** se depositaron en un ambiente de tipo meso batial y para Cabrera-Castro y Lugo-Rivera (1984) proponen que esta unidad se depositó en un ambiente batial.

Benavides (1956) considera que las rocas de la **Formación Encanto** son de carácter esencialmente marino, reconocida por una abundante microfauna que le es característica. Por su parte Aguilera-Martínez *et al.* (2003) relacionan las variaciones sedimentarias con la fauna bentónica y plantónica, deduciendo que para la región occidental esta formación presenta rocas y sedimentos originalmente depositados en un medio circalitoral a infralitoral de pendiente suave, mientras que para la región oriental se observan rocas cuyos sedimentos fueron depositados en aguas más profundas, probablemente en un medio circalitoral-epibatial.

No se establece alguna importancia económica para estas rocas en la región.

III.2.2.6.- **Formación Filisola-Concepción (Tm Ar-Lu).**

El término **Filisola** fue utilizado para rocas que afloran en la región de Filisola, Veracruz (Gibson 1936); la cual fue considerada posteriormente como su localidad tipo. Esta unidad se ha utilizado principalmente en la geología petrolera y su uso se ha restringido a la cuenca Salina de Tehuantepec (López Ramos, 1979). Aunque el nombre formacional se ha utilizado recientemente para otras zonas (Islas Tenorio *et al.*, 2004).

Benavides (1956) refiere que las rocas de la **Formación Filisola** constan en la parte superior de arcillas arenosas de color rojo, intemperizando a rojizas o color ladrillo. Debajo de estos lechos se encuentran arenas cuarcíferas de matriz azul grisácea a café con cuarzo lechoso y abundantes fragmentos fosilíferos alternados con lechos de areniscas blandas de grano medio, los cuales pasan a areniscas de grano medio, duras a suaves y micáceas, que varían de color café y en la superficie a gris azulado. La parte inferior de la formación está constituida por lechos compactos de color gris, alternando con lechos arcillosos color café grisáceo, con mica y lechos de areniscas blandas. Finalmente, Aguilera-Martínez *et al.* (2003) justifican que se caracteriza por estar constituida predominantemente por potentes espesores de arenas cuarcíferas de grano fino a grueso, de color gris claro, en ocasiones bien estratificadas, con delgadas intercalaciones de lutitas suaves de color gris azulado.

El término de **Formación Concepción** fue inicialmente propuesto por Gibson (1936) documentando que esta se divide: en Superior e Inferior, siendo la Concepción Inferior considerada de mayor importancia en la zona del Istmo de Tehuantepec; para los yacimientos petrolíferos.

De manera general la **Formación Concepción** ésta constituida de arcillas apizarradas y areniscas de color azul, además de presentar concreciones calcáreas (Gibson, 1936), y por lutitas de colores grises y gris verde, más o menos arenosos con intercalaciones de arenisca (Nájera-Homero *et al.*, 1965 en Manjarrez-Hernández y Hernández-De La Fuente, 1989), también divide en Superior e Inferior.

La Concepción Inferior en su base consta principalmente de lutita bien consolidada de color gris, azul claro y azul oscuro, con fragmentos micáceos (Castillo-Tejero, 1955); la lutita puede presentarse calcárea, dura a semidura, de color gris y gris oscuro y

micácea (PEMEX, 1988), en ocasiones con interestratificaciones de lutitas arenosas de color gris verde con material piritizado (López Ramos, 1979). La parte superior es arenosa en muchas ocasiones aparecen en las fracturas, depósitos de yeso que las rellenan o cristales pequeños de selenita en abundancia (Castillo-Tejero, 1955); de color gris claro y gris verdoso con fragmentos de pirita y mica en láminas delgadas, con intercalaciones de arenisca compacta de grano fino (López Ramos, 1979).

La Concepción Superior por su parte, consta principalmente de lutitas arenosas de color azul grisáceo, micáceas y compactas (Castillo-Tejero, 1955; Viniestra, 1966 en López Ramos, 1979; PEMEX, 1988), con delgadas intercalaciones de arenas de cuarzo de grano fino, ligeramente compactas (PEMEX, 1988) y cuyos planos de estratificación o no existen o están muy mal definidos, en ocasiones se presentan concreciones de diversas formas de areniscas, cementadas con material calcáreo de colores ligeramente cafés o amarillentos (Castillo-Tejero, 1955). Hacia la cima puede presentar conglomerados formados de fragmentos de rocas volcánicas y restos de conchas embebidas en un cementante calcáreo (Viniestra, 1965; Viniestra, 1966, en López Ramos, 1979). La presencia de conglomerados dentro de esta unidad ha sido también documentada por Manjarrez- Hernández y Hernández de la Fuente (1989) en el Cerro Gordo, Veracruz, donde están constituidos por fragmentos calcáreos y capas irregulares de areniscas mal cementadas.

Cabe mencionar que dentro de la Geología Petrolera es muy común el agrupar la Formación Filisola con la Formación Concepción.

En este trabajo, también se agruparon las formaciones Filisola y Concepción, debido a la dificultad de separarlas litológicamente, ambas unidades están constituidas por arenisca y lutita. Para separarlas se requiere de un estricto control paleontológico, además del intenso intemperismo que hace difícil identificarlas, ya que se genera abundante suelo.

Las rocas de esta unidad afloran en la porción norte noroeste de la carta, en los poblados: Sunuapa, Ostuacán (fuera de la carta), Buenavista, Santa Cruz, El Cucayo, Comoapita, El Cerro Segunda Sección, La Libertad y San Pedro.

También se observa una franja con una tendencia norte-sur en la porción suroeste de la carta, en las inmediaciones de los poblados: Maspac Arriba, San José Maspac, Santa Martha, Arroyo Caracol.

Los afloramientos que se encuentran en la porción noroccidental de la carta, en las inmediaciones del poblado de Sunuapa entre las coordenadas UTM 15Q 470605N-1931929E y UTM 15Q 476190N-1934173E, y al sur del poblado mencionado en las coordenadas UTM 15Q 473224N-1925108E, se caracterizan por la presencia de una interestratificación de lutita y limolita de tonos gris oscuro al fresco y amarillentos a marrones al intemperismo.

La lutita es muy físil y contiene gran cantidad de materia orgánica lo que le da el color gris claro a gris oscuro, presenta textura clástica de grano fino y estructura laminar. La limolita es de color rojo a marrón, de textura clástica de grano fino a medio, la roca también es muy físil, pero por su constitución más calcárea se rompe en forma concoidal; está constituida por granos de feldespato y mica, en estratos de 0.02 a 0.10 m de espesor en promedio.

En las inmediaciones del municipio de Sunuapa la unidad consiste de una secuencia aritmética de arenisca y lutita de tipo *flysch*. La arenisca es arcósica de color marrón en superficie fresca y amarillenta por intemperismo; es de textura clástica con un tamaño de grano de fino a mediano bien clasificada, constituida de granos de cuarzo, feldespato, y mica. Su estructura es en estratos delgados de 10 a 30 cm de espesor. La morfología que presenta son lomeríos alargados en dirección del rumbo de las capas (**Fotografía 18**).



Fotografía 18.- Panorámica donde se aprecia la morfología de esta unidad. Inmediaciones del municipio de Sunuapa.

La lutita, es de tono oscuro en superficie sana, mientras que, al intemperismo presenta tono marrón, crema y rojizo. Su textura es clástica con granos de micas y arcillas, en estratos bien definidos de 2 a 10 metros o

aún más potentes, a veces masivas como se aprecia en el afloramiento con coordenadas UTM 15Q 476190N-1934173E.

Los afloramientos ubicados en la parte central norte de la carta, al oriente del poblado Sunuapa, en las inmediaciones de la comunidad Comoapita Segunda Sección, La Libertad, y sobre el Arroyo Camoapita, entre las coordenadas UTM 15Q 480726N-1934709E, UTM 15Q 475573N-1933103E, y UTM 15Q 482847N-1932742E, muestran la presencia de una secuencia siliciclástica de arenisca con interestratificaciones de lutita.

La arenisca es de textura clástica de grano fino a grueso, de color ocre en superficie intemperizada y gris claro en superficie fresca; los granos están bien clasificados, redondeados a subredondeados, en su mayoría son de cuarzo, feldespato, mica y escasos fragmentos de roca cementados por sílice. Los estratos son muy potentes de más de 1.5 m. Al oriente de la colonia La Libertad, en el punto con coordenadas UTM 15Q 477925N-1932772E, se observan los estratos de arenisca de hasta 1.5 m los cuales se acuña (**Fotografía 19**).

La lutita es de color ocre en estratos delgados de hasta 0.20 m; presenta fisilidad y se intemperiza en forma esferoidal.



Fotografía 19.- Estratos acuña de arenisca, al oriente de la colonia La Libertad.

En la porción noroccidental de la carta afloran, en los puntos con coordenadas UTM 15Q 465155N-1926577E, UTM 15Q 468847N-1926192E, rocas de color gris claro en superficie sana y ocre y gris oscuro por efecto de intemperismo. La arenisca es de textura clástica fina, en estratos de aproximadamente 0.20 m

con granos redondeados y bien clasificados de cuarzo, feldespatos, micas oscuras y fragmentos de roca con poca matriz carbonatada. Está interestratificada con niveles de lutita laminar en paquetes de entre 0.5 y 1 metro, de color ocre, y textura clástica fina con estructura laminar y físil, lo cual permite el desarrollo de formas alargadas en forma de lápiz, lo que enmascara la identificación de los planos de estratificación. En el punto de coordenadas UTM 15Q 465831N-1926835E, se observan escasos horizontes de margas de tono gris claro al fresco y amarillento por intemperismo.

En la porción suroccidental de la carta, en los puntos con coordenadas UTM 15Q 466421N-1919558E, UTM 15Q 464811N-1921412E, afloran rocas siliciclásticas en una secuencia de lutita y arenisca de color ocre por efecto de intemperismo y gris oscuro en superficie fresca. Son de textura clástica fina y estructura laminar y tabular en el caso de la arenisca, desarrolla estructura físil con intemperismo nodular con laminaciones en paquetes de 0.10 y 0.20 m (**Fotografía 20**).

Se observa areniscas de composición cuarzo feldespática con micas, que intemperizan en color pardo, de grano fino y medio de forma subangulosa. Con relativa frecuencia se presentan estratos de arenisca calcárea de grano fino como en el afloramiento con coordenadas UTM 15Q 465465N-1910773E, donde también se presentan icnofósiles e intemperismo esferoidal (**Fotografía 21**).



Fotografía 20.- Afloramiento de lutita laminar, gradando a la cima a arenisca de grano fino: Noroeste de la localidad Laguna La Campana.

Para la **Formación Filisola**, el espesor inicial medido por Gibson (1936) es entre 100 y 300 m. De manera general, estudios posteriores coinciden con esos espesores; variando de 250 a 350 m (Castillo-Tejero,

1955), de 250 a 400 m (Benavides, 1956), y de 200 a 300 m (Aguilera-Martínez *et al.*, 2003).

El espesor de la **Formación Concepción Inferior** es muy variable, reportándose en promedio 450 m (Castillo-Tejero, 1955), de 200 a 400 m (Benavides, 1956) y de 150 a 200 m (PEMEX, 1988). Mientras que para la **Concepción Superior**, los espesores promedios reportados son 250 m, para Castillo-Tejero, (1955) lo son de 100 a 200 m, aunque en la región del río Nanchital puede alcanzar de 500 a 600 m (Benavides, 1956); cabe mencionar, que personal de PEMEX (1988) consideran que el espesor de la unidad es variable engrosándose hacia el golfo de México con rangos de 120 a 400 m. Finalmente, en subsuelo Manjarrez-Hernández y Hernández-De La Fuente (1989) documentan que el espesor para esta unidad en los pozos petroleros Alta Luz-1, Arellano-1 y Antón Lizardo-1 es de 500, 431 y 370 m, respectivamente.

Dentro del área de estudio se estimó un espesor aproximado de 300 m, para ambas formaciones, basados en la inclinación de las capas y el desnivel que se observa en la zona de Sunuapa.



Fotografía 21.- Afloramiento de lutita y arenisca calcárea, con fracturamiento ortogonal. Suroeste de la localidad Santa Martha.

El contacto inferior de la **Formación Filisola** es concordante con la Formación Concepción Superior (Benavides, 1956; Aguilera-Martínez *et al.*, 2003a, 2003b). Su límite superior es concordante con la formación Paraje solo (Aguilera-Martínez *et al.*, 2003a, 2003b). Por su parte, Aguilera-Martínez *et al.* (2003b) documentan que al suroeste de la carta Coatzacoalcos es cubierta discordantemente por un depósito de toba basáltica y basaltos. Hacia la parte sur en las cercanías del poblado el Palmar cubre concordante, a la Formación Encanto y subyace discordante, a brecha

volcánica basáltica. Asimismo, en la región de Oteapa esta unidad sobreyace en forma discordante tanto a la Formación Encanto como a la Formación Chinameca y es cubierta discordantemente por la Formación Jaltepec.

La **Formación Concepción Inferior** descansa concordantemente sobre la Formación Encanto (Gibson, 1936; Castillo-Tejero, 1955; Benavides, 1956; PEMEX, 1988); y su contacto con la Concepción Superior es normal y claro, y se determina paleontológicamente (Castillo-Tejero, 1955, Benavides, 1956; PEMEX, 1988). Esta última subyace concordante a las formaciones Filisola (Castillo-Tejero, 1955; PEMEX, 1988) en la cuenca del Sureste y Paraje Solo en la cuenca de Veracruz (PEMEX, 1988).

Por otro lado, se ha documentado un contacto inferior discordante, con la Formación Horcones (Manjarrez-Hernández y Hernández-de la Fuente, 1989; Vergara-Martínez *et al.*, 2000) y cubierta discordante, por rocas ígneas extrusivas y material reciente (Manjarrez-Hernández y Hernández-de la Fuente, 1989) como caliche y travertino (Vergara-Martínez *et al.*, 2000).

Aunque no se observó, por el intenso intemperismo y vegetación, se estima que el contacto inferior es concordante con las rocas de la unidad La Laja-Depósito-Encanto; mientras que las rocas de esta unidad se presentan discordantes, cubiertas por los aglomerados volcánicos de la unidad Tpl BvA-A del Plioceno (coordenadas UTM 15Q 471021N-1932824E, UTM 15Q 470605N-1931929E y UTM 15Q 473853N-1928991E) los cuales afloran en pequeños remanentes sin expresión cartográfica.

Con referencia a la **Formación Filisola** inicialmente Gibson (1936) le asignó una edad de Mioceno inferior. Benavides (1956) menciona que esta unidad pertenece al Mioceno medio. Por otro lado, Aguilera-Martínez *et al.* (2003) señalan que debido a sus características sedimentarias y basándose en su posición estratigráfica ha sido ubicada dentro del Mioceno.

De manera general se ha asignado a la **Formación Concepción** una edad de Mioceno inferior, tanto para la unidad Concepción Inferior como la Concepción Superior (Gibson, 1936; Castillo-Tejero, 1955; López Ramos, 1979); sin embargo, personal de PEMEX (1988) asigna una edad de Plioceno temprano para la Concepción Inferior, la cual se asigna con base en la presencia de *Globorotalia margaritae* y *Marginulina marginulinoides*, *Lagenodosaria hirsuta*, *Hoeglundina elegans*, *Cibicides floridanus*, *Bolivina nobilis*, *B. plicatella* y *Saracenaria limbata*; así como por la extinción de *Marginulinopsis marginulinoides* *M. mesinae* y

Amphicorina hirsuta. Mientras que a la unidad Concepción Superior, le asigna una edad de Plioceno medio con base en asociación faunística representada por *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia crassaformis*, *Robulus rotulatus*, *R. vaughani*, *Cibides filisolaensis*, *Bolivina subaenariensis* y *Sigmoilopsis schlumbergeri*.

Por su parte, Manjarrez-Hernández y Hernández-de la Fuente (1989) asignaron a esta formación una edad correspondiente al Mioceno en base a la microfauna planctónica (*Turborotalia mayeri*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia fohsi lobata*) y bentónica (*Lenticulina americana* y *Bolivina-Uvigerina*).

Por lo anterior expuesto, se puede apreciar que existen discrepancias en la asignación de su alcance. Para el presente trabajo y considerando el análisis de la información y las relaciones estratigráficas, se le asigna solo un alcance del Mioceno, sin descartar su posible desarrollo a la parte inferior del Plioceno.

Se considera a la **Formación Filisola** de origen marino y de aguas someras (Benavides, 1956); Aguilera-Martínez *et al.* (2003) menciona que, por sus características litológicas, estas rocas denotan un ambiente de alta energía, perteneciente probablemente a un ambiente infralitoral.

Con respecto al ambiente de la **Formación Concepción**, Castillo-Tejero (1955) menciona que el rico contenido faunístico en especies e individuos indica que la unidad Concepción Inferior se depositó en ambiente de calma y reposo en una paleo bahía cerrada de mar más profundo, que durante el depósito de la Concepción Superior. Por su parte, personal de Pemex (1988) señala que este ambiente para la unidad Concepción Inferior varía de nerítico externo a batial superior, y la Concepción Superior su ambiente de depósito es nerítico medio, con variaciones a nerítico interno hacia la cima.

No se establece alguna importancia económica para estas rocas en la región.

III.2.2.7.- Brecha volcánica andesítica-Andesita (Tpl BvA-A).

López Vega, (1963), describe un potente depósito de aglomerados volcánicos y derrames andesíticos agrupados dentro de una unidad informal, producto extrusivo del volcán La Unión o El Chichonal.

Esta unidad, de acuerdo con Islas Tenorio *et al.* (2004), corresponde a una secuencia volcánica, compuesta por

brechas, tobas, aglomerados y lavas de composición andesítica, expuesta en las localidades de El Porvenir, Teapa, El Azufre, Hidalgo, Catedral de Chiapas, cerro La Mina, Santa Rita y Pueblo Nuevo. Concordando con lo anterior Martínez Morales *et al.*, 2014, la identifican como una asociación volcánica de brechas y lavas andesíticas, con algunos niveles piroclásticos, cartografiada en las localidades de Tierra Caliente, Allende Esquipulas y al oeste de la localidad Rincón Chamula, al suroeste de Pueblo Nuevo Solistahuacán y en los cerros El Chivo, El Terrero y Colorado.

La unidad por su importancia económica ha sido antes estudiada, de la cual se puede mencionar lo siguiente:

Estas rocas volcánicas y subvolcánicas están petrogenéticamente clasificadas como andesíticas con cierta tendencia a traquiandesitas y traquibasaltos en su composición normativa (Clark 2005, en Philip K., 2011).

Geoquímicamente son de carácter calcoalcalino, débilmente alcalino, pertenecientes a la serie shoshonítica que probablemente fue derivada de la mezcla de dos magmas: Uno basáltico de origen en el manto, y otro probablemente derivado de la incorporación de rocas corticales félsicas de la corteza inferior. La evidencia de la mezcla de magmas puede ser la presencia de fenocristales de ortoclasa y microclina que muestran bordes de reacción con una matriz de composición basáltica (Miranda Gasca *et al.*, 2010).

Con respecto a la caracterización mineralógica se reporta la siguiente clasificación: Cuarzo 1.40%, ortoclasa 17.31%, albita 36.76%, anortita 20.78%, diópsido 14.58%, magnetita 2.17%, ilmenita 1.34%, apatito 0.75%, que la clasifican petrográficamente como una traquiandesita.

Conforman complejos volcánicos muy variados en lo que respecta al tipo de depósitos, se encuentran como brechas, derrames porfídicos y flujos de escombros, atravesados por depósitos epiclásticos con fragmentos volcánicos que parecen haberse originado como un flujo piroclástico (con matriz piroclástica con cristales de feldespato), lahar y aglomerados volcánicos. También se observan en ocasiones afloramientos de unidades piroclásticas como las intercalaciones de lapilli entre las brechas volcánicas. Estas unidades son intrusionadas a su vez por rocas subvolcánicas de textura muy variable de afanítica a porfídica entre las que destacan diques máficos, brechas hidrotermales, diatremas y pórfidos (Philip K., 2011).

Los afloramientos de estas rocas son bastante limitados, no solo por la abundante vegetación, sino por

lo agreste de la topografía que conforman y lo alterado e intemperizado de las rocas (volcánicas) de esta unidad.

Se distinguen en general dos secuencias volcánicas. El paquete de roca volcánica más antigua consiste en una unidad volcánica monolítica que alberga la mayor parte de la mineralización encontrada en la zona mineralizada de Ixhuatán, y la unidad volcánica más joven que es polimíctica y contiene mineralización débil y está relativamente inalterada, con zonas de escasa alteración argílica. El contacto entre las dos unidades volcánicas en el afloramiento no se observó, pero parece ser gradacional o transicional. Se encuentra frecuentemente en contacto con cuerpos intrusivos, principalmente de composición granodiorítica y diorítica que han invadido las secuencias sedimentaria y volcánica.

En el límite suroriental de la carta Ixhuatán, donde se encuentra la zona mineralizada de Ixhuatán, toda la secuencia normalmente está muy fracturada y se presenta en forma subhorizontal. En general, hay una progresión básica desde las fases gruesas de la brecha volcánica-epiclástica en las elevaciones más altas (en el este) hasta las fases más finas piroclásticas y de flujo en las elevaciones más bajas (en el oeste). Además, presenta un suave echado (aproximadamente de 05° a 20°) de oeste a noroeste (Philip K., 2011).

La unidad andesítica se cartografió en los sectores noroeste y sureste de la carta. Está representada por brecha, lava, aglomerados y piroclastos de composición andesítica. Procedentes de los aparatos volcánicos Cerro El Cucayo, Cráter Catedral en la porción noroeste, y Cerro La Mina en el sureste.

La brecha es de color gris, que intemperiza a tonalidades grisáceas, marrón y rojizas, textura brechoide, con fragmentos angulosos a subangulosos de hasta 0.40 m, con textura afanítica a porfídica con fenocristales de plagioclasa cálcica, hornblenda, biotita y ferromagnesianos, matriz arenosa-vítrea y estructura masiva. Presenta intenso intemperismo y algunas veces se encuentra cubierta por piroclastos meteorizados de tonalidad rojiza, acompañada de andesita y aglomerados forma lomeríos en la porción noroeste, mientras que al sureste conforma relieves accidentados, como el cerro La Mina.

La andesita es de color gris, que intemperiza a tonalidad rojiza y marrón, textura porfídica a afanítica, constituida por fenocristales de plagioclasa cálcica, hornblenda, cristales subhedrales de biotita y ferromagnesianos, con abundante limonita superficial de origen supergénico,

estructura masiva compacta a fluidal. Presenta de moderado a intenso intemperismo esferoidal.

Los derrames se aprecian poco afectados por fracturamiento, es más común el diaclasamiento, sin embargo, a nivel regional se aprecian fallas que controlaron el emplazamiento de los edificios volcánicos Cerro El Cucayo y Cráter La Catedral que fueron los puntos de emisión de los derrames.

Estas estructuras (fallas) con orientación NE-SW, E-W como ejemplo la falla Agua Tibia y San Juan respectivamente están asociadas a la tectónica regional del Sistema Tecpatán-Ocosingo conocidas en la región como zona de fallas de Chapultenango (García Palomo *et al.*, 2004), se determinaron por medio de imagen epipolar y evidencian al igual que en el resto de las estructuras volcánicas como el volcán El Chichonal, Cerro El Cucayo, Cráter Catedral y Cerro La Mina.

El fallamiento en la carta es un fuerte control estructural para su emplazamiento y distribución (**Figura 6**).

En la porción suroriental, al oeste del poblado de San José Paraíso, se tomó una muestra para estudio petrográfico con clave **IX-024**, en las coordenadas UTM 15Q 491720N-1912340E. El estudio reporta que es una roca afanítica oscura, donde se reporta una andesita con textura pilotaxítica compuesta de microlitos de plagioclasa (oligoclasa – andesina) y vidrio de aspecto pulvurento, escasos fenocristales anhedrales de piroxeno (augita) bordeados por los microlitos de plagioclasa (**Tabla 2**).

En esa misma tabla se pueden observar los resultados a los estudios realizados a las muestras **IX-007** y **IX-048**, tomadas de diques de composición andesítica, relacionados a esta misma unidad.

Ubicación (sector)	Coordenadas		No. Def.	Unidad	Clasificación
	X	Y			
Noreste	499312	1925970	IX-007	Tpl BvA-A	Andesita porfídica (Dique)
Sureste	491720	1912340	IX-024	Tpl BvA-A	Andesita
Sureste	497234	1909437	IX-048	Tpl BvA-A	Brecha andesítica (Dique)

Tabla 2.- Resultados petrográficos, unidad Tpl BvA-A.

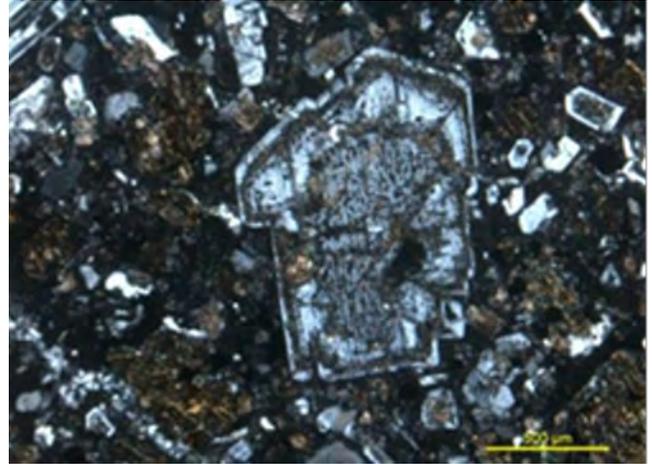
En las localidades de Catedral de Chiapas y Paraíso, en el extremo noroccidental de la carta Ixhuatán, en los puntos de coordenadas UTM 15Q 464815N-1929106E, UTM 15Q 467838N-1928536E, UTM 15Q 468408N-

1928327E, UTM 15Q 465649N-1932084E, UTM 15Q 467050N-1932009E, UTM 15Q 468135N-1928488E, existen afloramientos que conforman un potente flujo volcánico de cerca de 13,000 hectáreas (**Figura 6**), principalmente constituido de derrames y aglomerados volcánicos de composición andesítica-traquiandesítica de biotita, que surgen de un cono volcánico aun perceptible en la imagen de satélite, que se ubica a kilómetro y medio del cerro El Cucayo, donde aún es apreciable medio cono y el domo en su parte central.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 465649N-1932084E, se tomó la muestra para estudio petrográfico **IX-001 (Fotografía 22)** y en el punto con coordenadas UTM 15Q 468135N-1928488E la muestra para estudio petrográfico **IX-005. (Tabla 3 y Fotografía 23)**.

Ubicación (sector)	Coordenadas		Número Definitivo.	Unidad	Clasificación
	X	Y			
Noroeste	465649	1932084	IX-001	Tpl BvA-A	Andesita porfídica
Noroeste	468135	1928488	IX-005	Tpl BvA-A	Andesita porfídica

Tabla 3.- Resultados petrográficos de la unidad Tpl BvA-A.



Fotografía 23.- Muestra IX-005, micro y fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos alterados de incipiente a totalmente a calcita y sericita.

En el sector que se hace referencia se tiene un aglomerado andesítico de color gris, que intemperiza a rojizo, constituido por fragmentos líticos de hasta 0.30 m, subangulosos de composición andesítica en los que se pueden apreciar cristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y ferromagnesianos, además de escoria, ceniza, lapilli y vidrio.

Aunque la estructura es masiva, la estructuración de los agregados, sigue una fábrica lineal, denotando una posible pseudoestratificación. Dentro del aglomerado se observa que los materiales de mayor tamaño están soportados por las cenizas y lapilli (**Fotografía 24**).



Fotografía 22.- Muestra IX-001, Andesita porfídica, con presencia de micro y fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos alterados.



Fotografía 24.- Aglomerado andesítico con fábrica, denotando pseudoestratificación. Inmediaciones del poblado de Paraíso Tercera Sección.

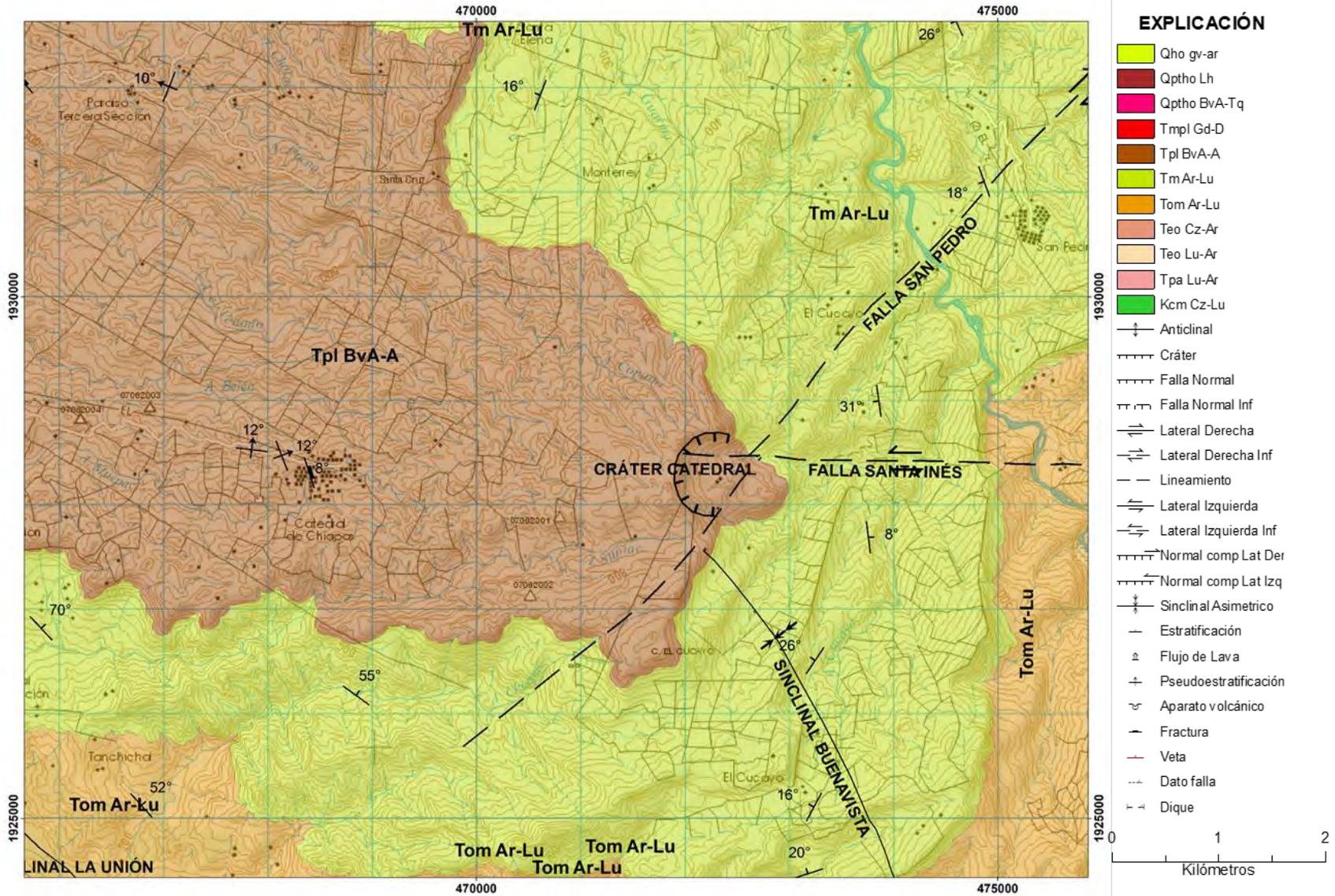


Figura 6. Detalle de la cartografía del derrame de Catedral de Chiapas.

Es cubierto por piroclastos meteorizados de tonalidad rojiza, textura piroclástica-arcillosa, constituidos por vidrio, cenizas, líticos, limonita y abundantes arcillas amorfas, estructura deleznable.

Los piroclastos son de tonalidad marrón-rojiza, textura piroclástica arcillosa, frecuentemente meteorizados, constituidos por vidrio, cenizas, líticos, limonita y abundantes arcillas amorfas, de estructura deleznable. Presentan oxidación como alteración supergénica, producto de la meteorización, con etapas de lateritización.

Se colectó la muestra **IX-003** de un derrame, en la porción noroccidental de la carta, en el camino hacia el poblado Catedral de Chiapas, para análisis por roca total, con los datos de óxidos mayores, se procedió a realizar la normalización y a graficar en el diagrama de Cox *et al.*, 1979 (TAS), los resultados obtenidos de **Álcalis** ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) = $(3.38+3.48) = 6.86$ y **Sílice** (SiO_2) = 54.33. Estos resultados la ubican en el campo de rocas intermedias y en el de traquiandesita, del grupo alcalino (**Figura 7**).

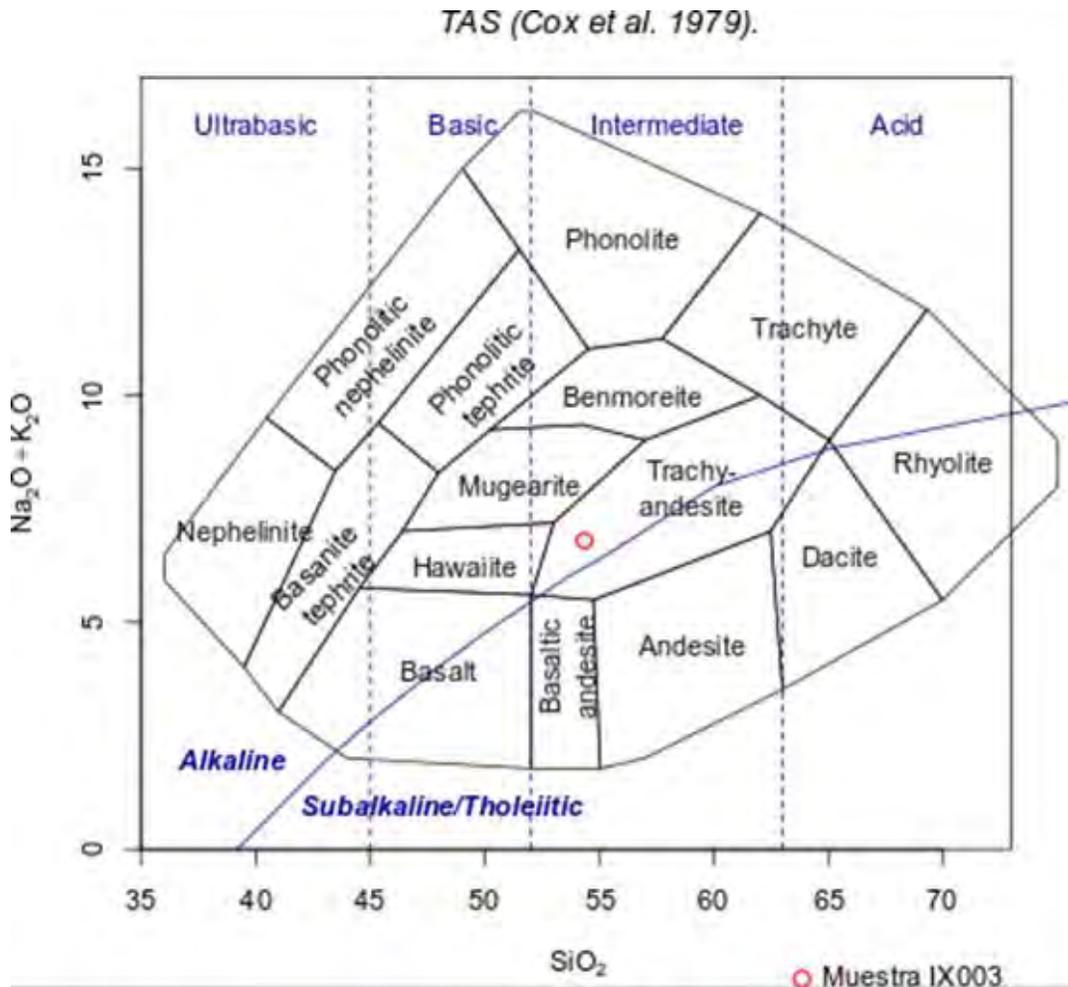


Figura 7.- Clasificación geoquímica de la muestra IX-003, en base de álcalis Vs Sílice (TAS), para rocas extrusivas.

En los estudios realizados en las cartas Villahermosa E15-8 (Islas Tenorio *et al.*, 2004) y Jitotol de Zaragoza E15-D41 (Martínez Morales *et al.*, 2014), se estimó un espesor aproximado de 400 y 200 m respectivamente. Para esta carta, se considera un espesor de 200 m de acuerdo al desnivel topográfico.

Sobreyace discordante, a las rocas de las formaciones Filisola-Concepción en la porción noroeste de la carta.

Mientras que al sureste sobreyace discordante, a las rocas de la Formación Mompuyul y es afectada por las rocas intrusivas.

En el punto ubicado en las coordenadas UTM 15Q 497234N-1909437E se observa una zona de falla que produce brecha, conformada generalmente por clastos de limolita y granodiorita, en una matriz café oscuro muy silicificada, en ocasiones los clastos parecen presentar

una cierta fabrica u orientación dentro de la brecha, se cortó la muestra **IX-048** para estudio petrográfico (**ver tabla 2**); se clasificó como una brecha andesítica, la cual se considera que es una brecha de falla donde se emplazó un dique.

Estas litologías se encuentran formando amplios lomeríos (**Fotografía 25**).



Fotografía 25.- Lomeríos que conforman el derrame andesítico. Inmediaciones del poblado de Catedral de Chiapas.

Miranda Gasca M. A. *et al.*, 2005, señalan que las rocas ígneas y la alteración hidrotermal tienen una edad de 2.80 Ma, documentadas dataciones realizadas por los métodos Ar-Ar y K-Ar en la región de Ixhuitán.

Considerando esta información y de acuerdo a la posición estratigráfica que guarda con las demás unidades, se le asigna una edad del Plioceno.

El origen de los volcánicos se vincula a las pulsaciones del arco volcánico Chiapaneco durante el Plioceno. Dentro de la carta se asocia a la extrusión de los aparatos volcánicos identificados como Cerro El Cucayo, Cráter Catedral y Cerro La Mina.

Las estructuras W-E representan la orientación estructural principal del fallamiento transtensional del sistema Tecpatán-Ocosingo. Considerando que los afloramientos ígneos, tanto volcánicos como plutónicos presentan una orientación preferencial NE-SW y que son frecuentemente limitados por lineamientos y fallas como las de El Aguacate, Laguna Grande, Esperanza, Loma de Caballo y San Miguel, se plantea la hipótesis de que estos lineamientos evidencian un fallamiento profundo que permitió el ascenso de magmas del arco volcánico chiapaneco basculando y alterando a su vez a las rocas calcáreas arcillosas paleógenas que los encajonan. Esto se confirma por que cerca del núcleo de

los depósitos hay un complejo de pórfido andesítico predominantemente sub vertical (en ocasiones se aprecia parcialmente sub-horizontal o sub-paralelo a la estratigrafía), que incluye tanto rocas intrusivas como sus fases extrusivas relacionadas como los flujos porfiríticos y las fases piroclásticas y epiclásticas.

De manera restringida en la porción noroeste de la carta los yacimientos minerales no metálicos están representados por lateritas bauxíticas, que se formaron debida a una fuerte meteorización dadas las condiciones climáticas y de porosidad propias del depósito, que desarrollaron hidroxilos de aluminio como la gibbsita enriqueciendo la roca en contenido de alúmina y reduciendo la sílice reactiva por lixiviación.

En los resultados de la geoquímica de la carta Villahermosa (Islas Tenorio *et al.*, 2004) se reportaron anomalías consistentes de plata, cobalto, zinc y arsénico sobre este derrame, lo que no parece estar relacionado con solo un proceso de laterización por intemperismo superficial, sino probablemente con un sistema hidrotermal a profundidad, sin embargo, en campo no fue posible reconocer afloramientos frescos que sustentaran esta teoría.

Adicionalmente se tienen localidades para la obtención de agregados pétreos, que pueden ser explotados de manera local, para extraer grava y bloques como materiales de construcción y cimentación o bien como balastre para el mantenimiento de caminos de terracería.

III.2.2.8.- Granodiorita-Diorita (Tmpl Gd-D).

Esta unidad es conocida como Intrusivo Santa Fe, es un complejo plutónico representado por rocas graníticas con predominancia de granodiorita potásica, diorita y monzonita de edad Terciaria.

A nivel de afloramiento la roca presenta una textura holocristalina fanerítica equigranular de grano grueso, compuesta por fenocristales de feldespato euهدral a subهدral y ferromagnesianos como hornblenda, alargada y euهدral y frecuentemente magnética, algo de magnetita y mica de biotita. El intrusivo es de color gris con variaciones de tonos en superficie sana y al castaño ocre a amarillento por intemperismo.

El intrusivo Santa Fe está cortado por rocas subvolcánicas y numerosos diques de pórfidos andesíticos, como en la muestra **IX-037** tomada del cuerpo subvolcánico para estudio petrográfico, que se clasifica como pórfido andesítico en las coordenadas UTM 15Q 495462N-1912080E (**Tabla 4**).

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

Las relaciones entre los cuerpos plutónicos y los hipabisales indican que el magmatismo andesítico basáltico inicio durante el emplazamiento de los cuerpos plutónicos y aún después, por lo que el origen de estas rocas, lo más probable es que procedan de la misma cámara-

La masa plutónica se orienta NE-SW, con una superficie irregular cercana a semicircular, de aproximadamente 8 km de diámetro (**Figura 8**), se puede completar una longitud en el mismo trend de 16 km con ancho similar que abarca la parte sur oriental de la carta Ixhuatán y se prolonga hacia la parte nororiental de la carta Tecpatán.

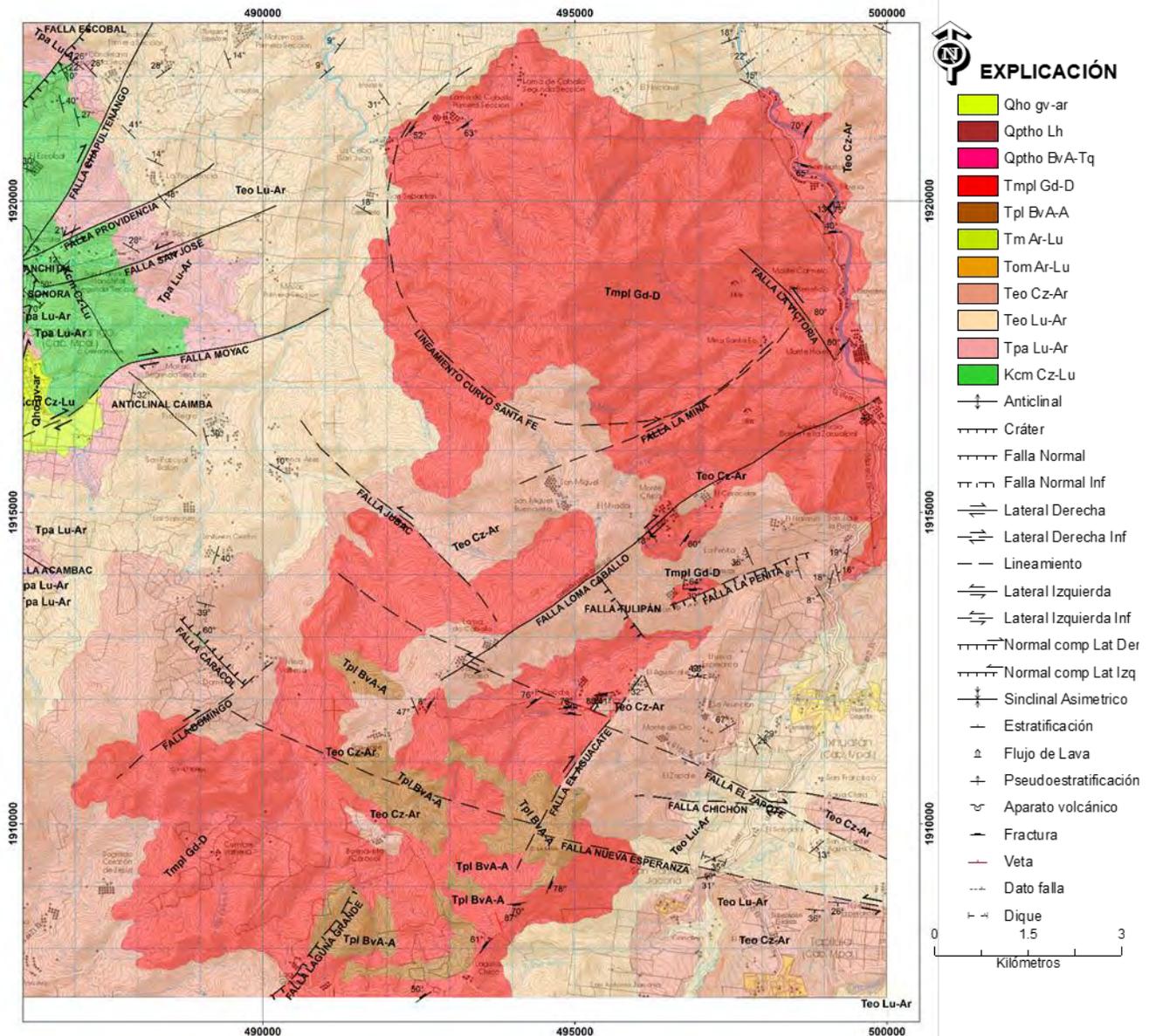


Figura 8. Distribución de los afloramientos de complejo plutónico Tmpl Gd-D.

El análisis de aeromagnetometría indica que la respuesta del cuerpo plutónico de Santa Fe es mejor cuando se encuentra aflorando ya que cuando se profundiza debajo de los cuerpos volcánicos y subvolcánicos al suroeste, la respuesta disminuye notablemente.

El resultado de los análisis petrográficos de diferentes muestras del cuerpo intrusivo presenta variaciones en la clasificación de la roca, lo que probablemente obedece a una diferenciación magmática dentro del plutón (**Tabla 4**).

Una de estas variaciones, es de composición granítico hacia la cima, cambiando a una textura afanítica inequigranular con cristales subhedrales y anhedrales de cuarzo y feldespatos con fábrica generalmente hipidiomórfica que presenta menor cantidad de anfíbol, hacia composición diorítica, lo que indica una diferenciación magmática como una de las principales razones para su variación petrográfica.

En la población de Monte Hareb en el punto con coordenadas UTM 15Q 499277N-1917643E, hay un corte fresco del intrusivo en el que se colectó la muestra **IX-022** para estudio petrográfico, resultando una monzodiorita (**Tabla 4**).

En la sección entre El Aguacate y San José Valtierra en el punto con coordenadas UTM 15Q 495462N-1912080E, se colectó la muestra **IX-037** para análisis petrográfico. Se clasificó como un pórfido andesítico, lo que permite considerarlo como un cuerpo hipabisal. (**Tabla 4**).

En esa sección, en campo se observa que el cuerpo intrusivo en general presenta una textura holocristalina fanerítica equigranular y a veces inequigranular con cristales subhedrales de cuarzo, feldespatos anfíboles y algunas micas de biotita con fábrica generalmente hipidiomórfica.

Al sur del poblado El Cacate, en el punto con coordenadas UTM 15Q 495222N- 1911843E, se colectó la muestra **IX-034** para estudio petrográfico, resultando un *skarn* de granate-wollastonita (**Tabla 4**).

Al sureste de la localidad El Tulipán, con coordenadas UTM 15Q 495295N-1912676E, se colectó la muestra **IX-036** para análisis petrográfico resultando una monzodiorita, en campo se aprecia con claridad un claro desarrollo de foliación de flujo magmático con desarrollo de enclaves tanto leucocráticos como melanocráticos con complejas relaciones entre sí, tanto concordantes y discordantes a la laminación de flujo.

La roca parece ser granítica, con cristales subhedrales de cuarzo, feldespato, anfíbol y biotita, estos últimos concentrados en los enclaves melanocráticos segregados, ocasionalmente presenta texturas porfídicas con fenocristales de feldespatos (**Fotografía 26**).

Los puntos de control con coordenadas UTM 15Q 496605N-1914458E, UTM 15Q 496272N-1914975E, UTM 15Q 496223N-1914643E, y UTM 15Q 496786N-1914590E, fueron levantados en el sureste de la carta Ixhuatán, en la sección entre El Naranjo-Monte Chico-San Miguel Buenavista.



Fotografía 26.- Claro desarrollo de foliación de flujo con cuerpos enclaves melanocráticos y leucocráticos, al suroeste del poblado del Aguacate.



Fotografía 27.- Intrusivo intensamente oxidado y fracturado. Inmediaciones de Monte Chico.

En la mayoría de los afloramientos de los puntos mencionados, se observa un cuerpo intrusivo de color gris al fresco y ocre en superficie intemperizada; textura equigranular, hipidiomórfica; los cristales de anfíbol, feldespato y mica son euhedrales; en casi todos los afloramientos el intrusivo se observa intensamente intemperizado, erosionado y oxidado (**Fotografía 27**). En el punto con coordenadas UTM 15Q 496786N-1914590E, el intrusivo también se aprecia argilizado y oxidado, y se distingue un cuerpo arcilloso embebido en el intrusivo (**Fotografía 28**).

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

Ubicación	Coordenadas		Núm. Def.	Unidad	Clasificación
	X	Y			
Centro	486305	1918449	IX-012	Tmpl Gd-D	Granodiorita (Dique)
Sureste	499112	1919951	IX-018	Tmpl Gd-D	Granodiorita
Sureste	499277	1917643	IX-022	Tmpl Gd-D	Monzodiorita
Sureste	495222	1911843	IX-034	Tmpl Gd-D	Skarn de granate- calcita- wollastonita
Sureste	495295	1912676	IX-036	Tmpl Gd-D	Monzodiorita
Sureste	495462	1912080	IX-037	Tmpl Gd-D	Pórfido Andesítico

Tabla 4.- Resultados petrográficos de muestras tomadas en la unidad Tmpl Gd-D.



Fotografía 28.- Intrusivo argilizado y muy oxidado, con desarrollo de un cuerpo arcilloso embebido. Sureste de Monte Chico.

En la porción oriental, en el caminamiento entre el pueblo Nuevo Lindavista y el rancho Loma de Caballo, específicamente al sur de la segunda localidad, en las coordenadas UTM 15Q 493246N-1921220, aflora

granodiorita de color gris-verdoso, que intemperiza a gris, textura equigranular, constituida principalmente por plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita, la estructura es masiva, con intenso fracturamiento.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 492390N-1921155E, que se ubica al oeste del rancho Loma de Caballo, esta unidad se observa con intenso fracturamiento.

Otro afloramiento, también en la porción oriental, al norte de la localidad de San Bartolo, en las coordenadas UTM 15Q 498709N-1921140E, presenta granodiorita de color gris-verdoso, que intemperiza a gris, textura granítica, constituida principalmente por plagioclasa, cuarzo, hornblenda y micas (biotita), escasamente se logra apreciar pirita finamente diseminada, estructura masiva, con intenso fracturamiento.

En el límite norte del intrusivo Santa Fe en el punto con coordenadas UTM 15Q 499112N-1919951E, se describe intrusivo de composición granodiorita de color gris a café por efectos de intemperismo y de color gris en superficie fresca, textura fanerítica conteniendo minerales de cuarzo, moscovita, biotita, hornblenda, y escasa plagioclasa de forma subhedral.

En las coordenadas 15Q 499112N-1919951E se colectó la muestra **IX-019** para análisis de roca total, con los datos de óxidos mayores, se procedió a realizar la normalización y a graficar en el diagrama de Cox *et al.*, 1979 (TAS), los resultados obtenidos de **Álcalis** ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) = $(2.85+3.97) = 6.82$ y **Silice** (SiO_2) = 58.89. La muestra se ubica en el campo de rocas intermedias, subalcalinas/toleíticas (monzoníticas) (**Figura 9**). Por su parte la petrografía de la muestra **IX-018** colectada en el mismo sitio se clasifica como una granodiorita (**Tabla 4**).

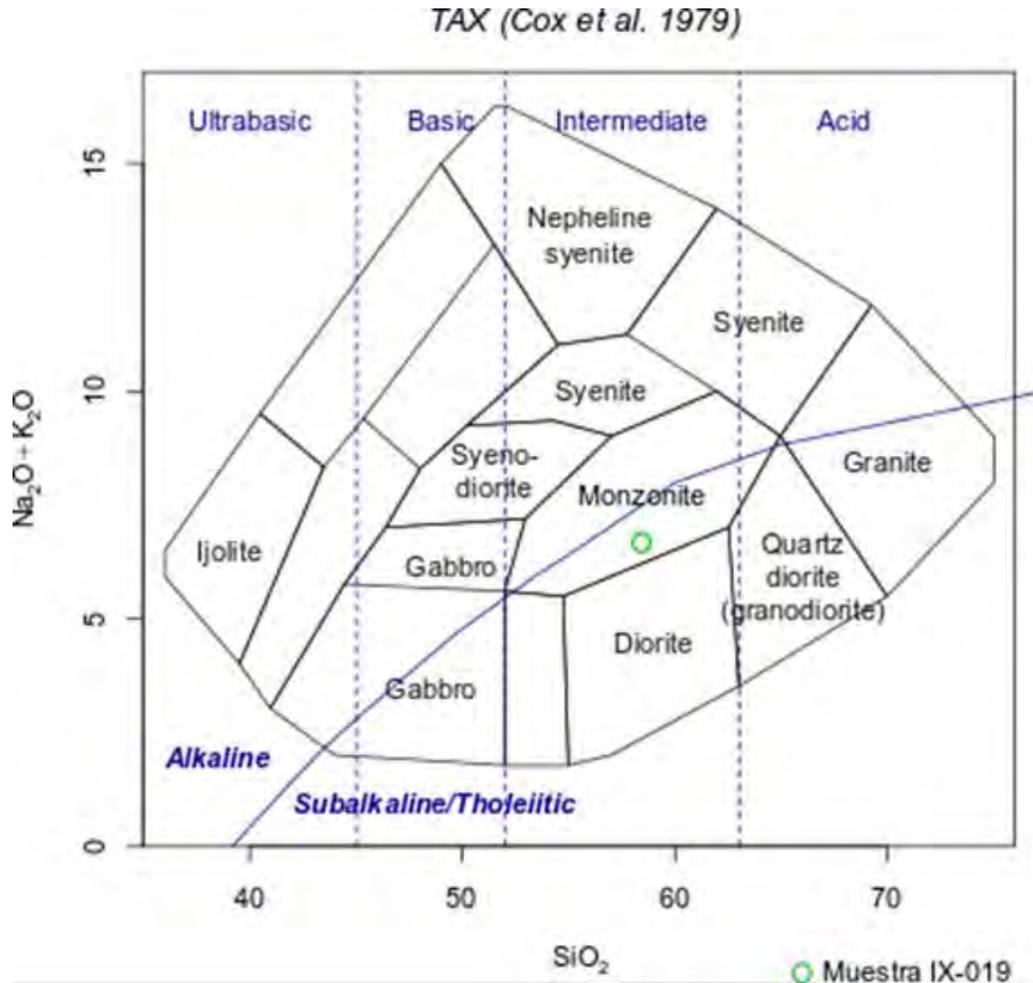


Figura 9.- Clasificación geoquímica de la muestra IX-019, en base de álcalis vs sílice (TAS), para rocas intrusivas.

Cerca del punto con coordenadas UTM 15Q 496223N-1914643E, ubicado al suroeste del poblado de Monte Chico, se determinó el contacto cortante con la caliza de la Formación Mompuyil, pero no se observó alguna alteración en la caliza provocada por el intrusivo.

Al noreste de San José Valtierra, el cuerpo intrusivo se aprecia en contacto abrupto, cortante y bien definido con las rocas calcáreas de la Formación Mompuyil, desarrollando recristalización y esporádica marmorización de la caliza y vetilleos de calcita, también se aprecia brecha con clastos de la caliza recristalizados, por lo que puede ser un contacto asociado a brecha de falla aprovechado para la intrusión.

Al norte de la ranchería El Tulipán, localizada al noroeste de Ixhuatán, aflora caliza recristalizada en tonos oscuros con textura muy gruesa probablemente por la recristalización, este y otros afloramientos se

encuentran como casquetes remanentes de la roca calcárea en la cima del cuerpo plutónico.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 496605N-1913703E, la caliza se aprecia brechada evidenciando que varios de los contactos del intrusivo son forzados a través de fallas. Por el contrario, en las localidades con coordenadas UTM 15Q 496718N-1913898E y UTM 15Q 492431N-1911877E el contacto es abrupto y discordante, a la estratificación de la caliza, la cual se presenta sobreyaciendo al intrusivo como un colgante con poca recristalización y estratificación ondulante.

Este cuerpo magmático, intrusiona a rocas carbonatadas estratificadas con abundante macro fauna de la formación Mompuyil, como se observa en el punto con coordenadas UTM 15Q 495222N-1911843E, donde existe un afloramiento remanente de la Formación Mompuyil, con desarrollo de *skarn*, con granate, wollastonita.

Intrusiona también a limolitas y areniscas de la Formación El Bosque del Eoceno - Oligoceno, ambas unidades en los contactos con el intrusivo generan *hornfels* cuando se trata de lutita o arenisca y mármol (*skarn*) producto de metamorfismo de contacto con la caliza, sin embargo, el área de metamorfismo es singularmente pequeña en la mayoría de los casos, llegando a ser de centímetros en muchas ocasiones. Se interpreta que también afecta a la unidad Tpl BvA-A, aunque la relación no fue posible verla por el intenso intemperismo de la zona.

Es difícil precisar la edad del intrusivo, pero su máximo surgimiento fue a finales del Terciario considerando que afectó a rocas sedimentarias marinas jóvenes (Formación Mompuyil) que se encuentran distribuidas en esta región.

Las edades isotópicas obtenidas de las rocas de este intrusivo son de 2.13 a 2.23 Ma (Montesinos Hernández, 1975), del área de Santa Fe-La Victoria.

Miranda Gasca *et al.*, 2005, señalan que las rocas ígneas y la alteración hidrotermal tienen una edad de 2.80 Ma, documentadas con dataciones realizadas por los métodos Ar-Ar y K-Ar en la región de Ixhuatán.

Todas las edades obtenidas por los métodos Ar-Ar y K-Ar se interpretan como edades de enfriamiento, entonces existe la posibilidad de que la edad del intrusivo sea más antigua. Además, tomando en consideración las relaciones de campo observadas en este trabajo, se considera que la edad de esta unidad es Mioceno (?) - Plioceno.

Es importante considerar que el intrusivo es contemporáneo al desarrollo de fallas y fracturas que se orientan predominantemente del NE al SW con relaciones ambiguas ya que en ocasiones lo limitan y en otras lo afectan.

III.2.2.9.- Qptho BvA-Tq (Volcán Chichonal).

El volcán El Chichonal, se localiza en la porción noroeste del estado de Chiapas, a unos 60 km de la ciudad de Pichucalco.

El Chichonal es el volcán activo más joven del arco volcánico Chiapaneco (Damon y Montesinos, 1978). El cual está construido sobre evaporitas y calizas del Jurásico-Cretácico temprano de la Formación Cantelhá, calizas dolomíticas del Cretácico temprano a medio de la Formación Cintalapa, de la Formación Jolpabuchil y calizas, areniscas y lutitas del Terciario de las formaciones Soyalo, Mompuyil y La Laja-Depósito-

Encanto (Canul y Rocha, 1981; Canul-Dzul *et al.*, 1983; Duffield *et al.*, 1984) (**Figura 10**).

El cono del volcán Chichón o El Chichonal al igual que los otros edificios volcánicos del arco volcánico Chiapaneco presentan un evidente control estructural para su emplazamiento y distribución de sus depósitos. Se encuentra en el cruce de la falla regional falla San Juan (E-W) y la falla Agua Tibia (NE-SW), que están asociadas a la tectónica regional de Tecpatán-Ocosingo. Se considera que las fallas no solo facilitaron el ascenso de los magmas del arco volcánico Chiapaneco, sino que generó la fisiografía que controló el emplazamiento de los depósitos volcánicos, limitándolos a estructuras graben claramente apreciadas desde la imagen de satélite y conocidas como zona de fallas de Chapultenango (García Palomo *et al.*, 2004).

El Chichonal, es un volcán compuesto por un cráter antiguo o "Somma" de 1.50 x 2.00 km de diámetro y elevación de 1,150 msnm. Conformado por un anillo de domos de composición traquiandesítica con paredes internas sub verticales y pendientes externas suaves, y cortado por estructuras más jóvenes. En su porción sureste por un cono de tobas denominado Guayabal y al suroeste y noroeste por dos domos traquiandesíticos. Dentro del cráter antiguo se encuentra el cráter reactivado durante la erupción de 1982 (**Fotografía 29**).



Fotografía 29.- Cráter reactivado del volcán El Chichonal, se aprecia un par de domos y el lago.

Este cráter tiene un diámetro de 1 km y paredes verticales de 140 m. La altura máxima del cráter sobre el nivel del mar es de 1,100 m. Contiene un lago con temperatura de 32 °C promedio (Armenta *et al.*, 2000 en Macías, 2005), pozas de lodo hirviendo y fumarolas con temperaturas variables cercanas a los 100 °C y

compuesto orgánicos alimentadas por un sistema hidrotermal activo (Rouwet *et al.*, 2004 en Macías, 2005) (**Fotografía 30**).

En el punto de coordenadas UTM 15Q 475852N-1919365E, ubicado en el cráter del volcán afloran lavas masivas y brechas andesíticas y traquíticas, que cubren al cráter y a las periferias accidentadas del mismo. Estas rocas presentan textura porfídica, marcada por la presencia de fenocristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno embebidos en una matriz afanítica. En este punto se tomó la muestra **IX-010**, para análisis petrográfico, resultando una andesita porfídica (**Tabla 5**).

Cabe señalar que el punto anterior fue identificado dentro del denominado Somma (cráter), el cual consiste de una serie de domos amalgamados de lava andesítica circundados por abanicos de depósitos de flujo piroclástico más recientes. En general las lavas que forman los domos Somma contienen abundantes fenocristales de plagioclasas, anfíboles y piroxenos, inmersos en una matriz afanítica, cuya composición química es traquiandesítica.

En el caminamiento realizado desde el poblado Volcán Chichonal, localizado en su base hasta el cráter del volcán, en los puntos de coordenadas UTM 15Q 478898N-1920301E, UTM 15Q 478078N-1919909E, UTM 15Q 476723N-1919874E y UTM 15Q 479611N-1919928E, en general se reconocieron piroclastos de caída “*ash fall*” de color gris-blanquecino, que intemperizan a gris-amarillo-rojizo, de textura piroclástica, constituidos por pumicita, ceniza, lapilli y fragmentos líticos de composición intermedia, estructura pseudoestratificada, en forma de delgadas capas sub horizontales. Estos depósitos presentan espesores de 2 a 3 m y corresponden a las últimas etapas eruptivas del volcán (**Fotografías 31 y 32**).



Fotografía 30.- Actividad fumarólica en el fondo del cráter reactivado.

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

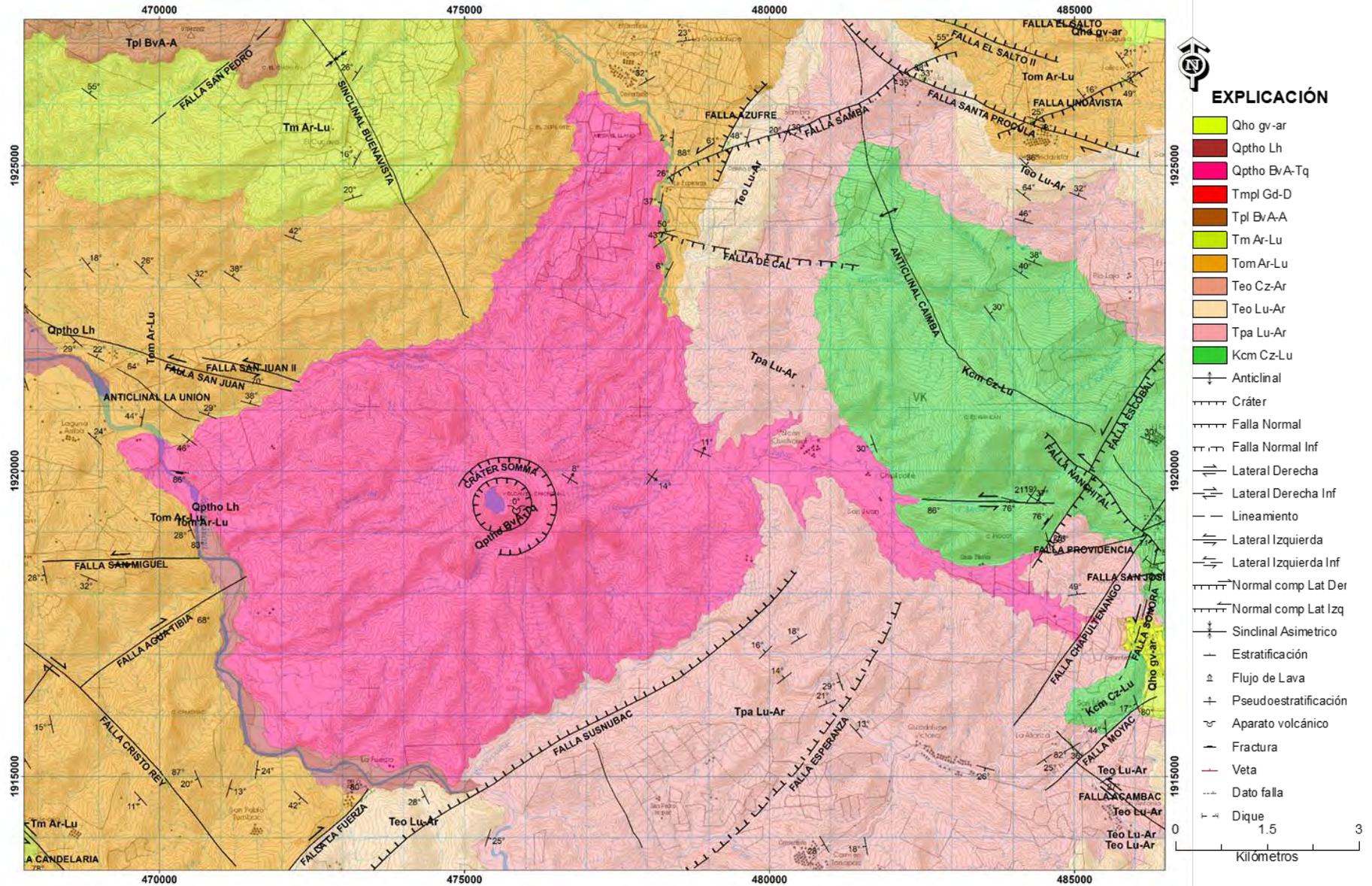
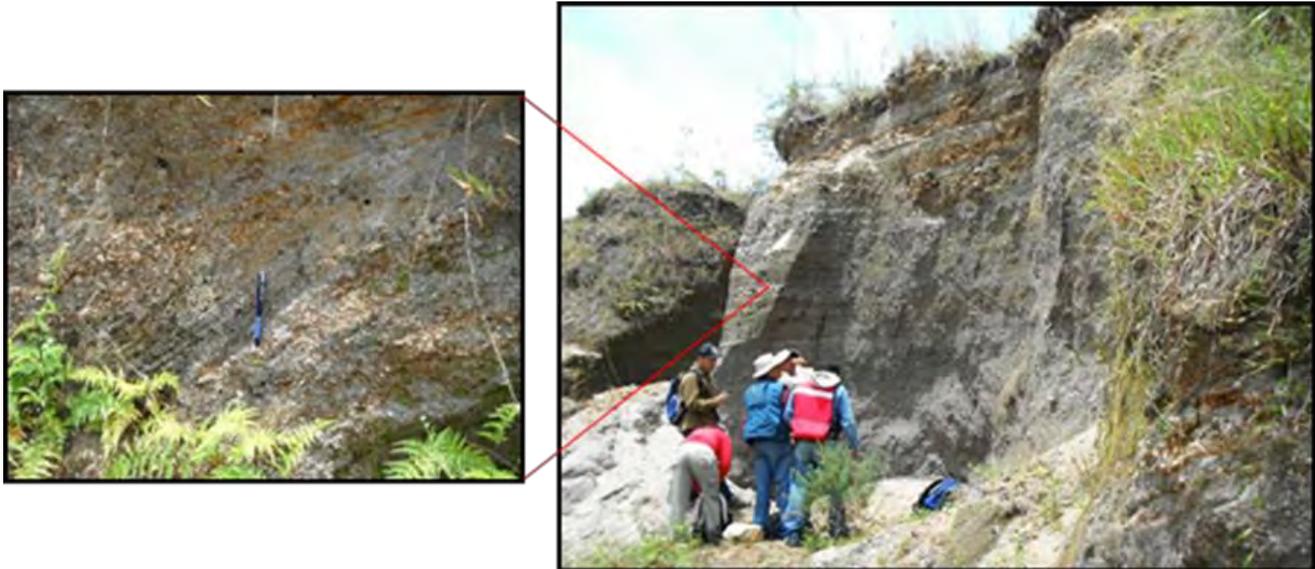
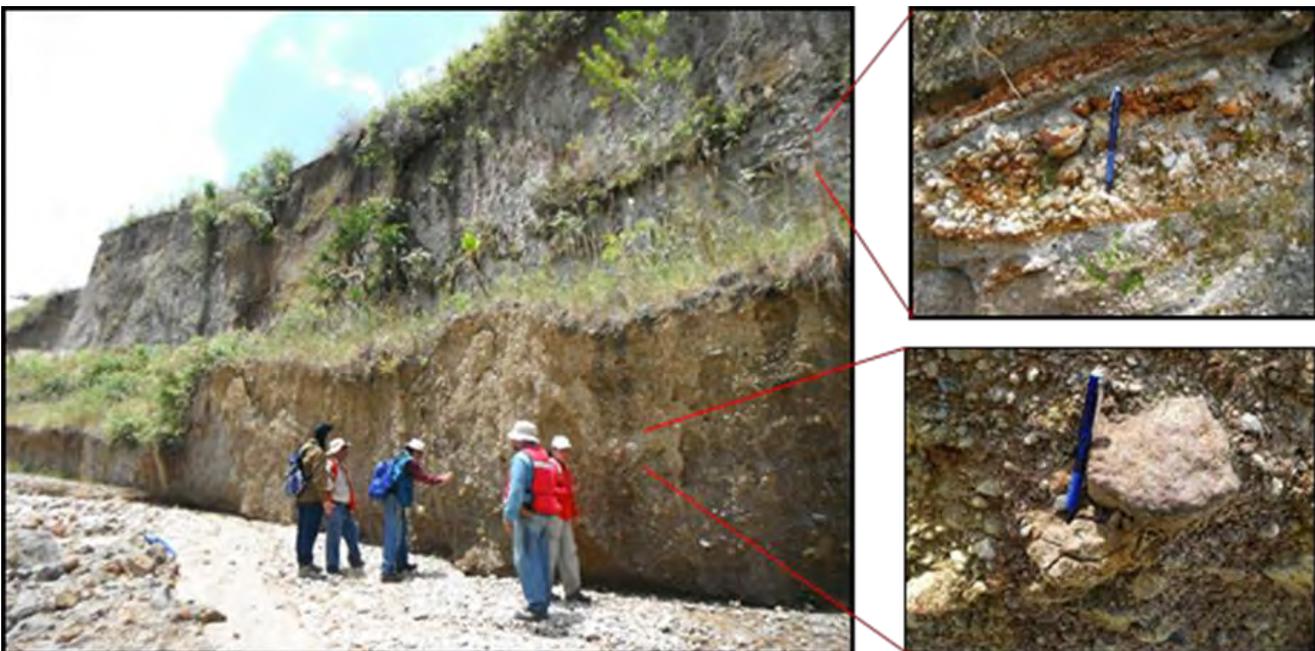


Figura 10. Ubicación del Volcán Chichonal.



Fotografía 31.- Depósitos piroclásticos sub horizontales, pseudoestratificados. Flanco oriental del volcán Chichonal, al noroeste de Chapultenango.



Fotografía 32.- Depósitos de oleada y flujo piroclástico sobre flujos de escombros con restos de los domos anteriores. Flanco oriental del volcán Chichonal, al noroeste de Chapultenango.

En el punto con coordenadas UTM 15Q 479611N-1919928E del caminamiento mencionado, se tomó la muestra no. **IX-011**, también para análisis petrográfico, clasificándose como Pumicita de textura hipocristalina (**Tabla 5**).

Particularmente sobre el flanco este del volcán, en la ladera denominada El Platanar, en el punto UTM 15Q 478078N-1919909E, se observan piroclastos de flujo, de oleada y de caída que denotando diversas fases eruptivas.

La secuencia del depósito a partir de la base es la siguiente: Depósitos de flujo de color gris que intemperizan a tonalidades grisáceas-marrón-rojizo, textura piroclástica, constituidos por fragmentos de roca del tamaño de arena hasta bloques de 40 cm, de composición intermedia a máfica, algunas veces semi fundidos entre sí, además de piroclastos vesiculares de color claro (pómez) en menor cantidad, soportados por una mesostasis arenosa constituida principalmente por escoria y vidrio, de estructura masiva, con niveles caóticos, con espesor aproximado de 5 a 7 m, aunque en el caminamiento, sobre laderas aledañas se observan espesores de hasta 20 m, estos depósitos se caracterizan por los tamaños de los flotantes y la densidad de los mismos.

Ubicación	Coordenadas		Núm. Def.	Unidad	Clasificación
	X	Y			
Centro	475852	1919365	IX-010	Qptho BvA-Tq	Andesita porfídica
Centro	479611	1919928	IX-011	Qptho BvA-Tq	Pumicita o Piedra Pómez

Tabla 5.- Resultado petrográfico de la unidad Qptho BvA-Tq.

Seguidos por depósitos de oleadas, de color gris, que intemperizan a tonalidad ocre-marrón, textura piroclástica-vesicular, constituidos mayoritariamente por pumicita blanquecina-beige, textura vesicular, con múltiples celdas de poros, además de líticos de composición intermedia a máfica, los fragmentos pumicíticos son del tamaño de lapilli fino a grueso hasta poco más de 5 cm, con forma subredondeada y ligeramente tabulares, soportados por cenizas o clasto a clasto, estructura masiva, estos depósitos son de menor densidad respecto a los anteriores y denotan texturas vesiculares características de fases gaseosas durante el depósito.

Finalmente, sobreyaciendo a estos depósitos se encuentran piroclastos de caída, de color gris, que intemperizan al mismo color, textura piroclástica, constituidos por abundante ceniza, lapilli, pumicita y fragmentos líticos, estructura pseudoestratificada, en

forma de delgadas capas sub horizontales de 4 cm, cubiertas por una delgada capa de suelo de 40 cm.

El volcán Chichonal se dio a conocer a la comunidad geológica del país en 1930, cuando un grupo de pobladores de la región notificaron a las autoridades locales, que en el cerro conocido como La Unión o Chichonal se escuchaban retumbos y se movía la tierra. Como consecuencia de estas declaraciones, el Instituto Geológico encomendó al geólogo Müllerried el estudio de estos fenómenos.

Müllerried (1933), reportó que El Chichón consistía en un cráter y un domo central, entre los cuales existía un pequeño lago y varias fumarolas con temperaturas cercanas a los 90 °C, por lo que concluyó que El Chichón era un volcán activo. Esta mención permitió que se considerara al Chichón, en el catálogo de los volcanes activos del mundo (Mooser *et al.*, 1958 en Macías, 2005).

El volcán no volvió a ser estudiado sino hasta la década de los setenta, cuando la Comisión Federal de Electricidad (CFE) inició un estudio de prospección geotérmica en el área (González-Salazar, 1973, Molina-Berbeyer, 1974, en Macías, 2005). En 1978, en un trabajo de prospección minera del estado de Chiapas, (Damon y Montesinos Hernández, 1978, en Macías, 2005), llegaron hasta El Chichón, fecharon la pared oriental del cráter tipo Somma en 0.209±0.019 Ma (método K-Ar), y también lo consideraron como un volcán activo. A principios de los ochentas, la CFE continuó con sus estudios de prospección del volcán (Canul y Rocha, 1981; Templos, 1981, en Macías, 2005). En particular, el estudio geológico estuvo encaminado solo a conocer la historia eruptiva del volcán y no a su peligro.

En 1982 hizo erupción, precedida por actividad fumarólica y temblores; estos últimos quedaron registrados en los instrumentos de la red sísmica de la presa hidroeléctrica de Chicoasén, perteneciente a la CFE y que había comenzado desde finales de 1980 (Espíndola *et al.*, 2002 en Macías, 2005).

La primera erupción produjo un cráter de 150 a 180 m, destruyó cerca de una cuarta parte del domo central y originó una columna pliniana con una altura estimada de 27 km (Medina-Martínez, 1982; Sigurdsson *et al.*, 1984; Carey y Sigurdsson, 1986 en Macías, 2005). Dicha columna fue dispersada hacia el noreste del volcán, depositando la capa de caída A, que es la que provocó gran desconcierto entre la población. Un día después, el área fue acordonada y desalojada por el ejército mientras el volcán permaneció en relativa calma durante una semana, por lo que las autoridades permitieron el regreso de gran parte de la población,

sobre todo en el poblado Francisco León, al suroeste del cráter en donde inclusive permaneció un convoy del ejército y un geólogo.

Esa misma noche del 3 de abril de 1982, ocurrió la explosión más violenta de la erupción, cuando el magma entró en contacto con agua, probablemente del sistema hidrotermal, produciendo una explosión hidro magmática violenta que destruyó completamente el domo central y generó oleadas piroclásticas húmedas (S1), las cuales viajaron hasta 8 km del cráter, arrasando con todo, incluidas las vidas de más de 2,000 personas y la destrucción de 9 poblados (Sigurdsson *et al.*, 1984; Sigurdsson *et al.*, 1987; Macías *et al.*, 1997a en Macías, 2005). Las oleadas fueron casi inmediatamente seguidas por flujos piroclásticos espesos (F1) que terminaron por rellenar el terreno y por la formación de una segunda columna pliniana que alcanzó 32 km de altura, depositando la capa rica en líticos (Carey y Sigurdsson, 1986 en Macías, 2005).

Horas después, la columna pliniana colapsó formando flujos piroclásticos de pómez (F2) y otros eventos menores que no alcanzaron más allá de 2 km del cráter (UI). A la mañana siguiente el volcán generó otra explosión que formó una tercera columna pliniana (C), que alcanzó 29 km de altura y fue dispersada nuevamente hacia el noreste.

Explosiones hidro magmáticas originaron oleadas piroclásticas (S3) con vapor de agua que favoreció la aglutinación de ceniza volcánica formando agregados de ceniza (Scolamacchia *et al.*, 2005, en Macías, 2005) que llegaron hasta 4 km del cráter. Y en el sitio en donde se encontraba el domo central yacía un cráter de 1 km de diámetro con cuatro cráteres internos y sus respectivos lagos. Las paredes verticales del cráter expusieron una secuencia estratigráfica que claramente sugiere que este cráter, había sido tapado por la formación de domos anteriores y reactivado por erupciones explosivas posteriores.

Después del 4 de abril, la actividad del Chichonal disminuyó drásticamente, aunque se reportaron explosiones pequeñas desde abril hasta septiembre de 1982. La emisión de 1.50 km³ (roca densa equivalente) modificó completamente la topografía del volcán, y bloqueó la red hidrológica preexistente formada por el cauce de los ríos Susnubac-Magdalena y Platanar, formando una represa de 25 a 75 m de espesor (Macías *et al.*, 2004^a en Macías, 2005).

El agua del río Susnubac y la lluvia precipitada durante los meses de abril-mayo comenzó a acumularse dando lugar a la formación de un lago con temperatura al punto de ebullición (Medina-Martínez, 1982, en Macías,

2005). En mayo la represa colapsó debido a que el nivel del agua la superó y comenzó a erosionarla y descargó dos flujos de escombros calientes, que se transformaron rápidamente en flujos hiperconcentrados o lahares (Macías *et al.*, 2004a en Macías, 2005) que, a 10 km de distancia, tenían 82 °C e inundaron el pueblo de Ostucán y llegaron hasta el río Grijalva, sobre el que viajaron otros 7 km a 50 °C hasta la presa hidroeléctrica Peñitas entonces en construcción, causando más muertes y destrucción.

La erupción devastó 100 km² de vegetación, y en sitios distantes como Ostucán y Pichucalco causó el derrumbe de los techos de lámina de casas e iglesias. Además, expulsó 7 millones de toneladas de SO₂ en la estratósfera, las cuales dieron lugar a la formación de aerosoles (Krueger, 1983; Matson, 1984 en Macías, 2005). Estos aerosoles crearon una nube de material fino que circundó en varias ocasiones el planeta, produciendo un impacto en el clima global, al reducir la temperatura del planeta en 0.5 °C. Así mismo, los productos juveniles de la erupción contenían anhidrita, mineral que no había sido reportado en rocas volcánicas (Luhr *et al.*, 1984; Rye *et al.*, 1984 en Macías, 2005). Todo esto atrajo la atención de un gran número de especialistas, quienes han realizado estudios del lago cratérico, depósitos piroclásticos, dispersión de las nubes eruptivas, contenido de azufre en el magma y petrología de los magmas. Estos nuevos estudios, revelaron la existencia de al menos 11 erupciones explosivas, durante los últimos 8,000 años (Macías, 2005) y ubica al Chichonal, como uno de los volcanes más activos del mundo durante el Holoceno.

La erupción pliniana ocurrida hace 550 años, produjo 1.4 km³ de material y generó un depósito de caída, que tiene un espesor con un orden de magnitud mayor al de las caídas A, B, y C de la erupción de 1982 (Macías, 2005). También se ha comprobado que el volcán ha tenido impacto en las tierras bajas de los mayas durante los últimos 2,500 años.

El periodo de reposo entre todas estas erupciones ha variado de 100 a 600 años, y considerando que el cráter abierto es ocupado por un lago, una erupción en estas condiciones podría generar oleadas piroclásticas.

Las rocas tienen una composición traquiandesítica (Duffield *et al.*, 1984; Rose *et al.*, 1984; McGee *et al.*, 1987; Espíndola *et al.*, 2000; Macías *et al.*, 2003 en Macías, 2005). La mineralogía predominante es plagioclasa>anfíbol>augita, con magnetita, esfena, pirrotita, biotita y apatita como minerales accesorios (Luhr *et al.*, 1984; Duffield *et al.*, 1984; Espíndola *et al.*, 2000, en Macías, 2005) muy similares a la de los

volcanes del arco volcánico Chiapaneco (Mora *et al.*, 2007).

Las traquiandesitas del Chichonal son ricas en azufre (SO₂) y en cristales (~53 vol. %), incluyendo un ~2 vol. % de anhidrita (Luhr *et al.*, 1984, en Macías, 2005).

Mediante varios geotermómetros, se ha estimado que estuvieron a temperaturas entre 750 y 880 °C y profundidades cercanas a los ~6 km (2 kilobares, Luhr, 1990, en Macías, 2005). Sin embargo, los estudios sísmicos indican que la cámara magmática durante la erupción de 1982, se encontraba entre 7 y 13 km por debajo del volcán debido a que a esta profundidad se presentó un gap sísmico (Jiménez *et al.*, 1998 en Macías, 2005) lo cual podría indicar una cámara más profunda en el basamento sedimentario y evaporítico de edad cretácica de la región, donde la asimilación pudo contribuir al enriquecimiento de azufre del magma.

La composición constante de los productos expulsados sugiere que el sistema magmático se ha mantenido relativamente estable. Sin embargo, la presencia de inclusiones máficas (traquibasaltos y traquiandesitas-basálticas) en las traquiandesitas del Chichonal y la variación isotópica en los perfiles de fenocristales de plagioclasas, indican que el sistema magmático ha sufrido recargas de magma en forma repetida (Espíndola *et al.*, 2000; Tepley *et al.*, 2000; Davidson *et al.*, 2000; Macías *et al.*, 2003 en Macías, 2005).

Estos derrames y piroclastos, están cubriendo discordantemente a las unidades antes descritas.

Duffield *et al.*, 1984, para esta unidad, colectada en el domo central en una andesita, asignan una edad de 0.276 ± 0.006 Ma por el método K-Ar en roca total.

García Palomo *et al.*, 2004, menciona que las rocas que están en la periferia del *somma* (cráter del volcán) tienen una edad de 0.2 Ma, las rocas piroclásticas intercaladas una edad de <0.01 Ma con una composición andesítica (traquiandesita) y un afloramiento de basalto traquiandesítico cerca del poblado de Chapultenango con una edad de 1.1 Ma.

En Layer *et al.*, 2009, se tienen 10 dataciones que caen en el domo central y en sus alrededores, con edades desde 0.003 a 0.384 Ma.

Todas las dataciones obtenidas se interpretan como la edad de la roca. Con estas dataciones obtenidas por diversos autores, además de las relaciones estratigráficas observadas, en este trabajo se le asigna una edad de Pleistoceno-Holoceno.

Arellano y Jiménez, 2012, mencionan que El proyecto geotérmico de El Chichonal, se considera un sistema volcánico-hidrotermal de los más recientes a nivel mundial. Su origen está relacionado con la interacción de las placas tectónicas de Cocos y Norteamérica. Las dataciones más recientes por ⁴⁰Ar/³⁹Ar de los productos volcánicos permiten definir seis unidades volcánicas: Somma, Domo SW, Domo Cambac, Domo Capulín, Domo NW y flujos piroclásticos del Holoceno, con edad de 276 mil años al Reciente. La deformación estructural observada permite distinguir dos tipos de deformación: dúctil y frágil. La secuencia sedimentaria se encuentra plegada y constituye los anticlinales de La Unión y Caimba, el sinclinal de Buena Vista y la deformación frágil de fallamiento tipo capa-capita. En las rocas volcánicas la deformación es de tipo frágil y consiste en fallas y fracturas, observándose claramente al NW del complejo Volcánico. La actividad hidrotermal está controlada por los sistemas estructurales y por los contactos litológicos entre el paquete sedimentario y la unidad volcánica. Las manifestaciones termales consisten de manantiales, fumarolas y hervideros distribuidos en cuatro sectores del volcán. De acuerdo con la evaluación geoquímica de las manifestaciones, hay cuatro tipos de agua: sulfatada con pH ácido, sulfatada cálcica con pH neutro, clorurada ácida y clorurada sódica con pH neutro. El geotermómetro de Na/K arroja temperaturas de 230°C mientras que el geotermómetro de gases H₂/Ar indica temperaturas de 260°C. A partir del análisis estructural y geoquímico se definió una zona de interés geotérmico regida por el fallamiento que controla la distribución termal. El yacimiento geotérmico se considera que puede estar alojado en la secuencia sedimentaria de calizas. Las características termales en el área del complejo volcánico indican la existencia de una fuente de calor de alta temperatura susceptible de ser aprovechada para generar energía eléctrica como una fuente alterna de energía.

III.2.2.10.- Depósitos de Lahar (Qpho Lh).

Estos depósitos caóticos proceden del volcán El Chichonal, se encuentran principalmente en dos afloramientos, uno en las periferias del río Ostuacán y otro en el flanco sureste del volcán, en el cauce del río Magdalena.

En el punto de coordenadas UTM 15Q 464721N-1923951E, en la parte oeste de la carta, a 5.8 km en línea recta, al suroeste del poblado Catedral de Chiapas, se observa depósitos de lahar tipo "mud flows" de color gris, que intemperiza a tonalidades grisáceas-marrón-rojizas, de textura epiclástica, constituidos por fragmentos de composición andesítica-traquiandesítica,

de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno en matriz vítrea, tienen forma subangulosa a subredondeada de tamaño variable, que van desde 0.50 hasta 50 cm (bloques), los cuales se encuentran flotando en una matriz arenosa-vítrea, de estructura caótica, sin embargo en algunas partes dentro del depósito en la porción del material más fino se puede apreciar pseudoestratificación y hasta una pseudoestructuración cruzada de la misma (**Fotografía 33**).



Fotografía 33.- Detalle de los depósitos de lahar.

Cubren discordantemente a rocas de la Formación La Laja-Depósito-Encanto y a los depósitos de derrames y piroclásticos provenientes del volcán Chichonal.

Los depósitos son considerados del Pleistoceno-Holoceno.

III.2.2.11.- Grava-arena (Qho gv-ar).

Estos sedimentos no consolidados **son** de naturaleza heterogénea en su composición y tamaño, derivados de las rocas preexistentes.

Estos depósitos se cartografiaron en la porción norte, noreste este y central de la carta; al norte, sobre los márgenes del río Pichucalco y sus alrededores, donde se encuentran formando planicies y pequeños valles, aprovechados para actividades de agricultura y ganadería, al noreste este, en algunas porciones del río La Sierra, en forma de depósitos aislados y finalmente al centro, en la población de Chapultenango y al sur de la misma, donde los depósitos forman una pequeña planicie empleada para la agricultura.

Como se mencionó, la constitución de los sedimentos es heterogénea y representada por bloques, cantos,

grava y arena, siendo estos dos últimos los materiales más abundantes, además de arena, limo y arcilla.

Son de composición calcárea, ígnea intrusiva (en el río La Sierra) y volcánica, presentan color gris, verde claro y tonalidad blanquecina, beige, marrón y rojiza, textura clástica, estructura masiva no consolidada. La distribución de los mismos es en forma caótica, con formas subangulosas a redondeadas, sin estratificación aparente, sin embargo, algunas veces las gravas se encuentran englobadas pobremente en una matriz arcillosa.

En la parte este de la carta, a 2.7 km en línea recta, al sur de Solosuchiapa, en las coordenadas UTM 15Q 497264N-1924313E. Se presentan sedimentos no consolidados de color gris, tonalidad blanquecina-verdosa, constituidos por cantos, grava y arena, de composición calcárea, granodiorítica y diorítica, en forma subredondeada a redondeada y subangulosa, con distribución caótica y estructura masiva. También se observan bloques de granodiorita y diorita, provenientes de río arriba, transportados por corrientes fluviales, de las partes altas de los cerros (**Fotografía 34**).



Fotografía 34.- Depósitos no consolidados de gravas y arenas, localidad río La Sierra, al sur de Solosuchiapa.

En las áreas cartografiadas, estos sedimentos no rebasan los 10 m de espesor.

De acuerdo a su distribución en la carta, en la porción norte cubren discordantemente, a la unidad de arenisca-lutita del Oligoceno-Mioceno, en la porción noreste-este, sobreyacen discordantemente a rocas de la Formación El Bosque del Eoceno-Oligoceno, mientras que en la parte centro cubren a las formaciones Soyaló constituidas por lutita-arenisca del

Paleoceno y Jolpabuchil de caliza-lutita del Campaniano-Maastrichtiano.

La edad de los sedimentos se infiere en el Holoceno por la posición estratigráfica que guardan con las otras unidades.

Los sedimentos son de origen clástico continental, producto de la denudación por acción física, química, así como por efecto de la gravedad, arrastre por agua o viento de los materiales de las rocas preexistentes. No presenta condiciones geológico-mineras para algún tipo de yacimiento metálico, sin embargo, la naturaleza no consolidada de los sedimentos, ofrece materia prima de provecho, en forma de grava y arena, para el sector de la construcción local; empleadas en la cimentación y edificación de viviendas, construcción y mantenimiento de carreteras. Esta materia prima, ya ha sido aprovechada en algunas áreas por algunos particulares a partir de su fácil extracción y la implementación de procesos de trituración y cribado. Actualmente en el área existen dos plantas activas, que procesan el material extraído de estos depósitos: Triturados y Construcciones de Chiapas S.A. de C.V. y Río de la Sierra S.A. de C.V.

III.3.- Tectónica

Situada en la porción sureste de la República Mexicana, se localiza la carta Ixhuatán (E15-C39), región que es una de las zonas tectónicamente más activas y complejas de la margen circumpacífico, debido a que en

su evolución confluyen tres placas tectónicas que interactúan entre sí.

Este sistema triple está definido por la placa continental de Norteamérica, la placa oceánica de Cocos la cual subduce en la trinchera Meso-Americana, y el bloque Chortis, que forma el extremo suroccidental de la placa Caribe, el cual configura el núcleo de gran parte de Centroamérica (Mann *et al.*, 2007) (**Figura 11**).

Las investigaciones de la evolución tectónica de la región circumpacífico en América del Norte, llevó a la generación de conceptos nuevos, que implican una forma distinta de entender la evolución geodinámica de la región, el primer intento de sintetizar e interpretar el mosaico que configura el basamento de México, tuvo sus inicios con Campa y Coney (1983), quienes en su propuesta de división de elementos o terrenos tectonoestratigráficos, incluyeron al terreno Maya, cuya distribución comprende el extremo sur de los terrenos que configuran el territorio nacional, y es en el cual se ubica la carta estudiada, haciendo énfasis que en esta área de estudio sólo aflora la cobertura del mismo.

La reconstrucción del terreno Maya basado en las rocas más antiguas de su basamento, el Macizo de Chiapas, contempla una historia muy compleja en su evolución, de tal forma que, por su afinidad química y edad, las rocas del Precámbrico-Paleozoico permiten interpretar que formaban parte del terreno Meso-Americano en la margen de Amazonia (Keppie y Ramos, 1999) (**Figura 12**).

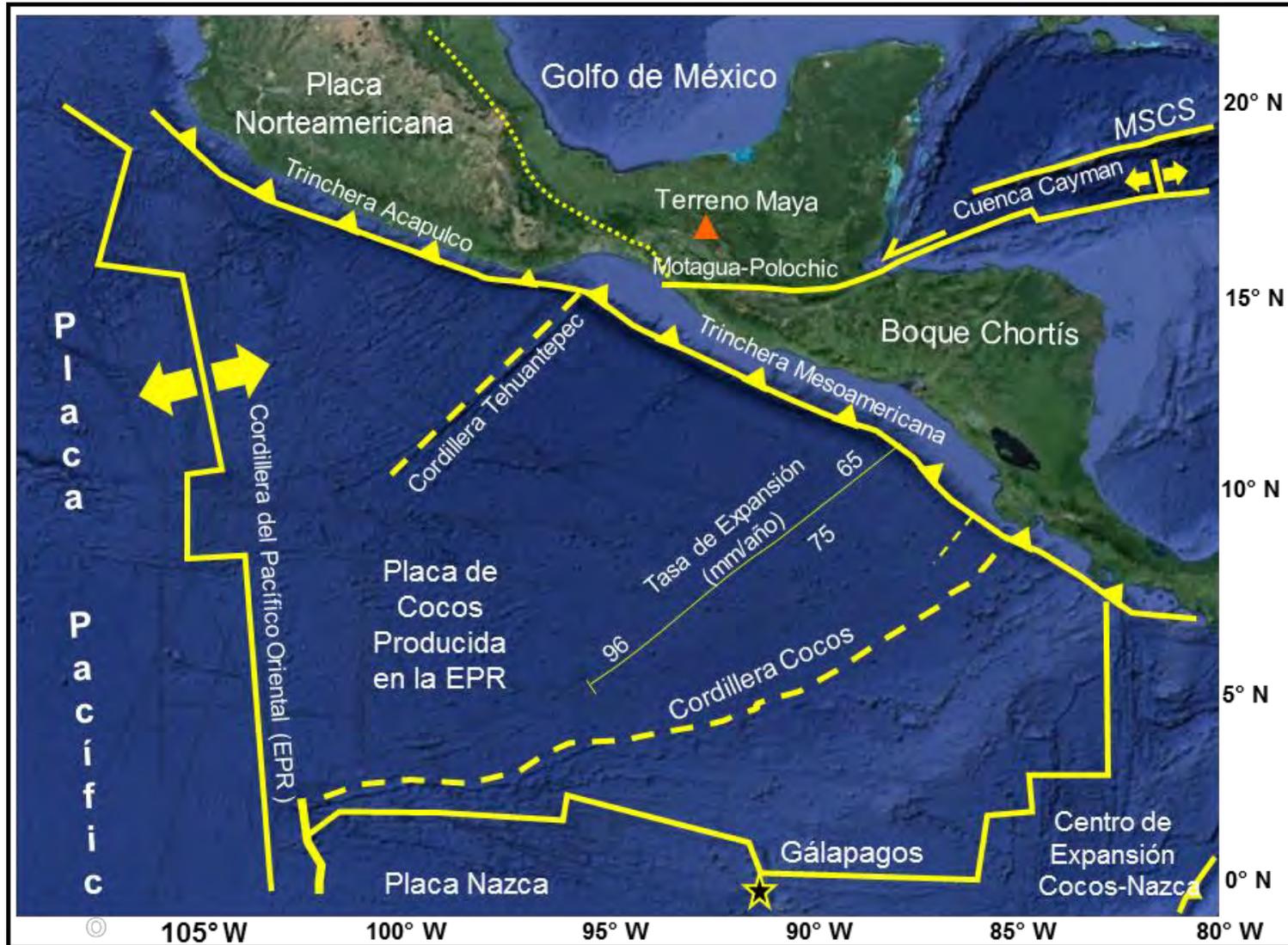


Figura 11.- Contexto tectónico actual del margen Pacífico oriental, a la altura de la Trinchera de Acapulco y Mesoamericana, en donde interactúan las placas de Norteamérica, Cocos (creada en la EPR; Dorsal Pacífica Este) y Caribe (Bloque Chortís); se detallan los rangos de movimiento por expansión de la placa Cocos. El triángulo rojo indica la posición de la carta de estudio. P. Mann (2007), modificado por GYMSA.

En la porción sur del estado de Chiapas, en las vecindades de las poblaciones Frontera Comalapa y Chicomuselo, (aproximadamente 180 km al sureste del área de estudio), afloran sedimentos pre mesozoicos del Carbonífero-Pennsylvánico de la Formación Santa Rosa, carbonatos de las formaciones Gruperá y Paso Hondo del Pérmico, cuyas características corresponden a las descritas por los autores mencionados, como la secuencia paleozoica que forma parte del terreno Maya.

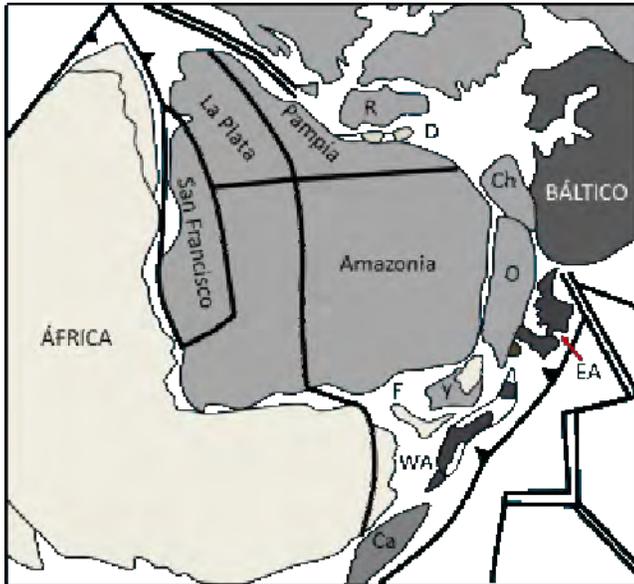


Figura 12. Reconstrucción paleogeográfica (600 Ma), modificada de Keppie y Ramos (1999) y Keppie et al (2003b). Abreviaturas. Ca=Carolina; Ch=Chortis; D=Dalradia; EA=Oriente Avalonia; F=Florida; O=Oaxaquia; R=Rockall; WA=Oeste Avalonia; Y=Yucatán. La línea dentada representa una zona de subducción con los dientes orientados hacia la placa principal; la doble línea representa las cordilleras dorsales oceánicas, y la línea simple representa zonas de fallas transformantes.

La cobertura del terreno está inicialmente desarrollada en rocas volcánicas y capas rojas del Jurásico medio-superior, que corresponden a las formaciones Pueblo Viejo y Todos Santos respectivamente (**Figura 13**); las secuencias francamente marinas depositadas en un ambiente tectónico *syn-rift* que forman parte de la Formación San Ricardo, iniciaron su depósito durante el Jurásico superior, por lo que son la cobertura de los previos lechos rojos de origen continental.

Cubriendo a la secuencia de siliciclastos y carbonatos del Jurásico y Cretácico inferior, se presenta una mega secuencia carbonatada depositada en una extensa plataforma que fue continua durante el resto del Mesozoico, cuyo modelo sedimentario cambió

radicalmente en el inicio del Paleógeno, y se prolongó hasta muy avanzado el Oligoceno, ya bajo un régimen de sedimentación eminentemente siliciclástica, en donde la presencia de turbiditas es el rasgo más representativo.

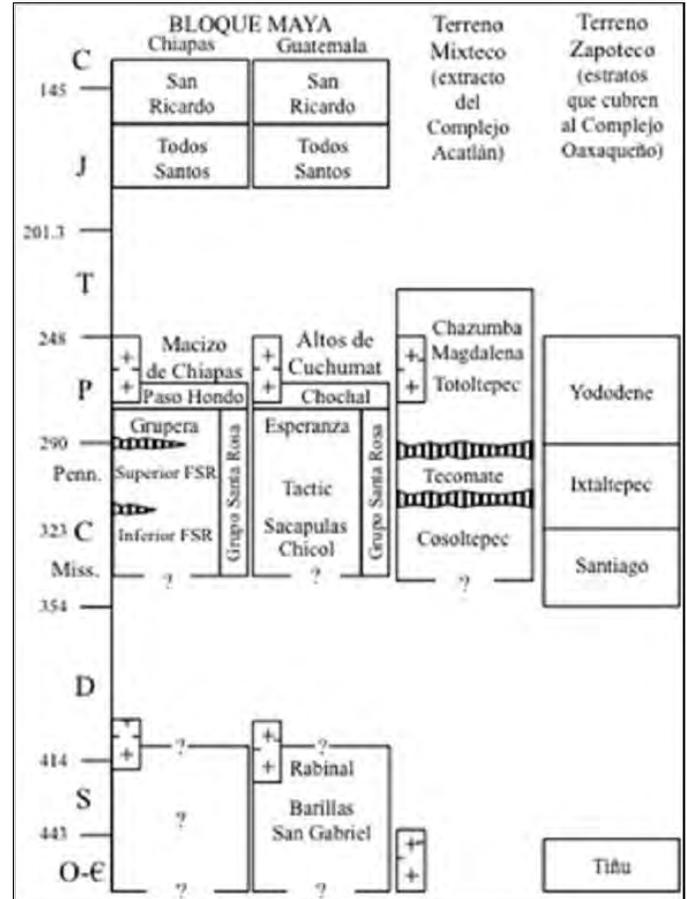


Figura 13.- Columnas estratigráficas simplificadas del Paleozoico al Jurásico del bloque Maya en Chiapas (modificado de Hernández-García, 1973) y Guatemala (adaptada de Ortega-Gutiérrez et al., 2007). Para comparación, también se muestran los extractos de las columnas estratigráficas del Complejo Acatlán (Keppie et al., 2006) y el terreno Zapoteco (Gillis et al., 2005), Modificado por GYMSA.

Esta potente columna cubre en su totalidad al terreno Maya, de tal forma que hacia el norte su presencia en el subsuelo por debajo de la planicie costera de Tabasco, el Cinturón Plegado de Chiapas, gran parte de la Península de Yucatán y la franja norte de Guatemala, se ha podido determinar por medio de pozos exploratorios realizados por PEMEX, de tal forma que se tienen reportes del basamento en el pozo Cobo-301, el cual cortó rocas ígneas graníticas de 312 Ma, las que subyacen a caliza de plataforma del Cretácico inferior (Quezada Muñetón, 1990 en Olvera Barroso, 2013); el

mismo autor reporta, en dioritas cortadas por el pozo Quintana Roo-1, una edad de 285 Ma, lo que indica que su emplazamiento tuvo lugar durante el Pérmico inferior.

Por su parte, López Ramos (1973), menciona que riolitas porfídicas alojadas en esquistos dispuestos

hacia la base de la columna del pozo Yucatán-1, fueron datadas con el método Rb/Sr y reportaron edades isotópicas de 410 Ma, rango que las ubica en el Devónico Inferior (en Olvera Barroso *op. cit.*) (**Figura 14**).

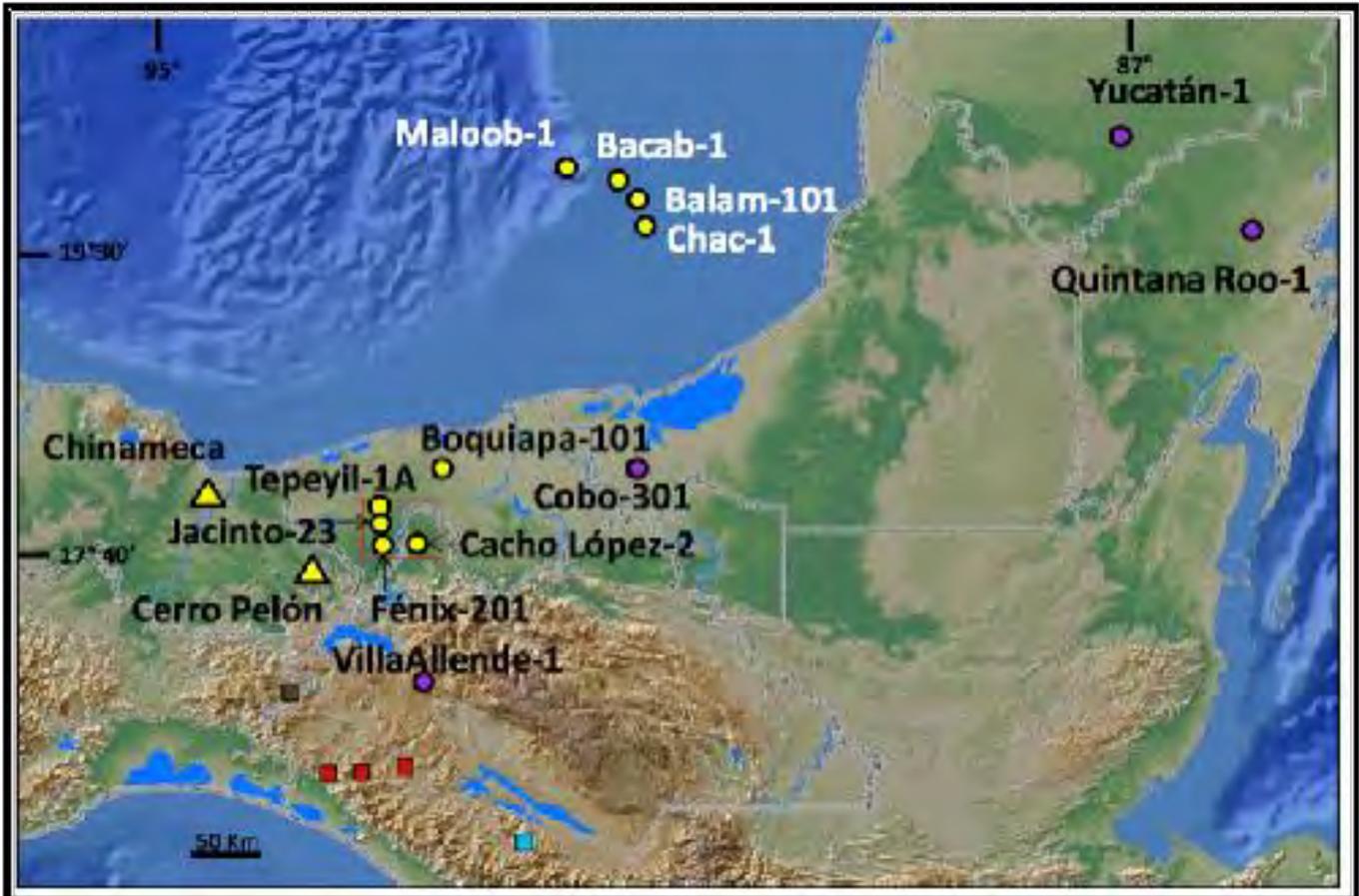


Figura 14.- Mapa con la ubicación de pozos que cortaron el basamento, en círculos morados: localidades con dataciones isotópicas (Pantoja, 1974). En cuadros rojos y azules, edades de Weber et al., (2006). Fuente: Olvera Barroso, 2013.

La extensión de terreno Maya no ha sido determinada, por lo que sus límites, aunque en gran parte inciertos, deben ser tectónicos.

El complejo Guichicovi se encuentra parcialmente intrusionado por granitoides de edad Pérmico tardío (Damon *et al.*, 1981; Murillo Muñetón, 1994; Weber, 1998), muy similares en edad y petrología a los expuestos en el Macizo de Chiapas, y por su distribución geográfica deben ser la extensión hacia el noroccidente del propio cuerpo granítico, por lo que estarían amalgamados con el terreno Juárez de acuerdo a la distribución original de terrenos, definidos

por Campa y Coney *op cit.*, por lo que, de alguna forma, al menos la parte occidental del terreno Maya está relacionada con lo que Ortega Gutiérrez *et al.* (1995) llamaron el micro continente Oaxaquia.

La probable extensión del terreno Maya ha sido ubicada hasta el extremo norte de la península de Yucatán, en donde los clastos del basamento obtenidos en el cráter Chicxulub incluyen cuarcitas, mica-esquistos de cuarzo, gneis graníticos, granitoides de arco volcánico (dioritas de cuarzo, granodioritas y tonalitas con rangos de 48 a 68% de SiO₂); y rocas máficas de arco volcánico (andesitas basálticas y basaltos de olivino (Vera Sánchez, 2000), de donde los clastos de *gneis* granítico

proporcionaron un modelo de manto agotado en Nd de 1.2-1.4 Ga (Kettrup *et al.*, 2000) y los análisis de U-Pb en un circón obtenido de las brechas de impacto del Chicxulub, proporcionaron edades de $2,725 \pm 57$ Ma, 550 ± 15 Ma (predominante: 6 circones) y 286 ± 14 Ma (1 titanita).

Cubierta del terreno Maya.

Durante el Carbonífero en un estado de relativa calma, empezaron a configurarse cuencas sedimentarias, donde los mares transgredieron a través de lo que hoy es el sur de Belice y Guatemala, alcanzando parte del territorio mexicano. En sus inicios el depocentro estuvo sujeto a un régimen hidrodinámico de transporte de mediana energía, condición que permitió el depósito de material terrígeno fino, con eventuales y esporádicos periodos de alta energía como lo manifiesta la presencia de cuerpos conglomeráticos, estructuras de corte y relleno, así como estratificación cruzada observadas en las meta-areniscas de la **Formación Santa Rosa**.

Durante el transcurso del Pérmico inferior al Pérmico superior la precipitación de carbonatos fue predominante, debido a un período de estabilidad tectónica que permitió el depósito de las formaciones **Grupera y Paso Hondo** (Hernández -García, 1973). Durante este lapso, las condiciones ecológicas fueron muy apropiadas dando lugar a la proliferación de macro fauna marina como lo confirma la abundante presencia de restos de equinodermos en formas de tallos y artejos de crinoides y microfauna de ambiente lagunar constituida por foraminíferos de la familia de los fusulínidos, los cuales son indicadores de aguas poco profundas, cálidas y claras.

Edades reportadas por el método K-Ar en rocas recolectadas en los granitoides del Macizo de Chiapas, indican un rango de variación de 290, 170 y 256 ± 10 Ma por lo que su emplazamiento y enfriamiento fue durante el Pérmico-Triásico (Damon *et al.*, 1981).

De otros estudios realizados en los inicios del presente siglo, han obtenido edades de 214 y 244 Ma determinadas por el método Rb-Sr en biotita/moscovita/roca total (Schaaf *et al.*, en Weber B., *et al.*, 2002) y otra de 227 ± 11 Ma en circones por U-Pb (Weber *et al.*, 2001) que confirman la edad Pérmico-Triásico originalmente propuesta para el emplazamiento de los granitoides; asimismo, un posterior evento térmico de edad 175 ± 9 Ma, que lo ubica en el Jurásico inferior-medio, ha sido posible determinarlo por el método Rb-Sr (Schaaf in Weber *et al.*, 2002).

Dentro del contexto de la tectónica de placas, este evento tectónico del Paleozoico superior, es el resultado

de una margen continental activa que provocó la colisión de Gondwana contra Laurentia, de tal forma que la acreción finalmente dio origen a la formación de Pangea. Este proceso concluyó con el cierre de la sutura de Marathon al oeste de Texas (Ross, C. A., 1986) y continuó con el arco magmático del Pérmico temprano que estuvo activo a lo largo del flanco Gondwana del ya formado supercontinente Pangea (**Figura 15**).

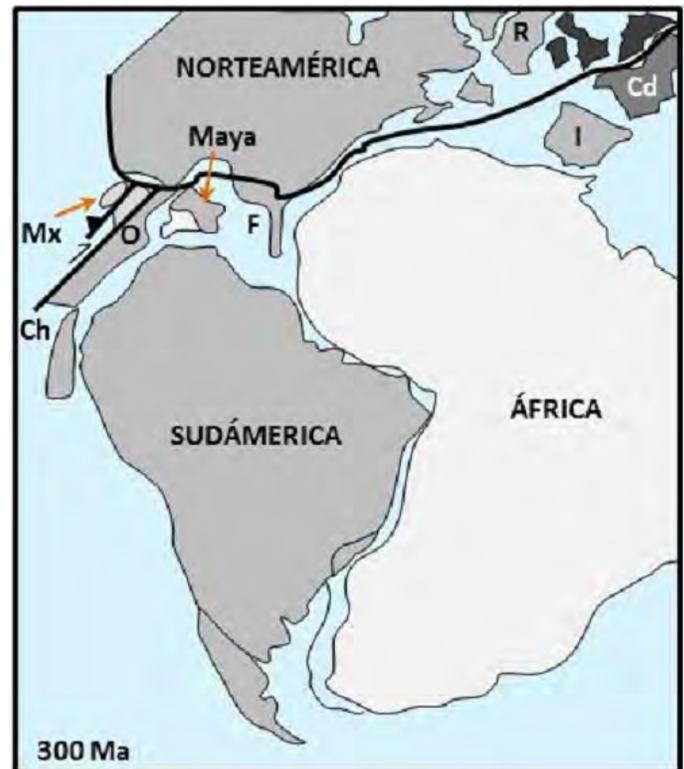


Figura 15.- Reconstrucción para el Paleozoico superior, modificado de Keppie y Ramos (1999). Abreviaturas: Cd=Cadomia; Ch=Chortis; F=Florida; I=Iberia; O=Oaxaquia; R=Rockall; Y=Yucatán (Maya); Mx=Mixteca.

Durante el Triásico superior, se inicia la disgregación del supercontinente previamente formado por la acreción de Gondwana a Laurentia, debido a la separación de la placa de Norteamérica de las placas sudamericana y africana.

Según el modelo de apertura del golfo de México, ésta evolucionó a partir de una etapa de apertura que desarrolló altos y bajos de basamento en el Triásico tardío - Jurásico medio, pasando después a la etapa de deriva hasta principios del Cretácico temprano. Durante esta etapa, el bloque Yucatán junto con el Macizo de Chiapas y el área que actualmente ocupa el Cinturón Plegado de Chiapas y la Provincia Petrolera Sureste, se

desplazaron rotando en contra de las manecillas del reloj hasta alcanzar su posición actual en el Berriasiano (Buffler y Sawyer, 1985, Salvador, 1987; Pindell *et al.*, 1985, 2002, 2008).

Contemporáneamente a la apertura del golfo de México, el área comprendida por el bloque Yucatán y la región del sureste de México, experimentaron los primeros movimientos halo cinéticos, que controlaron en gran medida la sedimentación del Jurásico y representan una fase extensional que se extendió del Jurásico tardío al Cretácico temprano en el borde de la cuenca jurásica, donde la sal se acuña.

Durante el Jurásico medio, el conjunto de rocas del Macizo de Chiapas fueron exhumadas y su erosión fue la fuente de aporte de los detritos que rellenaron los *grabens* simultáneamente configurados; la naturaleza continental de estos ambientes de depósito, dieron lugar a contrastantes espesores de capas rojas, y en las porciones más distales de la fuente de procedencia de los siliciclastos, ya en los terrenos invadidos por los inicios de la transgresión mesozoica, se precipitaron importantes volúmenes de evaporitas; los materiales denudados de las rocas cristalinas, depositados en un ambiente netamente continental dieron origen a las rocas de la **Formación Todos Santos**.

Del Jurásico tardío al Cretácico el área fue relativamente estable permitiendo el desarrollo de extensas plataformas carbonatadas (PEMEX, 2013).

Los ambientes marinos de aguas someras (lagunar, plataforma protegida somera), margen de litoral con facies proximales y distales, lo constituyen los tres miembros, uno calcáreo en la base, otro margoso en la parte media y el otro arenoso en la cima de La **Formación San Ricardo** (Quezada 1983), que aflora en la porción suroeste del Cinturón Plegado de Chiapas sobre los Lechos Rojos. Además, se tienen las formaciones Malpaso y Chinameca contemporáneas a la Formación San Ricardo, de la que constituye su cambio de facies hacia ambientes más profundos. (PEMEX, 2013, *op cit.*).

Sobreyaciendo a las formaciones descritas, está presente el Grupo Sierra Madre, constituido por las **formaciones Cantelhá y Cintalapa** (PEMEX, 2013, *op cit.*).

La Formación Cantelhá, ocupa la parte central occidental de la Sierra de Chiapas, es una secuencia de dolomías de colores claros, generalmente en tonos cremas, bien estratificadas en capas delgadas de apariencia laminar. Es común encontrar carpetas de algas, en ocasiones fragmentadas debido a la

desecación. Aunque escasos, los microfósiles son bentónicos, indicadores de ambientes de plataforma somera (lagunar) (PEMEX, 2013, *op cit.*).

De la misma manera, existieron ambientes de depósito lagunar dentro de la plataforma carbonatada, representados por la Formación Cintalapa. En ambientes de cuenca, el Cretácico superior incluye a la Formación Jolpabuchil.

A finales del Cretácico terminó la etapa de estabilidad tectónica y se inició un evento tectónico que culminó en el Eoceno medio, cuando inició un corto periodo de estabilidad que terminó al finalizar el Oligoceno para dar inicio al evento tectónico Chiapaneco (PEMEX, 2013, *op cit.*).

En este mismo periodo de tiempo con la acreción del arco insular mesozoico o terreno Guerrero (Coney y Campa, 1983) sobre el margen occidental de México, en gran parte del noreste de la república dio comienzo el periodo orogénico Laramide, cuyos efectos dieron origen a las grandes estructuras contraccionales del nororiente y oriente de México, mientras que en el sureste, el registro de este evento se tradujo en el cambio drástico en el régimen sedimentario, condición que dio lugar a la desaparición de las plataformas carbonatadas, y el inicio del potente depósito de siliciclastos en la región de Chiapas-Tabasco, evento que en parte está relacionado con el impacto del meteorito en la región de Chicxulub, Yucatán, el cual provocó la tanatosenosis global de finales del Mesozoico (**Figura 16**).

Durante las postrimerías del Maastrichtiano e inicios del Paleoceno, el levantamiento del basamento hizo aflorar al Complejo Ígneo Metamórfico, así también a su cobertura sedimentaria, de tal forma que topográficamente se manifestó como un elemento insular de grandes dimensiones (informalmente Isla de Chiapas), de donde los granitoides y rocas metamórficas, fueron la fuente de aporte o procedencia de los sedimentos que rellenaron las recién formadas subcuencas paleógenas.

Durante el Paleógeno en la Sierra de Chiapas se depositaron una sucesión de unidades estratigráficas en las que predominan los terrígenos producidos en el transcurso de la deformación correlacionable con la orogenia Laramide.

El Terciario inicia con los depósitos carbonatados de plataforma de la Formación Lacandón del Paleoceno los cuales cambian hacia el occidente a terrígenos turbidíticos de la **Formación Soyaló** (PEMEX, 2013, *op cit.*).

Durante el Eoceno medio se depositaron terrígenos continentales de la **Formación El Bosque**.

Durante el Oligoceno se depositó en la parte central calizas de plataforma de la **Formación Mompuyil** que cambian al occidente a turbiditas llamadas **Formación La Laja**.

Del Mioceno inferior al medio se depositaron de oriente a poniente las calizas lagunares de la Formación Caliza Macuspana y las turbiditas de la **Formación Depósito** que incluye los conglomerados Nanchital, Malpaso, Sagua y Malpasito. En la parte central de esta provincia se depositó de manera local la Formación Ixtapa constituida de conglomerados y areniscas tobáceas, esto ocurrió en una fosa asociada a la tectónica transtensional del sistema transcurrente (PEMEX, 2013, *op cit.*).

Con respecto a la atenuación de la fase compresiva laramídica en el sureste de México y para intentar explicar la ausencia de esta fase compresiva debido a la traslación hacia el oriente del bloque Chortis, se menciona la información publicada por Rogers (en Mann, 2007), quien explica el escenario tectónico del arco volcánico de Centroamérica, y define los diferentes tipos de basamento del extremo suroccidental de la placa Caribe, y en su análisis compara las distintas

asociaciones litológicas del sur de México, con las propias del bloque citado.

Torres De León (2016) propone que el bloque Chortis se separó del sur de México antes del Cenozoico o nunca ha estado relacionado a este margen del Pacífico.

Durante el Oligoceno superior, dio inicio el evento tectónico al que se conoce como orogenia Chiapaneca (Sánchez Montes de Oca, 1976), la cual se caracteriza por el desarrollo de grandes fallas de desplazamiento lateral, predominantemente izquierdo, en un escenario *thick-skinned* (a nivel basamento), asociado al movimiento producido por el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic y a la traslación resultante hacia el oriente del bloque Chortis. Este periodo de deformación bajo un régimen frágil, que involucra tanto al basamento como a la carpeta sedimentaria mesozoica y a los siliciclastos del Paleógeno y gran parte del Neógeno, está claramente impresa en el área de estudio mediante la presencia de las fallas San Juan, Agua Tibia, La Fuerza, Chapultenango, Loma Caballo, Acambac, Candelaria y Providencia, entre otras. Estas estructuras resultan de un régimen de deformación progresiva que dio lugar a la ruptura bajo un dominio de deformación frágil; en conjunto este evento transcurrente, desarrolló sobre los corredores de fractura, franjas eminentemente trans-extendivas con algunas pequeñas fosas.

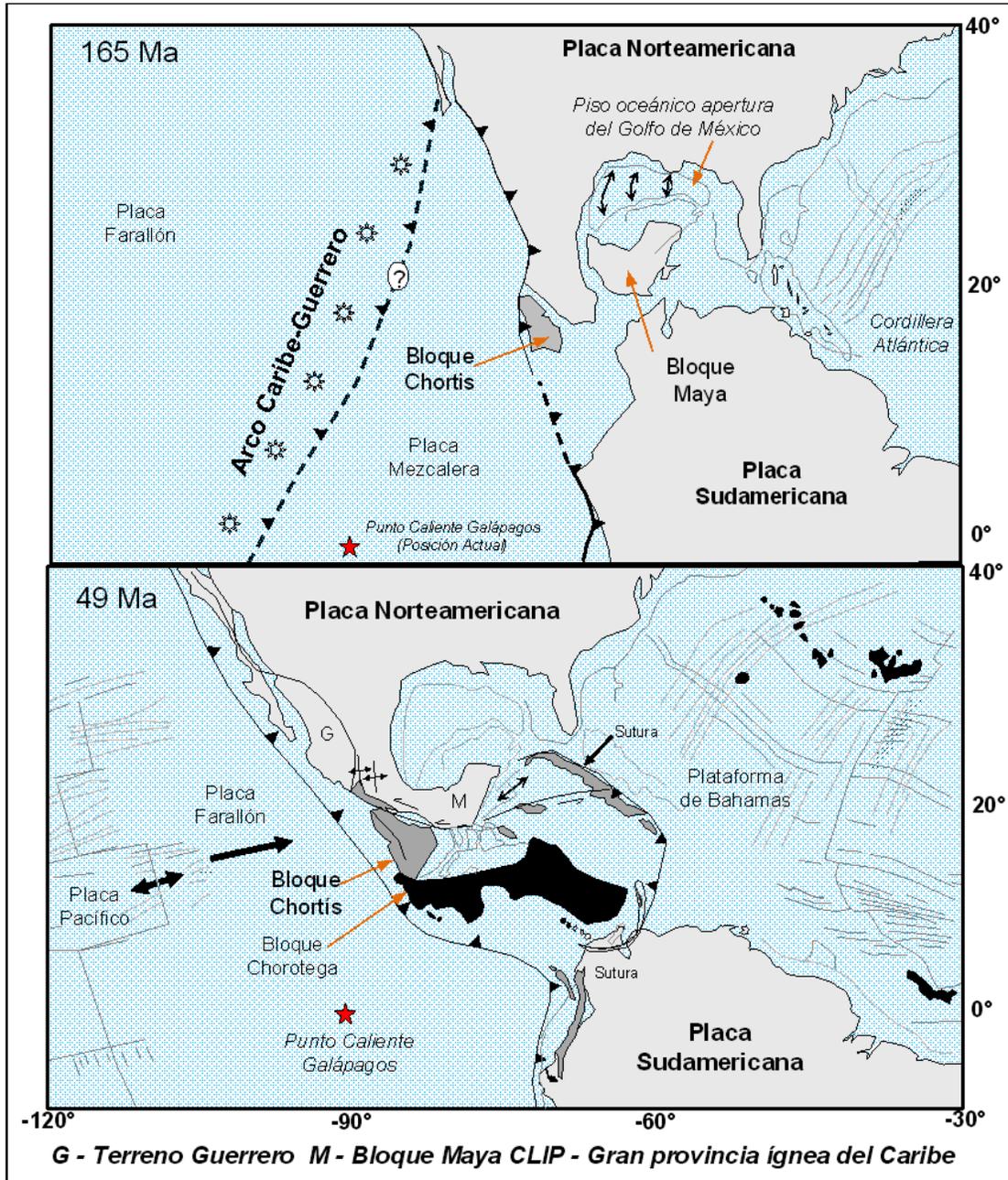


Figura 16.- Reconstrucción del desarrollo del margen activo del Pacífico oriental para el período del Jurásico inferior al Eoceno inferior. (Modificado de Mann, 2007).

Olvera Barroso *op cit.*, establece que el evento Chiapaneco tiene dos fases de contracción tectónica progresivas: La primera fase o Fase Temprana se desarrolló del Oligoceno tardío al Mioceno Medio y la Fase Tardía del Mioceno superior al Plioceno inferior, ambas fases tienen un origen en el límite convergente activo entre la placa Oceánica de Cocos y la de Norteamérica. La fase temprana Chiapaneca ha sido anteriormente correlacionada con la Orogenia laramídica, pero para estos autores, su diferencia en

edades, ubicación y diferente origen, relacionado al límite convergente activo, entre la paleo-placa oceánica de Farallón, consumida en el Oligoceno y la placa de Norteamérica, descartan esta idea.

El arco volcánico Chiapaneco (AVC) ha sido el menos estudiado de los cinturones volcánicos en México, fue descrito por Damon y Montesinos, 1978, quienes lo llamaron moderno arco volcánico chiapaneco, descrito como una estructura volcánica alineada NW-SE de 150

km de largo, constituida por estructuras volcánicas, datadas por medio el método K-A: Huitepec (0.85 -1.95 Ma), Santa Fe (2.17 Ma), Tzontehuitz (2.14-1.95), Zinacantan (0.85 Ma) y Navenchauc (0.432 Ma). Damon y Montesinos (1978) concluyeron, que fue formado como resultado de un reajuste de la dirección del movimiento de la placa de Cocos hace 2.79 Ma, y creen que es la continuidad del Eje Neovolcánico. Capaul (1987) lo llama Arco Volcánico Chiapaneco (AVC), y lo describe constituido por volcanes cuaternarios, incluyendo el volcán Chichonal (Mora *et al.*, 2007).

Algunos autores (Mora *et al.*, 2007, 2012) definen el AVC como una serie de domos volcánicos ubicados entre los poblados de Ostuacán y Venustiano Carranza, en la región de Los Altos de Chiapas. Las estructuras volcánicas y depósitos asociados son de composición calcoalcalina con contenido de potasio de medio a alto. En el AVC las rocas volcánicas varían de andesita a dacita con SiO₂ entre 57 y 66% en peso; todo indica un vulcanismo de arco asociado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de América del Norte (Mora *et al.*, 2007).

Garduño Monroy *et al.* (2015) ilustran la complejidad de los sistemas magmáticos en la colindante Fosa Mesoamericana, en donde el volcán Tacaná representa el extremo noroeste del Arco Volcánico Centroamericano, mientras que El Chichonal es el volcán más al norte del AVC. Tanto el arco Centroamericano como el moderno Arco Volcánico Chiapaneco se han interpretado en términos de magmatismo, asociados a la subducción de la placa de Cocos debajo de las placas del Caribe y de América del Norte.

El Arco Volcánico Centroamericano (AVCA), con una zona *Wadati-Benioff* bien definida, apoya tal modelo. Sin embargo, los datos disponibles indican que la placa de Cocos subducida, no llega a la región del manto por debajo del Arco Volcánico Chiapaneco. Los volcanes de este arco, incluido El Chichonal, se encuentran aproximadamente 200 km por encima de la proyección de inmersión de la placa sobre una región que, basándose en la tomografía sísmica, pueden ser interpretados como una discontinuidad de placa o una región caliente anómala del manto (**Figura 17**).

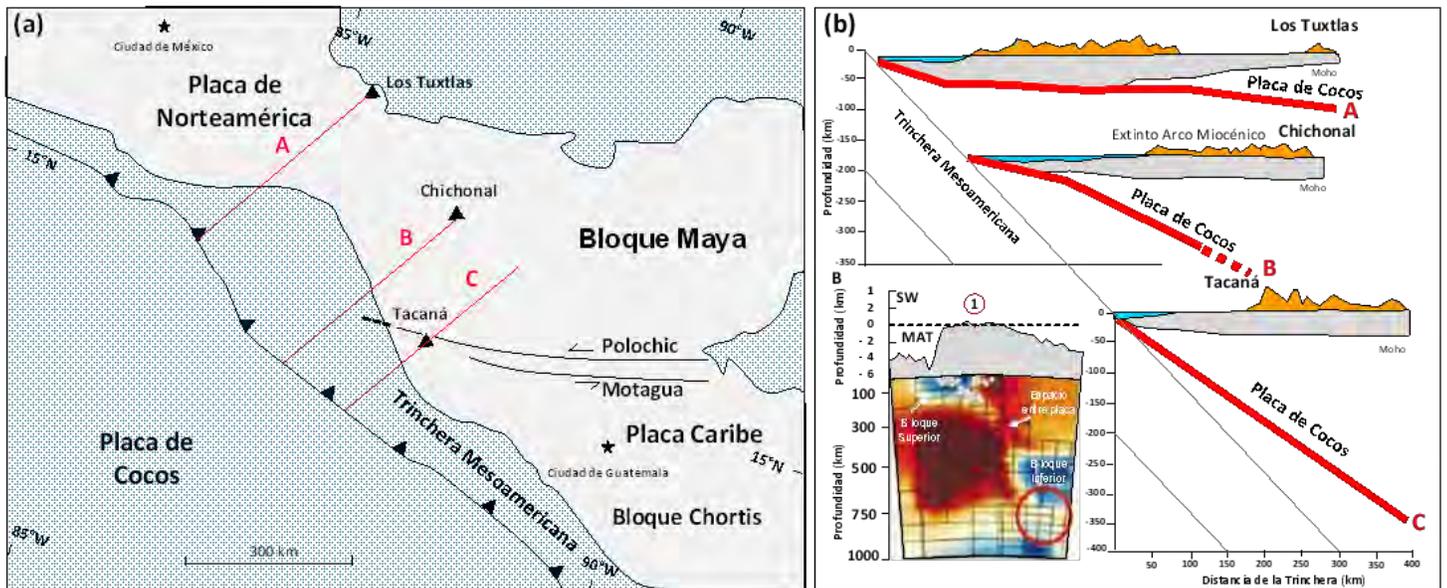


Figura 17.- Geometría inferida de la subducción de la placa de Cocos, proyectada debajo del campo volcánico Los Tuxtlas, Veracruz; el Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) y el volcán El Chichonal. En la figura (b) la imagen muestra el perfil de la tomografía sísmica, donde se aprecia el “gap” o discontinuidad de la placa a la altura de la sección A. (Modificado de Garduño Monroy *et al.*, 2015 y Rogers *et al.*, 2002).

Ambos arcos están relacionados con la subducción de la placa de Cocos, y la génesis de magma es promovida por la deshidratación de la placa ya que llega más profundamente en el manto; el ascenso de magma en El Chichonal y probablemente en las otras estructuras

volcánicas del Arco Volcánico Chiapaneco, parece estar controlado por fallas laterales, intersecciones de fallas, y los sitios de la dilatación (Garduño Monroy *op cit.*).

III.4.- Geología estructural

III.4.1.- Descripción de las estructuras

Sánchez Montes de Oca (1979), propuso una clasificación de Provincias Tectónicas del Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas; en una zona de deformación conocida como Provincia Chiapaneca de Fallas Laterales (Guzmán Speziale y Meneses Rocha, 2000; Silva Romo y Mendoza Rosales, 2009), o también conocida como Subprovincia de Transcurrencia (Sánchez Montes de Oca, *op cit.*).

De acuerdo a esta propuesta, las estructuras presentes en la región que comprende la carta Ixhuatán (E15-C39), pertenecen a la subprovincia de Simojovel en el límite con la subprovincia de Fallas de Transcurrencia (**Figura 18**).

Al sureste de la región estudiada, donde la subprovincia de Simojovel está más definida, se presentan anticlinales en escalón (échelon) generados por fallas

de transcurrencia. Los anticlinales están orientados NNW-SSE y es frecuente que estén cortados por fallas con componente inverso y vergencia al WSW en rocas del Cenozoico. En la zona de la carta Ixhuatán, la subprovincia de Simojovel se presenta en la región centro-noroccidental, donde se identifican solamente 2 pliegues sinclinales y un anticlinal orientados al NW-SE, asociados con fallas de desplazamiento lateral.

La subprovincia de Fallas de Transcurrencia está caracterizada por fallas con desplazamiento lateral anti-horario orientadas NW - SE y W - E, aunque existen otras fallas con cinemática dextral que conforman un sistema de deformación tipo *riedel* con fallas antitéticas. También se midieron fallas con una importante componente normal que denotan una zona de extensión que propició el espacio para el emplazamiento del intrusivo que aflora al sureste de la carta.

Las estructuras interpretadas y medidas en campo se pueden observar en la **figura 19**.

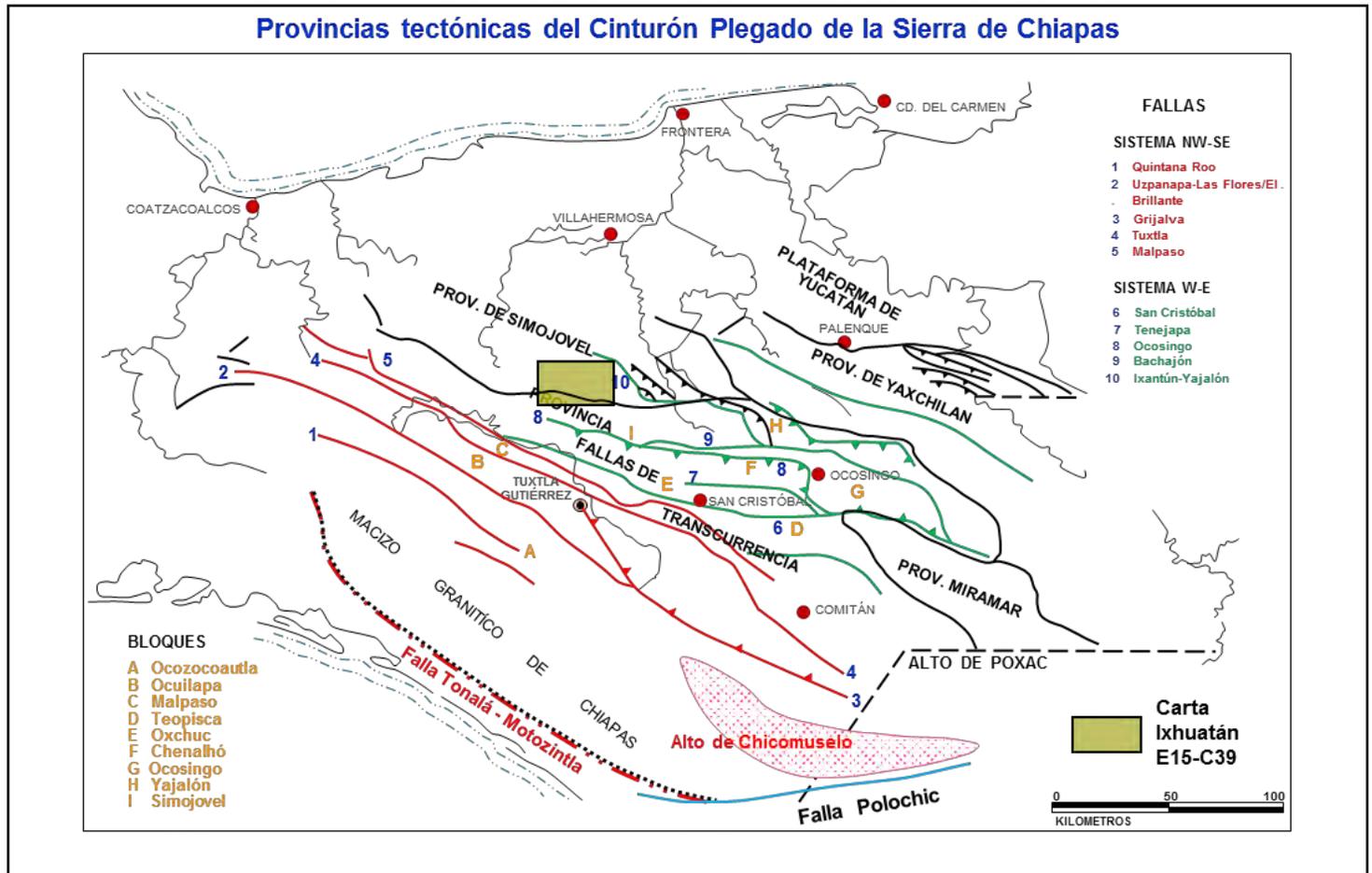


Figura 18- Mapa de subprovincias estructurales (modificado de Sánchez Montes de Oca, 1979).

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

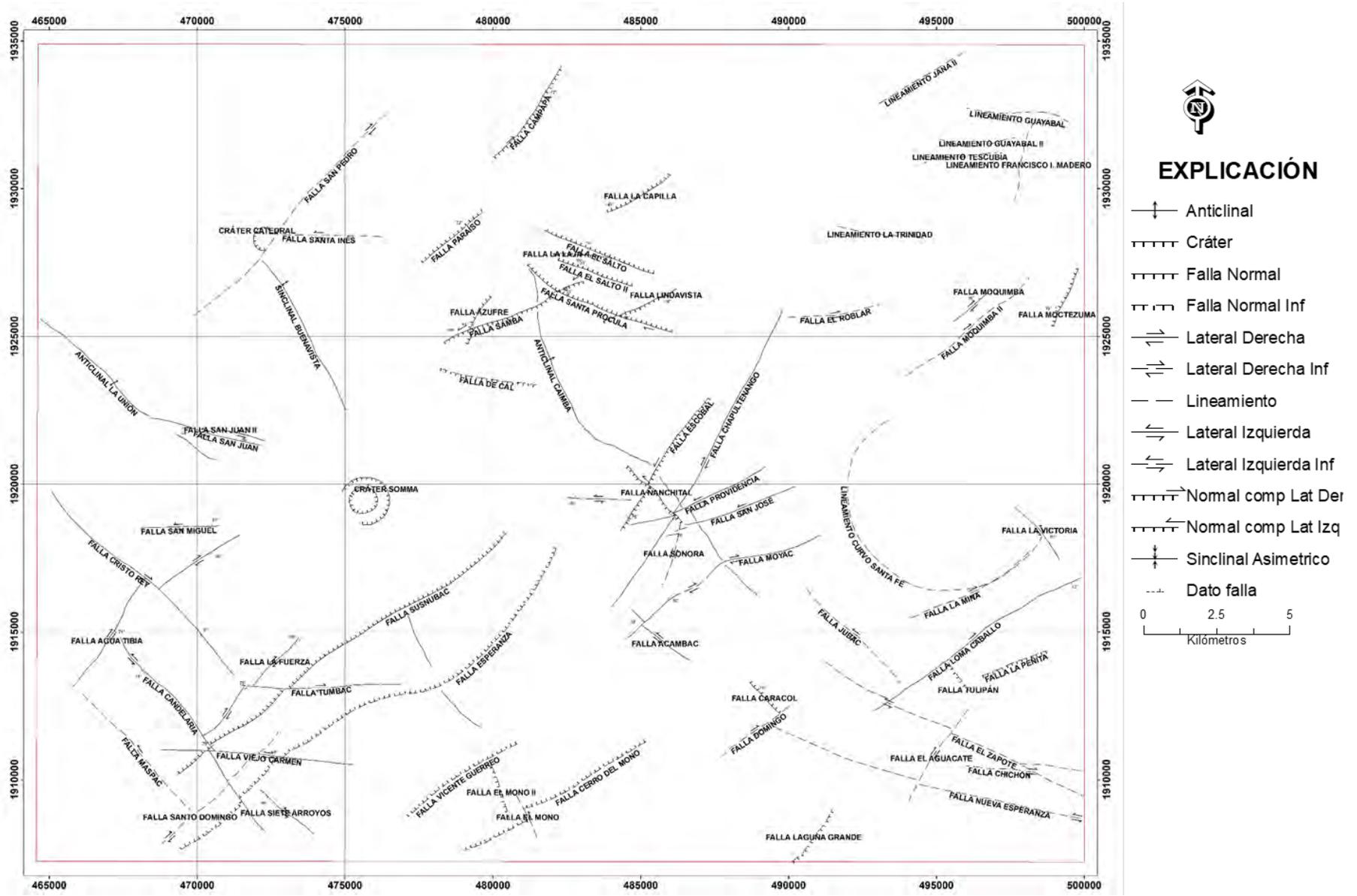


Figura 19.- Estructuras medidas e interpretadas.

III.4.1.1.- Deformación dúctil

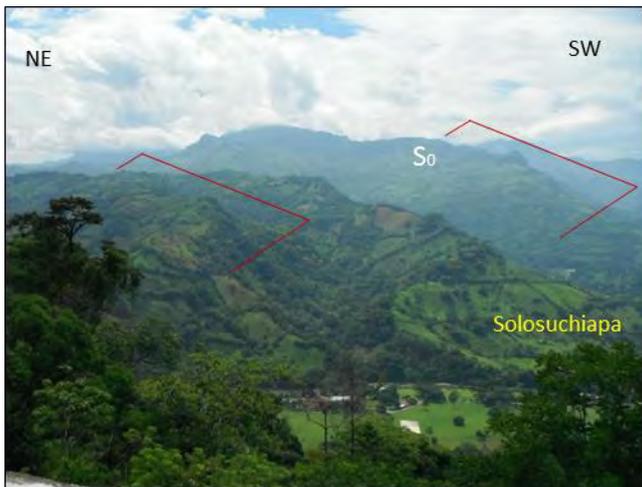
En la zona estudiada las estructuras producidas en condiciones dúctiles no fueron registradas, aunque en algunas porciones existen zonas de falla con desarrollo de clivaje de fractura y no ruptura neta, que denotan una temperatura moderada y presión baja durante el proceso de deformación; esto también permite la generación de pliegues asociados, los cuales serán descritos en el apartado de deformación semi-dúctil. Las estructuras de estas características se describirán en el apartado de deformación frágil.

III.4.1.2.- Deformación dúctil-frágil (semi-dúctil).

Como se señaló en el párrafo anterior, en este apartado se describen las estructuras que fueron generadas en un régimen de condiciones termodinámicas que permitieron la flexión de los estratos, generando pliegues. Estos pliegues están asociados a fallas de desplazamiento lateral, en un régimen de cizalla simple con diversos pulsos, característicos de una deformación progresiva.

En el área es posible apreciar superficies inclinadas, especialmente observables en estratos de caliza y arenisca que, aunque en muchos casos no conforman pliegues formales, si muestran ondulaciones de los estratos (**Fotografía 35**).

En la carta solamente existen tres pliegues importantes, dichas estructuras son el anticlinal La Unión, el sinclinal Buenavista y el anticlinal Caimba, este último ampliamente estudiado por PEMEX.



Fotografía 35.- Paisaje que muestra los estratos de arenisca de la Formación El Bosque inclinados, en el norte de Solosuchiapa.

Anticlinales y sinclinales.

Anticlinal La Unión. Esta estructura se encuentra en la porción occidental de la carta; el núcleo está conformado por rocas clásticas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), mientras que sus flancos están construidos en rocas de la Formación Filisola-Concepción (Tm Ar-Lu).

Los datos estructurales de los estratos varían desde N 45° a 60° W con inclinaciones de 13° a 52° al NE en el flanco noreste, mientras que en el flanco suroeste las orientaciones están en un tanto más dispersas con valores de orientación de N 70° W/42° SW, N 62° W/25° SW, N 20°-25° E con inclinaciones de 30° a 23° NW y de N 80°- 84° W/ 21° NE. Lo anterior indica que los estratos están dislocados por el efecto de fallas de desplazamiento lateral y/o por la presencia de pliegues secundarios en este flanco.

En la porción sur, la estructura en partes, está cubierta por depósitos del volcán Chichonal, unidades Qptho BvA-Tq y Qptho Lh.

Este anticlinal es simétrico en casi todos los sectores Tiene una extensión de 7.6 kilómetros aproximadamente su continuidad se infiere en la carta colindante al poniente.

Se encuentra desplazado por la falla lateral denominada San Juan. Su eje se observa de forma curva, orientado al NW. Su plano axial está prácticamente vertical.

Sinclinal Buenavista. - Este pliegue está ubicado en el sector central oeste de la carta. Se considera la estructura de respuesta al pliegue La Unión, con el que comparte su flanco suroccidental, que fue descrito anteriormente. El flanco nororiental tiene orientaciones de los estratos en dirección N 08°- 30° E inclinados al NW con 16° y hasta 28°. También hay datos de estratificación en dirección N 20° - 25° W/ 20° a 35° SW. Esta disposición podría significar la presencia de pliegues secundarios.

Es un pliegue abierto con su eje orientado de manera general N 20° - 40° W buzando hacia el NW. Debido a la inclinación del eje, la unidad estratigráfica más joven aflora en la zona noroeste del pliegue (Formaciones Filisola-Concepción) y la más antigua, en la porción sur, que es la Formación Soyaló (Tpa Lu-Ar). Tiene una extensión aproximada de 10.65 kilómetros en las porciones expuestas al norte y sur en donde su continuidad es cubierta por los derrames del volcán Chichonal.

El plano axial tiene una ligera vergencia hacia el SW en la región del cerro Cucayo, mientras que en la porción sur se comporta de manera vertical. Está cubierto por rocas volcánicas del Plioceno (Tpl BvA-A) en la esquina noroeste de la carta y por el edificio volcánico del Chichonal (Qptho BvA-Tq). En su extremo sur está seccionada por diversas fallas normales; Susnubac y Esperanza.

Anticlinal Caimba. - Se ubica en la porción central de la carta. Es un pliegue ligeramente asimétrico conformado, en su núcleo, por rocas carbonatadas de la Formación Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu) (**Fotografía 36**).



Fotografía 36.- Caliza con pedernal en estratos delgados, Formación Jolpabuchil, en el flanco nororiental del anticlinal Caimba.

Su eje presenta deflexiones en su traza, con una orientación preferencial NW-SE. En su porción sur está roto por una serie de fallas de desplazamiento lateral con componente normal que destruye la geometría del pliegue, aunque en su porción norte está completo y comparte su flanco suroccidental con el sinclinal Buenavista. Su flanco nororiental tiene una geometría definida por planos de estratificación orientados entre N 75° y 34° W inclinados hacia el NE con 30° y hasta 64°. Este anticlinal tiene una extensión de 8.36 kilómetros aproximadamente.

III.4.1.3.- Deformación frágil

Gran parte de las fallas observadas y medidas en la región se desarrollaron en condiciones frágiles o semi-frágiles ya muchas de ellas presentan superficies con ruptura neta y otras desarrollan una zona de falla evidenciada por la presencia de clivaje de fractura sin llegar al desarrollo de superficies de anisotropía dúctil, ni siquiera de manera incipiente.

Las rocas que afloran en la región objeto de este estudio, tienen comportamientos reológicos diferentes en función de su composición y su granulometría, lo que permite un registro diferente en longitud, orientación y penetratividad de las rupturas. Frecuentemente las superficies de falla tienen relevos, refracciones en su dirección y discontinuidades, de manera que, en los estratos de arenisca y caliza, la ruptura es neta, clara y evidente, con registro de superficies y estrías, en la limolita y lutita, este registro es menos claro, incluso puede llegar a perderse. En algunas ocasiones se puede observar el desarrollo de clivaje de fractura.

En esta sección describiremos las fallas principales que se midieron en la región que comprende la carta Ixhuatán (E15-C39). En primer lugar, las fallas normales y posteriormente las de desplazamiento lateral.

Fallas normales.

En el área que comprende la zona de estudio se identificaron y se midieron en el campo una serie de fallas normales, algunas con importante componente lateral. Estas estructuras se concentran en la región central y oriente de la carta, aunque existen en otras zonas. En general su longitud es corta y tienen diferentes orientaciones e inclinaciones; destacan las siguientes:

Campapa, se localiza en la porción norte; el punto de coordenadas donde fue medida es UTM 15Q 481859N-1933383E, está orientada con dirección N 34° E y se inclina con 42° hacia el SE; corta a las rocas de las formaciones Filisola-Concepción (Tm Ar-Lu) y La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), con componente lateral derecha, desplazando el contacto entre ellas, con una longitud de 3.88 km.

La Capilla es una estructura de tipo normal localizada en la porción norte, medida en el punto de coordenadas UTM 15Q 484143N-1929301E; está orientada con dirección N 65° E con echado de 42° al NW, afecta a las rocas de las formaciones Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), con una longitud de 2.51 km.

Paraíso, está localizada en la porción norte con rumbo N 51° E / 72° NW, de tipo normal, fue medida en el punto de coordenadas UTM 15Q 479039N-1928711E, afectando las formaciones Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), con una longitud de 2.72 km.

Samba, localizada en la porción central norte de la carta, medida en los puntos de coordenadas UTM 15Q 478752N-1925048E y UTM 15Q 482538N-1926694E.

Está representada por una superficie orientada N 65° - 69° E, e inclinaciones de 88° y 33° al SE, tiene una componente lateral izquierda. Afecta a las rocas de las formaciones Soyaló (Tpa Lu-Ar), El Bosque (Teo Lu-Ar) y La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu). Corta y desplazando a la falla Azufre y a su vez esta desplazada por la falla Santa Procula, se observa en una longitud de 5.19 km.

En el sector oriental de la carta fue medida la **falla Moctezuma** en el punto de coordenadas UTM 15Q 499026N-1925895E, está orientada al N 20° E / 78° NW y afecta las rocas de la Formación El Bosque (Teo Lu-Ar), de tipo normal, con una longitud de 2.16 km.

Azufre, se encuentra ubicada en la porción central de la carta, en el punto de coordenadas UTM 15Q 479277N-1925304E fue medida con una orientación de N 30° E y echado de 61° al NW. Pone en contacto a las rocas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto

(Tom Ar-Lu) con las rocas de la Formación El Bosque (Teo Lu-Ar), presenta una longitud de 1.97 km, se encuentra desplazada por la Falla Samba.

Lindavista, falla que se localiza en la porción central del área de estudio, se observa en las coordenadas UTM 15Q 484365N-1925767E y UTM 15Q 485893N-1926372E, con una orientación preferencial NE-SW que varía de N 52° a 85° E con inclinaciones de 49° a 78° al SE (**ver tabla 6**), estas variaciones pueden ser producto de refracción entre las diferentes litologías o por el efecto de la falla Santa Procula que desplaza a la falla Lindavista. Está desarrollada en rocas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), se observa en una longitud de 2.64 km.

A continuación, en la tabla 6 se menciona las características relevantes de estructuras identificadas e interpretadas en la carta.

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

Nombre de las fallas medidas e interpretadas	Coordenadas		Localización (sector)	Dato Rumbo/Echado/Pitch	Longitud (Km)	Unidad afectada	Observaciones
	X	Y					
Campapa (medida)	481859	1933383	Norte	N 34° E / 42° SE	3.88	Tm Ar-Lu, Tom Ar-Lu	Desplaza el contacto entre las unidades que afecta, componente lateral derecha.
La Capilla (medida)	484143	1929301	Norte	N 65° E / 42° NW	2.51	Tom Ar-Lu	Ninguna
Paraíso (medida)	479039	1928711	Norte	N 51° E / 72° NW	2.72	Tom Ar-Lu	Ninguna
Samba (medida)	478752 482538	1925048 1926694	Norte	N 65° E / 88° SE N 69° E / 33° SE	5.19	Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Componente lateral izquierda.
Moctezuma (medida)	499026	1925895	Noreste	N 20° E / 78° NW	2.16	Teo Lu-Ar	Ninguna
Azufre (medida)	479277	1925304	Central	N 30° E / 61° NW	1.97	Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Pone en contacto a las formaciones El Bosque y La Laja-Depósito-Encanto
Lindavista (medida)	484365 485893	1925767 1926372	Central	N 52° E / 78° SE N 85° E / 49° SE	2.64	Tom Ar-Lu	Ninguna
Escobal (medida)	484540	1918858	Central	N 40° E / 75° SE	5.40	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar	Componente lateral izquierda.
Susnubac (medida)	470455	1911092	Suroeste	N 48° E / 76° NW	13.71	Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar	Es desplazada y desplaza a otras estructuras
El Salto (medida)	483121	1928015	Norte	N 65° W / 65° NE	4.05	Tom Ar-Lu	
La Laja (medida)	482952	1927761	Norte	N 85° W / 55° SW	2.01	Tom Ar-Lu	Se considera falla secundaria asociada a la falla El salto
El Salto II (medida)	483000	1927321	Norte	N 70° W / 30° NE	2.69	Tom Ar-Lu	
Nanchital (medida)	486127	1919006	Centro	N 41° W / 69° SW	2.74	Kcm Cz-Lu	Componente lateral izquierda, afecta a otras estructuras
Santa Procula (medida)	482444	1926430	Norte central	N 75° W / 88° NE	5.55	Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Desplaza a las fallas Lindavista y Samba, componente lateral derecha
El Caracol (medida)	488976	1912994	Sur- sureste	N 45° W / 60° NE	1.49	Teo Cz-Ar	
De Cal (inferida)			Central	N 80° W / SW	3.70	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Componente lateral derecha.
Esperanza (inferida)			Sur suroeste	N 40°-60°E/ NW	16.66	Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar	Componente lateral derecha.
Vicente Guerrero (Inferida)			Sur	N 60° E / NW	4.48	Teo Cz-Ar, Teo Lu-Ar, Tpa Lu-Ar	
El Mono II (inferida)			Sur	N 30° W / SW	1.91	Teo Cz-Ar, Teo Lu-Ar	Falla de componente lateral derecha
Cerro del Mono (inferida)			Sur	N 60° E / NW	7.21	Teo Cz-Ar	Desplazada por la falla El Mono
Laguna Grande (inferida)			Sureste	N 40° E / SE	2.23	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D,	

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO

Tulipán (inferida)		Sureste	N 45° W / 80° SW	1.20	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D
La Peñita (inferida)		Sureste	N 65° E / 80° SE	1.20	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D

Tabla 6.- Características de las fallas normales de la carta.

El anticlinal Caimba, se interpreta desplazado por la **falla Escobal** que se localiza en la porción central de la carta. En las coordenadas UTM 15Q 484540N-1918858E; los datos que se midieron de esta superficie indican una orientación N 40° E con 75° de inclinación hacia el SE, es una falla normal con componente lateral izquierda que esta desplazada por la falla Nanchital. Afecta a las rocas de las formaciones Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu), Soyalo (Tpa Lu-Ar) y El Bosque (Teo Lu-Ar), con una longitud de 5.40 km.

Susnubac. Es una de las fallas normales de mayor longitud en la región. Se orienta N 48° E / 76° NW y está ubicada en la porción suroeste de la carta, medida en el punto de coordenadas UTM 15Q 470455N-1911092E, su traza se interpreta a lo largo de 13.71 kilómetros y afecta a las rocas de la Formación Soyalo (Tpa Lu-Ar) y El Bosque (Teo Lu-Ar), está desplazada por las fallas laterales Candelaria, Viejo Carmen, Tumbac, está desplazando al Sinclinal Buenavista.

Ubicadas en la porción norte, específicamente medidas en las coordenadas UTM 15Q 483121N-1928015E, UTM 15Q 483000N-1927321E y UTM 15Q 482952N-1927761E, se encuentran las **fallas El Salto, El Salto II y La Laja**, con rumbos N 65° W/65° NE, N 70° W/30° NE y N 85° W/55° SW. El Salto y El Salto II son escalonadas y la segunda con La Laja conforman un pequeño graben con orientación NW-SE. Este graben es evidencia de la presencia de una componente extensiva, generada por el sistema de fallas transcurrentes. Estas fallas afectan a las formaciones Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu). Su traza presenta longitudes de 4.05 km, 2.01 km y 2.69 km respectivamente.

Nanchital es una falla identificada en la porción central de la carta. Está orientada al N 41° W con echado de 69° al SW (**Fotografía 37**). Es paralela al eje del anticlinal Caimba y afecta a las rocas de la Formación Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu), tiene componente lateral izquierda. Corta y desplaza a las fallas Escobal, Chapultenango, Providencia y San José, tiene una longitud de 4.27 km.

En la porción norte central de la carta, coordenadas UTM 15Q 482444N-1926430E, se midió la falla **Santa Procula** que tiene una orientación N 75° W / 88° NE; es

una falla de tipo normal con componente lateral derecha, esta falla corta y desplaza a las fallas Samba y Lindavista, afecta a las rocas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), El Bosque (Teo Lu-Ar) y Soyalo (Tpa Lu-Ar), con una longitud en su traza de 5.55 km.

En la porción sureste aflora la **falla El Caracol**, medida en el punto de coordenadas UTM 15Q 488976N-1912994E, es de tipo normal, orientada al N 45° W / 60° NE, afecta a rocas de la Formación Mompuyil (Teo Cz-Ar), con una longitud de 1.49 km.

En el sector central suroeste de la carta, con el apoyo de las imágenes de sensores remotos se interpretaron una serie de fallas normales (relacionadas al final de la **Tabla 6**), que pudieran también tener una componente lateral en función de que se muestran muy verticales.



Fotografía 37.- Falla Nanchital afecta a caliza de la Formación Jolpabuchil, ubicado al norte del Poblado de Chapultenango.

Los datos de fallas normales medidas, fueron graficados en el hemisferio inferior de una estereografía con el programa *Stereonet 9.5* (Allmendinger, 2016).

En ese estereograma (**Figura 20**) se aprecia que el vector de máxima compresión σ_1 está orientado **120°/73°**, es decir, sub-vertical, mientras que al vector de máxima extensión está ubicado muy cerca de la

horizontal σ_3 $322^\circ/15^\circ$, esta orientación corresponde con la máxima extensión de este campo de esfuerzo; el vector intermedio σ_2 $232^\circ/06^\circ$ se ubica también en posición subhorizontal. Esta disposición de los vectores

es característica de fallas normales (Anderson, 1905); el valor de 73° de inclinación para σ_1 implica la presencia de una componente lateral.

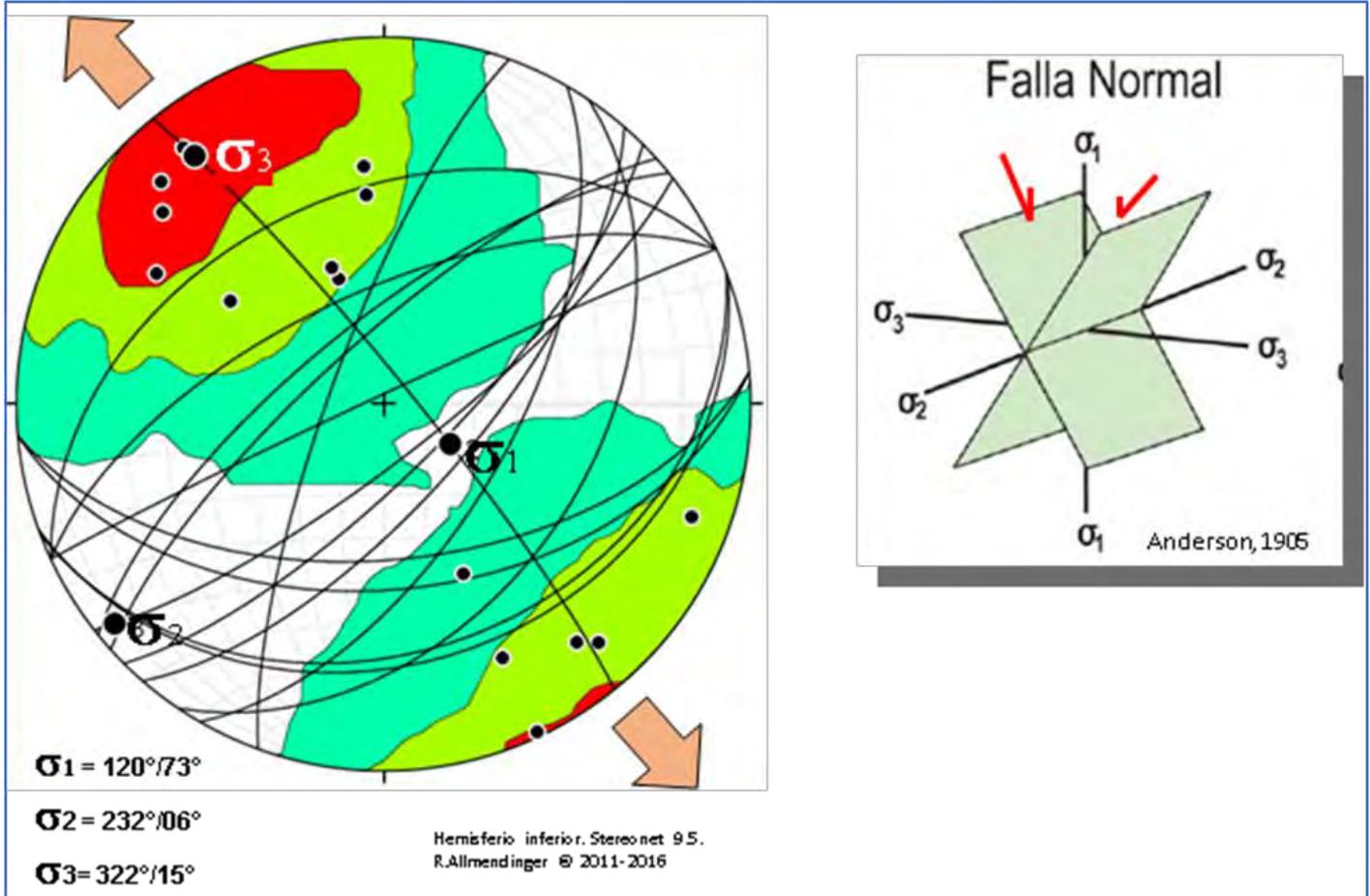


Figura 20.- Diagrama estereográfico de planos de fallas normales de la carta Ixhuatán.

Fallas de desplazamiento lateral.

La región donde se ubica la carta Ixhuatán se localiza en el límite norte de la Provincia de Fallas de Transcurrencia, y como su nombre indica, las estructuras más relevantes son las fallas de desplazamiento lateral. Estas estructuras son las más conspicuas en la región.

De acuerdo con Sánchez Montes de Oca (1979 y PEP, 2013) esta provincia estructural se caracteriza por la presencia de fallas de desplazamiento lateral subparalelas entre sí y orientadas en dirección NW-SE, con cinemática izquierda, denominadas Tecpatán-Ocosingo. Estas se presentan en forma discontinua, con relevos que conforman geometrías sigmoidales y se

presentan como fallas R, R', X y P del modelo de Riedel (1929).

Las principales fallas observadas y medidas en el área de la carta Ixhuatán se describen a continuación. El resumen de todas las fallas de desplazamiento lateral está plasmado en la **tabla 7**. La orientación predominante de estas estructuras en la región estudiada es NE-SW y WNW-ESE con algunas francamente E-W.

San Juan, es una falla lateral izquierda que fue medida en el punto de coordenadas UTM 15Q 469607N-1921905E orientada $N 78^\circ W/64^\circ SW$ en su extremo oeste, la inclinación de la superficie indica la presencia de una componente extensiva; y en su porción este se observa una orientación $N 85^\circ E$ con inclinación de 86°

al SE en el núcleo del anticlinal Caimba que indica un movimiento izquierdo, dato tomado en las coordenadas UTM 15Q 482684N-1919550E. Su longitud es de 16.8 kilómetros.

Una parte de esta estructura está cubierta por los depósitos del volcán El Chichonal (Qptho BvA-Tq).

Afecta a rocas de las formaciones Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu), Soyoló (Tpa Lu-Ar), La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu). García Palomo *et al.*, 2004, menciona que esta falla presenta indicadores cinemáticos que la definen como lateral izquierda con un rumbo preferente E-W.

Semi paralela a la falla San Juan, en su porción noroeste, se tiene la falla **San Juan II**, medida en las coordenadas UTM 15Q 471647N-1921660E, la cual por su orientación tiende a unirse con la estructura principal y puede interpretarse como una falla secundaria de esta, se considera de tipo lateral izquierda, con rumbo de N 75° W con 70° de inclinación al SW, y una longitud de 1.65 km.

Chapultenango es una estructura de desplazamiento lateral derecha que se localiza en la porción central de la carta, al norte del poblado del mismo nombre, fue medida en las coordenadas UTM 15Q 470096N-1919006E. Está orientada al N 33° E/69° SE con 36° de pitch al SW, su inclinación podría implicar la presencia de una componente normal. Está desplazada por la falla Nanchital y afecta a las rocas de las formaciones Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu), Soyoló (Tpa Lu-Ar) y El Bosque (Teo Lu-Ar), presenta una longitud de 11.68 km.

En la falla **Acambac**, la cual se observó en las coordenadas UTM 15Q 484972N-1915472E, fueron obtenidos los siguientes datos: N 30° W / 82° SW / 32° SE, que permiten inferir que es una falla de desplazamiento lateral izquierda. Está cortada y desplazada por la falla Moyac, afecta a las rocas de la Formación Soyoló (Tpa Lu-Ar), con una longitud de 2.62 km.

En la falda oeste del volcán Chichonal, en rocas clásticas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), en las coordenadas UTM 15Q 470614N-1918605E se registra la presencia de la falla **San Miguel**. Estructura de tipo lateral izquierda, con una orientación sensiblemente E-W, aunque el dato de rumbo es N 86° W 83° al NE. Con una longitud de 5.26 km.

Cerca de la esquina suroccidental de la carta, muy cerca del poblado Rivera el Viejo Carmen, aflora la falla **Viejo Carmen**, medida en las coordenadas UTM 15Q

472617N-1910746E, la cual se considera lateral derecha con una orientación N 82° W e inclinada 78° al NE. Corta y desplaza a las fallas Sunsnubac, Santo Domingo y Esperanza, afecta a las rocas de las formaciones El Bosque (Teo Lu-Ar) y Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), con una longitud de 7.27 km.

Cristo Rey, es una falla lateral derecha, medida en las coordenadas UTM 15Q 470096N-1914969E. Se localiza en la porción suroeste, con una orientación N 26° W, con echado de 87° al NE, su cinemática fue interpretada como lateral derecha en función de la geometría de desplazamiento del contacto y la falla que afecta. Se encuentra cortando y desplazando a la falla Agua Tibia y afecta a las rocas de la Formación Filisola (Tm Ar-Lu) y las formaciones la Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), con una longitud de 8.85 km.

Paralelas a la falla Cristo Rey se midieron las fallas laterales de cinemática izquierda **Candelaria y Siete Arroyos**, a este sistema pertenece también la falla interpretada **Maspac**. Este sistema de fallamiento se ubica en el sector suroeste de la carta. De las dos primeras fallas se tomaron datos en las coordenadas UTM 15Q 468191N-1913620E y UTM 15Q 472448N-1909344E, la primera orientada al N 42° W / 78° SW y la segunda al N 48° W / 86° SW. La falla Candelaria se observa desplazada por la falla Viejo Carmen y a su vez corta y desplaza a las fallas La Fuerza, Santo Domingo y Esperanza. La falla Siete Arroyos solo afecta a las rocas de la Formación El Bosque (Teo Lu-Ar).

La Victoria es una falla que se localiza en la porción este, al noroeste de la población de Monte Hareb, está relacionada con la brecha hidrotermal de la mina La Victoria. Tiene un rumbo de N 38° W / 80° NE, es lateral izquierda, medida en las coordenadas UTM 15Q 498752N-1918102E. Afecta al cuerpo intrusivo (Tmpl Gd-D), con una longitud de 2.37 km.

Moquimba, estructura medida en la zona oriental de la carta en las coordenadas UTM 15Q 496380N-1926182E, y muestra una orientación de N 40° E / 80° NW, con un pitch de 26° NE (**Fotografía 38**). Los indicadores cinemáticos impresos en la superficie de la falla muestran un desplazamiento lateral derecho, afecta la Formación Soyoló (Tpa Lu-Ar), con una longitud de 1.69 km.



Fotografía 38. Lutita afectada por la falla lateral derecha Moquimba. Sur de Solosuchiapa.

Sonora es una estructura de corta longitud, sub paralela y ubicada al oriente a la falla Chapultenango, medida en las coordenadas UTM 15Q 486305N-1918449E. Se trata de una falla de desplazamiento sinestral orientada N 18° E/70° SW con estrías inclinadas con 12° al NE, con una longitud de 2.28 km.

Providencia corresponde a una falla lateral izquierda localizada en la porción central de la carta, medida en las coordenadas UTM 15Q 486127N-1919006E, con rumbo de N 72° E, con echado de 71° al SE y un pitch de 11° NE (**Fotografía 39**). Afecta a las rocas de las formaciones Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu), Soyalo (Tpa Lu-Ar) y El Bosque (Teo Lu-Ar), está cortada y desplazada por la falla Nanchital, presenta una traza de 5.07 km.



Fotografía 39.- Estrías sub horizontales de la falla Providencia. Norte del poblado Chapultenango.

San José es una falla paralela a la falla Providencia, medida en las coordenadas UTM 15Q 486305N-

1916182E, se comporta como lateral izquierda, orientada al N70°E/67° SE y un pitch de 25° al NE. Afecta a las mismas unidades que la falla anterior, está cortada y desplazada por las fallas Sonora y Nanchital, con una longitud de 4.66 km.

Moyac, es una falla lateral derecha que se ubica en la porción central sur de la carta, se observó en las coordenadas UTM 15Q 486014N-1918449E en donde se le midió orientada al N40°E/80° SE/16° SW (**Fotografía 40**). Corta y desplaza a la falla Acambac, pone en contacto a las unidades Jolpabuchil (Kcm Cz-Lu) y Soyalo (Tpa Lu-Ar), y también afecta a la Formación El Bosque (Teo Lu-Ar), presenta una longitud de 7.57 km.

Agua Tibia, falla medida al suroeste del cráter del Chichonal, en las coordenadas UTM 15Q 467229N-1915116E y UTM 15Q 470559N-1917709E, que tiene orientaciones variables hacia el NE, varía de N 25° a 54° E e inclinaciones de 74° a 68° al SE. El movimiento principal indica una falla de tipo lateral derecha, con una longitud de 17.14 km.

Si se continúan las estructuras **Agua Tibia y San Juan** por debajo de los depósitos ígneos del Chichonal, se puede interpretar que se intersectan muy cerca del cráter actual del volcán Chichonal (denominado Cráter Somma) y que la zona de debilidad asociada al fallamiento permitió la salida de material ígneo del volcán.

Esta relación se interpreta también al oriente del poblado Catedral de Chiapas, donde se observa un antiguo cráter (Catedral) en el cerro del mismo nombre. Las imágenes de satélite y epipolares permiten observar la presencia de dos posibles estructuras de desplazamiento lateral (**fallas San Pedro y Santa Inés**) que se intersectan en el cráter antiguo señalado.



Fotografía 40.- Estrías sub horizontales de la falla Moyac, al suroeste de Chapultenango.

Tumbac, falla lateral derecha que se ubica en la porción suroeste de la carta, registrada en las coordenadas UTM 15Q 471549N-1913083E con una orientación sensiblemente E-W (N 88° E/78° NW). Corta y desplaza a las fallas La Fuerza y Sunsnubac, y afecta a rocas de las formaciones La Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu), El Bosque (Teo Lu-Ar) y Soyaló (Tpa Lu-Ar), se interpreta con una longitud de 5.39 km.

La Fuerza, falla que se localiza en la porción suroeste de la carta, de ella se tomaron datos en las coordenadas UTM 15Q 471549N-1913083E y UTM 15Q 1914692N-1913083E, en el primer punto tiene una orientación de N 40° E/68° NW, en el segundo presenta una orientación de N 52° E e inclinada con 80° al NW. Es lateral derecha, cortada y desplazada por la falla Tumbac. Pone en contacto las rocas de las formaciones Laja-Depósito-Encanto (Tom Ar-Lu) con las rocas de la Formación El Bosque (Teo Lu-Ar). Se interpreta que está cubierta por los depósitos piroclásticos del volcán Chichonal (Qptho BvA-Tq), así como por lahares (Qptho Lh), tiene una longitud de 6.65 km.

En la siguiente tabla se indica la ubicación y principales características de las estructuras normales con desplazamiento sinistral y dextral, medidas e interpretadas en la carta.

La falla **Loma Caballo** es una estructura lateral derecha, la cual se observó en las coordenadas UTM 15Q 499639N-1916705E, con una orientación N 68°

E/43° SE, y afecta a las rocas de la Formación Mompuyil (Teo Cz-Ar) y del intrusivo (Tmpl Gd-D), corta a la falla Zapote (interpretada), su traza se interpreta con una longitud de 8.46 km.

En la porción suroriental de la carta Ixhuatán se presentan varias fallas de desplazamiento lateral que afectan a las rocas intrusivas, volcánicas y a sedimentos de diferentes formaciones. La vegetación y el clima hacen que, en particular en esta región, las rocas estén muy intemperizadas y sea difícil reconocer las estructuras, así que la mayoría de ellas han sido interpretadas a partir de rasgos morfológicos evidentes en imágenes de satélite e imagen epipolar.

Se interpretaron las fallas **La Mina, El Aguacate y Domingo** que tienen una orientación de N 50° E, N 28° E y N 54° E. Las tres fueron interpretadas como fallas de desplazamiento lateral derecho.

Las orientaciones distintas interpretadas en las fallas **Zapote, Nueva Esperanza y Jubac**, las cuales están en dirección N 65° W, N 73° W, N 48° W respectivamente, además de las cinemáticas de falla lateral izquierda permiten observar que estas fallas y las descritas en el párrafo anterior, son conjugadas.

Es importante destacar que las manifestaciones minerales y los yacimientos conocidos en la región, están controlados por estas estructuras. También es posible que la intersección de estas fallas laterales con componente extensivo, hayan permitido el emplazamiento de los cuerpos intrusivos de la zona.

Los datos de las fallas laterales medidas en esta carta fueron graficados en el hemisferio inferior de una estereofalsilla con el programa *Stereonet 9.5*. (Allmendinger 2016).

El estereograma (**Figura 21**) muestra que el vector de máxima compresión σ_1 está orientado al 065°/09°, es decir en posición casi horizontal, mientras que el vector σ_2 está inclinado 70° en dirección 179° sub vertical y σ_3 está colocado en 332° inclinado 18° casi horizontal. Esta disposición es muy clara para fallas de desplazamiento lateral o transcurrentes (Anderson, 1905).

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

Nombre de la falla	Coordenadas		Localización (sector)	Dato Rumbo/Echado/Pitch	Longitud (Km)	Unidad afectada	Observaciones (tipo de falla)
	X	Y					
San Juan (medida)	469607 482684	1921905 1919550	Centro-Oeste	N 78° W / 64° SW N 85° E / 86° SE / 12° NW	3.8 y 2.3	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Lateral izquierda.
San Juan II (medida)	471647	1921660	Oeste	N 75° W / 70° SW	1.65	Tom Ar-Lu	Lateral izquierda.
Chapultenango (medida)	486127	1919006	Centro	N 82° W / 78° NE/36° SW	11.68	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar	Lateral derecha.
Acambac (medida)	484972	1915472	Centro	N 30° W / 82° SW/ 32° SE	2.62	Tpa Lu-Ar	Lateral izquierda.
San Miguel (medida)	470614	1918605	Oeste	N 86° W / 83° NE	2.6	Tom Ar-Lu, cubierta por Qptho BvA-Tq	Lateral izquierda.
Viejo Carmen (medida)	472617	1910746	Suroeste	N 82° W / 78° NE	7.27	Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Lateral derecha.
Cristo Rey (medida)	470096	1914969	Suroeste	N 26° W / 87° NE	8.85	Tom Ar-Lu, Tm Ar-Lu	Lateral derecha.
Candelaria (medida)	468191	1913620	Suroeste	N 42° W / 78° SW	8.42	Tom Ar-Lu, Tm Ar-Lu, Teo Lu-Ar	Lateral izquierda.
Siete Arroyos (medida)	472448	1909344	Suroeste	N 48° W / 86° SW	2.62	Teo Lu-Ar	Lateral izquierda.
La Victoria (medida)	498752	1918102	Este	N 38° W / 80° NE	2.37	Tmpl Gd-D	Lateral izquierda.
Moquimba (medida)	496380	1926182	Noreste	N 40° E / 80° NW / 26° NE	1.69	Tpa Lu-Ar	Lateral derecha.
Sonora (medida)	486305	1918449	Centro	N 18° E / 70° SE / 12° NE	2.28	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar	Lateral izquierda.
Providencia (medida)	486127	1919006	Centro	N 72° E / 71° SE / 11° NE	5.07	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Teo Lm-A	Lateral izquierda.
San José (medida)	486305	1918449	Centro	N 70° E / 67° SE / 25° NE	4.66	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Teo Lm-A	Lateral izquierda.
Moyac (medida)	486014	1916182	Centro	N 40° E / 80° SE / 16° SW	7.57	Kcm Cz-Lu, Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar	Lateral derecha.
Agua Tibia (medida)	467229 470559	1915116 1917709	Oeste	N 25° E / 74° SE N 54° E / 68° SE	17.14	Tom Ar-Lu, Tm Ar-Lu	Lateral derecha.
Tumbac (medida)	471549	1913083	Suroeste	N 88° E / 78° NW	5.39	Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Lateral derecha.
La Fuerza (medida)	471549 473401	1913083 1914692	Suroeste	N 40° E / 68° NW N 52° E / 80° NW	4.52	Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu	Lateral derecha.
Loma Caballo (medida)	499639	1916705	Sureste	N 68° E / 43° SE	8.46	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D	Lateral derecha.
			Noreste	N 43° E	5.38	Tpa Lu-Ar, Teo Lu-Ar	Lateral derecha. interpretada.
Moquimba II (inferida)			Noreste	N 80° E / vertical	3.16	Teo Lu-Ar	Lateral derecha.
El Roblar (inferida)			Noroeste	E-W / vertical	4.27	Tom Ar-Lu, Tm Ar-Lu, Tpl BvA-A	Lateral izquierda.
Santa Inés (inferida)			Noroeste	N 40° E / vertical	9.67	Tom Ar-Lu, Tm Ar-Lu, Tpl BvA-A	Lateral derecha.
San Pedro (inferida)			Este	N 50° E / vertical	4.75	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D	Lateral derecha.
La Mina (inferida)			Sur	N 54° E / vertical	3.11	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D	Lateral derecha.
Domingo (inferida)			Sur	N 30° W / vertical	1.91	Teo Cz-Ar	Lateral izquierda.
El Mono (inferida)			Sureste	N 48° W / vertical	4.54	Teo Lu-Ar, Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D	Lateral izquierda.
Jubac (inferida)			Sureste	N 65° W / vertical	10.11	Teo Cz-Ar, Teo Lu-Ar, Tmpl Gd-D	Lateral izquierda.
Zapote (inferida)			Sureste	N 28° E / vertical	3.71	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D, Tpl BvA-A	Lateral derecha.

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO

EI			Sureste	N 84° W / vertical	4.56	Teo Cz-Ar, Teo Lu-Ar	Lateral derecha.
Aguacate (inferida)			Sureste	N 73° W / vertical	11.04	Teo Cz-Ar, Teo Lu-Ar, Tmpl Gd-D, Tpl BvA-A	Lateral izquierda.
Chichón (inferida)			Suroeste	N 48° E/vertical	5.39	Teo Lu-Ar	Lateral derecha.
Nueva Esperanza (inferida)			Suroeste	N 35° W / vertical	5.41	Teo Lu-Ar, Tom Ar-Lu, Tm Ar-Lu	Lateral izquierda.

Tabla 7.- Resumen de las fallas de desplazamiento lateral.

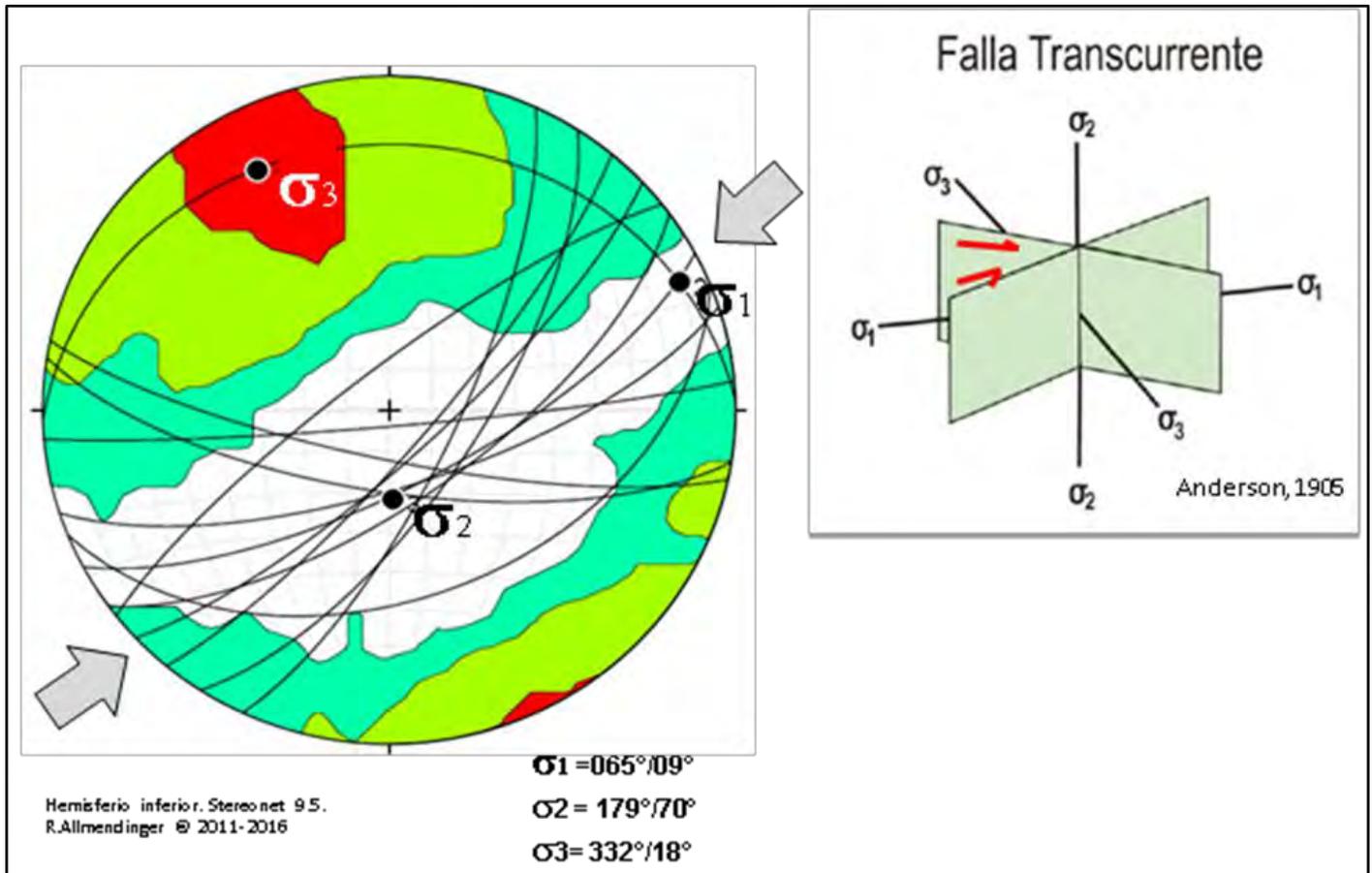


Figura 21.- Diagrama estereográfico de planos de fallas laterales de la carta Ixhuatán.

Lineamientos.

Existen diferentes lineamientos evidenciados por expresiones morfológicas observables en las imágenes de sensores remotos; se localizan predominantemente en la zona nororiental de la carta y no pudieron ser verificados en el campo debido a la presencia de abundante vegetación y desarrollo de suelo, sin embargo, estas expresiones pudieran corresponder con fracturas o fallas ya que su orientación es paralela a las fallas laterales medidas en otras zonas (**Tabla 8**).

Lineamientos curvos.

Un lineamiento semicircular (Cráter Somma) que se presenta en la región occidental de la carta, corresponde con una estructura de origen volcánico (unidad Qptho BvA-Tq), el cual representa el cráter antiguo y reciente del volcán Chichonal, con una longitud de 12.06 km.

Otra estructura volcánica también de forma semicircular se presenta en la porción noroccidental, específicamente localizado al norte de la estructura volcánica del Chichonal, asociado con el volcanismo que dio origen a la unidad Tpl BvA-A, y corresponde a un antiguo volcán responsable de la emisión de rocas ígneas y piroclásticas localizadas en la región del

poblado Catedral de Chiapas (cráter Catedral), se observa con una longitud de 1.43 km.

En la porción oriental de la carta se manifiesta una estructura semicircular de grandes dimensiones denominada Santa Fe, la cual corresponde con un levantamiento probable del cuerpo intrusivo del Tronco de Santa Fe (unidad Tmpl Gd-D)

En la **tabla 8**, se mencionan la ubicación y dimensiones estimadas para los lineamientos y lineamientos curvos interpretados en la carta.

Nombre	Localización (sector)	Orientación	Longitud / diámetro (Km)	Unidad de emplazamiento
Lineamiento La Trinidad	Noreste	N 85° W	2.95	Teo Lu-Ar
Lineamiento Jana II	Noreste	N 50° E	3.43	Tom Ar-Lu
Lineamiento Tescubía	Noreste	N 80° E	2.55	Teo Lu-Ar
Lineamiento Guayabal II	Noreste	N 85° E	2.64	Teo Lu-Ar
Lineamiento Francisco I. Madero	Noreste	N 10° E	2.76	Teo Lu-Ar
Lineamiento Guayabal	Noreste	W-E	3.53	Teo Lu-Ar
Lineamiento curvo Cráter Catedral	Noroeste	-----	0.80	Tpl BvA-A
Lineamiento curvo Cráter Somma	Oeste	-----	1.63	Qptho BvA-Tq
Lineamiento curvo Santa Fe	Este	-----	6.71	Teo Cz-Ar, Tmpl Gd-D

Tabla 8.- Características de lineamientos y lineamientos curvos.

III.4.1.4- Análisis Estructural.

Tomando en cuenta la descripción de las estructuras en los párrafos precedentes, se puede deducir que son producto de una deformación continua de cizalla rotacional frágil de movimiento levógiro que generó pliegues con ejes orientados NW-SE, fallas normales NW-SE y NE-SW, y fallas de desplazamiento lateral, orientadas NW-SE, NE-SW y E-W, asociados al mismo campo de esfuerzo.

Si se comparan los diagramas estereográficos obtenidos de los datos medidos en fallas normales (**Figura 20**) y en fallas laterales (**Figura 21**), se puede observar que el vector de máxima extensión en el diagrama de fallas normales, está orientado **322°/15° (σ_3)**.

Por otro lado, en el diagrama de fallas laterales el vector de máxima compresión está colocado en **065°/09° (σ_1)**. Con estos datos se puede observar que los vectores son complementarios entre los campos de esfuerzo de uno y otro, compatible con un sistema rotacional no coaxial con rotación anti horaria (cizalla izquierda).

La **figura 22** muestra un esquema con las relaciones geométricas de las estructuras formadas en un sistema de cizalla izquierda de acuerdo al experimento de Riedel (1929). En ella puede observarse que las fallas R y R' son conjugadas, como puede interpretarse en el caso de varias de las estructuras de la carta Ixhuatán (*v gr.* fallas Moyac y Acambac). Sin embargo, puede existir una aparente contradicción si comparamos fallas R con fallas P como en el caso de las estructuras Agua Tibia y Cristo Rey.

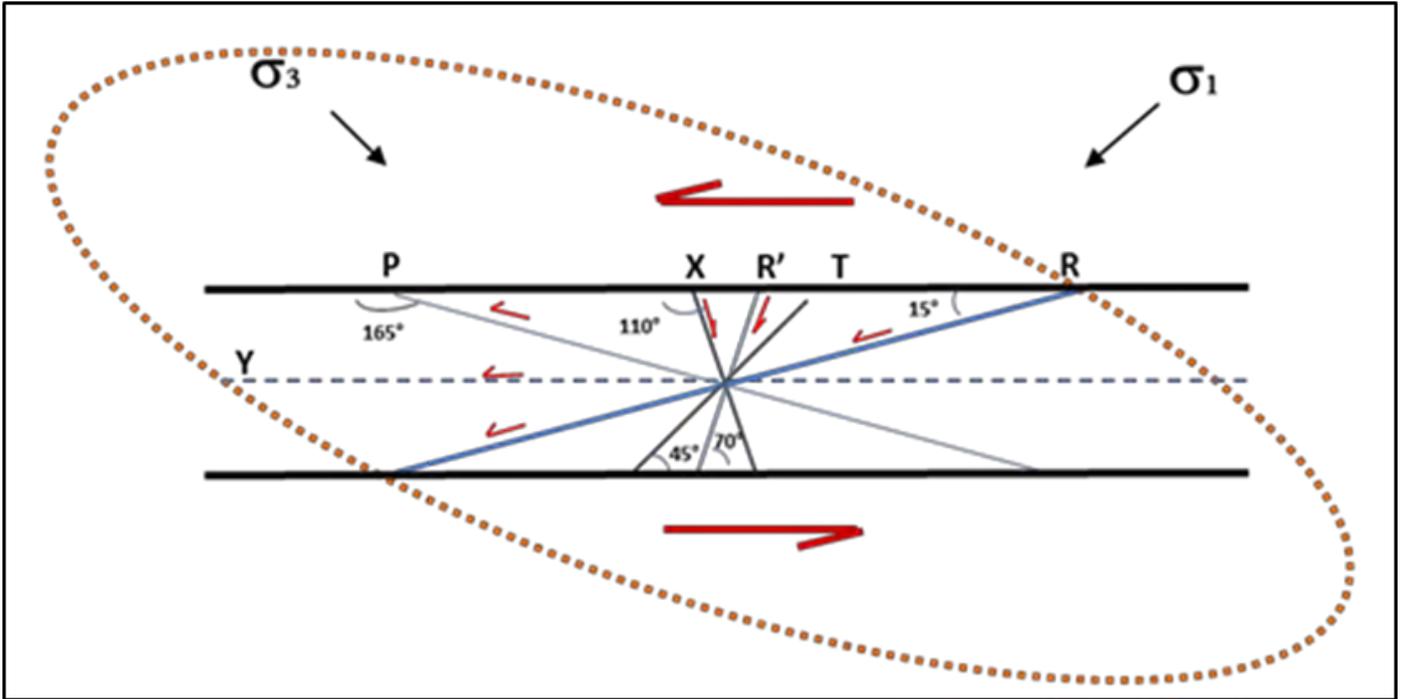


Figura 22.- Relaciones geométricas de un sistema de cizalla izquierda. R= fallas Riedel, de cizalla sintéticas con el sistema de cizalla general. R'= fallas conjugadas Riedel con cizalla antitética T=fallas de tensión, paralelas al principal esfuerzo compresivo. X= fallas de cizalla derecha. P= fallas de cizalla sintéticas con la cizalla general (modificado de Riedel W., 1929).

Otra situación que puede generar confusión es la presencia de pulsos de la deformación progresiva, que hacen migrar el campo de esfuerzos original a cada evento.

Para poder entender a cabalidad el significado de cada falla, es necesario realizar un trabajo de análisis y medición de estructuras a detalle y muy minucioso para establecer la evolución de la deformación.

Es notoria una evolución en las estructuras; según Huicochea (2006) el evento de deformación inició probablemente durante el Mioceno medio y continuó hasta después del Plioceno. Ya que las rocas andesíticas de esa edad están también afectadas por

fallamiento lateral izquierdo orientado NW-SE (v gr. falla Loma de Caballo).

Es muy probable que este evento de deformación tenga relación con la distribución de los fluidos hidrotermales de las regiones de Santa Fe e Ixhuatán (al sureste de la carta) ya que existen algunas manifestaciones alineadas con dirección NW-SE, paralelas a las fallas cuya confluencia se dirige al intrusivo de Santa Fe. Un ejemplo de geometría de deformación similar a la expuesta en esta zona se presenta en el distrito minero Zacatecas, particularmente en la veta Mala Noche (**Figura 23**).

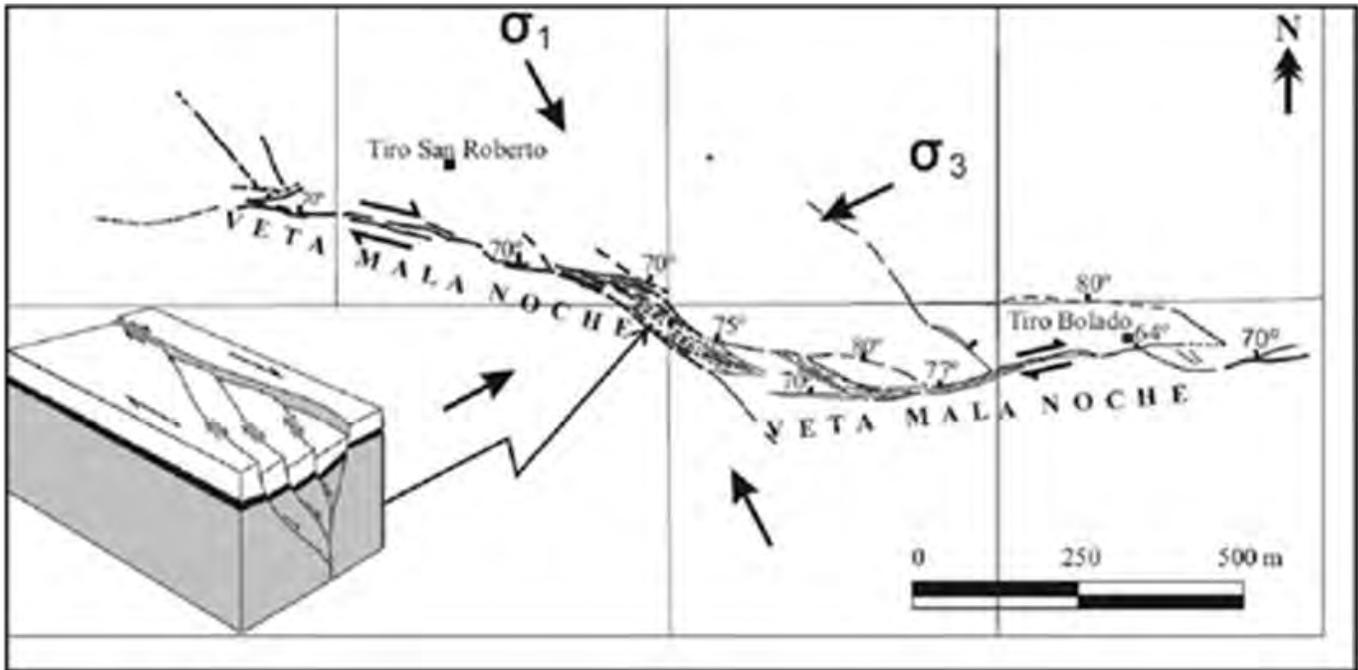


Figura 23.- Zona de dilatación en forma sigmoideal, donde se ha detectado mayor potencial minero en la veta Mala Noche (Tristán et al., 2012).

IV. YACIMIENTOS MINERALES

IV.1.- Metálicos

En el área que ocupa la carta Ixhuatán se localiza el distrito minero de Santa Fe-La Victoria y las zonas mineralizadas de Ixhuatán y Ostucacán.

IV.1.1.- Introducción

Durante el reconocimiento con herramientas indirectas de exploración, antes del desarrollo del proyecto en campo, se identificaron varios blancos de exploración en el distrito minero y las zonas mineralizadas, donde existen anomalías en los ratios de arcillas, los cuales coinciden con anomalías en oro, plata, cobre, cobalto y arsénico identificadas por Islas Tenorio *et al.* (2004), durante la elaboración de la carta Villahermosa en escala 1:250,000, así como respuestas en el campo total de la magnetometría aérea en su primera derivada.

El distrito minero de Santa Fe-La Victoria se localiza en la vertiente occidental del río La Sierra y de la carretera federal No. 195 que comunica Tuxtla Gutiérrez con Villahermosa, en el tramo entre Ixhuatán y San Bartolo. Este distrito ha sido trabajado por sus valores de cobre y oro asociados a un endoskarn y *stockwork* en el intrusivo diorítico-granodiorítico y en un complejo de cuerpos volcánicos y sub volcánicos andesíticos de edad Mioceno-Oligoceno.

La zona mineralizada de Ixhuatán se localiza al sur del distrito minero de Santa Fe-La Victoria, en el límite sur de la carta Ixhuatán y al occidente de la población de Tapilula. Presenta características geológicas similares al distrito de Santa Fe-La Victoria.

La zona mineralizada Ostucacán, por otra parte, se localiza en el vértice noroccidental de la carta, al oriente del poblado del mismo nombre (fuera de la carta), y en las inmediaciones de las rancherías de Paraíso y Catedral de Chiapas. Esta zona mineralizada corresponde a un yacimiento de bauxitas resultado de la laterización de un cuerpo volcánico oligocénico.

IV.1.2.- Antecedentes

Los antecedentes del distrito minero de Santa Fe-La Victoria se remontan al año 1903 (Collins H. F., 1903, en Miranda Gasca *et al.*, 2010) en el que se menciona que una compañía inglesa trabajó el yacimiento desde finales del siglo XIX y según Mc. Carthy (Montesinos Hernández, 1975) los ingleses explotaron toneladas de consideración con leyes del 3 a 4% de cobre, 187 a 248 gramos de plata y 9 a 46 gramos de oro por tonelada. Estos minerales se concentraron en la planta de Santa Fe y los concentrados se exportaron a Inglaterra (Guiza R., 1948 y Montesinos Hernández, 1975).

De 1940 a 1948 los trabajos corrieron a cargo de la Compañía Minera Nauyaca, S.A., la cual declara leyes de hasta 1 kg/ton de oro y 25 kg/ton de plata, aunque no especifica su ley de cobre. Desde esa época algunas minas del distrito como la de El Volcán no se pudieron localizar por encontrarse aterradas y perdidas entre la vegetación (Guiza R., 1948). Minera Corzo, S.A. comenzó operaciones en 1966, pero cesó poco después y la mina La Victoria estuvo bajo el control de Nacional Financiera S.A. en 1973. A petición suya, el Consejo de Recursos Minerales (CRM) evaluó el área y realizó un estudio de recursos de 1974 a 1978, con trabajos adicionales de exploración en la mina de Santa Fe.

Por su parte la Compañía Minera Corzo, S. A., de C. V., continuó explotando solo en estructuras mineralizadas de poca potencia y zonas de brechas, sin embargo, la recuperación en algunos casos fue sólo de 20% y es de suponerse que no fue costeaable la explotación, ya que la planta de beneficio que instaló, estuvo solamente 40 días en actividad y la empresa se retiró en 1965 (Montesinos Hernández, 1975). Actualmente y desde 1980, la propiedad está en manos de la Compañía Minera Frisco, que desde entonces ha desarrollado trabajos de exploración, y recientemente terminaron una primera fase de 7,000 metros de barrenación en diámetro HQ en la zona de San Sebastián y actualmente se encuentran iniciando una segunda fase con el mismo tipo de barrenación e igual cantidad de metros, programados en los cuerpos La Victoria y El Cobre.

Para la zona mineralizada de Ixhuatán entre 2001 y 2003, la empresa *Mount Isa Mines México*, S.A. de C.V. (MIM), llevó a cabo un levantamiento de sedimentos de arroyo tamizando a la malla -80, en un área al sur de los denuncios de la mina Santa Fe, y revelaron una serie de anomalías con contenidos de oro y plata, además de cobre, estos estudios se continuaron con levantamientos de suelos del horizonte B sobre las crestas de los altos topográficos que llevaron al descubrimiento de varias zonas con más de 100 ppb de Au: Campamento, Anomalía Oeste, Caracol, y Cerro Mina.

En mayo de 2002, MIM llevó a cabo un levantamiento aeromagnético sobre la zona mineralizada de Ixhuatán usando su sistema "MiniMag" y entre mayo de 2004 y octubre de 2007 *Linear Gold* realizó perforación con diamante con un total de 282 perforaciones sumando 69,679 m, geoquímica del suelo, mapeo, muestreo de rocas y estudios geofísicos magnéticos y polaridad inducida (Seccombe y Giroux, 2011).

De 2008 a 2009, continuó *Linear Gold Corporation* junto con la empresa *Kinross*, con la realización de estudios de reconocimiento en horizonte B de suelos y barrenación hasta completar 20,000 m de perforación (Miranda Gasca *et al.*, 2010 y Seccombe y Giroux, 2011). Estos trabajos se complementaron con cartografía geológica a semidetalle y levantamientos de geoquímica de suelo en rejillas detalladas, para luego decidir retirarse por motivos sociales (Seccombe y Giroux, 2011).

Con respecto a la zona mineralizada Ostuacán, entre 1986 y 1994, el Consejo de Recursos Minerales junto con asesores húngaros y jamaquinos, prospectó por alúmina, entre otras muchas áreas, en el norte del estado de Chiapas. Una de las mejores áreas es la localizada en el extremo noroccidental de la carta Ixhuatán. Ésta corresponde a un depósito volcánico que desarrolló de lateritas bauxíticas ubicada entre las poblaciones de Ostuacán y Catedral de Chiapas (Morales Salinas *et al.* 1987, 1992 y Morales Salinas, 1994).

Durante esta prospección se realizaron trabajos como geología regional a semidetalle, topografía superficial, barrenación tipo *auger*, y análisis químicos, mineralógicos y petrográficos del muestreo, así como una serie de estudios de beneficio y pre-beneficio del material laterítico con miras a llegar a una pre-factibilidad del proyecto para la obtención de alúmina.

IV.1.3.- Infraestructura

La zona en general cuenta con buena infraestructura, destacan carreteras pavimentadas como la carretera Panamericana que une la capital del estado de Chiapas, Tuxtla Gutiérrez, con el estado de Oaxaca y Guatemala, y la carretera No. 195 que une a la capital del estado de Chiapas, Tuxtla Gutiérrez con la capital del estado de Tabasco, la ciudad de Villahermosa.

Se cuenta con el sistema ferroviario y el transporte aéreo internacional, en los aeropuertos de Villahermosa y Tuxtla Gutiérrez. El acceso al mar está bien desarrollado en la frontera sur, cerca con Guatemala, en el océano Pacífico, donde se encuentra Puerto Madero.

El estado de Chiapas, tiene gran capacidad en la generación de energía eléctrica, con cuatro centrales hidroeléctricas principales que son: Belisario Domínguez (La Angostura), Netzahualcóyotl (Malpaso), Manuel Moreno Torres (Chicoasén) y Peñitas, que generan aproximadamente 2'000,000 KW/hora y son conducidas a través de líneas de 400 KV; además cuenta con abundante disponibilidad de agua. Sin embargo, es necesario cuidar aspectos para

almacenamiento de jales, eliminación de desechos y rehabilitación de agua que pueden estar limitadas por los reglamentos ecológicos en operación. También los problemas sociales y sectores reticentes al desarrollo minero pueden ser problemas que deben ser considerados.

IV.1.4.- Minas en explotación.

En la actualidad no se tienen minas en explotación en la carta; la Compañía Minera Frisco, es la poseedora de los fondos mineros del distrito de Santa Fe-La Victoria y se encuentra en la segunda fase de un programa de exploración y barrenación para ubicar reservas además de trabajos de experimentación metalúrgica para mejorar las bajas recuperaciones que presenta el mineral.

Por otra parte, la empresa *Linear Gold Corporation* que exploró en la zona mineralizada de Ixhuatán, suspendió sus proyectos de exploración desde una reunión el 19 de abril de 2008 con representantes del ejido San Francisco Jaconá, en la que se discutió la posibilidad de que la empresa realizara trabajos de exploración de campo en las tierras del ejido. En esa reunión, los ejidatarios votaron unánimemente negando el acceso a la empresa y desechando cualquier posibilidad de continuar los trabajos de exploración, renunciando a los beneficios socio-económicos que una relación con la empresa pudiese dar a su comunidad. Este resultado fue un considerable retroceso para los planes de exploración, toda vez que la proyección de las tendencias magnéticas (anomalías relacionadas con el intrusivo) y geoquímicas de Cerro La Mina continúa claramente hacia el noreste en el área del ejido San Francisco Jaconá. Así los trabajos se detuvieron y la empresa se retiró completamente en diciembre del 2009 (Seccombe y Giroux, 2011).

IV.1.5.- Distrito minero Santa Fe-La Victoria.

Se localiza hacia el vértice suroriental de la carta Ixhuatán, en la vertiente occidental del río La Sierra y a un costado de la carretera federal No. 195 que comunica Tuxtla Gutiérrez, Chiapas con Villahermosa, Tabasco. Su acceso es por esta misma vía de comunicación, en el tramo entre Ixhuatán y San Bartolo, desde la ranchería El Beneficio. En las inmediaciones del distrito existen otras terracerías que se desvían hacia el occidente para llegar hacia las poblaciones San Francisco Jaconá, Aguacate y El Cacaté.

Este distrito se desarrolló en un ambiente geológico complejo conformado por cuerpos plutónicos granodioríticos a dioríticos (Tmpl Gd-D) que conforman en general un cuerpo conocido como apófisis de Santa

Fe, el cual se encuentra parcialmente mineralizado en un área de aproximadamente 2.80 km de largo por 4 km de ancho. Está desarrollado en una zona de fallas con orientación preferencial NW-SE y con echados verticales, donde se emplazaron los clavos mineralizados. Este intrusivo afecta a rocas sedimentarias del Eoceno-Oligoceno de composición calcárea (Teo Cz-Ar) y siliciclásticas (Teo Lu-Ar), afectadas por un enjambre de diques andesíticos generalmente emplazados en el sistema NW-SE que implica extensión (**Figura 24**).

Los yacimientos en el distrito minero Santa Fe-La Victoria (**Figura 25**), son depósitos con desarrollo de metasomatismo de contacto a partir de las rocas calcáreo-arcillosas encajonantes, con el desarrollo de *hornfels* y zonas de endoskarn y exoskarn, ricas en wollastonita, además depósitos de sulfuros polimetálicos, con contenido apreciable de Au-Ag (epitermal de alta sulfuración). Para su análisis se pueden separar en tres formas: 1) cuerpos diseminados de tipo irregular y mantos alojados a lo largo del contacto granodiorita/caliza asociados a los cuerpos metasomáticos; 2) brechas hidrotermales con formas vetiformes y 3) tipo *stockwork*.

Montesinos Hernández, en 1975, menciona que el resultado del muestreo geoquímico, indica valores de cobre de segundo a tercer orden, con valores que oscilan entre 50 y 200 ppm, de un total de 1,725 muestras. A partir de este muestreo se aprecia que el cobre es pobre en el intrusivo con sulfuros diseminados; las partes que se observan con más contenido mineral son los cuerpos de rocas metamórficas (*hornfels*) que se encuentran sobre el intrusivo, esto es respaldado con 13 barrenos en el área de La Victoria (el mayor de ellos tiene una longitud de 225 m), aunque estos también cortaron vetas de calcedonia con minerales de Cu, Pb, Zn y leyes bajas de Au. Con respecto al resultado de exploración geofísica por el método de polarización inducida, también realizado por Montesinos Hernández, 1975, confirman altas anomalías en la zona de *hornfels*. Otra característica observada del cuerpo plutónico, es que se presenta intensamente cloritizado y sericitizado y contiene vetas de biotita, denotando una alteración potásica.

Miranda Gasca *et al.* (2005) propone para el distrito minero de Santa Fe-La Victoria, la existencia de un yacimiento tipo pórfido de Cu-Au con sobreposición de una mineralización secundaria de menor temperatura (epitermal), pero de alta sulfuración en estos cuerpos.

Sin embargo, Sillitoe (en Montesinos Hernández, 1975), se muestra escéptico sobre las posibilidades de encontrar concentraciones de mayor valor económico,

en esta área, ya que no son comunes las alteraciones hidrotermales típicas de los depósitos de pórfidos cupríferos, en especial la potásica.

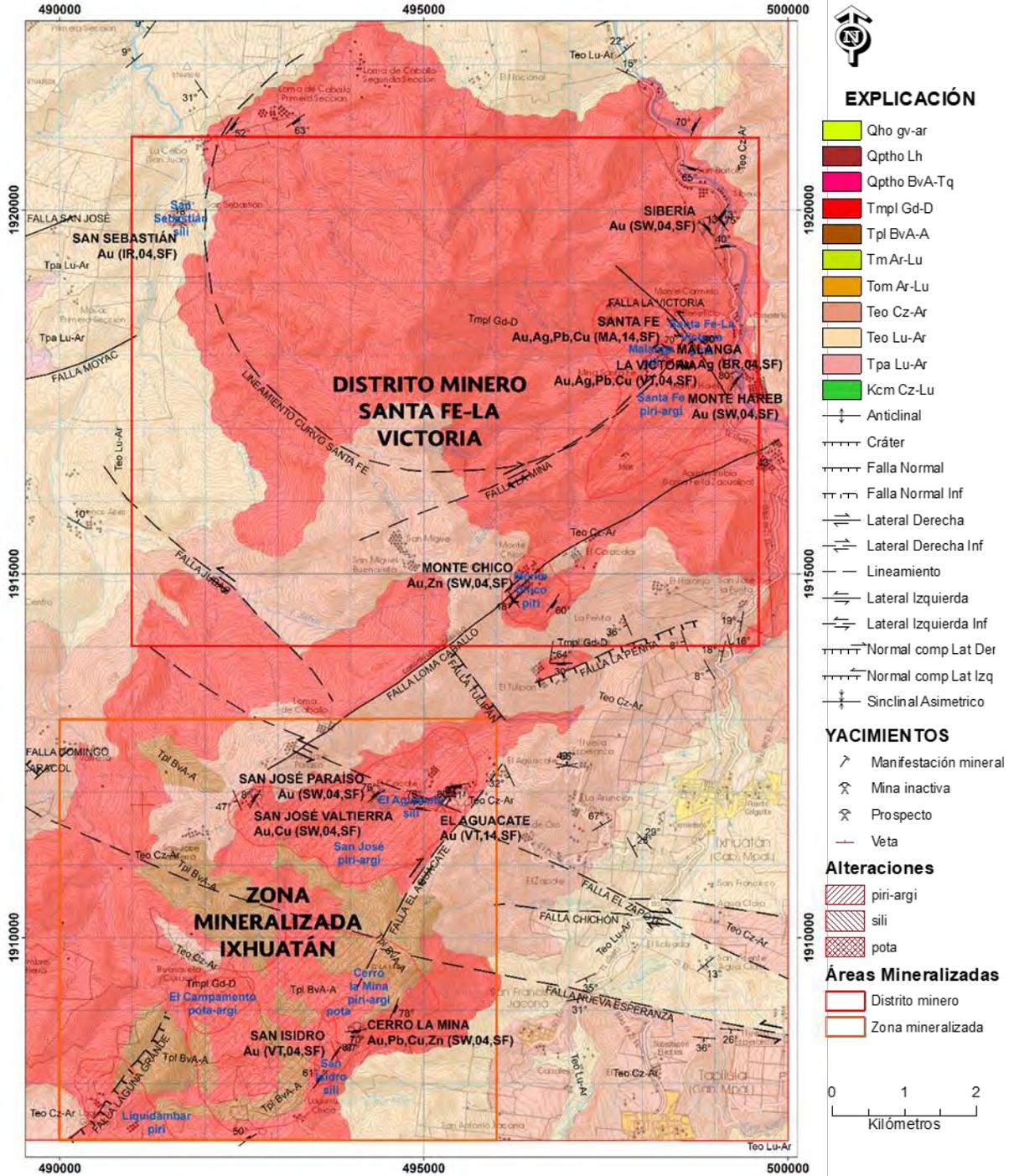


Figura 24.- Distrito Santa Fe y zona mineralizada de Ixhuatán.

Damon (en Montesinos Hernández, 1975), opina que posiblemente la mineralización enriquecida se encuentre más a profundidad, pero tal vez con el inconveniente de que probablemente su exploración

sea antieconómica. A continuación, se describen las minas y manifestaciones de este distrito minero:

Santa Fe. - Mina inactiva, en la que en la bocamina del socavón (coordenadas UTM 15Q 498243N-1918027E), aflora cuerpo granodiorítico-diorítico que constituye la roca huésped, además de un gran cuerpo de wollastonita de cristales aciculares con granate y cuarzo, que presenta más de 100 m de espesor y probablemente kilómetros de largo (Guiza R., 1948), que encajona concordantemente a la mineralización (**Fotografía 41**).

La estructura principal es un cuerpo de reemplazamiento metasomático en forma de manto de rumbo promedio de N 65° W con 70° al NE, cuyo espesor varía de 0.20 a 2.0 m por 30 a 40 m de largo y profundidades de más de 100 m; el cuerpo se conecta con un conjunto de lentes o bolsadas que en su conjunto desarrollan una estructura de 400 m de largo y 220 m de profundidad. La alteración presente es silicificación, muy cercana al cuerpo mineralizado, asociados a estos mismos cuerpos se presenta la alteración potásica, mientras que la piritización y argilización son más regionales.



Fotografía 41.- Cuerpo de wollastonita concordante a la mineralización, con manifestaciones de carbonatos y silicatos de cobre.

Al suroeste del socavón principal, en las coordenadas UTM 15Q 498191N-1917949E sobre el arroyo denominado La Mina se aprecia un crestón silicificado con sulfuros (pirita) (**Fotografía 42**).



Fotografía 42.- Crestón silicificado sobre arroyo La Mina. Al suroeste de la mina Santa Fe.

Actualmente se encuentra en reactivación por lo que no se pudo realizar su levantamiento, sin embargo, Guiza R., 1948, reporta 4 niveles y un subnivel con un total de 1,525 m de longitud acumulada.

El cuerpo de *skarn* presenta predominantemente wollastonita, aunque también contiene granate de tipo andradita, con vesubianita, cuarzo, ópalo común y calcita, con calcedonia presente como rellenos de cavidad. Los cuerpos de reemplazamiento incluyen calcopirita, bornita, molibdenita, digenita, covelita, enargita, tetraedrita, galena, esfalerita, pirita aurífera, linnaeíta aurífera (sulfuro de cobalto), molibdenita y argentita. El oro se asocia con calcopirita, bornita, enargita y también como oro libre dentro del *skarn*.

Los cuerpos mineralizados han experimentado enriquecimiento secundario, como lo fueron los depósitos oxidados explotados durante las primeras operaciones mineras, desarrollando carbonatos y sulfatos como azurita, calcocita, malaquita y calcantita con ganga abundante de calcita autigénica, barita y óxidos de hierro como goethita y hematita (Seccombe y Giroux, 2011).

Personal de la empresa Frisco permitió el acceso para conocer el depósito, pero no autorizaron tomar muestreo de esquilas. Sólo la muestra **IX-016**, para análisis de inclusiones fluidas, de la que lamentablemente no se encontraron inclusiones adecuadas para realizar el estudio.

Las reservas positivas calculadas de esta mina son del orden de 400,000 toneladas con una ley promedio de 1 a 2.6 g/t de Au, 120 g/t de Ag, 1.30% de Pb y 0.60% de Cu y cantidades accesorias de Zn (Castro y Ortiz, 1999).

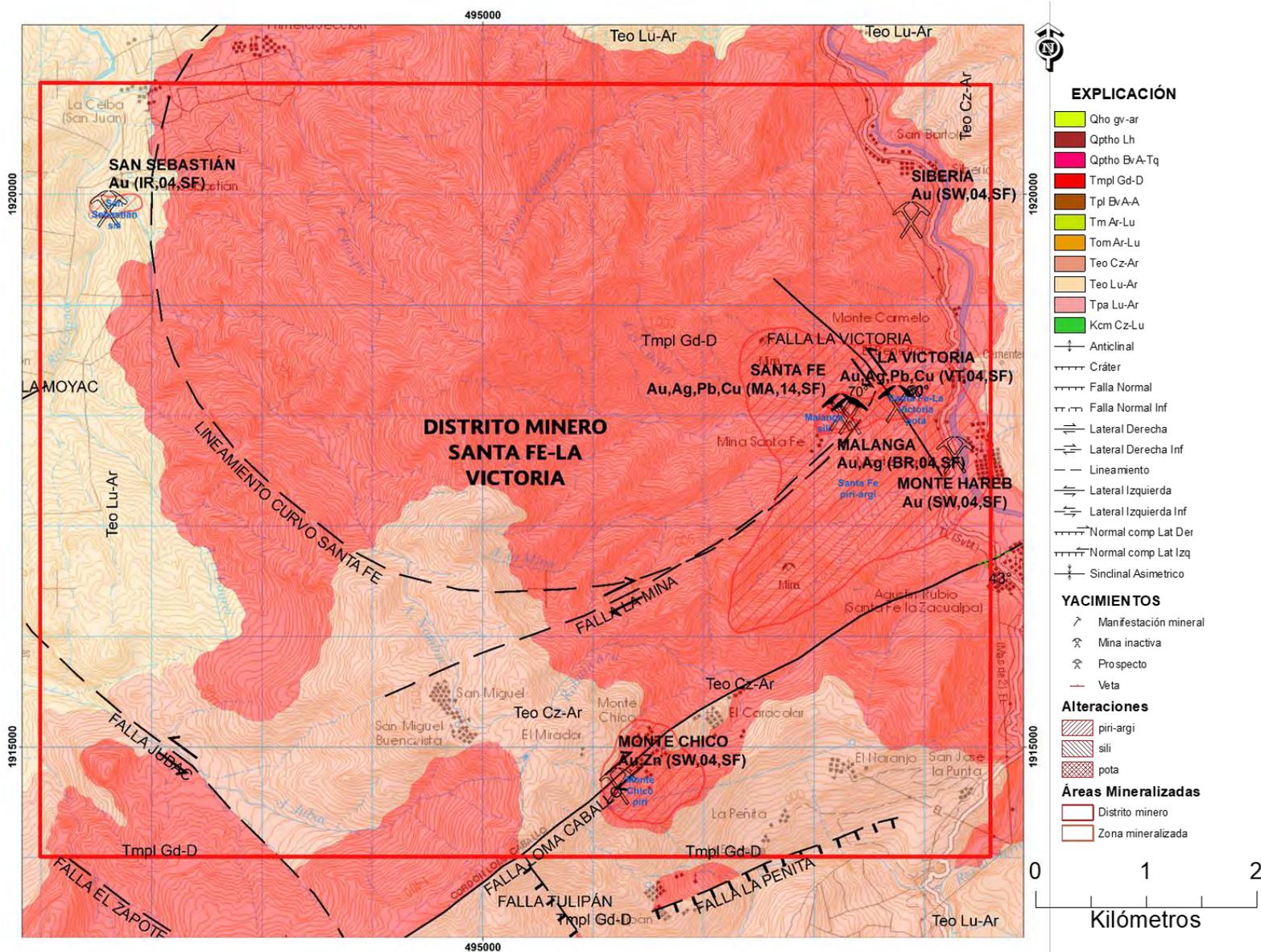


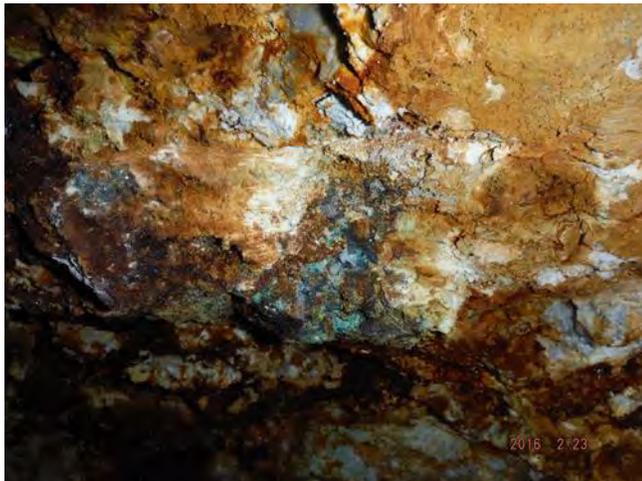
Figura 25.- Distrito minero Santa Fe-La Victoria.

Muy cercanos a la cúpula de la mina Santa Fe se localizan las estructuras mineralizadas San Sebastián y El Cobre, que son brechas hidrotermales, asociadas a fallas con rumbo general NE-SW (falla La Mina), ambas son tabulares y alojadas en granodiorita-monzonita con características similares a la mina La Victoria.

La brecha en el cuerpo San Sebastián esta cementada por cuarzo calcedónico que contiene pirita esferulítica. La mineralogía incluye esfalerita, enargita, tetraedrita, calcopirita y galena, mientras que en el cuerpo El cobre se observa con fragmentos de *skarn* redondeados, cementados con cuarzo calcedónico, pirita, especularita y calcopirita, calcocita, malaquita y crisocola (comunicación verbal del personal de la mina).

De la estructura mineralizada El Cobre, no se dieron más datos.

El cuerpo de San Sebastián es trabajado a partir de dos pequeñas obras mineras, una de ellas llamada **Malanga**, ubicada en las coordenadas UTM 15Q 498325N-1917995E, y la segunda **San Sebastián**, además hay una tercera obra inundada. En ambas se aprecian claramente estructuras vetiformes asociadas a brechas falla, que cortan cuerpos de reemplazamiento desarrollando un claro teléscopico en el yacimiento (**Fotografía 43**).



Fotografía 43.- Cuerpo de reemplazamiento cortado por estructura vetiforme (brecha falla) en la Mina Malanga.

En un registro al interior de la mina San Sebastián, se aprecia pórfido andesítico brechado cloritizado, silicificado, piritizado y argilizado, mientras que en la frente es posible apreciar vetillosos de segunda generación cortando cuarzo con crustificación con óxidos de fierro y manganeso con valores de oro libre y

teluros, denotando el teléscopico de dos sistemas de mineralización diferentes (**Fotografías 44, 45, 46 y 47**).



Fotografía 44.- Bocamina de San Sebastián, en donde se aprecia veta falla.

Este cuerpo presenta 75% de sulfuros principalmente de cobre y fierro, pero al igual que los demás cuerpos presenta teléscopico con 25% de óxidos con oro libre o en teluros (calaverita y Silvanita) dentro de la pirita lo que ha dado problemas en la recuperación, lo que aún no está resuelto. El cobre se encuentra generalmente en enargita y calcopirita.



Fotografía 45.- En interior mina San Sebastián, vetilla de segunda generación cortando cuarzo con crustificación.

La empresa Frisco S.A. de C.V., ha realizado 7,000 metros de barrenación para evaluar el cuerpo San Sebastián con 152 barrenos, reportando leyes promedio de 4.0 g/t de Au, 32 g/t de Ag, y 4.49 g/t de Au equivalente, calculando 5 millones de toneladas (comunicación verbal del personal de la mina).



Fotografía 46.- En interior mina San Sebastián, pórfido brechado cloritizado, silicificado, piritizado y argilizado.



Fotografía 47.- Entrada bocamina San Sebastián.

La Victoria. - El yacimiento de la mina La Victoria está en una zona de brecha hidrotermal (tipo epitermal) similar a una chimenea de forma elongada, generada en una zona de falla con el mismo rumbo de la estructura mineralizada principal, contiene fragmentos angulosos a sub-redondeados de granodiorita intensamente silicificada, sericitizada y cloritizada, monzonita, caliza, cuarzo y skarn.

Asociados con la brecha, se presentan cuerpos en forma de clavos, bolsadas o cuerpos irregulares frecuentemente vetiformes; el clavo principal tiene un largo de 190 m con rumbo de N 38° W con 80° NE, por ancho de 2 m, al inicio y al centro con 24 m de espesor, con altura de 100 m agostándose hasta casi estrangularse en las partes superior e inferior.

La mineralogía consiste de bornita y calcopirita argentífera, con algo de oro libre, enargita, galena, poca esfalerita, digenita, tetraedrita, covelita, magnetita y argentita. Los minerales de paragénesis secundaria por enriquecimiento supergénico son, carbonatos y sulfatos de plomo y zinc como la calcocita, malaquita, azurita y crisocola, con ganga abundante de calcita y óxidos de hierro, en los cuerpos con metasomatismo de contacto se presenta granate, wollastonita, cuarzo y ópalo común.

Se observa cavidades rellenas de cuarzo calcedónico con valores significativos de oro y plata, que también sustituye a los minerales de sulfuro (que indica un teloscopeo como un proceso posterior y de menor temperatura). Se aprecia silicificación local, la piritización y argilización son regionales, que probablemente denoten alteración potásica a profundidad, la que se aprecia en algunos núcleos de barrenación.

La mina presenta 4 niveles accesibles y un subnivel con un total de 1,245 m de desarrollo, de los cuales 40 m son del primer nivel, 195 del segundo, 440 m del tercero, 520 para el cuarto, también llamado San Rafael y 50 para un subnivel sin nombre. Todos los niveles cuentan con túneles y cruceros generalmente paralelos al clavo mineralizado y los cruceros son perpendiculares a él (Aguilar García, 1976) (**Figuras 26, 27, 28 y 29**).

Aguilar García (1976), colectó 891 muestras de interior mina y 89 de cabeza de los cruceros. Del análisis de este trabajo se desprenden las siguientes leyes y reservas (**Tabla 9**).

Nivel	Ag (g/t)	Au (ppb)	Pb %	Cu %	Reservas (Ton.)
1 clavo 1	318	1577	3.02	0.19	500
2 clavo 1	175	4090	1.20	0.50	8000
3 clavo 1	117	578	0.24	0.22	23315
3 desprendimiento	284	1259	6.60	0.35	23536
3 clavo 2	113	1540	2.24	1.12	5000
5 clavo 1	361	491	0.72	5.50	16310

Tabla 9.- Mina La Victoria.

Se calcularon reservas del orden de 463,334 ton en dos grupos; **positivas** con un total de 352,230 ton con leyes promedio de 5.1 g/t de Au, 171 g/t de Ag, 1.6% de Cu y 1.4% de Pb; **probables** con 111,104 ton, en los ramales al alto y bajo de la estructura La Victoria respectivamente, divididas en 49,734 ton con leyes promedio de 3.4 g/t de Au, 254 g/t de Ag, 1.9% de Cu y 3.0% de Pb y 61,370 ton con leyes promedio de 19.6 g/t de Au, 29 g/t de Ag, además existen más de 340,000 ton **posibles** (Pineda y Montesinos, 1980).

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

Actualmente la empresa Frisco considera recursos por 14 millones de toneladas, apoyados con los trabajos de barrenación realizados recientemente.

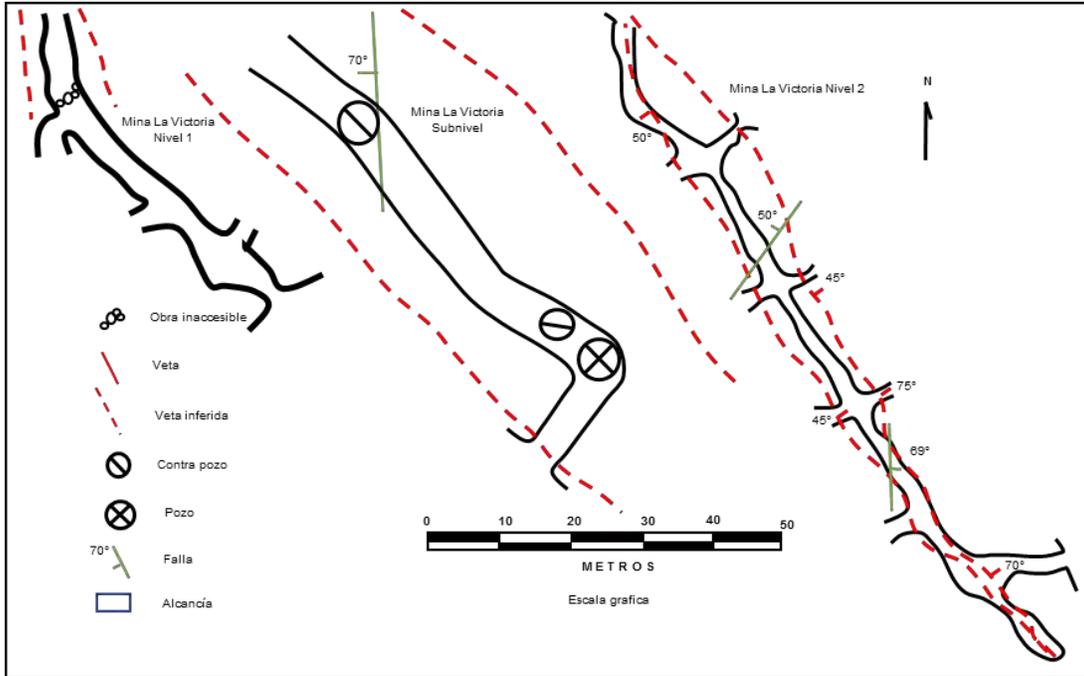


Figura 26.- Niveles 1, 2 y subnivel de la mina La Victoria (tomado de Aguilar, 1976).

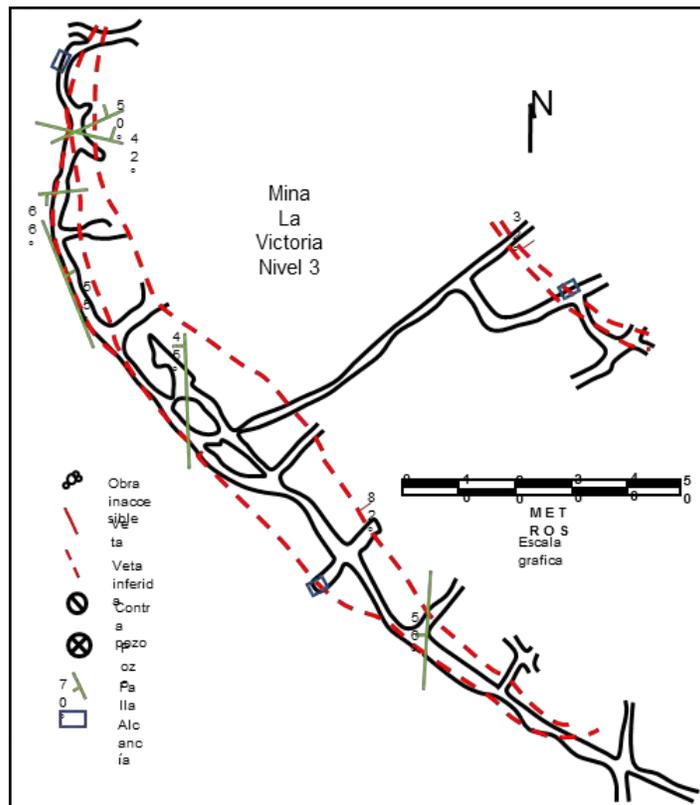


Figura 27.- Nivel 3 mina La Victoria (tomado de Aguilar, 1976).

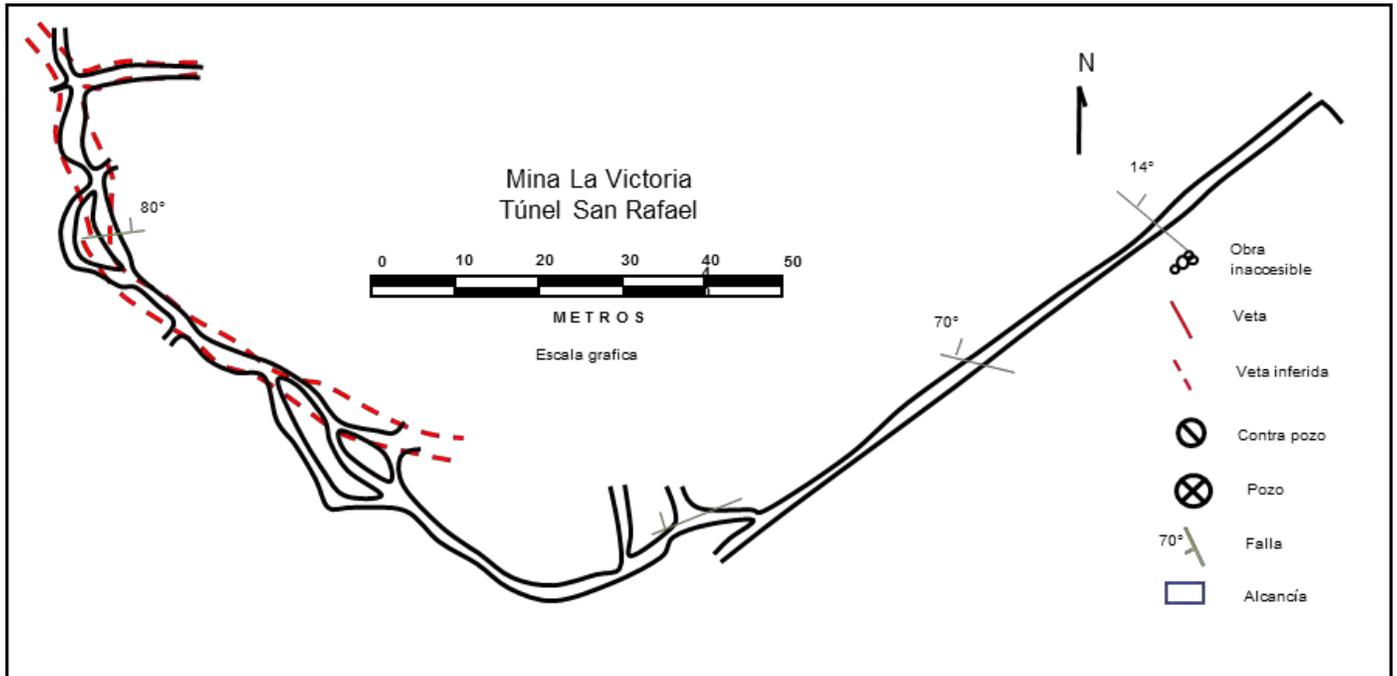


Figura 28.- Túnel San Rafael, mina La Victoria (tomado de Aguilar, 1976).

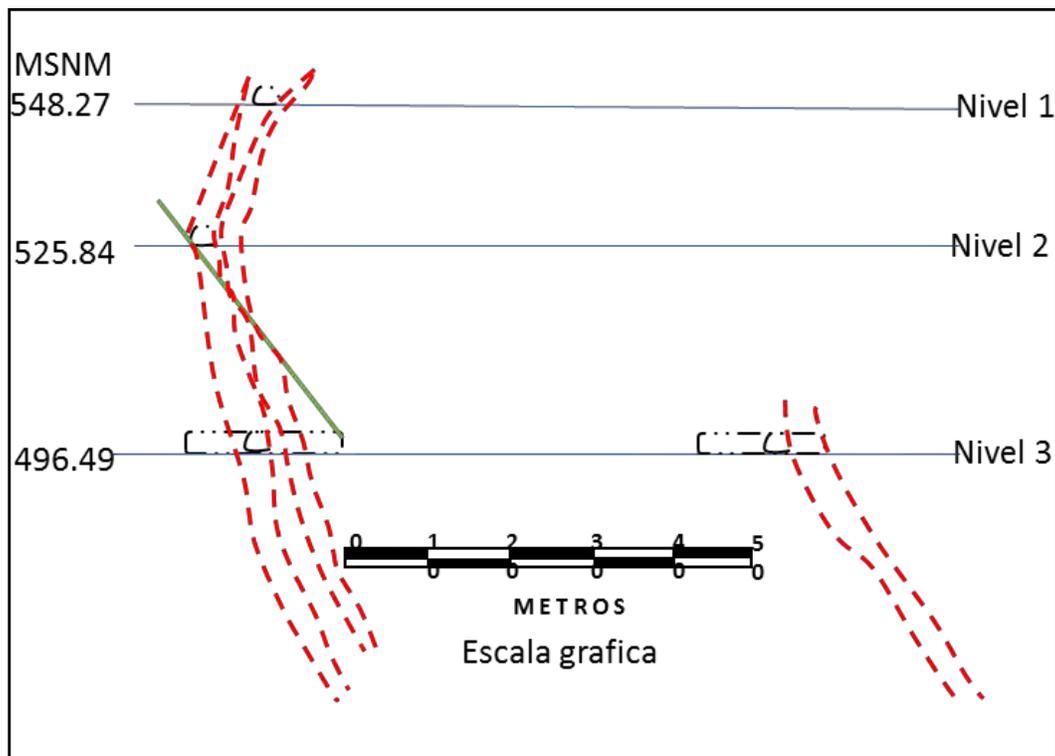


Figura 29.- Sección transversal, niveles y estructuras en mina La Victoria (tomado de Aguilar, 1976).

Prospecto San Sebastián. - Se ubica a 3.1 km, en línea recta al sur del pueblo Nuevo Lindavista, en las coordenadas UTM 15Q 491610N-1919869E.

Se sitúa en un área de alteración (silicificación) con una dimensión de 200 m de ancho por 500 m de largo aproximadamente, en caliza de la unidad (**Teo Lu-Ar**); esta caliza muestra mineralización en una superficie de forma irregular, de tipo epitermal, donde se observan

sulfuros (calcopirita y pirita) disseminados, además de escasos carbonatos de cobre (malaquita), y ganga de cuarzo, limonita, con vetillas de orden milimétrico (< 2 mm) rellenas de cuarzo y óxidos de Fe (limonita y hematita).

Se colectaron tres muestras 1 metro cuadrado cada una (**IX-013, IX-014 y IX-015**) para análisis químico por Au, Ag, Pb, Cu, y Zn (**Tabla 10**).

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	g/t	%	%
IX-013	0.007	<1.0		0.0064
IX-014	0.028	<1.0		0.0061
IX-015	0.009	4		0.0080

Tabla 10.- Resultados de laboratorio Prospecto San Sebastián.

Prospecto Siberia. - En el sitio con coordenadas UTM 15Q 498880N-1919766E, ubicada al norte del distrito minero de Santa Fe-La Victoria, en las inmediaciones del poblado Siberia.

Se observa abundante vetilleo de óxidos (hematita, limonita) con disseminación de pirita, asociado a fracturas de tipo *stockwork*, se considera de origen hidrotermal (de tipo epitermal).

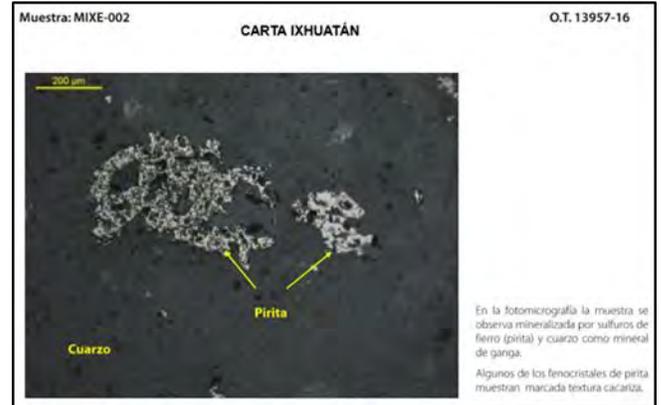
La roca encajonante es el cuerpo intrusivo, en este punto se tomó una muestra (**IX-017**) de 1 m² (de volumen) para su análisis (**Tabla 11**).

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	g/t	%	%
IX-017	0.011	<1.0		0.0057

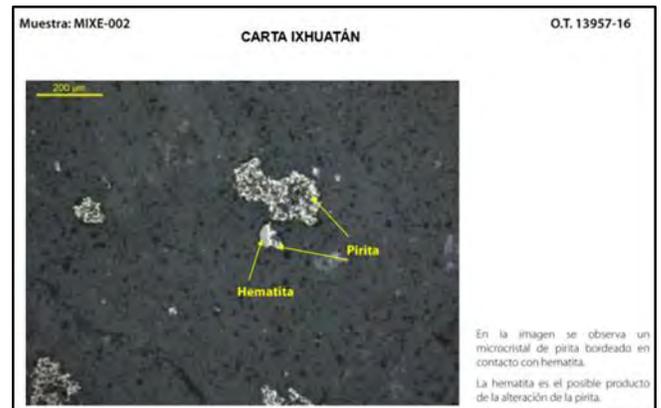
Tabla 11.- Resultados de laboratorio Prospecto Siberia.

Prospecto Monte Hareb. - En la población Monte Hareb, en las coordenadas UTM 15 Q 499277N-1917643E. Aflora un corte fresco del intrusivo en el que se colectó la muestra **IX-022** para estudio petrográfico, observándose epidota, lo que indica una alteración propilítica muy local, más ampliamente se tiene piritización y argilización.

En la muestra **IX-023**, megascópicamente se observa un vetilleo con sulfuros (pirita) y para identificar la presencia de algún otro sulfuro como la arsenopirita o calcopirita se realizó estudio minerográfico, determinando solo pirita, hematita y cuarzo (**Fotografías 48 y 49**).



Fotografía 48.- Muestra minerográfica No. IX-023, se observa cuarzo y pirita como ganga.



Fotografía 49.- Pirita bordeada por hematita como producto de su alteración. Muestra IX-023.

De esta localidad se cortaron dos muestras (**IX-020 y IX-021**) de 1 m² cada una, para análisis químico por 32 elementos más oro por copelación, los resultados obtenidos se muestran en la **tabla 12**.

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	g/t	%	%
IX-020	0.020	<1.0		0.00890
IX-021	0.021	3	0.00066	0.00592

Tabla 12.- Resultados de laboratorio prospecto Monte Hareb.

Muestras de orientación tomadas en el disseminado caracterizado por puntos y manchas de pirita y vetilleos no interconectados de tipo *stockwork*. Su origen se considera de tipo epitermal. La muestra IX-021 tiene un valor de 35 ppm As que se considera anómalo y tomado como indicador de posibles valores de Au.

Prospecto Monte Chico. - Se localiza al sureste del poblado de San Miguel hacia el poblado de El Naranjo, en los puntos de coordenadas UTM 15 Q 496223N-

1914643E, y UTM 15 Q 496786N-1914590E, en ambos puntos observa un intenso vetilleo de óxidos (hematita y limonita) en *stockwork*, con diseminación de pirita, la alteración principal observada es piritización, se encuentra hospedado en el cuerpo intrusivo, el yacimiento es de tipo epitermal.

En el punto con coordenadas (UTM 15 Q 496223N-1914643E) se tomó una muestra (**IX038**) de esquirlas de 1 m² para su análisis químico, separadas de éstas, a 565 m se colectaron las muestras **IX039** y **IX040** ubicadas en las coordenadas (UTM 15 Q 496786N-1914590E), ambas son del afloramiento que presenta las siguientes características: cuerpo intrusivo granítico intensamente intemperizado, argilizado y oxidado, los resultados obtenidos se muestran en la **tabla 13**.

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	ppm	%	%
IX-038	0.013	<1.0		0.01033
IX-039	0.009	<1.0		0.01411
IX-040	0.011	<1.0		0.05837

Tabla 13.- Resultados de laboratorio del prospecto Monte Chico.

IV.1.6.- Zona Mineralizada Ixhuatán.

Esta zona mineralizada se encuentra al sur de los denuncios del distrito de Santa Fe, el ambiente geológico es muy similar, al tener la presencia de rocas clásticas (Teo Lu-Ar), calcáreas (Teo Cz-Ar) del Cenozoico, cubiertas por derrames de composición andesítica de la unidad Tpl BvA-A y por granodiorita-diorita (Tmpl Gd-D).

El área en cuestión ha sido objeto de diversos estudios y como antecedentes se puede mencionar lo siguiente: En la región de Chiapas donde se ubica la zona mineralizada de Ixhuatán y el distrito minero de Santa Fe, es una región de complejos ígneos, que ha sido afectada por grandes fallas de transcurrancia, con el desarrollado de zonas extensionales, transtensionales y compresionales que junto con el plegamiento y fallamiento de las rocas sedimentarias está asociado con la zona de mega cizalla sinistral conocida como Polochic-Motagua, que se prolonga hacia el norte de Chiapas en donde es llamada sistema Tecpatán-Ocosingo.

El complejo ígneo de Ixhuatán se localiza en una zona de intercepción de grandes fallas transcurrentes y normales que pueden haber producido zonas de debilidad donde se intrusieron los diferentes

complejos ígneos tanto plutónicos como volcánicos y subvolcánicos, aprovechando a su vez la permeabilidad secundaria desarrollada por el fallamiento y fracturamiento para el desarrollo de la mineralización.

La exploración de esta zona inicia con un reconocimiento del horizonte B de suelos y barrenación realizados por la empresa GOLD CORP (Miranda Gasca *et al.*, 2010) apoyado por muestreo de sedimentos de arroyo colectados a cada 400 m, lo que indicó valores altos utilizando un umbral de anomalía de 5 a 10 ppb de oro, las muestras se analizaron tanto por el método BLEG (Soluble en lixiviación extraíble como por la solución de cianuro) como también por el método ICP (para metales de cobre y de patrón, como As, Sb, Ag, entre otros) (Seccombe y Giroux, 2011).

Estos trabajos se complementaron con cartografía geológica a semidetalle y rejillas detalladas de geoquímica de suelo que culminaron localizando una fuerte correlación entre Au-Cu-Mo y varias anomalías de Cu, Mo y principalmente de Au, estas últimas son grandes (desde la zona central a la de San Isidro, a una distancia de 2 kilómetros) considerándose a partir de 100 ppb Au. La cartografía geológica, y las anomalías definieron tres áreas mineralizadas llamadas: San Isidro, Cerro La Mina y El Campamento en unidades intrusivas poco profundas, es decir, pórfidos enterrados y muy alterados como las rocas del distrito minero de Santa Fe (Seccombe y Giroux, 2011).

La empresa GANGOLD en 2008 realizó un levantamiento aeromagnético que consistió en cerca de 2,000 líneas N-S de 1 km de longitud, separadas 200 m, cubriendo aproximadamente 215 km², para cubrir las zonas geoquímicamente anómalas, así como los depósitos contiguos de Santa Fe.

La interpretación reveló una gran anomalía magnética positiva cortada por una serie de estructuras que se extienden desde el distrito minero hasta la zona mineralizada de Ixhuatán (**Figura 30**).

Esto apoyó a que CANGOLD perforara 89,000 metros en 342 barrenos cubriendo 4,176 Has., para revelar depósitos de alta ley de Au y Ag, en la zona aquí referida como zona mineralizada Ixhuatán (Seccombe y Giroux, 2011).

Por otra parte, CANGOLD llevó a cabo ocho líneas de geofísica de polarización inducida (IP), con cuatro líneas norte-sur sobre la anomalía de San Isidro y cuatro líneas, orientadas este-oeste sobre la anomalía Central, utilizando la matriz polo-dipolo con separaciones de electrodos de 25 y 50 m y cubriendo 11 kilómetros lineales. Las secciones transversales de inversión

muestran anomalías de gran capacidad de carga que llegan a 40 milisegundos que se extienden a través de varias líneas, aunque algunas de las anomalías muestran cambios en los valores de resistividad. Las anomalías son típicas de las respuestas de minerales de sulfuro (pirita, marcasita, calcopirita y galena). Las líneas sobre la Anomalía Central muestran varias zonas importantes que se hacen más amplias y fuertes en la línea 5 N en la parte norte. La zona se alinea bien con la anomalía geoquímica del Au del suelo, convirtiéndola en un buen objetivo de perforación. Las líneas en San

Isidro muestran anomalías que continúan de línea a línea, y aunque no coinciden con la anomalía del suelo, si justifican su comprobación a través de la perforación.

La **figura 30** muestra la interpretación geofísica inicial de CANGOLD (Seccombe y Giroux, 2011).

La mineralización se presenta de la siguiente manera: el Au se presenta en forma nativa y en electrum, así como una asociación Au-Ag-Fe-S.

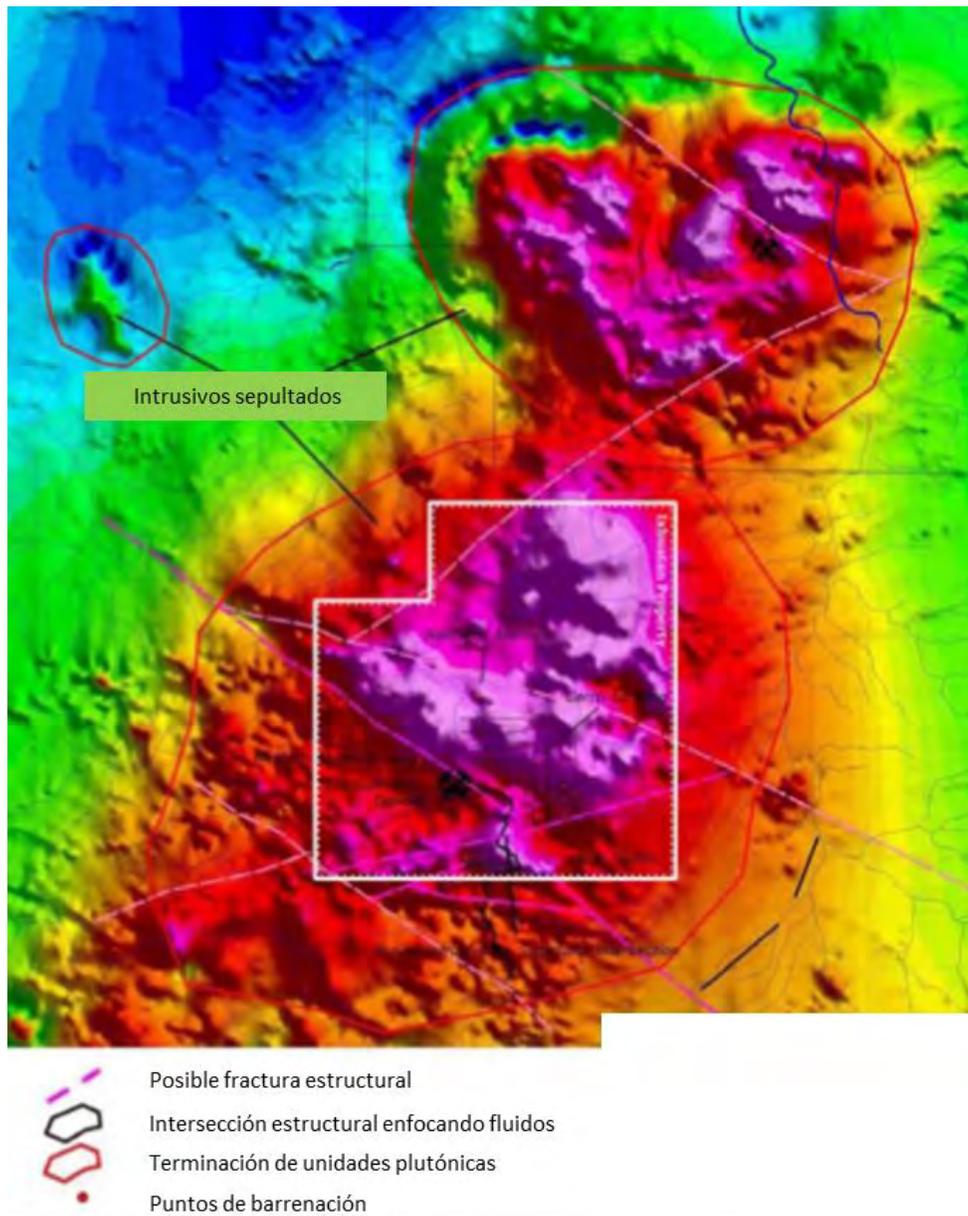


Figura 30.- Magnetometría aérea, tomado de Linear Gold Corporation, 2003, en Miranda Gasca et al., 2010.

Por otra parte, el elemento Ag, se encuentra en fases de teluro, identificadas como cervelleita, benleonardita, así como los sulfuros argentita, tennantita, enargita y polibasita. Los minerales de Ag y Au, están acompañados de pirita, calcopirita, esfalerita, galena (que son los principales sulfuros metálicos básicos) (Clark 2005 en Seccombe y Giroux, 2011).

Aunque las vetillas de calcita son el huésped principal del mineral, el Au nativo ocurre en la pared rocosa alterada donde está asociado con la pirita, calcopirita, esfalerita y marcasita. Al igual que en el distrito de Santa Fe, en la zona mineralizada de Ixhuatán la pirita es la fase mineral de sulfuro dominante tanto en *stockwork*, cuerpos de reemplazamiento y diseminaciones rocosas.

La pirita total oscila entre 0.10 y 20% con un contenido muy superior al de los otros minerales. Su importancia no solo radica en su abundancia sino como se mencionó anteriormente, a que a su estructura se encuentra asociada buena parte de la mineralización económica.

La pirita también contiene esporádicamente Te y trazas de As, Sb, Pb, Se, Cu, Zn, Bi. La esfalerita, la calcopirita y la galena generalmente se presentan como diseminaciones escasas, pero generalmente asociadas con la pirita en los vetilleos, donde se intercalan con carbonato y adularia en una paragénesis (Clark, 2005, en Seccombe y Giroux, 2011).

La zona mineralizada de Ixhuatán incluye las áreas de alteración San José al norte y Cerro la Mina al sur. En esta última se incluyen las áreas de alteración El Campamento y San Isidro.

En la porción más septentrional de esta zona mineralizada, se tiene el área de alteración Liquidámbar, la cual colinda con la carta Tecpatán, no se pudo tomar ninguna muestra por problemas sociales entre ejidos, pero la cartografía y lo observado en las inmediaciones del poblado del mismo nombre, sugieren que tiene potencial para la localización del mismo trend mineralizado, ya que se observa el cuerpo intrusivo con alteración por piritización (pirita diseminada).

IV.1.6.1.- Área de alteración San José (piri-argi).

El área de alteración San José, incluye los prospectos de San José Valtierra, San José Paraíso y El Aguacate, las que se presentan como *stockworks* y veta-falla desarrolladas en intrusivo granodiorítico-diorfítico, principalmente observándose piritización y argilización (**Figura 31**).

Prospecto San José Valtierra. -En las inmediaciones del poblado de San José Valtierra se encuentran varios afloramientos con desarrollo de vetillas de hematita-limonita con pirita diseminada de tipo *stockwork*, de origen epitermal (**Fotografía 50**).



Fotografía 50.- Vetillas en *stockwork* de hematita y limonita con pirita diseminada, alojadas en intrusivo.

Se colectó la muestra IX-025 de 1 m² en las coordenadas UTM 15 Q 492668N-1911904E, otra muestra (IX-026) también en 1 m², se tomó en las coordenadas UTM 15 Q 492752N-1911401E, separada de la anterior 500 m y con un desnivel de 50 m, los valores obtenidos se muestran en la **tabla 14**.

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	ppm	%	%
IX-025	0.009	<1.0	0.0111	0.0134
IX-026	0.011	<1.0		0.0039

Tabla 14.- Resultados de laboratorio del prospecto San José Valtierra.

Las alteraciones apreciables son piritización y argilización, la primera en vetilleo, generalmente oxidado y la segunda en la roca encajonante.

Prospecto San José Paraíso. - En las inmediaciones de la población de El Cacaté hacia San José Salvatierra, se aprecia un frecuente desarrollo de *stockwork*; es decir abundantes vetillas de hematita-limonita con pirita diseminada en el intrusivo del Mioceno-Plioceno, el origen del vetilleo se asocia procesos de origen hidrotermal.

Se colectaron dos muestras (IX-027, IX-028) en el punto UTM 15 Q 494331N-1911957E y otra muestra (IX-030) a 500 m al oriente (UTM 15 Q 494874N-1911875E),

muestras de 1 m² cada una, los resultados obtenidos se muestran en la **tabla 15 (Fotografía 51)**.



Fotografía 51.- Muestreo de 1 m² en vetillo de stockwork dentro del intrusivo.

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	ppm	%	%
IX-027	0.011	<1.0	0.00162	0.00751
IX-028	0.016	<1.0	0.00782	0.00729
IX-030	0.016	<1.0	0.05569	0.00866

Tabla 15.- Resultados de laboratorio, prospecto San José Paraíso.

Los valores de As tienen un rango de 31.20 a 49 ppm, los cuales se consideran anómalos y a este elemento se le considera trazador de Au.

En el punto UTM 15 Q 493450N-1912150E, a 500 m al sureste del poblado de San José Paraíso, se ubica una la plantilla de uno de los barrenos exploratorios realizados por la empresa *Gold Corp* para el proyecto Ixhuatán (**Fotografía 52**).

También se tomó la muestra **IX-029** para difracción de Rx, tomada de la zona argilizada, se reporta ortoclasa en más del 25%, albita y moscovita entre 10 y 25% respectivamente, asociación mineral que confirma las alteraciones potásicas, además de caolinita, cuarzo, goethita y hematita menor al 10% confirmando la alteración argílica, que es la que más ampliamente se observa.



Fotografía 52.- Plantilla de barrenación exploratoria en el intrusivo.

Prospecto El Aguacate.- Se localiza en el camino entre el Aguacate y Cacaté, en el punto UTM 15 Q 495222N-1911843E, se observa crestón silicificado en forma de veta, con 4 m de ancho por aproximadamente 16 m de largo y desnivel de 4 metros, con una orientación de N 65° W con 80° al NE con estrías en un respaldo intermedio que presentan un pitch de 30° NW, denotando que se aloja en una brecha falla de tipo sinistral con componente normal, encajonada en el intrusivo como endoskarn (**Fotografía 53**).



Fotografía 53.- Detalle del crestón silicificado con evidencia de fallamiento.

Para el skarn identificado su paragénesis mineral se compone de cuarzo, granate, wollastonita, calcita, piritita y calcopiritita. Se observa silicificación muy local, aquí se tomó la muestra **IX-034** para estudio petrográfico, confirma lo observado, ya que reporta un skarn de granate-calcita-wollastonita.

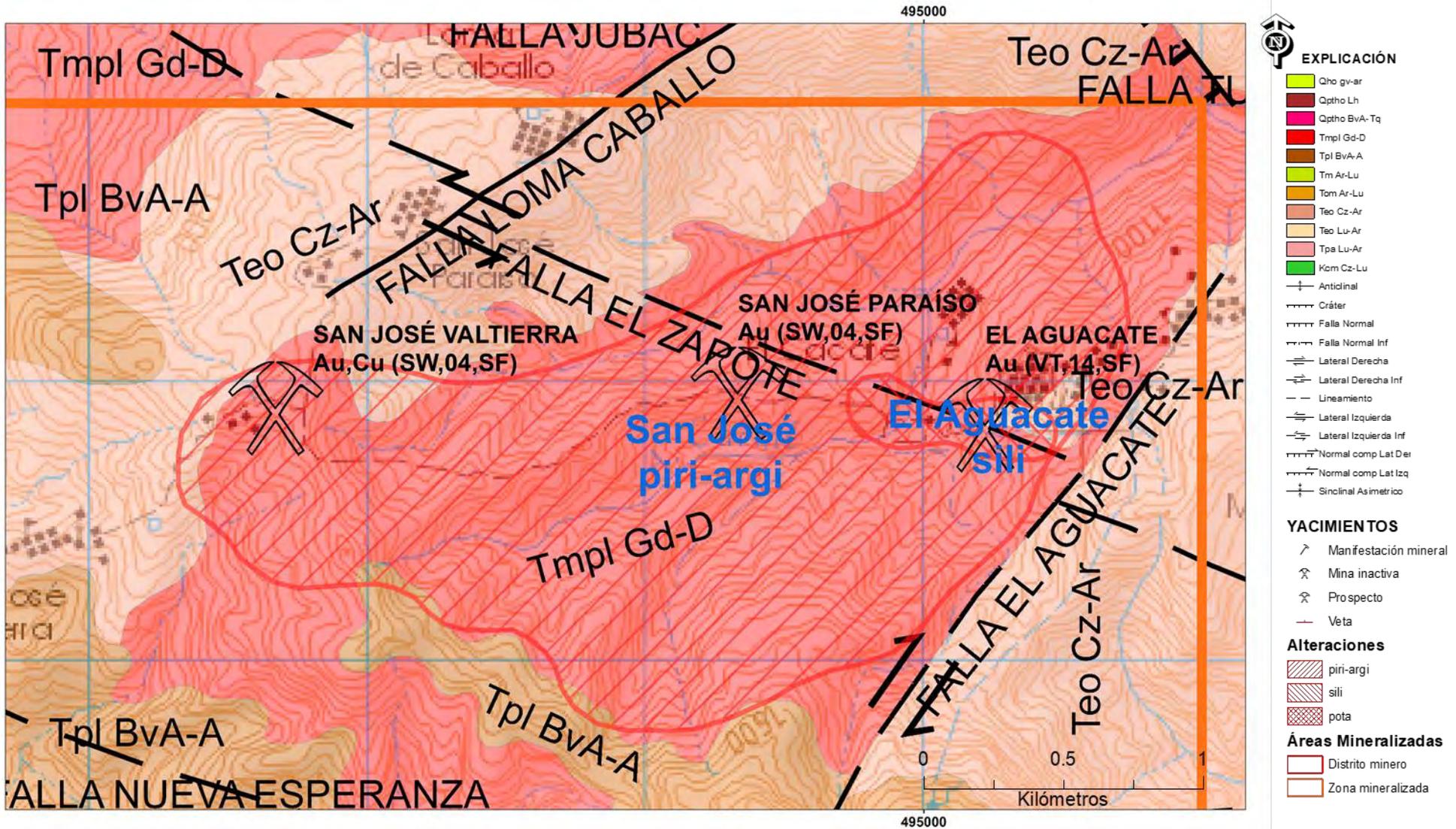
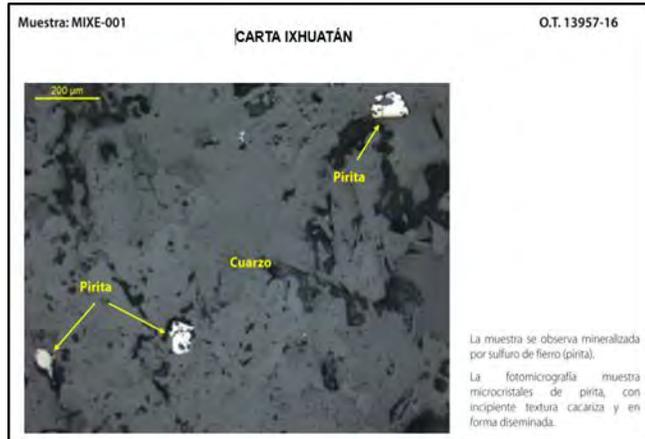


Figura 31.- Área de alteración San José.

Se colectó también la muestra **IX-035** para estudio minerográfico, donde se observa pirita principalmente, en microcristales anhedrales-subhedrales y algunos con textura cacariza, además cuarzo (**Fotografía 54**).



Fotografía 54.- Muestra IX-035, se observa microcristales de pirita en forma diseminada.

Por último, se cortaron las muestras de canal del alto hacia el bajo de **IX-031** (1.00 m), **IX-032** (1.50 m) y **IX-033** (1.50 m) para análisis químico por 32 elementos, los resultados más significativos se muestran en la **tabla 16**.

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	ppm	%	%
IX-031	0.010	<1.0	0.0033	0.0067
IX-032	0.008	<1.0		0.0050
IX-033	0.009	<1.0		0.0049

Tabla 16.- Resultados de laboratorio, prospecto El Aguacate.

La muestra IX-031 presenta un valor de As de 13.60 ppm, el cual es anómalo de acuerdo con su valor promedio de abundancia en la corteza terrestre que se estima en 1.8 ppm (Levinson, 1980), además es trazador de Au.

IV.1.6.2.- Área de alteración Cerro La Mina (piri-argi).

El área de alteración de Cerro la Mina cubre una superficie aproximada de 6.26 km² con profundidad calculada a partir de barrenos de 500 m (**Figura 32**). Dentro de esta área de alteración con trabajos de campo y de barrenación se han delimitado otras áreas de alteración, las cuales son El Campamento y San Isidro.

En esta área la alteración argílica está determinada por cuarzo de grano fino y sericita o pirofilita, además de rutilo en gránulos pequeños. Esta alteración argílica se sobreimprime sobre parte de la alteración potásica confirmando el telescopio junto con la evidencia de una paragénesis de alteración retrógrada de clorita que se sobrescribe con la alteración potásica de biotita.

Los sulfuros presentan proporciones variables de pirita diseminada, calcopirita, molibdenita, menor arsenopirita y poca bornita. En estudios minerográficos se aprecia que la calcopirita, la bornita y ocasionalmente la enargita fueron parcialmente reemplazadas en parte por covelita, digenita e idaíta, lo que indica nuevamente un telescopio por un sistema de mayor sulfuración.

Por su parte la alteración potásica está representada por la paragénesis feldespató potásico-cuarzo-biotita-moscovita-apatito titanita; en esta parte es donde los valores son más altos en metales preciosos (Seccombe y Giroux, 2011). La alteración propilítica débil o argílica intermedia (alunita-cuarzo-illita-esmectita ± dickita-pirofilita) se observa entre la población Laguna Chica y Cerro La Mina.

En el área de alteración Cerro la Mina, la alunita se presenta como gruesos cristales (hasta 0.5 mm) aislados y agrupados entremezclados con cuarzo y arcillas, ya sea como vesículas o pequeñas geodas; considerando las relaciones texturales, la alunita parece ser de origen hipogénico y probablemente indique una alteración argílica avanzada generada a partir de volátiles magmáticos (SO₂, HCl, HF), en la parte más profunda del pórfido. También es común el reemplazo casi total del feldespató ígneo euhédrico. Las zonas ricas en alunita coexisten con illita-esmectita, dickita y pirofilita (Harris en Seccombe y Giroux, 2011).

Un estudio de alteración mineral (utilizando espectroscopia de reflectancia específicamente dirigida a minerales arcillosos) en el área de alteración Cerro la Mina (Jansen, 2007, en Seccombe y Giroux, 2011) indica un paquete de alteración de alta sulfuración superpuesto a un conjunto potásico de alteración de estilo pórfido.

El sistema de alta sulfuración, o *lithocap*, tiene aproximadamente 500-600 metros de espesor y comprende una caolinita inferior gruesa y una alteración sericítica superior. La mineralización más fuerte de oro se aloja dentro de una pequeña parte de la alteración argílica avanzada que ocurre dentro de la alteración sericita sub-horizontal. También hay valores altos de Au, aunque esporádicos, en la alteración de caolinita más baja y se interpretan controlados estructuralmente.

En el área de alteración Cerro La Mina se presenta un extenso *lithocap* con valores normales de >0.100 g/t de Au, algunos barrenos han interceptado 493 m con 0.50 leyes de g/t Au y 0.3% Cu (Seccombe y Giroux, 2011).

Prospecto Cerro La Mina. - En el punto UTM 15 Q 494074N-1908706E se colectó la muestra de 1 m² **IX-046** para análisis de esquirlas de afloramiento del intrusivo de composición granodiorítica, en donde se observan varias familias de vetilleos con óxidos (hematita-limonita) que se cortan entre si desarrollando un *stockwork*, también se tiene pirita diseminada (**Fotografía 55**), se consideran características de un proceso epitermal.



Fotografía 55.- Intrusivo con vetillas con diferentes echados (*stockwork*).

En otro punto UTM 15 Q 494613N-1909027E al noreste del punto anterior, separado por 627 m, se colectó la muestra **IX-047** para análisis de esquirlas, también de 1 m², donde se observa claramente vetilleo con óxidos de Fe y Mn (hematita, limonita y pirolusita) y pirita diseminada, la roca encajonante es granodiorita. (**Fotografía 56**).

En este punto se encuentra brocal de un barreno realizado por CANGOLD (**Fotografía 57**).

Los resultados de la análisis químico cuantitativo de las muestras colectadas se presentan en la **tabla 17**.

El valor de As, elemento trazador de Au, varía de 37 a 69.30 ppm, valor que se considera anómalo, de acuerdo con su valor promedio de abundancia en la corteza terrestre que se estima en 1.8 ppm (Levinson, 1980).

Elemento	Au	Pb	Cu	Zn
unidades	g/t	%	%	%
IX-047	0.009	0.0058	0.0065	0.0012
IX-046	0.090	0.0168	0.0143	0.0133

Tabla 17.- Resultados de laboratorio, Prospecto Cerro La Mina.



Fotografía 56.- Sistemas de vetilleo en intrusivo.



Fotografía 57.- Brocal de barreno de la plantilla de barrenación programada por CANGOLD.

IV.1.6.3.- Área de alteración El Campamento (potargi).

Esta área de alteración tiene una forma de embudo en sección vertical y es de forma elipsoidal en planta y cubre un área aproximada de 0.49 km² (**Figura 32**), con profundidad calculada a partir de barrenos de 350 m.

De acuerdo a estudios previos se ha determinado que el núcleo con forma de embudo, está marcado por una

alteración argilización, indicando una posible zona de alimentación de soluciones hidrotermales con leyes de más de 5 g/t de Au (Seccombe y Giroux, 2011).

Este núcleo, está rodeado por una amplia zona de alteración piritización-argílica menos avanzada, con leyes de 1 g/t de Au. También se menciona una estrecha relación entre el contenido de carbonatos, arcilla, feldespato potásico y cuarzo en los vetillosos y un control de presión temperatura dentro del sistema hidrotermal marcando un área más restringida de alteración de silicificación y potásica (Seccombe y Giroux, 2011).

Por último, han definido una zona horizontal en la parte superior del embudo que propició la precipitación de mayor abundancia de Au, Ag, como zona de enriquecimiento que presenta los valores anómalos de Au > 0.30 g/t en suelos. Cabe hacer mención que los valores de 0.30 g/t de Au coinciden con una zona cartografiada de fracturamiento intenso. Superficialmente se han detectado valores de hasta 1.485 g/t de Au en muestras de suelo (Seccombe y Giroux, 2011).

Los principales minerales identificados son piritita, esfalerita, tetraedrita, carbonatos de tierras raras, ilmenita-leucogeno y en menor proporción calcopirita y galena (Miranda Gasca *et al.*, 2010).

Varios barrenos han interceptado intervalos mineralizados de hasta 365 m con valores promedio de 1.30 g/t de Au e incluyen algunos intervalos aislados de 48 g/t de Au, y 91.5 g/t de Ag. El potencial continúa abierto hacia el NE y SW (Miranda Gasca *et al.*, 2010).

Esta área de alteración contiene una estimación de recursos en las categorías medida e indicada de 1.041 Moz de Au y 4.4 Moz de Ag, a partir de una estimación de 17.6 Mt con ley promedio de Au de 1.84 g/t y de Ag de 7.79 g/t.

Además, hay recursos inferidos de 0.703 Moz de Au y 2.26 Moz de Ag dentro de 21.8 Mt con ley promedio de 1.01 g/t de Au y 3.23 g/t de Ag, todos usando una ley de recorte de 0.50 g/t de Au (Seccombe y Giroux, 2011).

IV.1.6.4.- Área de alteración San Isidro (sili).

Esta área se localiza dentro derrames de composición andesítica con abundante diseminación de piritita. El contenido de piritita es de hasta 5%. La alteración es una acumulación piritica con argilización, sericita-caolín, silicificación y propilitización (**Figura 32**).

Reportes preliminares indican que se tienen valores anómalos de Au, Ag y Mo en muestras de suelo de hasta 0.975 g/t de Au, 31 g/t de Ag y 75 ppm Mo. El muestreo de esquirlas dio valores de 1.67 g/t Au, 0.69 % Cu (Seccombe y Giroux, 2011).

Prospecto San Isidro, localizado en las coordenadas UTM 15 Q 493786N-1908428E dentro de la alteración antes mencionada. En el que se presentan estructuras vetiformes con rumbo N 20° W y echado 87° NE, más formales y robustas, una primera estructura presenta un espesor de 2.10 m, con piritización, oxidación y en los respaldos argilización, también presenta silicificación en toda la estructura, se colectaron las muestras de canal, **IX-043** y **IX-044** con 1 y 1.10 de espesor respectivamente. Una segunda estructura a un par de metros al SW, se midió con 1.80 m de espesor y presenta piritización, oxidación, silicificación y cloritización, en ella se cortaron las muestras de canal **IX-041** y **IX-042** (m) con 1.0 y 0.80 m de espesor (**Fotografía 58**). Los valores obtenidos del muestreo se indican en la **tabla 18**.

Elemento	Au	Ag	Cu	Zn
unidades	g/t	g/t	%	%
IX-041	0.010	<1.0	0.0014	0.0051
IX-042	0.028	<1.0	0.0021	0.0046
IX-043	0.159	<1.0	0.0018	0.0015
IX-044	0.011	<1.0	0.0022	0.0069

Tabla 18.- Resultados de laboratorio, prospecto San Isidro.

Estas muestras tienen valores de As, de 25.60 hasta 292.90 ppm, que se consideran anómalos en este elemento que se considera trazador de Au, dadas las características se considera asociado a un proceso hidrotermal de tipo epitermal.

Se tomó la muestra **IX-045** para difracción de Rx, en un ramaleo de cuarzo de la estructura vetiforme, se reportan los siguientes minerales: cuarzo en más del 25% y hematita en menos del 1% denotando una fuerte lixiviación en los ramaleos mineralizados y stockwork, indicando una alteración principal de silicificación y débilmente oxidación.

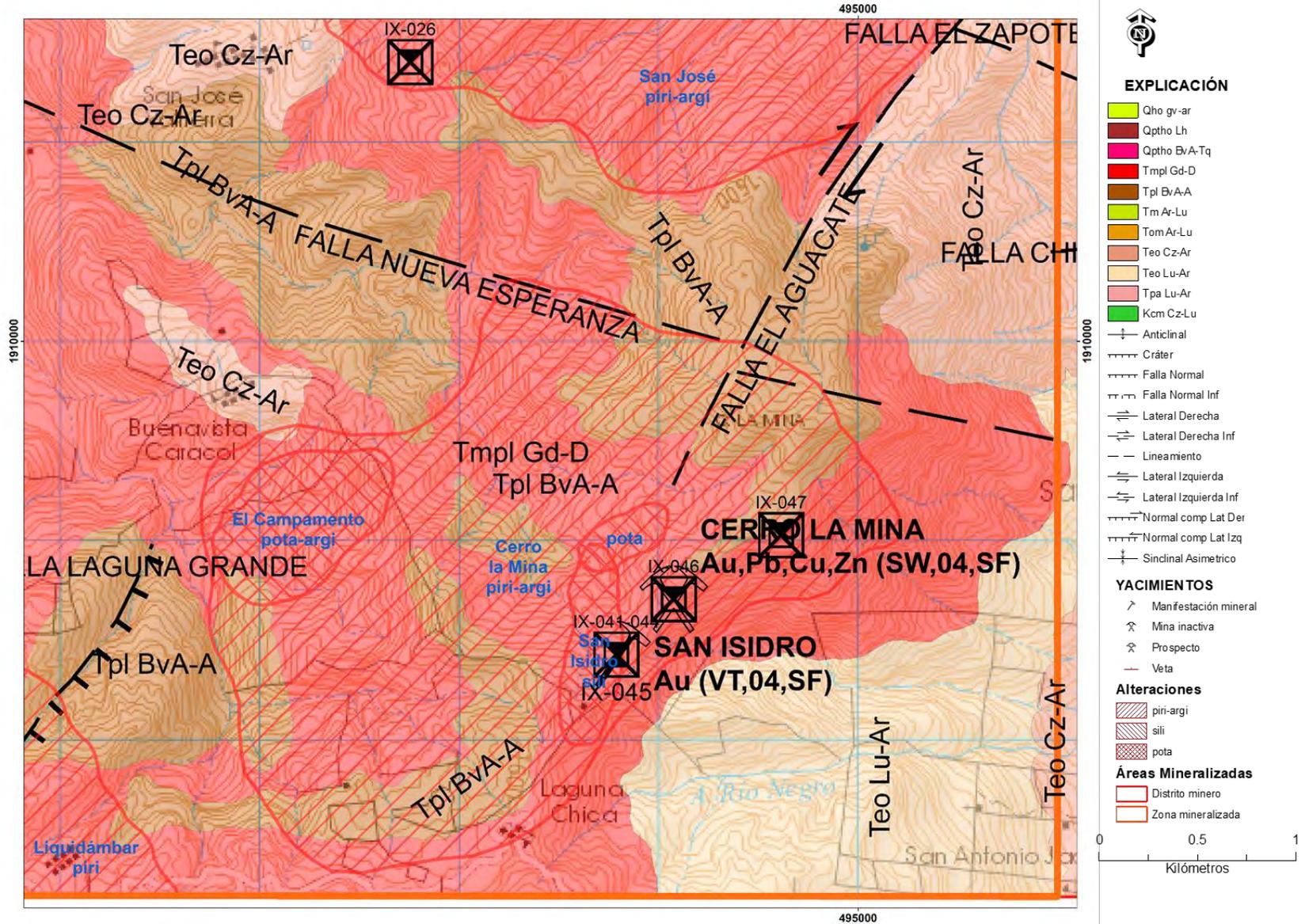


Figura 32.- Área de alteración Cerro la Mina; se incluyen las alteraciones El Campamento y San Isidro.



Fotografía 58.- Estructura vetiforme muestreada en intrusivo.

IV.1.7.- Zona Mineralizada de Ostuacán.

La zona mineralizada de Ostuacán delimitada por la presencia de lateritas, se localiza en la parte norte del estado de Chiapas, a 80 km en línea recta al noroeste de la capital del estado, Tuxtla Gutiérrez y a 24 km también en línea recta al suroeste de la ciudad de Pichucalco, Chiapas.

Se localiza en el vértice noroccidental de la carta Ixhuatán, sobre un flujo volcánico bien delimitado de cerca de 13,000 has, cuyo centro de efusión es un cono volcánico erosionado aun claramente perceptible desde imagen de satélite, ubicado a kilómetro y medio del cerro El Cucayo, donde es apreciable medio cono y el domo en su parte central. El potente derrame ha desarrollado lomeríos peniplanos ligeramente ondulados, cubriendo parte de los municipios de Pichucalco y Ostuacán.

El acceso se realiza por carretera pavimentada partiendo de la Cd. de Pichucalco a Ostuacán, con un recorrido de 80 km pasando por las poblaciones Estación Juárez e Ignacio Zaragoza y que llega por fuera del límite occidental de la carta de Ixhuatán al extremo occidental de la zona mineralizada. Para acceder a la zona mineralizada se cuenta con brechas y caminos de herradura que, junto a lo muy escaso de

los afloramientos en toda la región, hace más difícil su reconocimiento.

La zona mineralizada, está situada geográficamente en una zona favorable, en cuanto a infraestructura se refiere, se encuentra cercana a ciudades importantes del estado de Tabasco como H. Cárdenas y Villahermosa, a no más de 75 km en línea recta y que se comunican por medio de las carreteras pavimentadas No 187 y 196.

A 20 km de la zona mineralizada se encuentra una estación del ferrocarril (Crimea) que comunica con Coatzacoalcos y Mérida. Considerando el uso de energía eléctrica en el proceso de beneficio Bayer, la zona también cuenta con obras de gran importancia como es la presa hidroeléctrica de Peñitas de la Comisión Federal de Electricidad, que se encuentra en operación y se localiza a escasos 10 km del área, con una capacidad de generación de 1,475 millones de KW anuales.

El cuerpo volcánico con laterización bauxítica (desequilibrio químico de los constituyentes de la roca por intemperismo, en el que se retienen hidróxidos de aluminio y se lixivian los demás elementos), se generó a partir de la unidad de rocas volcánicas pliocénicas conformadas por brechas, depósitos de caída, flujos piroclásticos y escoria volcánica de composición andesítica y traquiandesítica cartografiadas en esta carta como Tpl BvA-A y en la que se agrupan varios cuerpos y complejos volcánicos generalmente calcoalcalinos asociados a la parte basal del arco volcánico Chiapaneco (Mora *et al.*, 2007).

Estructuralmente la zona mineralizada, se aprecia poco afectada por fracturamiento, es más común el diaclasamiento de las rocas volcánicas, sin embargo, a nivel regional si se aprecian fallas que controlaron el emplazamiento del edificio volcánico del Cerro del Cucayo y un domo muy claro localizado al norte de este nombrado como Cerro Catedral, en donde es posible apreciar parte del cono bordeando el domo (**Figura 33**) y que fue el punto de efusión del derrame laterizado.

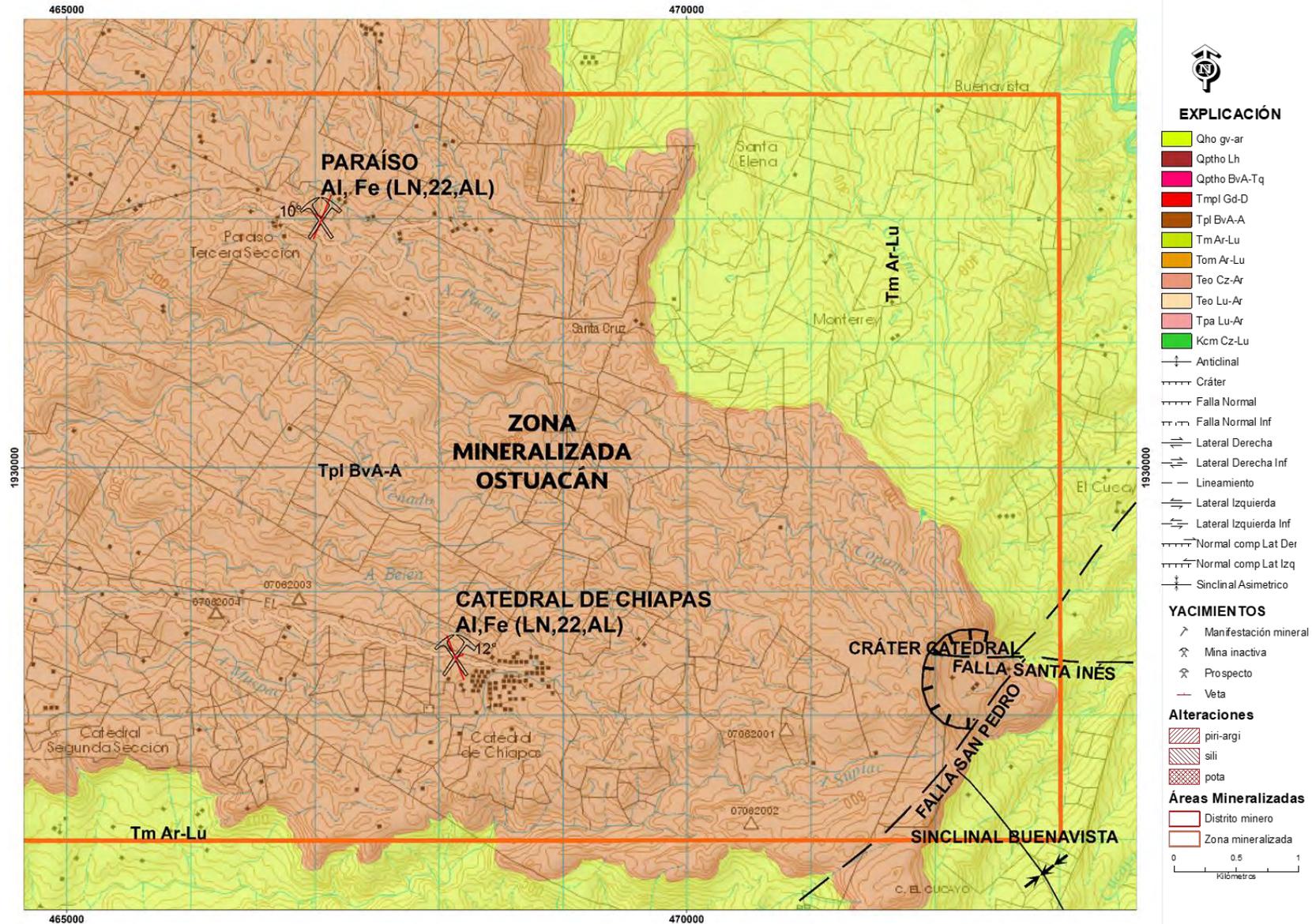


Figura 33.- Zona mineralizada Ostuacán.

Estas estructuras con orientación NW-SE, se determinaron por medio de imágenes epipolares y evidencian, al igual que en el resto de los depósitos volcánicos en el resto de la carta, un fuerte control estructural para su emplazamiento y distribución.

Prospecto Paraíso. - Se localiza en la porción noroccidental, a 0.34 km al oriente de la ranchería Paraíso Tercera Sección, en la estación con coordenadas UTM 15Q 467050N-1932009E, no existen obras mineras.

La mineralización, está hospedada en la unidad andesítica (Tpl BvA-A), la cual tiene una pseudoestratificación de rumbo N 22° E y echado de 10° al NW, el afloramiento presenta dimensión de 50 m de longitud, 2 m de ancho y 2 m de altura y es de forma lenticular.

La concentración de bauxitas (lateritas) se formó por desequilibrio químico de los constituyentes de la roca por intemperismo, en el que se retienen hidroxilos de aluminio y se lixivian los demás elementos.

Se colectó una muestra de esquirla para su análisis químico 32 elementos, con un espesor de 2 m. Los resultados se observan en la **tabla 19**, donde se tiene valores de interés de Al y Fe:

Elemento	Al	Fe
unidades	%	%
IX-002	23.88	12.49

Tabla 19.- Resultados de laboratorio, prospecto El Paraíso.

Prospecto Catedral de Chiapas. - Se localiza en la porción noroccidental, a 0.32 km al noroccidente de la ranchería Catedral de Chiapas, en la estación con coordenadas UTM 15Q 468135N-1928488E, no existen obras mineras.

Este prospecto también está relacionado a la unidad andesítica (Tpl BvA-A), la cual en este sitio presenta una pseudoestratificación de rumbo N 21° W y echado de 12° NE, el afloramiento presenta una dimensión de 30 m de longitud, 2.5 m de ancho y 2 m de altura, se observa el cuerpo de forma lenticular.

La concentración de bauxitas (lateritas), se formó por desequilibrio químico de los constituyentes de la roca por intemperismo, en el que se retienen hidroxilos de aluminio y se lixivian los demás elementos.

Se colectó una muestra de esquirla para su análisis químico 32 elementos, con un espesor de 2.5 m. Los resultados se observan en la **tabla 20**, en estos valores se observa que se tienen valores de interés de Al y Fe.

Elemento	Al	Fe
unidades	%	%
IX-004	19.29	15.13

Tabla 20.- Resultados de laboratorio, Catedral de Chiapas.

En trabajos de exploración realizados por el Consejo de Recursos Minerales (1987), se levantaron 97 km² de geología superficial y 94 has de geología a semidetalle en las áreas de mejores resultados, las cuales fueron respaldadas por 64 has de topografía y 294 barrenos Auger, que perforaron 1,407 m. Se colectaron 1,333 muestras, que sirvieron para realizar análisis químicos por Al₂O₃ total, SiO₂ total, Fe₂O₃ total, y pérdida por calcinación, además de pruebas de beneficio (Morales Salinas *et al.*, 1987).

De estos trabajos se definen las áreas de interés que se denominaron Catedral de Chiapas, Herradura, Chamizal, Chapultepec, Hidalgo y Antena (en la carta Ixhuatán solo se encuentran parte de las dos primeras ya que la mayor laterización se ubica hacia los lóbulos del derrame, fuera del límite occidental de la carta). Aunque se practicaron pruebas de Polarización Inducida (P.I.) radiometría y magnetometría en secciones ya evaluadas del área La Herradura, los resultados no fueron buenos como para confiar en estos métodos para la prospección de lateritas bauxíticas.

A partir del análisis por segmentos a cada metro de los barrenos perforados, se aprecia que la relación de alúmina (Al₂O₃) total y extraíble son muy semejantes e inversamente proporcionales al contenido de SiO₂ total, y Fe₂O₃ total, con lo que se pudieron generar secciones detalladas de cada cuerpo laterítico (**Figura 34.**) definiendo las siguientes apreciaciones (Morales Salinas *et al.*, 1987):

Los cuerpos de lateritas bauxíticas son masas lenticulares concordantes a la topografía.

Se ubican entre los horizontes A y C del suelo, a profundidades entre 2 y 5 m.

El material laterítico consiste de una masa homogénea que en ocasiones tiene hasta 10 metros de espesor.

Las dimensiones planimétricas en general son reducidas, los cuerpos más continuos, uniformes y con

horizontes de mayor concentración de material bauxítico presentan más o menos 500 m de longitud, con espesor promedio de hasta 3 m.

Se encuentran en las partes altas de los lomeríos y hacia los lóbulos frontales del derrame laterizado de Ostucán, es decir la mineralización no presenta una continuidad lateral entre lomas aún dentro del mismo derrame, por lo que los cuerpos quedan aislados y sus dimensiones son directamente proporcionales a las de las lomas que los contienen.

El tamaño de partículas en la laterita es importante ya que a mayor tamaño de partícula mayor cantidad de alúmina extraíble.

La laterita bauxítica presenta coloración de pardo a rojiza hacia la superficie, mientras que hacia la base se observa arenosa con fragmentos de roca en proceso de alteración y el color cambia a amarillo ocre.

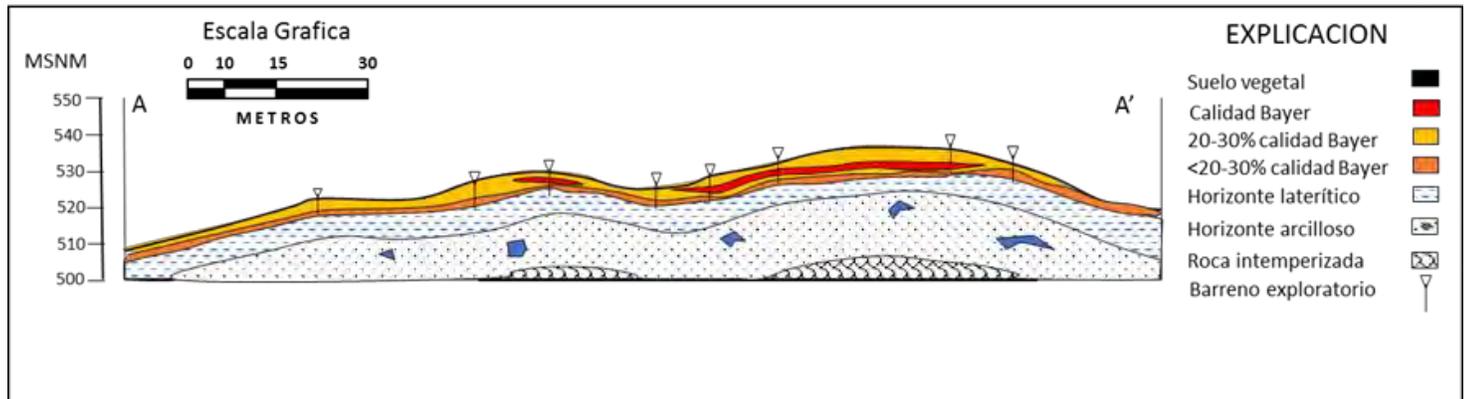


Figura 34.- Sección transversal al derrame de Catedral, mostrando la relación de los cuerpos laterizados (tomado de Morales Salinas et al., 1992).

La caracterización química de la laterita bauxítica de Ostucán, calculada en base a compósitos de diferentes profundidades y localidades, es la siguiente (Morales Salinas et al., 1992):

- Al_2O_3 total: 41.30%
- SiO_2 total: 10.22 %
- Fe_2O_3 total: 20.16 %
- TiO_2 : 2.31%
- Al_2O_3 extraíble: 37.20%
- Al_2O_3 reactiva: 4.20%
- FeO: 1.98 %

Con respecto a la caracterización mineralógica se reporta lo siguiente (Morales Salinas et al., 1992):

- Gibbsita 50.10 %
- Caolinita 16.90 %
- Diásporo 0.95 %
- Cuarzo 2.30 %
- Goethita + Alumogoethita 10.00 %
- Hematita 6.20 %
- Magnetita 6.50 %
- Anatasa 2.30 %

Por lo anterior la bauxita de la zona mineralizada de Ostucán se clasifica como gibbsita de textura terrosa altamente porosa y permeable.

De las características mineralógicas de los diferentes depósitos, se puede concluir que la laterización rica en alúmina fue generada por un intemperismo "in situ" que actuó sobre rocas volcánicas y más aún sobre los productos piroclásticos de composición intermedia, controlada por condiciones de drenaje, morfología y la alta porosidad de la roca volcánica generadora, así como por un factor climatológico muy favorable.

Para la evaluación de un yacimiento, principalmente se consideran dos componentes: el contenido de alúmina extraíble proveniente de la solubilización de la gibbsita (óxido de aluminio trihidratado), la cual fue corroborada en muestras de este yacimiento, a nivel partícula y el contenido de sílice reactiva, producto de la reactividad de los silicatos de aluminio (caolinita y montmorillonita, entre otros), con el hidróxido de sodio.

En específico la presencia de caolinita en una muestra reviste gran importancia debido a la reacción que presenta con el hidróxido de sodio (principal insumo), y cuyo producto formado es un sílico-aluminato de sodio (insoluble), lo que implica pérdidas tanto de alúmina como de hidróxido de sodio, proporcionales al porcentaje de caolinita presente; este producto formado es desechado en los llamados lodos rojos (productos de

digestión), e impactan en forma directa en la economía de extracción de alúmina. Para que la relación entre estas dos sea económica se debe tener una relación de $Al_2O_3/SiO_2 > 5.83$ (alúmina sobre sílice reactiva) (Morales Salinas *et al.*, 1992).

Durante la primera etapa de exploración, los mejores resultados perfilaron las áreas de Catedral de Chiapas y Herradura donde el derrame es más potente, y se reportan calidades totales respectivamente de 32.5% de Al_2O_3 , 3.7% de SiO_2 y 36.0% Al_2O_3 , 3.4% de SiO_2 respectivamente, estas áreas (Catedral de Chiapas y Herradura) y espesor aprovechable de 4 y 4.1 m, con profundidad inicial de los cuerpos laterizados de entre 2 y 5 m y extensión de 200 y 300 has respectivamente (Morales Salinas *et al.*, 1987). Es importante mencionar que en estas dos áreas se presenta la mejor relación de espesor de cuerpo con calidad Bayer y mínimo descapote.

En la segunda etapa de exploración a semidetalle se definieron también las áreas de Xochimilco - Peñitas, Hidalgo y Altamira, que se encuentran fuera del límite occidental de la carta Ixhuatán, ya en el frente lobular del mismo flujo volcánico de Ostuacán (Morales Salinas *et al.*, 1992).

La etapa de pre-beneficio es fundamental para la evaluación de factibilidad del proyecto ya que es la principal alternativa para incrementar las reservas económicamente procesables del yacimiento, esperando obtener entre el 30 y 40% de recuperación. Sin embargo, para el beneficio los resultados son poco halagüeños, ya que se realizaron varios tipos de pruebas cambiando los tiempos de lavado, saturación de la muestra, tamizado a diferentes mallas y eliminación de material con susceptibilidad magnética (ferromagnesianos), para hacer más eficiente el pre-beneficio por alúmina de las muestras, encontrando que con un proceso drástico (disgregación a 600 r.p.m., 101 min, 30% sólidos y lavado sobre un tamiz de malla 100) se alcanza una relación de $Al_2O_3/SiO_2 > 5.83$ (alúmina sobre sílice reactiva) que se considera eficiente, sin embargo, los retenidos son menores al 30%. Lo que implica beneficiar poco material en cuanto a calidad se refiere (Morales Salinas *et al.*, 1987).

Otra consideración importante apreciada en estos estudios, es que, si la muestra es secada, la recuperación se abate debido a cambios cristalográficos irreversibles aún con rehidratación (Morales Salinas *et al.*, 1992).

De esta manera, con el primer método se obtuvieron un total de 4'710,783 toneladas de reservas con calidad Bayer, con leyes promedio de 34.02% de alúmina

soluble y 4.85 % de sílice reactiva, así como 1'173,964 toneladas de material marginal con leyes promedio de 31.20% y 8.07% de alúmina soluble y sílice reactiva, respectivamente. De acuerdo con estos resultados el total de reservas encontradas no cubren el mínimo de reservas requerido de material bauxítico con calidad Bayer, ya que se necesitan como mínimo 6.0 millones de toneladas para cubrir las necesidades de una planta de beneficio (Morales Salinas *et al.*, 1992).

Con el segundo método, aplicándoles un proceso de pre-beneficio es posible incorporar varias reservas marginales a las reservas Bayer, lo que permitió aumentar el tonelaje de los cuerpos, con un total de 5'884,747 toneladas, (incorporando reservas de calidad marginal por 3'007,400 toneladas con una ley promedio de 27.513% de alúmina soluble y 8.92% de sílice reactiva). De esta manera se obtendrían un gran total de 6'786,967 toneladas de calidad Bayer que rebasa marginalmente (con un rendimiento pobre) la meta establecida de 6'000,000 de toneladas de material bauxítico con calidad Bayer, para cubrir las necesidades de una planta de beneficio que trabaje durante 20 años con una capacidad de procesamiento de 300,000 toneladas anuales de bauxita para producir 100,000 toneladas anuales de alúmina (Morales Salinas *et al.*, 1992).

Cabe hacer mención que no todas las muestras que contengan más de 20% de alúmina extraíble pueden ser beneficiadas y ninguna de las que tengan menos del 20% son beneficiables. Además, la relación Al_2O_3/SiO_2 debe ser siempre superior a 2.

Las perspectivas económicas del material laterítico de Ostuacán como materia prima para la producción de alúmina, se basan en las reservas existentes, ya que entre mayor sea la capacidad instalada de una planta, menores serán sus costos de producción. El costo total de una planta de entre 100,000 y 200,000 toneladas anuales de capacidad es de alrededor de 300 millones de dólares (Morales Salinas *et al.*, 1992).

Otra forma de aprovechamiento del material de Ostuacán, es la obtención de sulfato de aluminio; este compuesto es uno de los más utilizados para el tratamiento de agua como agente floculante y del cual México tiene un déficit debido a los significativos requerimientos de consumo principalmente para fines de protección ambiental. Una planta de 15,000 a 20,000 toneladas por año de capacidad de producción, con un costo de inversión de alrededor de 8 a 10 millones de dólares, se considera económicamente viable (Morales Salinas *et al.*, 1992).

Finalmente, el material más pobre del horizonte mineralizado (con bajos contenidos de gibbsita), puede ser aprovechado para fines cerámicos, las pruebas hechas en Hungría con el material arcilloso del yacimiento de Tenejapa dieron como resultado piezas de cerámicas de excelente apariencia y calidad (Morales Salinas *et al.*, 1992), lo que también puede significar un producto agregado para la reducción de costos y desperdicios del proyecto principal.

IV.2.- Bancos de material y roca dimensionable

IV.2.1.- Agregados pétreos.

IV.2.1.1.- Infraestructura.

Triturados y Construcciones de Chiapas S.A. de C.V.- Se ubica en el punto UTM 15Q 488944N-1932661E, cerca del vértice nororiental de la carta, es una planta trituradora de agregados pétreos.

Es una empresa con 35 años de antigüedad que beneficia los materiales pétreos del aluvión del río Pichucalco, de la unidad **Qho gv-ar**, localizado en el mismo sitio de la planta (**Fotografías 59 y 60**).

Cuenta con 2 plantas trituradoras con una capacidad instalada de 550 m³ diarios en cada planta. Actualmente solo está trabajando una de ellas y produce aproximadamente 400 m³ diarios de grava de 1½", ¾", sello, arena, revestimiento, gravón y materiales especiales.

Cuenta con un cargador frontal y sistema de bandas transportadoras.



Fotografía 59.- Cribas y bandas transportadoras de la planta de trituración.

El proceso de beneficio es por trituración y cribado, abastece a la población de Pichucalco, Chiapas.



Fotografía 60.- Molino triturador con cribas y bandas transportadoras.

Río de la Sierra. - En el punto UTM 15Q 497264N-1924313E, se ubica en la parte oriental centro de la carta a 2.7 km, en línea recta, al sur de Solosuchiapa.

Es una procesadora de agregados pétreos a partir de depósitos aluviales del río de la Sierra; como producto se obtiene arena triturada y lavada, grava de 1½, ½ y ¾, además de boleo (bloques subredondeados-subangulosos con un diámetro menor a 0.50 m), los tres materiales son empleados en el mercado de la construcción, abasteciendo a ferreterías locales en las poblaciones de Solosuchiapa, Tapilula e Ixtacomitán, particularmente la grava de ¾ es empleada para el revestimiento de carpetas y terracerías.

Benefician el material mediante trituración y cribado. La separación inicial es con una criba, le sigue una trituración con equipo de quijadas, después pasa a dos trituradoras con bandas (se desconoce capacidad), con sus respectivas cribadoras.

Las instalaciones de la planta presentan longitud de 300 m y ancho de 200 m. La producción corresponde a un promedio mensual de 3,000 m³.

En banco que abastece esta planta, se localiza en el mismo sitio, por la naturaleza no consolidada de los depósitos, que es de la unidad **Qho gv-ar**, es fácil extraer la materia prima con el uso de una retroexcavadora, para después obtener el producto a través de procesos de trituración y cribado. (**Fotografía 61**).



Fotografía 61.- Banco en el mismo sitio que la planta Río de la Sierra, sur de Solosuchiapa.

V. MODELO DE YACIMIENTOS MINERALES Y POTENCIAL

En general los cuerpos mineralizados de Ixhuatán y Santa Fe presentan características de un sistema de pórfido de Cu-Au en rocas calcoalcalinas, y otro de remplazamiento metasomáticos. Ambos sistemas sobrepuestos por un proceso epitermal de alta sulfuración. Este teléscopio es ocasionado por procesos de una rápida exhumación tectónica sin interrupción de los procesos magmáticos del Arco Volcánico Chiapaneco. Este modelo es respaldado por los siguientes argumentos, tomados en su mayoría de los trabajos realizados previamente en esta carta (**Figura 35**):

Tanto en el distrito de Santa Fe como en la zona mineralizada de Ixhuatán destaca la presencia de grandes áreas con desarrollo de *stockwork* en las que estos vetillosos son pobres en cuarzo y ricos en carbonatos de metales base; también por la presencia probablemente de una variedad de manganeso (kutnahorita), este enriquecimiento de manganeso sugiere una mineralización epitermal de alta sulfuración y explica la fuente de los altos valores de manganeso detectados por ICP y la fluorescencia roja fuerte en estas vetillas bajo luz UV (Rainbow & Kyser, 2005 en Seccombe y Giroux, 2011).

La mineralogía de ganga no sulfurada en los vetillosos del *stockwork* está dominada por carbonato (principalmente calcita, posiblemente dolomita y rodocrosita) y adularia. Las fases menores incluyen arcilla (illita / esmectita), carbonatos de tierras raras, rutilo, barita y apatita, así como cuarzo (Clark 2005 en Seccombe y Giroux, 2011).

La mineralización de metales preciosos se produce junto a los metales básicos en forma de sulfuros

(principalmente pirita), por el teléscopio en las vetas de calcita y también como diseminaciones en la roca encajonante.

Ambas zonas presentan principalmente a profundidad, rocas potásicamente alteradas, típicas de un ambiente pórfido de alta a media temperatura (mesotermal), indicado por el conjunto de feldespatos potásico + biotita y/o flogopita + pirita ± apatita con calcopirita, pirita, molibdenita y bornita asociada y por las vetillas y diseminaciones de biotita y ortoclasa indicando un probable sistema de tipo pórfido de Cu-Mo-Au (Corbett, 2008, en Gold Corp, 2011).

El depósito de La Victoria es una zona de brecha similar a una chimenea, la cual contiene fragmentos angulosos a sub-redondeados de granodiorita fuertemente silicificada, sericitizada y cloritizada, monzonita, caliza, cuarzo y *skarn*. La silicificación se asocia a cavidades rellenas de cuarzo calcedónico con valores significativos de oro y plata, que también sustituye a los minerales sulfurados, lo que indica un teléscopio con un proceso posterior y de menor temperatura.

El metasomatismo de contacto, manifestado por la presencia de *skarn* y *hornfels*, desarrollado sobre las rocas encajonantes, representa la alta temperatura del yacimiento generado por intrusiones shoshoníticas y alcalinas.

El distrito de Santa Fe contiene depósitos de los tipos pórfido de Cu-Au, con reemplazamientos de metales base y brechas epitermales de alta sulfuración evidenciando un teléscopio en donde los depósitos epitermales se sobrepone a los cuerpos de sulfuros mesotermiales.

En la zona mineralizada de Ixhuatán hay evidencias de reemplazo de la mineralización temprana, por alunita, pirofilita, cuarzo poroso (*vuggy quartz*), sericita-illita, junto con covelita, digenita, y enargita, esta mineralogía que corresponde con niveles altos son los últimos estadios de mineralización y están caracterizados por ser ricos en oro y pobres en cobre en vetas de alta fugacidad de azufre características de una zona de oxidación.

La clara sobreimpresión de un sistema de vetas de calcita de metal base Au-Ag enriquecido en Mn, con minerales de baja temperatura como el ópalo y marcasita, es típico de un sistema epitermal de baja sulfuración hacia la periferia. Sin embargo, la esfalerita aparece translúcida en la luz transmitida, lo que es una característica indicativa de bajo contenido de Fe, atípica para los sistemas de filtración bajos y es posible que las vetas posteriores en Campamento sean de sulfuración intermedia y no baja como en el resto de las áreas (Rainbow y Keyser, 2005 en Seccombe y Giroux, 2011).

El reconocimiento de los centros de alteración, las intrusiones y brechas multifásicas y el entorno geológico sugieren un nivel de erosión consistente con las porciones superiores de los sistemas Cu-Au pórfido.

La segunda fase es el desarrollo de carbonatación relacionada con el emplazamiento de las últimas vetas de calcita con potencia desde milímetros hasta varios centímetros de ancho, alojan buena parte de los metales preciosos y metales base, por lo que se considera la fase más importante económicamente.

Los sistemas mineralizados de alta sulfuración están alojados en rocas silíceas lixiviadas asociadas con fluidos ácidos generados en el ambiente hidrocarbónico-volcánico y están íntimamente asociadas con zonas de subducción que correspondería con el desarrollo del Arco Volcánico Chiapaneco (Mora *et al.*, 2007).

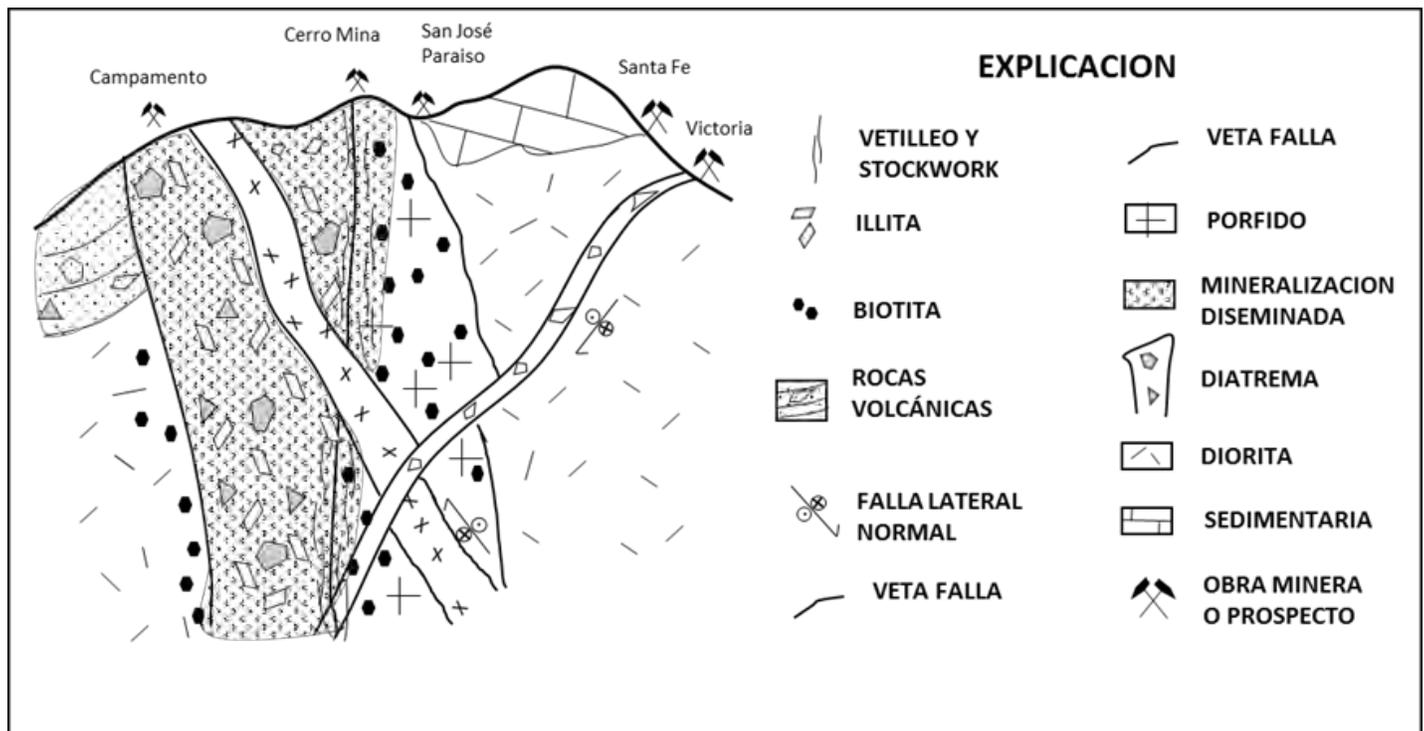


Figura 35.- Modelo de yacimiento, incluyendo la zona mineralizada de Ixhuatán y distrito minero de Santa Fe-La Victoria (tomado de Miranda Gasca *et al.*, 2010).

Estos depósitos contienen minerales estables en ácido tales como alunita y caolinita, comunes en la zona y que comprenden el conjunto de alteración argílica avanzada formado durante la lixiviación inicial. La roca más alterada o blanqueada por el ácido, es característica de los depósitos de alta sulfuración, y genera un residuo de sílice, llamado cuarzo *vuggy* localizado en la zona de El

Campamento (Keyser & Kurt, 2005 en Seccombe y Giroux, 2011).

La roca lixiviada es comúnmente el huésped del mineral con un halo de la alteración argílica avanzada, conteniendo minerales de Cu-As, especialmente la enargita que es una sulfosal de alta sulfuración.

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

En el área mineralizada de El Campamento, las vetas de sulfuro masivas a bandeadas de pirita y enargita pueden cortar los cuerpos de cuarzo *vuggy*, comprobando el telescopio.

La paragénesis de pirita, sericita, caolinita, jarosita y hematita junto con evidencias de silicificación, carbonatación, argilización y enriquecimiento de manganeso sugieren un sistema de mineralización epitermal de alta sulfuración (Seccombe y Giroux, 2011).

Los minerales de alteración más comunes son illita, esmectita, calcita (asociados a la alteración de las plagioclasas) y rutilo, mientras los menos comunes incluyen adularia, sericita, clorita, epidota, feldespato potásico, sodalita y un segundo carbonato que puede ser otra generación de calcita, dolomita o hasta rodocrosita determinados en la catodoluminiscencia (Clark, 2005, en Seccombe y Giroux, 2011).

La mineralización de Cerro la Mina, involucra mayor temperatura es decir el primer sistema de pórfido de Cu-Mo asociada con la alteración potásica que se formó a los niveles mesotérmicos de la corteza, está ahora expuesta y adyacente a la superficial mineralización Au-Ag de temperatura más baja como es en la zona de Campamento. Además, en el depósito de Cerro la Mina se aprecia que la alteración de alta sulfuración de tipo epitermal se sobrepone el evento de alteración potásica, lo que sugiere que la erosión del depósito de Cerro la Mina se produjo antes de que se desarrollara el sistema epitermal en Campamento y que los fluidos epitermales, activos durante la formación del sistema Campamento, fueron responsables de la sobreimpresión más alta de sulfuración en la mineralización de Cerro la Mina.

En la zona mineralizada de Ixhuatán, el Au se presenta en su forma nativa, como cristales libres y *electrum* tanto dentro de la estructura molecular de la pirita como en la calcita autigénica. Las inclusiones fluidas en vetillas de calcita-feldespato, potásico-sulfuros y sulfosales asociadas a oro nativo, son del tipo líquido-ricas en vapor sin CO₂ con temperaturas de homogenización de 261 °C y salinidades de 23-27% NaCl eq. Algunas inclusiones presentan anhidrita y otros minerales hijos; lo que sugiere una posible mezcla de salmueras derivadas de las evaporitas jurásicas subyacentes, de agua magmática asociadas a los sistemas de pórfidos de Cu-Au identificados en la región y agua meteórica. Los $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros de Ixhuatán y Santa Fe varían de +10 a +12 y son similares a $\delta^{34}\text{S}$ de anhidrita magmática del volcán El Chichonal y menos positivos que la anhidrita sedimentaria jurásica subyacente; sugiriendo una mezcla de S derivado de

una fuente ígnea similar al volcán El Chichonal o al menos del Arco Volcánico Chiapaneco y a la anhidrita jurásica sedimentaria (Miranda Gasca *et al.*, 2010 y Mora *et al.*, 2007).

Un problema es que casi todas las vetas de calcita están revestidas con feldespato potásico, el cual es ortoclasa y no adularia como se esperaría en un depósito epitermal de baja concentración, por lo que se piensa que las vetas de calcita explotaron y removilizaron la ortoclasa de la alteración potásica. Esta explosión explica también la fragmentación de vetillos de pirita, el depósito de esfalerita y oro nativo.

Como se mencionó en las características de la mineralización, la presencia de telurio de Ag en los vetillos de carbonato-adularia-sulfuro y en la pirita diseminada con fases de carbonatos anómalos en tierras raras ilmenita, leucógeno y en menor proporción calcopirita, galena y diseminaciones de apatito; así como el carbonato de sodalita-feldespato potásico y tierras raras en vetas de zona de ebullición, son muy semejantes al área del yacimiento aurífero de *Cripple Creek* en Colorado, donde también se distingue una fuerte alteración argílica, metasomatismo de contacto y alteración potásica.

Todo esto indica que efectivamente tanto el distrito de Santa Fe como la zona mineralizada de Ixhuatán pueden ubicarse en la periferia de un cuerpo pórfido alcalino o complejo de estos (Miranda Gasca *et al.*, 2010 y Clark 2005 en Seccombe y Giroux, 2011), asociados a una zona de debilidad cortical de rumbo NE-SW.

Otros trabajos sobre la zona mineralizada de Ixhuatán (Corbett, 2008 y Heberlein, 2009 en Seccombe y Giroux, 2011) señalan que los distintos estilos de mineralización en el distrito están alojados en y alrededor de los flancos sur y oeste de un estratovolcán shoshonítico erosionado que sufrió un levantamiento rápido y consecuente erosión por exhumación tectónica, desarrollando una pared telescópica que favoreció el emplazamiento de una diatrema generada en el cruce de fallas de tendencia norte y noreste, que brecharon las unidades de roca y permitieron que los fluidos de temperatura más baja alteraran las unidades afectadas por el sistema porfídico primigenio (Seccombe y Giroux, 2011).

Con respecto al distrito de Santa Fe la mineralización presenta estructuras de reemplazamiento en *skarns* que contienen galena, esfalerita, calcopirita, molibdenita y bornita (Montesinos Hernández, 1975, Aguilar García, 1976). Las rocas ígneas asociadas contienen brechas cementadas por biotita hidrotermal y vetillas del mismo

mineral fechadas en 2.29 ± 0.1 Ma por el método K-Ar (Damon y Montesinos Hernández, 1978).

Vetas y brechas de calcedonia y calcopirita, calcocita, enargita, luzonita, bornita, oro nativo, linnaeitta ($\text{Co}_2 + \text{Co}_2^{3+} + \text{S}_4$) (la variedad niquelífera siegenita), fahleit ($\text{CaZn}_5 \text{Fe}_2 (\text{AsO}_4)^6 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$) y otras sulfosales (Collins, 1903, Pantoja, 1988 y 1989 en Miranda Gasca *et al.*, 2010), lo que también confirma los dos modelos de yacimiento superpuestos.

Una diferencia importante entre Ixhuatán y Santa Fe es la roca encajonante conformada en esta última por granodioritas potásicas, monzonitas y pórfidos félsicos comúnmente asociados con sistemas magmáticos e hidrotérmicos asociados a brechas (El Cobre, San Sebastián y La Victoria). El *skarn* está asociado a vetas hidrotérmicas que llevan biotita, como la veta Goyen, en Santa Fe es una masa de cuarzo con una estructura de cúpula en el contacto entre *skarn* y la roca intrusiva y ha sido interpretada como una cavidad de reemplazo que rellena el cuerpo de sulfuro de cuarzo que puede representar una cúpula sobre el cuerpo intrusivo que produjo el evento de mineralización (Miranda Gasca *et al.*, 2000).

Según Montesinos Hernández (1975), Sillitoe expresó escepticismo sobre las posibilidades de encontrar concentraciones de mayor valor económico en Santa Fe, debido a que no se aprecian detalles que son comunes de encontrar en los depósitos de pórfidos cupríferos, tales como las alteraciones hidrotermales (se aprecia la propilítica, pero la potásica solo se ha

localizado en algunas muestras), en cambio, Damon opina que posiblemente la mineralización enriquecida se encuentre más a la profundidad, pero tal vez con el inconveniente de que su extracción sea antieconómica.

Esto indica que el área de Santa Fe, y la zona mineralizada de Ixhuatán, pueden reflejar la porción superior de un sistema grande de pórfido de Cu-Au-Ag-Mo, donde la primera paragénesis hidrotermal en desarrollarse es de biotita hidrotermal y epidota, con vetillas de cuarzo, calcopirita y bornita. El segundo evento desarrolló una diatrema que fracturó nuevamente las rocas encajonantes previamente alteradas y mineralizadas y desarrollaron la asociación mineralógica de alteración de illita, adularia, clorita, cuarzo *vuggy* y por último calcita y manganeso junto con la mineralización de oro plata (Miranda Gasca *et al.*, 2010) (**Figura 35**).

Otro punto muy importante es que la presencia de múltiples eventos mineralizantes en la región, aumenta la complejidad y abre el potencial de metal durante cada evento mineralizante y con ello su potencial económico. Por lo que se ha considerado importante seguir afinando el modelo de yacimiento para que ayude a planificar la exploración, y definir nuevos blancos de exploración en la región, basados en los sistemas de pórfido cálcico-álcalis como los documentados en América del Sur, incluyendo aquellos en los que la mineralización epitermal de alta sulfuración se superpone a conjuntos de alteración típicos de estilo pórfido como en Chuquicamata, Chile.

VI. GEOQUÍMICA

VI.1.- Introducción

Como parte del programa de cartografía geológica-minera, se lleva a cabo un muestreo de sedimento activo de arroyo, el cual se colecta en función de una programación que toma en cuenta la densidad del drenaje de la carta, configurando pétalos de captación por cada muestra con el objetivo de delimitar el área susceptible a contener las concentraciones de los 33 elementos analizados, por lo tanto, la densidad de muestreo depende de la cantidad y tamaño de los pétalos.

El resultado se presenta en cartas por percentiles, las que se editan por elemento y en una interpretación por análisis factorial.

VI.2.- Hidrografía

De acuerdo con la información de INEGI sobre la red hidrográfica nacional, la carta se localiza en la región hidrológica RH30 (Grijalva-Usumacinta), en la cuenca Grijalva-Villahermosa, la cual forma parte de la vertiente del golfo de México, esta se extiende por los estados de Tabasco y Chiapas.

Los principales afluentes y de mayor extensión dentro de la carta son: Ostucán, El Platanar, Pichucalco y La Sierra. Los principales tipos de drenaje desarrollados en el área son del tipo dendrítico con variaciones a subdendrítico y radial.

VI.3.- Parámetros geoquímicos

VI.3.1.- Muestreo

ara la programación del muestreo geoquímico se utilizó la carta topográfica Ixhuatán con clave E15-C39 a escala 1:50,000 de INEGI, en la cual se delimitaron pétalos de captación a partir de las cuencas y subcuencas hidrológicas que caracterizan la región, considerando además la información geológico-minera existente en el área con la finalidad de ubicar localidades de muestreo que por sus características definen la concentraciones de iones metálicos en el sedimento de los arroyos en un área específica; dichos puntos, fueron seleccionados sobre las corrientes secundarias metros antes de su descarga al drenaje principal.

Se colectaron un total de 185 muestras distribuidas en una superficie de 981 km², por lo que la densidad es de una muestra por cada 5.3 km², (**Figura 36**).

VI.3.2.- Análisis

Las muestras se analizaron en el Centro Experimental de Oaxaca por el método de emisión de plasma (ICP) en el que se toman lecturas de los siguientes 32 elementos: Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sn, Se, Sr, Te, Tl, U, V, W, Ti y Zn.

El Au se analiza por ensaye-copelación-lectura en Absorción Atómica, para obtener límites de detección hasta de 1 ppb.

VI.4.- Interpretación geoquímica

VI.4.1.- Estudio de orientación

Los estudios de orientación se realizan en un yacimiento mineral bien definido con el propósito de obtener los elementos indicadores de la mineralización, así como los parámetros estadísticos de estos que servirán para determinar si las anomalías que se obtengan del estudio regional de la carta se encuentran dentro del valor de fondo del yacimiento, o en realidad es un valor anómalo que apoyara en la búsqueda de nuevos prospectos mineros; así mismo permiten caracterizar las distintas unidades litológicas en función de la distribución espacial de los elementos, además de asociaciones litología-alteración hidrotermal.

No se realizó muestreo de orientación, debido a que no se encontró un yacimiento mineral cercano a la carta que reúna las características necesarias para tal fin, de manera que los elementos indicadores de la mineralización se obtuvieron mediante el análisis multielemental de la población final que fue de 185 muestras, considerando además las características

geológicas, estructurales y mineralógicas del área de estudio y zonas aledañas.

VI.4.2.- Afinidad de elementos

Para definir los elementos indicadores de la mineralización en la carta, se realizó el análisis de componentes principales de la población total mediante una matriz de correlación (**Tabla 21**) que agrupa a los elementos en factores y en donde se resalta aquellas que muestran un valor de correlación mayor o igual a 0.5, lo que indica una asociación importante entre ellos, el objetivo es sintetizar el comportamiento de los elementos analizados basándose en las relaciones internas entre ellos de acuerdo a la clasificación de (**Tabla 22, Goldschmidt, 1923**).

Según la naturaleza de las asociaciones elementales y la distribución espacial se deduce:

Factor 1: Fe, Mn, Zn y Al; Co, Ba y Cu; esta asociación está formada por tres grupos de elementos, siderófilos (Fe y Co), litófilos (Mn, Al y Ba) y calcófilos (Zn y Cu). Los elementos siderófilos se caracterizan por su alta densidad, tienden a hundirse en el núcleo terrestre y se disuelven fácilmente con el hierro, los calcófilos se combinan con el azufre formando sulfuros, permanecen en o cerca de la superficie, mientras que los litófilos, se combinan fácilmente con el oxígeno, lo que permite que formen fuertes relaciones con la sílice. (**Tabla 22, Goldschmidt, 1923**). Considerándose como un factor con asociación mineralizante.

Factor 2: Cr, Ni, Mg, Co y Sc; esta asociación está formada por dos grupos de elementos, siderófilos (Cr, Ni y Co) y litófilos (Mg y Sc). Está vinculado a los factores 1 y 4.

Factor 3: Na, P, Cu y Sr; asociación formada por un elemento calcófilo (Cu), un elemento siderófilo (P) y dos elementos litófilos (Na y Sr). Este factor es complemento de los factores 1 y 4.

Factor 4: Pb, K, Sc, Ba y Al; asociación formada por un elemento calcófilo (Pb) y por elementos litófilos (K, Sc, Ba y Al). Este factor es parte del factor 1, ya que tiene un elemento de asociación mineralizante.

Una vez determinados los elementos indicadores de la mineralización, se definieron los parámetros estadísticos tomando en consideración la población total de muestreo, lo que permitirá hacer distribuciones de cada uno de ellos en relación al valor de fondo (*background*), umbral (*threshold*) y valor anómalo (**Tabla 23**).

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO

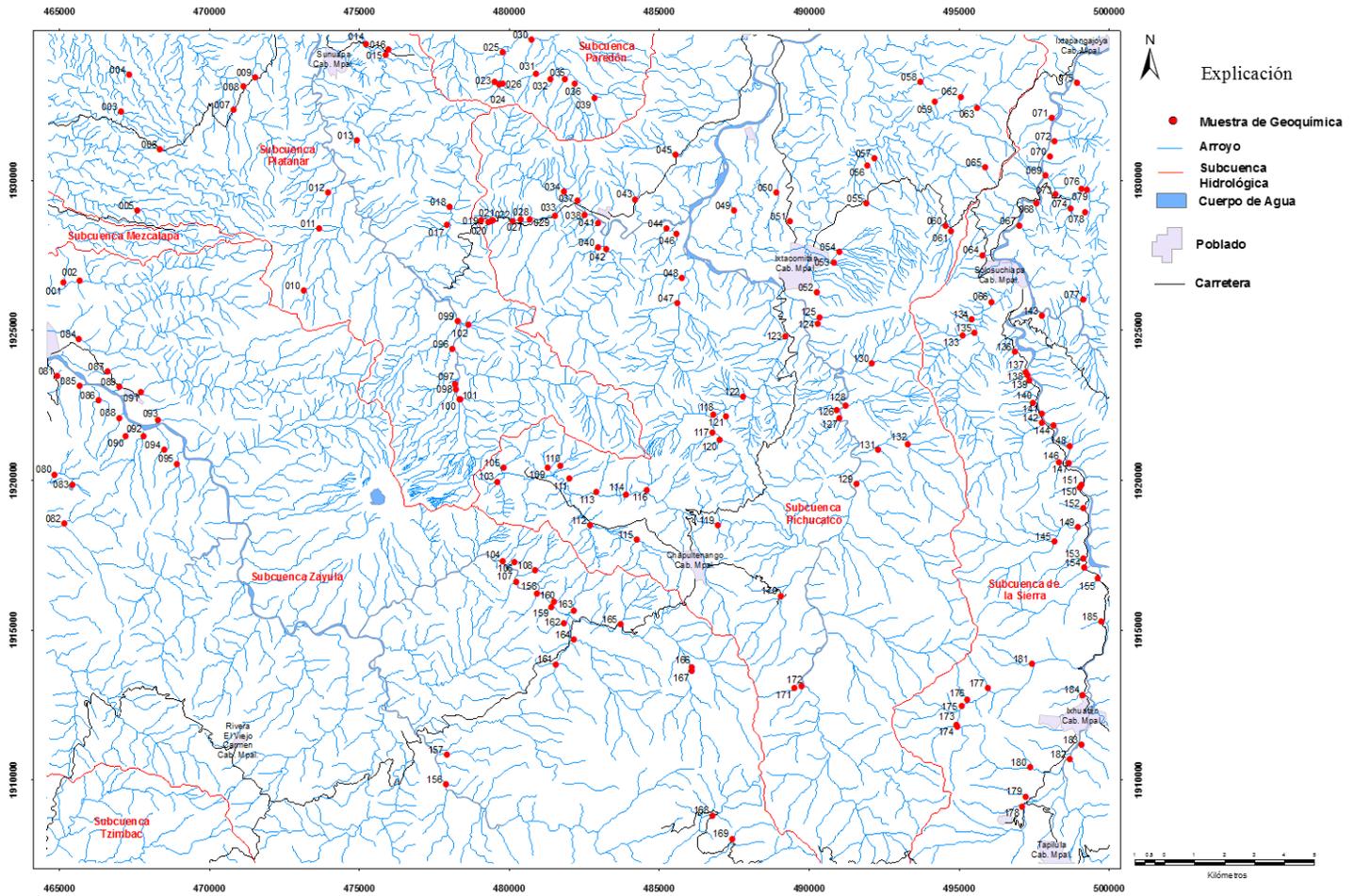


Figura 36.- Distribución del muestreo geoquímico.

ELEMENTO	FACTOR 1	ELEMENTO	FACTOR 2	ELEMENTO	FACTOR 3	ELEMENTO	FACTOR 4
Fe	.922	Cr	.910	Na	.831	Pb	.586
Mn	.882	Ni	.867	P	.738	K	.586
Zn	.765	Mg	.821	Cu	.623	Sc	.566
Al	.728	Co	.710	Sr	.593	Ba	.559
Co	.584	Sc	.580	K	.407	Al	.500
Ba	.543	K	.373	Ti	.281	Sr	.497
Cu	.531	Pb	.226	Zn	.229	Zn	.316
Ti	.467	Al	.052	Mn	.201	Mg	.183
Sc	.384	Fe	.012	Mg	.158	Ni	.165
P	.280	Zn	-.035	Ba	.088	Cu	.137
K	.204	Na	-.077	Fe	.071	Co	.127
Pb	.124	Sr	-.098	Pb	.042	Na	.088
Na	.026	Cu	-.100	Al	-.111	Mn	.022

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

Sr	-.086	Mn	-.204	Sc	-.174	Cr	-.033
Cr	-.087	P	-.273	Co	-.192	Fe	-.055
Mg	-.160	Ba	-.430	Ni	-.197	P	-.333
Ni	-.170	Ti	-.483	Cr	-.245	Ti	-.427

Tabla 21. Matriz de componentes principales de la población.

SIDERÓFILOS	CALCÓFILOS	LITÓFILOS	ATMÓFILOS
Fe Co Ni	Cu Ag Zn Cd	Li Na K Rb Cs	H He Ar
Ru Rh Pd	Hg In Tl Sn	Be Mg Ca Sr Ba	Kr Xe
Os Ir Pt	Pb As Sb Bi	Sc Y La Ti Zr	
(Cr) Mo W	S Se Te (Re)	TIERRAS RARAS	
Mn Re Au	(Ru) (Os) (Rh) (Ir)	Hf V Nb Ta B	
(Ga) (Ge) (P)	(Pd) (Pt)	Al (Ga) Si (Ge)	
		(P) O F Cl Br I	

Siderófilo (fase metálica): se sitúan en el núcleo de la Tierra, pues se disuelven fácilmente con el hierro, por lo que es raro encontrarlos en la corteza terrestre.
 Calcófilo (fase sulfuro): son aquellos que se encuentran cerca o en la superficie, con mínima afinidad por el oxígeno y combinan fácilmente con el azufre formando sulfuros.
 Litófilo (fase silicato): combinan fácilmente con el oxígeno y forman fuertes asociaciones con la sílice.
 Atmófilo (gases): se encuentran en la atmósfera.

Tabla 22. Clasificación geoquímica de los elementos (Goldschmidt, V. M., 1923).

ELEMENTO PPM	BACKGROUND	THRESHOLD	VALOR ANÓMALO
Fe (%)	0.0 - 4.7	4.8 - 6.2	>6.3
Zn	0.0 - 95.3	95.4 - 133.1	>133.2
Cu	0.0 - 45.5	45.6 - 82.7	> 82.8
Pb	0.0 - 9.3	9.4 - 18.5	>18.6

Tabla 23. Parámetros estadísticos de los elementos indicadores de mineralización.

VI.4.3.- Interpretación de elementos metálicos

Determinados los elementos indicadores de la mineralización, se realizaron mapas de distribución de conjunto de anomalías e individuales; las anomalías obtenidas conjugadas con la información geológico-minera, definida mediante la cartografía permitirán determinar zonas prospectivas.

El Au, no tuvo asociación con algún otro componente, sin embargo, se consideró hacer el análisis de este elemento por medio de mapa con curvas de isovalor con anomalía de Au, el cual se incluirá dentro del análisis multielemental con los valores más representativos de este elemento, y que ayudará a poder definir posibles zonas de interés minero en esta carta.

Así mismo se realizó un mapa de zonas anómalas utilizando los pétalos de captación de cada una de las muestras que conforman la zona de anomalía geoquímica, para apreciar las superficies que ocupa cada área irregular.

Estos mapas resultantes se combinaron con otros niveles de información como: geológico, estructural y yacimientos minerales.

Distribución de la asociación del factor 1 (Fe, Zn, Cu).

La distribución de las áreas anómalas y de interés geoquímico, en donde se ubica la asociación Fe, Zn y Cu, se hacen presentes en tres sectores de la carta:

norponiente, oriental y sur, mismas a las que se les asignó un nombre para su fácil identificación (**Figura 37**).

Anomalía El Paraíso.- Se distribuye hacia el sector norponiente de la carta, conformada por un pétalo (muestra 003), el cual recibe el sedimento derivado de rocas ígneas extrusivas de composición intermedia, de la unidad *Tpl BvA-A*, que por efecto de intemperismo están generando zonas de lateritas con contenidos de alúmina y de óxidos de hierro (hematita, limonita y goethita) que van de la mano con la anomalía y posiblemente para esta zona, según Islas Tenorio *et al.* (2004), durante la elaboración de la carta geológico-minera Villahermosa, escala 1:250,000. Asimismo, se infiere que pudiera existir un sistema hidrotermal a profundidad que está afectando esta zona.

Cercanos a la anomalía se tienen los prospectos Paraíso y Catedral de Chiapas, que reportan valores de Al y Fe derivados de la laterización, así como valores de Au y As anómalos, posiblemente por la cercanía del cuerpo intrusivo de Santa Fe.

Anomalía Santa Fe. - Se tiene esta anomalía en la porción suroriental de la carta (ubicada en el distrito minero Santa Fe-La Victoria). El arroyo drena sobre rocas de origen ígneo intrusivo de edad Mioceno-Plioceno, correspondientes a la unidad (*Tmpl Gd-D*), corriendo de manera paralela a la falla lateral derecha inferida La Mina.

Sobre esta anomalía se encuentra la mina inactiva Santa Fe, la cual se desarrolla sobre un cuerpo de *Skarn* en forma de manto, cuya mineralogía principalmente consiste de granate, wollastonita, cuarzo y calcita. Este cuerpo se encuentra afectado por vetillas en forma de *stockwork* de hematita-limonita y presenta sulfuros diseminados.

Anomalía El Caracol. - Se sitúa hacia la porción sur de la carta y al noroeste con respecto a la zona mineralizada Ixhuatán, relacionada con la Formación Mompuyil (*Teo Cz-Ar*).

El área correspondiente a la anomalía El Caracol se ubica sobre la falla normal del mismo nombre, la cual posiblemente generó permeabilidad secundaria y fracturamiento para el desarrollo de la mineralización, posiblemente afectando dicha unidad a profundidad, considerando cuerpos de *Skarn* en las profundidades, debido a una interacción entre el cuerpo intrusivo que aflora hacia el oriente de la anomalía y la Formación Mompuyil (*Teo Cz-Ar*) que se observa en esta zona, dentro de la cual, no se tiene conocimiento de manifestaciones minerales aflorando; sin embargo, la

asociación del factor 1 podría indicar condiciones favorables para la deposición de minerales económicos en el subsuelo.

Las áreas que abarcan las anomalías Santa Fe y El Caracol, parecen tener afinidad con yacimientos del tipo *Skarn*, en donde las rocas calcáreas sufren un metasomatismo de contacto propiciado por el intrusivo granodiorítico. Por el contrario, en el área que ocupa la anomalía El Caracol, el cuerpo intrusivo no se encuentra exhumado y solo se cuenta con el emplazamiento de estructuras del régimen frágil relacionadas contemporáneamente a la unidad (*Tmpl Gd-D*), por lo tanto, se infiere que lo que está dando origen a esta anomalía es el intrusivo afectando a profundidad a la Formación Mompuyil (*Teo Cz-Ar*).

Distribución del factor 2 (Pb)

La distribución de los valores anómalos de Pb, se encuentran en su mayoría dentro del distrito minero Santa Fe-La Victoria y la zona mineralizada Ixhuatán (pétalos 129, 145, 149, 151, 153, 154, 155, 176, 177 y 178), algunos pétalos se ubican al occidente de la zona mineralizada Ixhuatán (pétalos 170 y 171), mientras que otros se localizan hacia el norte del distrito minero Santa Fe-La Victoria (pétalos 126, 132, 140 y 142) (**Figura 38**).

Los pétalos 145 y 149 tienen relación con las minas inactivas Santa Fe y La Victoria, explotadas por Au, Ag y Cu; trabajos de campo revelaron una mineralización de sulfuros diseminados (pirita, calcopirita y galena), así como vetilleos asociados a fracturas. El resto de las anomalías abarcan zonas en donde los afloramientos corresponden a la unidad (*Tmpl Gd-D*) y en menor proporción en rocas sedimentarias de las formaciones El Bosque (*Teo Lu-Ar*) y Mompuyil (*Teo Cz-Ar*), las cuales podrían contener cuerpos con mineralización de Pb.

El resto de los pétalos anómalos se encuentran en las inmediaciones de las localidades mineras mencionadas, con una litología en donde predomina la unidad calcáreo-arenosa (*Teo Cz-Ar*) afectada por fallas normales (ej. Falla Caracol). Sin embargo, durante los trabajos de campo no fueron detectadas manifestaciones minerales relacionadas a estos pétalos con concentraciones anómalas en Pb, por lo que se infiere que si bien sí existe un componente hidrotermal que dote de iones mineralizantes a estas zonas, no resulta lo suficientemente fuerte para generar una zona de interés económico; sin embargo, por su ubicación en las inmediaciones a las zonas de interés, puede usarse como un trazador para zonas con mayores concentraciones en minerales metálicos.

Distribución del Au

Esta distribución no se determinó mediante parámetros estadísticos debido al comportamiento tan constante de los valores reportados. Sin embargo, por ser un constituyente de la mineralización en la región se consideró realizar una configuración espacial, en donde se muestran los sitios con los valores más altos dentro de toda la población de muestreo (**Figura 39**).

Una de las elevadas concentraciones anómalas de Au, se ubica dentro del distrito minero Santa Fe-La Victoria en el pétalo 154, drenando de las inmediaciones del prospecto Monte Hareb, el cual se pretende estudiar por Au, por lo anterior, se le asocia al mismo tipo de mineralización reflejada en otras partes del distrito.

La segunda concentración anómala de Au, se ubica dentro de la zona mineralizada Ixhuatán en el pétalo número 175, drenando las inmediaciones del prospecto mineral El Aguacate, también propuesto para su exploración por Au. Ambas concentraciones anómalas en Au presentan un control estructural del tipo frágil que afecta al cuerpo intrusivo de la unidad (*Tmpl Gd-D*), el cual también se observa con distintos tipos de alteración: potásica, argílica, piritización; así como desarrollando metasomatismo de contacto debido a su interacción con las rocas sedimentarias más antiguas.

Conjunto de anomalías geoquímicas

Se elaboró un mapa de conjunto de anomalías (**Figura 40**) en el cual se consideraron los elementos calcófilos indicadores de la mineralización: Au, Fe, Zn, Cu y Pb.

Las anomalías se distribuyen hacia la porción noroccidental y oriental de la carta, formando áreas anómalas de diferentes dimensiones, cuya naturaleza es variable, ya que puede tratarse de pequeñas zonas anómalas en posible relación con mineralizaciones concretas o bien de áreas más amplias y menos definidas, pero con influencia de ciertas características que las convierten en zonas de interés para un estudio más detallado.

Se definieron dos tipos de anomalías: 1 representada por pétalos de color azul, ubicándose en el sector oriental; y la anomalía 2, hacia el noroccidente de la carta, representada en color verde.

Anomalía 1.- Caracterizada por la asociación de Au, Fe, Zn, Cu y Pb; se sitúa en dos áreas, hacia el occidente y noroccidente del poblado de Ixhuatán, ambas anomalías se asocian a la Formación Mompuyil (*Teo*

Cz-Ar) y a las rocas ígneas intrusivas de la unidad (*Tmpl Gd-D*).

En el área ubicada al occidente del poblado de Ixhuatán se encuentran los prospectos minerales San José Paraíso y El Aguacate, en donde los pétalos inician precisamente en las inmediaciones de dichos prospectos minerales. Para el área ubicada al noroccidente del poblado de Ixhuatán se encuentran las minas inactivas Santa Fe, Malanga y La Victoria, así como el prospecto mineral Monte Hareb.

Los prospectos minerales se caracterizan por encontrarse encajonados en una granodiorita que se encuentra afectada por piritización y argilización, en la cual se desarrollan vetillas rellenas por limonita y hematita en un patrón de *stockwork*. Así mismo en el área se identifica un *skarn* desarrollado alrededor de un crestón silicificado con piritita diseminada.

Este metasomatismo de contacto es probablemente debido a la interacción del cuerpo intrusivo con las calizas de la Formación Mompuyil (*Teo Cz-Ar*), en donde se desarrolla una mineralogía compuesta por granates, wollastonita, calcita y cuarzo. El área donde se ubican las minas abandonadas aflora principalmente el cuerpo granodiorítico, el cual se encuentra afectado por fallas cuyo rumbo preferencial es NW-SE, en donde se desarrolla un cuerpo de reemplazamiento metasomático (*skarn*) y en la periferia, alteración potásica, argílica, piritización y oxidación.

Anomalía 2.- Se representa por Fe, Cu y Zn; desarrollándose en varios pétalos anómalos ubicados en la porción noroccidental de la carta sobre brechas, tobas, aglomerados y lavas de composición andesítica de la unidad (*Tpl BvA-A*).

Esta anomalía se caracteriza por tener valores relativamente altos en Fe, con trazas de Zn y Cu, los cuales se explican cómo lateritas desarrolladas a partir de la lixiviación de la unidad (*Tpl BvA-A*), se observa en los prospectos El Paraíso y Catedral de Chiapas, ubicados dentro de la zona mineralizada Ostuacán, mismos que presentan valores de hasta 23.88% en Al (El Paraíso) y 15.13% en Fe (Catedral de Chiapas).

VI.5. Conclusiones

Teniendo como objetivo principal la delimitación de áreas anómalas prospectivas, se llevó a cabo el muestreo de sedimento activo de arroyo, obteniendo una población final de 185 muestras.

A los resultados químicos del muestreo se realizó un tratamiento estadístico multivariante, utilizando la

técnica de componentes principales y de esta manera se determinó al Fe, Zn, Cu y Pb; como elementos indicadores de mineralización y se incluyó un análisis de Au, por ser un constituyente de la mineralización en la zona que corresponde a la carta. A partir de su distribución espacial y asociaciones geoquímicas se definieron dos zonas anómalas:

Anomalía 1, Au, Fe, Zn, Cu y Pb.

Anomalía 2, Fe con trazas de Zn y Cu.

En las anomalías del tipo 1 existen como rasgos característicos, la presencia de cuerpos metasomáticos, vetas y depósitos tipo stockwork, relacionados a depósitos del tipo *Skarn* con sobre posición de vetilleo y *stockwork* epitermal.

Estos depósitos se vieron beneficiados por la presencia de estructuras de régimen frágil, a través de las cuales se facilitó el emplazamiento del cuerpo intrusivo que afectó a la roca encajonante compuesta por calizas y areniscas, generando *Skarn* y *hornfels* (dependiendo el caso). Hacia la periferia de la zona de metasomatismo de contacto es posible identificar un zoneamiento de alteraciones con el crecimiento de feldespatos ricos en potasio (alteración potásica), argilización, diseminación de pirita y argilización hacia las partes distales.

Esta zona anómala coincide parcialmente con áreas que han sido exploradas históricamente e incluso se han desarrollado obras mineras que han explotado los cuerpos de *Skarn*. Lo anterior implica que los cuerpos de reemplazamiento forman parte de un sistema más grande del tipo pórfido Cu-Mo-Au, que se desarrolle a nivel regional y que en el distrito minero solamente se observen estas características, por lo que se sugiere continuar los trabajos prospectivos, no solo al interior de la zona de estudio, si no en la periferia con el fin de encontrar la continuidad del sistema de pórfido Cu-Au-Mo.

El área anómala 2, es asociada a cuerpos extrusivos lixiviados que generan capas de suelo laterítico y pueden tener superficies de interés económico. Sin embargo, surgen dos situaciones en esta anomalía: 1) la presencia de Zn y Cu en esta zona pudiera sugerir un aporte hidrotermal débil que potencie la descomposición de la roca original para el desarrollo de suelo laterítico. 2) la aparición del Al como parte del factor 1 y como accesorio dentro del factor 4, resulta de suma importancia para el análisis de este tipo de depósitos residuales, debido a que los análisis realizados directamente a estos suelos indican una importante concentración de hidróxido de aluminio presente en la porción noroccidente de la carta.

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

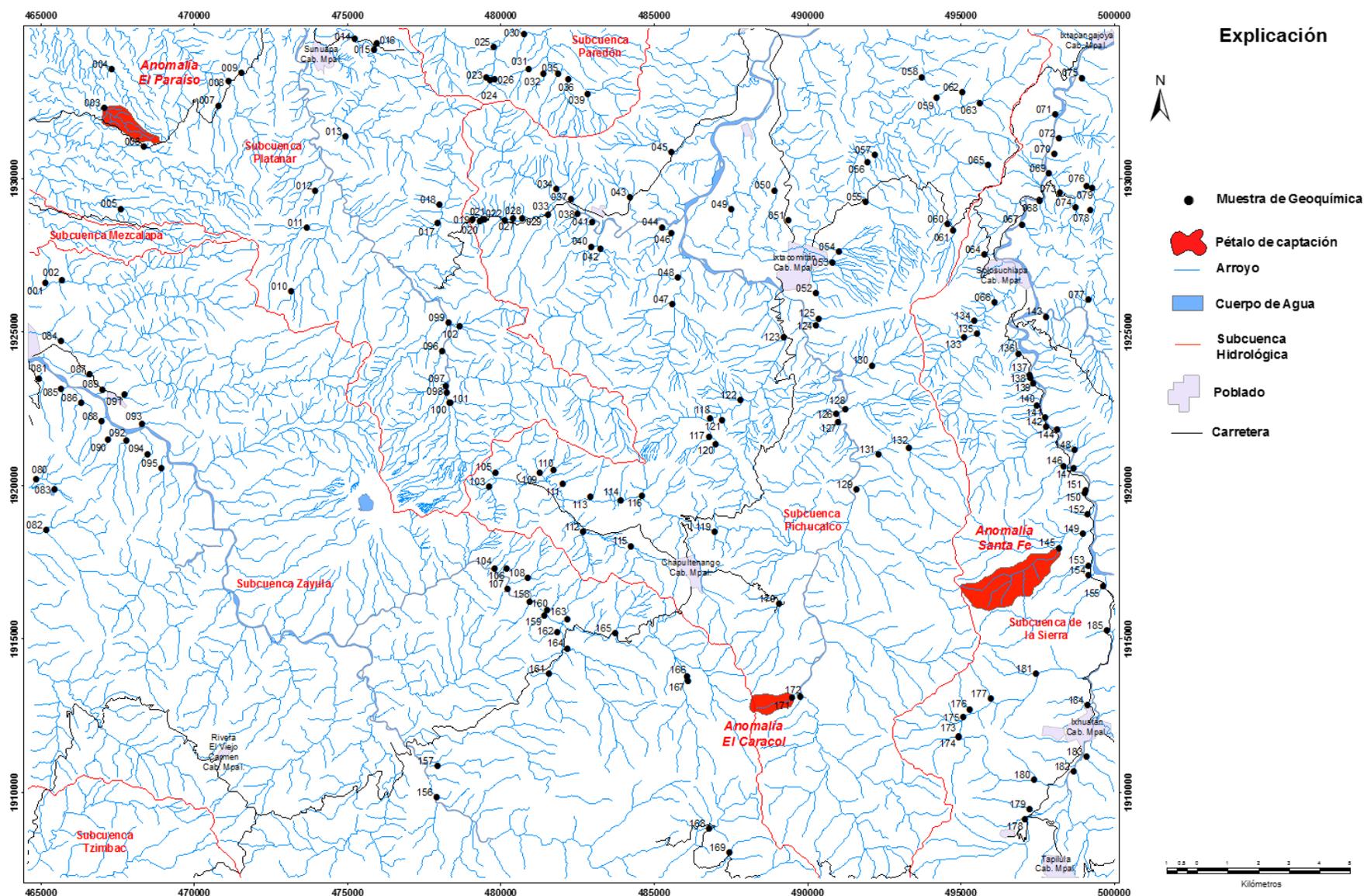


Figura 37.- Mapa geoquímico de la asociación del factor 1 (Fe, Zn, Cu).

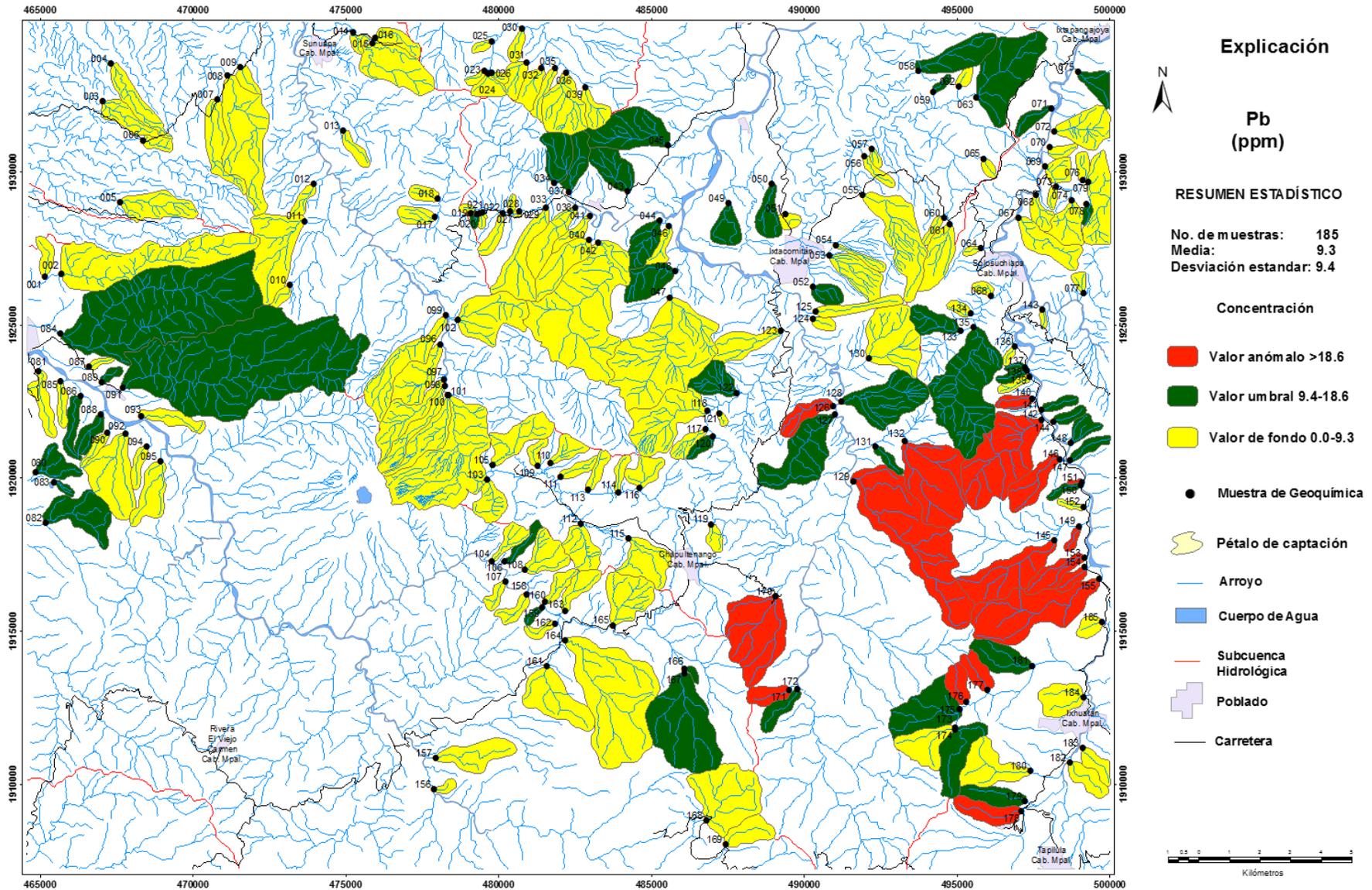


Figura 38.-Mapa geoquímico monoelemental del factor 2 (Pb).

IXHUATÁN E15-C39, ESCALA 1:50,000

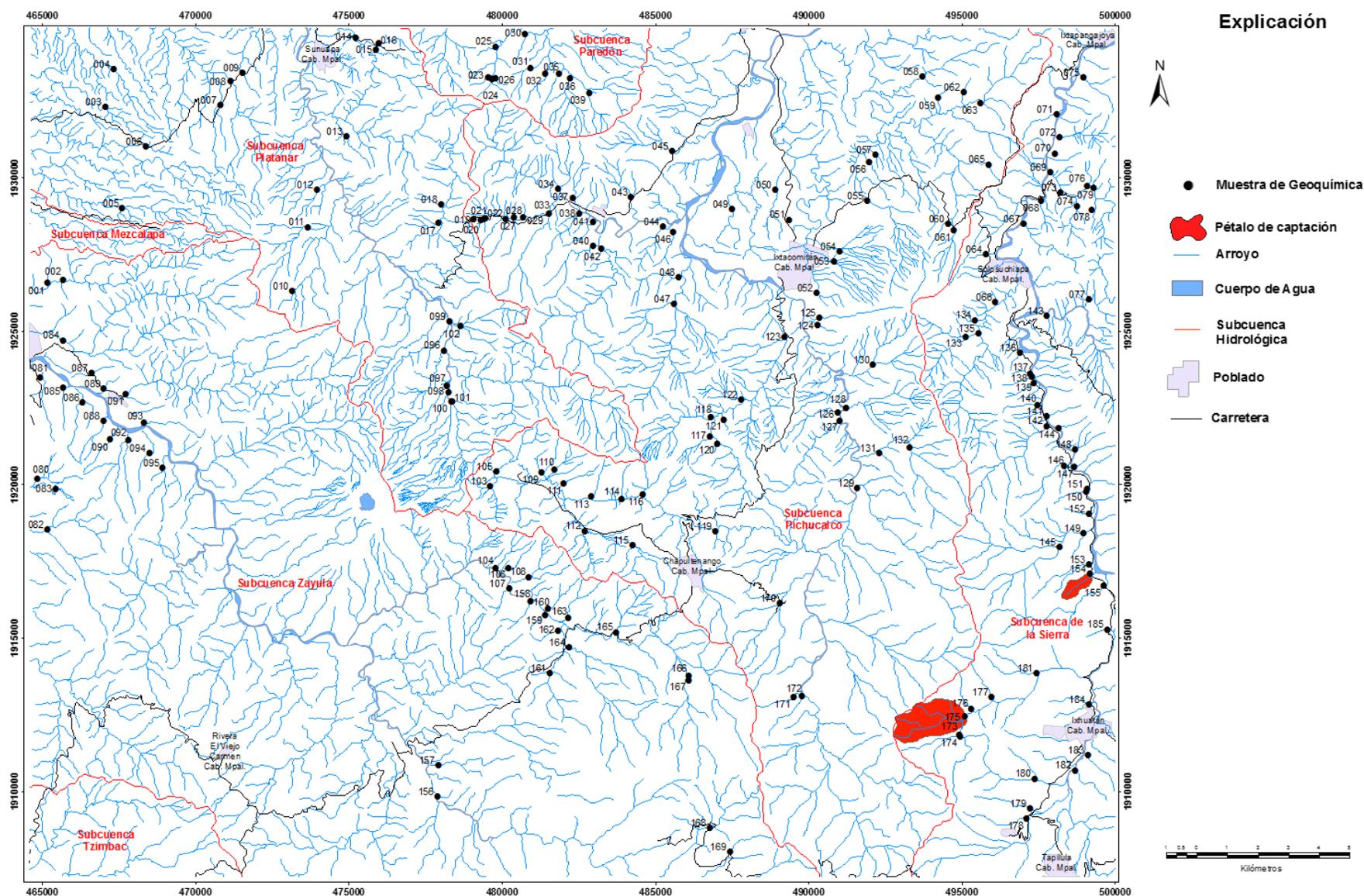


Figura 39.- Mapa geoquímico de distribución del Au.

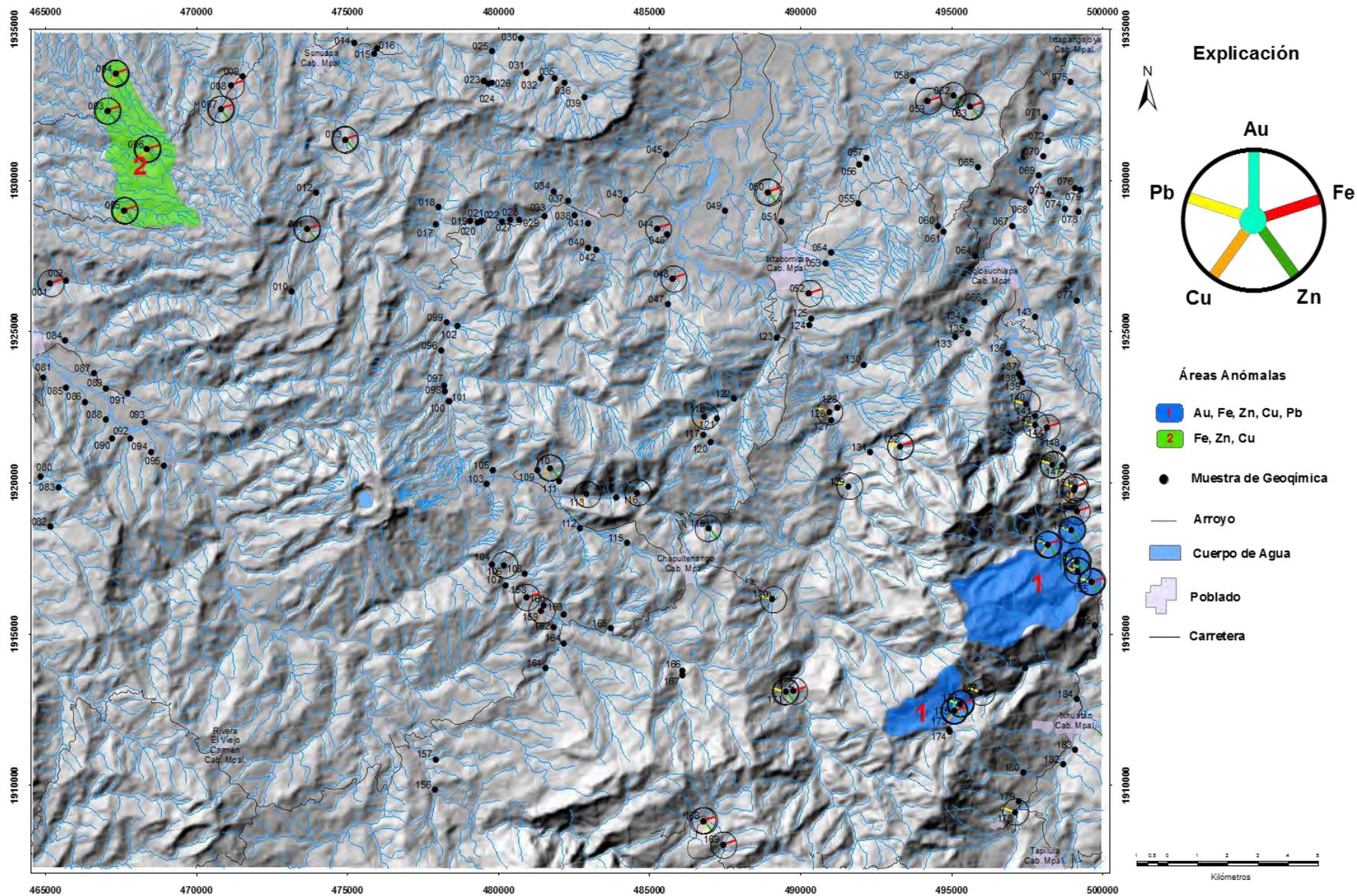


Figura 40.- Mapa geoquímico de áreas anómalas.

VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

VII.1. Conclusiones.

La columna estratigráfica definida, está ubicada en el terreno Maya, en la provincia conocida como Cinturón Plegado de Chiapas, en la base de esta columna aflora una secuencia carbonatada denominada Formación Jolpabuchil, perteneciente al Grupo Sierra Madre de edad Campaniano-Maastrichtiano. Estos carbonatos están cubiertos transicionalmente por una secuencia siliciclástica perteneciente a la Formación Soyaló del Paleoceno, esta unidad a su vez está cubierta transicionalmente por lutita y arenisca de la Formación El Bosque del Eoceno-Oligoceno. La Formación el bosque presenta cambios de facies con la Formación Mompuyil del Eoceno-Oligoceno, y con las formaciones agrupadas de la Laja-Depósito-Encanto del Oligoceno-Mioceno. Esta última unidad está cubierta transicionalmente por las formaciones agrupadas de Filisola-Concepción del Mioceno.

En la porción noroeste las formaciones Filisola-Concepción se encuentran cubiertas discordantemente por derrames y brechas volcánicas de composición andesítica del Plioceno. Así mismo esta unidad cubre también discordantemente a la formación Mompuyil, relación que se observa en el sector sureste del área de estudio.

Los sedimentos descritos y las rocas volcánicas, están intrusionadas por un complejo de rocas ígneas de 2.13 a 2.80 Ma, datadas por métodos isotópicos, que indican varios pulsos durante el emplazamiento del intrusivo. Su composición es granodiorítica con variación a diorítica, de la serie magmática shoshonítica, la cual genera o desarrolla rocas de metamorfismo de contacto, alteraciones hidrotermales y mineralización metálica.

Conformado por derrames, emisiones de piroclastos andesíticos-traquiandesíticos, así como lahares derivados de las avalanchas de las laderas del volcán El Chichonal, tanto a las emisiones y lahares de este volcán se les ha dado un alcance que va del Pleistoceno al Holoceno.

Desde el punto de vista del Código de Nomenclatura Estratigráfico de Norteamérica, las formaciones El Bosque, La Laja, Encanto, Filisola y Concepción son formales. El resto de las unidades descritas en este trabajo son informales, como son las formaciones Jolpabuchil, Soyaló, Mompuyil.

En la región se identificaron fallas de desplazamiento lateral con y sin componente normal orientadas

predominantemente NW-SE, NE-SW y E-W, así como fallas normales de dirección NW-SE y NE-SW, producidas en un ambiente de cizalla simple frágil, por lo que también existen pliegues asociados con dirección NW-SE. Estas estructuras pertenecen al Sistema Tecpatán-Ocosingo generadas durante el movimiento del bloque Chortis.

En la región estudiada, estas fallas presentan características de inflexión en un contexto trans-extensivo que permite el emplazamiento del intrusivo granodiorítico y la mineralización asociada a él. Se descarta la presencia de la deformación Laramíca

La ausencia o atenuación de la fase compresiva laramíca en el sureste de México se explica debido a la traslación hacia el oriente del bloque Chortis. Durante el Oligoceno superior, dio inicio el evento tectónico al que se conoce como orogenia Chiapaneca, la cual se caracteriza por el desarrollo de grandes fallas de desplazamiento lateral, predominantemente izquierdo, en un escenario thick-skinned (a nivel basamento), asociado al movimiento producido por el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic y a la traslación resultante hacia el oriente del bloque Chortis. Este periodo de deformación bajo un régimen frágil, que involucra tanto al basamento como a la carpeta sedimentaria mesozoica y a los siliciclastos del Paleógeno y gran parte del Neógeno.

La composición de las rocas ígneas asociadas a la zona mineralizada de Ixhuatán y Santa Fe, es alcalina de la serie shoshonita, similar a las que albergan depósitos tales como Grasberg (Indonesia) y Bingham Canyon (EE.UU.)

Se delimitó el distrito minero Santa Fe-La Victoria y las zonas mineralizadas de Ixhuatán y Ostucacán.

El distrito minero **Santa Fe-La Victoria**, se ubica en la porción oriental sureste de la carta, con denuncios mineros a favor de la empresa Frisco S.A. de C.V., se ubica en la porción oriental sureste de la carta, se tienen yacimientos de reemplazamiento metasomático, así como de tipo epitermal de alta sulfuración, en cuerpos diseminados irregulares, mantos, brechas hidrotermales, vetas y sistemas en stockwork, alojados en granodiorita-diorita del Intrusivo Santa Fe, observándose una mineralogía de bornita y calcopirita argentífera, algo de oro libre, enargita, galena, poca esfalerita, digenita, tetraedrita, covelita, magnetita y argentita, así como teluros de Au (calaverita y Silvanita). En este distrito se tiene la **mina Santa Fe**, inactiva, cuyo

cuerpo principal es un manto, con reservas positivas de 400,000 toneladas con una ley de 1 a 2.6 g/t Au, 120 g/t Ag, 1.30% Pb y 0.60% Cu. Otra de las estructuras es **San Sebastián**, ubicado en la mina Malanga, es una veta asociada a brecha de falla, la cual ha sido explorada con 7,000 m de barrenación, la empresa que realizó su exploración reporta leyes de 4.0 g/t Au, 32 g/t Ag, y 4.49 g/t de Au equivalente, con 5 millones de toneladas. En la **mina La Victoria**, inactiva, se tiene una brecha epitermal, donde se calcularon reservas de 463,334 toneladas, de ellas como positivas se tienen 352,230 ton., con ley de 5.1 g/t Au, 171 g/t Ag, 1.6% Cu y 1.4% Pb; en el rango de probables se consideran con 111,104 ton, divididas en 49,734 ton., con leyes de 3.4 g/t Au, 254 g/t Ag, 1.9% Cu y 3.0% Pb, y 61,370 ton con leyes de 19.6 g/t Au, 29 g/t Ag, y 340,000 ton posibles.

La **zona mineralizada Ixhuatán**, se ubica en la esquina sureste de la carta, incluye las áreas de alteración San José y Cerro la Mina. Esta última se divide en las áreas de alteración El Campamento y San Isidro.

En ella se tienen concesiones de Linear Gold, la cual ha realizado trabajos de exploración con barrenación y geofísica en las áreas de alteración hidrotermal **El Campamento y Cerro La Mina**.

Se identificaron las áreas de **alteración San José y San Isidro**, todas hospedadas en rocas del intrusivo granodiorítico terciario.

En la porción sur de esta zona mineralizada, se tiene el área de **alteración Liquidámbar**, la cual colinda con la carta Tecpatán, no se pudo tomar ninguna muestra por problemas sociales entre ejidos, pero la cartografía y lo observado en las inmediaciones del poblado del mismo nombre, sugieren que tiene potencial para la localización del mismo trend mineralizado, ya que se observa el cuerpo intrusivo con alteración por piritización (pirita diseminada).

Dentro de esta zona se han delimitado y descrito en trabajos previos de exploración realizados por Linear Gold, tal es el caso de la **alteración El Campamento** (potásica-argilización), a la que se le ha interpretado una forma de embudo, con una superficie aproximada de 0.49 km², y profundidad de 350 m. Explorada con barrenos que han interceptado intervalos mineralizados de hasta 365 m con valores de 1.30 g/t Au e intervalos aislados de 48 g/t Au, y 91.5 g/t Ag. Se han estimado recursos medidos e indicados de 1.041 Moz de Au y 4.4 Moz de Ag en 17.6 Mt con una ley de Au de 1.84 g/t y Ag de 7.79 g/t. Los recursos inferidos son de 0.703 Moz de Au y 2.26 Moz de Ag en 21.8 Mt con ley de 1.01 g/t Au y 3.23 g/t Ag, todos considerando una ley de corte de 0.50 g/t Au.

La **alteración Cerro La Mina** (piritización-argilización), cubre una superficie de 6.26 km², con una profundidad de 500 m, con pirita diseminada, calcopirita, molibdenita, arsenopirita, bornita, enargita, covelita, digenita e idaíta. En el prospecto Cerro La Mina se tienen valores de 0.009 a 0.90 g/t Au, 0.0058 a 0.016% Pb, 0.006 a 0.01% Cu y de 37 a 69.30 ppm As. En ésta área se presenta un extenso lithocap con valores normales de >0.10 g/t Au, algunos barrenos han interceptado 493 m con leyes de 0.50 g/t Au y 0.3% Cu.

En la **alteración San José** (piritización-argilización) se tienen los prospectos San José Valtierra y San José Paraíso, ambos son stockwork con valores de 0.009 a 0.011 g/t Au, 0.01 % Cu y 9.90 ppm As; para el segundo los valores son de 0.011 a 0.016 g/t Au, de 31.20 a 49 ppm As; El Aguacate es un crestón y brecha, asociado a una falla sinistral que afecta a una zona de skarn, con valores de 0.008 a 0.010 g/t Au y 13.60 ppm As.

En la **alteración San Isidro** (silicificación), se ubica el prospecto San Isidro, es una veta, con valores de 0.010 a 0.15 g/t y 25.60 a 292.90 ppm As. En el área de la alteración se reportan valores anómalos de Au, Ag y Mo en muestras de suelo de hasta 0.975 g/t Au, 31 g/t Ag y 75 ppm Mo. El muestreo de esquila sobre la roca alterada dio valores de 1.67 g/t Au y 0.69 % Cu.

Con respecto a la **zona mineralizada de Ostucán**, ubicada en el sector noroeste de la carta, fue estudiada por el CRM en el siglo pasado, evaluando lateritas derivadas del intemperismo en andesitas del Plioceno, la cual incluyó geología superficial, de semidetalle y 1,407 m en 294 barrenos con el método Auger. Se obtuvieron 1,333 muestras para análisis químicos por Al₂O₃ total, SiO₂ total, Fe₂O₃ total, y PxC, además de pruebas de beneficio. Se definieron las áreas Catedral de Chiapas, Herradura, Chamizal, Chapultepec, Hidalgo y Antena (en esta carta Ixhuatán solo se encuentran parte de las dos primeras). La mejor zona fue ubicada hacia los lóbulos del derrame y fuera del límite occidental de la carta. Del estudio mencionado se obtuvo 4'710,783 ton, con calidad Bayer y leyes de 34.02% de alúmina soluble y 4.85% de sílice reactiva, así como 1'173,964 ton, de material marginal con leyes de 31.20% y 8.07% de alúmina soluble y sílice reactiva. En la carta solo se identificaron como prospectos. Paraíso y Catedral de Chiapas, con valores de 23.88% Al, 12.49% Fe, y 0.007 g/t Au para el primero y 19.29% Al, 15.13% Fe y 0.007 g/t Au, para el segundo.

Las principales perspectivas bajo exploración en la zona de Ixhuatán muestran abundante evidencia de afinidades de pórfido, incluyendo la biotita muy difundida y la alteración del feldespato, y la aparición a

lo largo del margen oriental de la zona de un *litocap* argílico avanzado muy grueso, similar a los encontrados sobre depósitos de pórfido en otras partes del mundo.

En toda la zona se presentan valores anómalos (sub-económicos) en áreas muy grandes. Esto indica que estos yacimientos pueden ser asociados a tipologías de pórfido de cobre-oro, que posiblemente con una exploración adecuada determinará si se puede considerar de clase mundial.

Por lo que es importante continuar su exploración y determinar su potencial como un depósito de oro y minerales polimetálicos, que como se mencionó en el apartado correspondiente, se han determinado tipologías de pórfido y epitermal, en algunos casos sobrepuestas y con una clara zona de oro supergénico, la cual fue el parámetro que seguramente detono su explotación, dadas las altas leyes de oro explotadas de acuerdo a la información consultada.

La presencia de rocas intrusivas en esta y otras regiones de Chiapas muestran evidencia de una nueva provincia alcalina en el sur de México, asociada a procesos mineralizantes; esto abre la posibilidad de un gran potencial de exploración principalmente asociado al aún poco estudiado Arco Volcánico Chiapaneco, por lo que las estructuras de este arco, estudiadas solo desde un punto de vista científico ahora presentan nuevas perspectivas de exploración con posibilidades de albergar uno o varios yacimientos posiblemente de clase mundial.

En los resultados ensayados en las muestras colectadas para análisis químico, se detectaron valores muy bajos, sin embargo, estos se colectaron en donde se han evaluado reservas auríferas muy importantes apoyadas en barrenación, así como muestreo de sedimentos activos de arroyo, de suelos, con buenos valores, y pobres en muestreo de roca a nivel superficial. Esto obliga a suponer que existe un proceso de lixiviación superficial de los valores muy importante.

Los problemas de metalurgia que presenta el beneficio del mineral, que ya en épocas anteriores han impedido la explotación, deberán ser resueltos tal y como Compañía Minera Frisco S.A. de C. V., lo ha expresado, antes de desarrollar la planta de beneficio adaptada a este tipo de mineral, ya que presenta el oro encapsulado en cristales de pirita-bornita en donde la mineralización de oro está bien arraigada, generalmente de menos de 50 micras de diámetro. Los minerales de oro en cambio están en partículas libres intergranulares a la calcita en las vetillas del *stockwork*, en contacto de borde con otras fases de sulfuro (pirita, minerales del grupo de la

tetraedrita y galena) y en pequeñas inclusiones en otras fases de sulfuro (pirita y galena).

La evidencia de un claro teléscopio entre depósitos mesotermiales de metales base como el cobre (tipo pórfido) con depósitos de baja temperatura de metales preciosos (epitermal) en muy diferentes condiciones genéticas, es una evidencia de un levantamiento regional rápido o exhumación tectónica en la región. La mecánica para entender este proceso puede ser explicada por el sistema de fallas de transcurrencia Polochic-Motagua junto con la erosión asociada a la extensión producida. Esto parece concordar con la convivencia contemporánea entre depósitos plutónicos subvolcánicos y volcánicos que condujo a la desaparición instantánea de edificios volcánicos por erupciones. Ambos procesos pudieron haber expuesto soluciones mesotermiales a un ambiente superficial donde la repentina baja de temperatura, al verse expuesta a condiciones próximas a la superficie, pudieron haber causado el teléscopio observado en la región.

Las rocas ígneas alcalinas shoshoníticas, como las encontradas en los depósitos aquí identificados como zona mineralizada de Ixhuatán, comúnmente se encuentran relacionadas a los depósitos de oro y cobre, como es el caso de Grasberg, Indonesia; Bingham Canyon, U.S.A.; y Ladolam, Lihir, Papua-Nueva Guinea. El ambiente tectónico extensional y los depósitos descritos en Valtierra y Santa Fe, indican que esta región del sureste de México es una provincia metalogenética con características no reconocidas previamente. Esta provincia puede extenderse al norte, a lo largo de la costa del Golfo de México donde existen otros depósitos similares como Tetela, Puebla (2.8 Ma Ar-Ar) y Caballo Blanco.

VII.2. Recomendaciones.

Aunque la intensidad del trabajo realizado en el cuerpo conocido como apósis de Santa Fe, actualmente es suficiente para descifrar su condición mineralizada, se ha visto que es aún insuficiente la investigación sobre su génesis y modelo de emplazamiento, ya que no se tienen datos sobre paragénesis minerales, inclusiones fluidas e isotopía, que establezcan un modelo de yacimiento más sustentado en datos. Sin embargo, los últimos trabajos realizados en la apósis de Valtierra en el extremo sur del de Santa Fe (zona mineralizada Ixhuatán), si aportan más datos sobre la génesis de los depósitos que parecen ser singenéticos.

Es muy importante seguir afinando el modelo de yacimiento, para definir los principales parámetros de exploración como campañas de barrenación y estudios

complementarios, como podrían ser los de secuencias minerales paragéneas detalladas (incluyendo la documentación de las fases de pórfido y el momento relativo de las etapas del vetilleo y stockwork, así como la alteración).

Se recomienda también datar los diferentes pórfidos portadores de zircones para ser datados a través de métodos U-Pb, para conocer con mayor exactitud la edad del magmatismo y mineralización en este complejo magmático.

Se debe considerar un estudio de inclusiones fluidas de todas las paragénesis minerales independientes para resaltar sus diferencias en la temperatura, composición y fuente de los fluidos, especialmente en diferenciar los sistemas epitermal y porfídico, y generar datos para definir vectores de mineralización.

Para poder continuar con la evaluación detallada de los recursos económicos de las zonas mineralizadas es necesario resolver todas las cuestiones relativas a los permisos con las comunidades y la sustentabilidad

ambiental, así como los estudios encaminados a resolver las complicaciones geotécnicas, metalúrgicas, hidrogeológicas, gestión de residuos e ingeniería de recursos hídricos.

Con lo que respecta al área mineralizada de Ostuacán se deberá continuar investigando nuevas técnicas de beneficio del material que permitan incrementar las reservas económicamente aprovechables mediante un proceso Bayer.

También se recomienda llevar a cabo estudios de caracterización mineralógica en los cuerpos laterizados para ayudar en las soluciones de beneficio de estos cuerpos.

El tonelaje marginal de 6'786,967 toneladas de calidad Bayer, calculado en la zona mineralizada de Ostuacán, puede aumentar evaluando otros cuerpos localizados en la región entre los estados de Chiapas y Tabasco para alimentar la planta y reducir los costos de extracción, haciendo viable el proyecto.

VIII.- PROBLEMAS NO RESUELTOS.

Las formaciones La Laja, Depósito y Encanto fueron agrupadas debido a la dificultad de separarlas litológicamente, todas están constituidas por arenisca y lutita. Para separarlas se requiere de un estricto control paleontológico.

También se agruparon las formaciones Filisola y Concepción, debido a la dificultad de separarlas litológicamente, ambas unidades están constituidas por arenisca y lutita, además del intenso intemperismo que hace difícil identificarlas, ya que se genera abundante suelo.

En la porción sur de la zona mineralizada de Ixhuatán, específicamente en el área de alteración Liquidámbar,

que colinda con la carta Tecpatán, no se pudo tomar ninguna muestra por problemas sociales entre ejidos, pero la cartografía y lo observado en las inmediaciones del poblado del mismo nombre, sugieren que tiene potencial para la localización del mismo trend mineralizado, ya que se observa el cuerpo intrusivo con alteración por piritización (pirita diseminada).

Personal de la empresa, Compañía Minera Frisco S.A. de C. V., permitió el acceso para conocer el depósito de la Mina Santa Fe, pero no autorizaron tomar muestreo de esquirlas, ni realizar el estudio de orientación en dicho depósito.

BIBLIOGRAFÍA

Amos Salvador, 1987. Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V 71, No. 4. pp. 419-451.

Abdulim Fanis. 2016. Estudio Termotectónico y de Procedencia de Sedimentos de la Sierra de Chiapas Mediante Trazas de Fisión y Geoquímica en Apatitos. Universidad Nacional Autónoma de México. 174 pp.

Aguilar García Miguel, 1976, Informe de la mina La Victoria, Solosuchiapa Estado de Chiapas, Consejo de recursos minerales.

Álvarez Gómez José A, s/f. Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. Universidad Complutense de Madrid. Tesis para obtener grado de doctor. 241 pp.

Arellano Contreras Uriel y Jiménez Salgado Estéban, 2012, Evaluación geológico estructural del complejo

volcánico Chichonal, Chiapas, como fuente alterna de energía, *Geotermia* Vol. 25, No. 2 Julio Diciembre, p 3-20.

Armienta M. A, Ramos Hernández S., De la Cruz Reyna S., Ceniceros N., Cruz O., Aguayo A., Morton O., 2007, Hydrogeochemical evolution of El Chichón crater lake: Implications for hazard assessment: Proceedings of The Commemorative Conference "El Chichón Volcano: Twenty-five years later", 8, 126 pp.

Andrews B., Gardner James E., 2007, Magnitudes of Magma recharge events at El Chichón Volcano indicated by experimental petrology and compositional zoning: Proceedings of The Commemorative Conference "El Chichón Volcano: Twenty-five years later", 5, 126 pp.

Benavides G. Luis y Wing M. Ernesto, 1967, Manifestaciones de Azufre en algunas localidades del norte del Estado de Chiapas, Consejo de recursos naturales no renovables.

Campa Uranga María Fernanda y Coney J. Peter, 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian J. Earth Sciences*, Vol 20, p1040-1051.

Camprubí A., 2013. Tectonic and Metallogenetic History of Mexico. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 17, pp. 201-243.

Capra Lucía, Arce J. L., Macías J. L., 2007, Flow simulations reproducing the 1982 eruption of El Chichón Volcano, Mexico, Proceedings of the commemorative conference "EL Chichón volcano: Twenty five year later", 13, 126pp.

Canul, R.F., Rocha, V.L., 1981, Informe geológico de la zona geotérmica de El Chichonal, Chiapas, México: México, D.F., Comisión Federal de Electricidad, Informe 32-81, 38 p.

Canul Dzul, R.F., Razo Montiel, A., Rocha López, V., 1983, Geología e historia volcanológica del volcán Chichonal, estado de Chiapas en Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional. El Volcán Chichonal: México, D F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 3-22.

Canul Dzul René and S. Rocha Víctor, 2007, The geological report of "El Chichonal", Chiapas, geothermal zone, Proceedings of the commemorative conference "EL Chichón volcano: Twenty five year later", 12, 126pp.

Carfantán Jean Charles, 1981. Evolución estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica

de las zonas internas mesozoicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista* vol.5, núm. 5, p. 207-216.

Carfantán Jean Charles, 1986. Du système cordillerain Nordamericain au domain Caraïbe. Étude géologique du Mexique meridional, PhD thesis Université de Savoie, Chambéry, France. pp. 558.

Castro Mora Jesús y Ortiz Hernández Luis Enrique, 1999, Monografía geológico minera del estado de Chiapas, Consejo de Recursos Minerales.

Damon Paul E., Montesinos Hernández Enrique, 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México: *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155-168.

Damon Paul E., Shafiqullah M., Clark K., 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera En. Dickinson, W., Payne W. D. (Eds): Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. *Arizona geol. Soc. Digest*, 14, pp. 137-153.

De la Cruz Rivera Víctor Manuel y Peña Ramírez Hugo, 1991. Informe Geológico No. 948 Z. SE. Prospecto Villahermosa. Suptcia. Gral. Dttos. De Exploración, Z. SE. Superintendencia de Operación Geológica, Departamento de Geología Superficial. PEMEX.

Duffield Wendel A., Tilling Robert I., Canul Rene, 1984, Geology of El Chichón volcano, Chiapas, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 117-132.

Estrada Carmona Juliana, Weber Bodo, Hecht Lutz, Martens Uwe, 2009. P-T-t trajectory of metamorphic rocks from central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit, Chiapas, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 26, núm. 1, pp. 243-259.

Estrada Carmona Juliana. 2013. Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y Metamorfismo de alta Presión mississippico en el Terreno Mixteca. Implicaciones para la evolución tectónica del noreste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf). Programa de Posgrado en ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología. Tesis para obtener grado de doctor. CICESE. 157 pp

García Palomo A., Macías J.L., Espíndola J. M., 2004, Strike-slip faults and K-Alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 247-268.

Garduño Monroy V. H., Macías J. L., Molina Garza R. S., 2015. Geodynamic Setting and Pre-volcanic Geology of Active Volcanism in Chiapas. T. Scolamacchia and J. L. Macías (eds.), Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná. Active Volcanoes of the World, © Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 1-23.

Guiza R., 1948, Criaderos minerales de la "Compañía Minera Nauyaca, S.A." Municipio de Solosuchiapa, Chiapas, Consejo de recursos naturales no renovables.

Ham Wong Juan Manuel, Marrett Randall, 2007, Libro Guía del Proyecto de Caracterización de Sistemas de Fracturamiento en el Mesozoico del Área Chiapas-Tabasco, México, PEMEX.

Huicochea Alejo Juan Santiago, 2006. Modelo de deformación de la Provincia de fallas de transcurrancia de la Sierra de Chiapas, Programa de Posgrado en ciencias en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Tesis para obtener grado de maestro en ciencias, 96 pp.

Instituto Nacional de Geografía e Informática (INEGI) / Dirección General de Geografía, 1983. Carta Geológica Villahermosa E15-8 Escala 1:250,000, Estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas y Oaxaca.

Islas Tenorio Juan José, Ramírez García María Georgina, Moreno Ruíz Juan Pablo, Gómez Aviléz Alejandro, 2004. Carta Geológica-Minera Villahermosa E15-8, Escala 1: 250,000, Estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas y Oaxaca. Consejo de Recursos Minerales. (Texto explicativo y anexos).

Layer P. W., García Palomo A., Jones D., Macías J. L., Arce J. L., Mora J. C., 2009. El Chichón volcanic complex, Chiapas, México: Stages of evolution based on field mapping and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. Geofísica Internacional 48 (1), 33-54.

López Palomino R. I., Pérez Martínez M., Bustos Moreno M. A., Sáenz Pita M. Rebeca, 2011. Análisis documental de las formaciones Cantelhá, Jolpabuchil, Soyaló, El Bosque, La Laja, Depósito, Encanto, Concepción y Filisola. Léxico Estratigráfico de México. Servicio Geológico Mexicano. www.sgm.gob.mx.

López Ramos Ernesto, 1981. Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 5, núm. 2 pp. 158-177.

Macías José Luis, Espíndola, J.M., Tarán, Y., Sheridan, M.F., García, A., 1997a, Explosive volcanic activity

during the last 3,500 years at El Chichón volcano, México, en: IAVCEI, Puerto Vallarta, México Plenary Assembly, Fieldtrip guidebook: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Secretaria General, Unidad Editorial, 1-53.

Macías José Luis, Sheridan, M., Espíndola, J.M., 1997b, Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, México: New data from proximal deposits: Bulletin of Volcanology, 58, 459-471.

Macías José Luis, 2005, Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen conmemorativo del centenario temas selectos de la geología mexicana tomo IVii, núm. 3, 2005, p. 379-424.

Mandujano Velásquez Jaime y Vázquez Meneses Mario Ernesto. 1996. Reseña Bibliográfica y Análisis Estratigráfico de la Sierra de Chiapas. Bol. AMGP, VOL. XLV. NUM. 1, Enero-Junio, pp.20-45.

Martínez Osorio José Gregorio, 2014. Sedimentología y Diagénesis del Cretácico de la Sierra de Chiapas. Universidad Nacional Autónoma de México. Programa de Maestría y Doctorado en Ingeniería, Ingeniería Petrolera y de Gas Natural-Exploración. Tesis para obtener grado de Maestro en Ingeniería. 442 pp.

Miranda Gasca Miguel Angel, Philip Pyle, Roldán Julián, Ochoa Camarillo Héctor R., 2005, Gold-silver and copper- gold deposits of Ixhuatán, Chiapas: A new alkalic-rock related metallogenic province of southeastern Mexico, Linear Gold Corporation.

Miranda Gasca Miguel Angel, Pyle Philip, Roldán Julián, Ochoa Camarillo Héctor R., Arias Rolando y Jaimez Alexandro, 2010, los depósitos de oro-plata y cobre-oro, Ixhuatán y Santa Fé, Chiapas, México, Linear Gold Corporation.

Montesinos Hernández Enrique, 1971, Informe Preliminar del Reconocimiento Geológico del Estado de Chiapas, Consejo de Recursos No Renovables, 31 pp.

Montesinos Hernández Enrique, 1975, Estudio geológico y geoquímico regional del área de Santa Fe - La Victoria, Municipio de Solosuchiapa, Chiapas, Consejo de recursos minerales.

Mora Juan Carlos, Jaimes Viera M. C., Garduño Monroy V. H., Layer P. W., Pompa Mera V., Godínez M. L., 2007. Geology and Geochemistry characteristics of Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area), Chiapas Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 162, pp. 43-72, Avariable online at www.sciencedirect.com.

Mora Juan Carlos, Layer P. W., Jaimes-Viera M. C., 2012. New 40Ar/39Ar ages from the Central Part of the Chiapanecan Volcanic Arc, Chiapas, México. *Geofísica Internacional* 51-1, pp. 39-49.

Morales Salinas Amado, Salazar Maza Jorge A., Moreno Mendoza Matías, Orozco Gutiérrez Mario, Villanueva F. Mario A., 1987, Proyecto Ostuacán, subgerencia regional zona sur, Consejo de recursos Minerales.

Morales Salinas Amado, Orozco Gutiérrez Mario, Salazar Maza Jorge A., Moreno Mendoza Matías, Castro Valdez Luis R., 1992, Informe final del proyecto Lateritas Ostuacán, subgerencia regional zona sur, Consejo de recursos Minerales.

Morales Salinas Amado, 1994, Exploración y evaluación por menas aluminosas en las áreas Pichucalco y Tecpatán Estado de Chiapas, subgerencia regional zona sur, Consejo de recursos Minerales.

Morán Zenteno Dante Jaime, Cerca M., Keppie John Duncan. 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. Conmemorativo del Centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana*. TOMO LVII, NÚM. 3, 2005, P. 319-341

Morán Zenteno Dante Jaime, Keppie John Duncan, Martiny Barbara, González Torres Enrique, 2009, Reassessment of Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features, *Revista mexicana de ciencias geológicas* v. 26 núm. 1, p. 177-188.

Olvera Barroso Irasema Saray. 2013. Análisis Estructural y sus Implicaciones en la Ocurrencia de Hidrocarburos en la Planicie Costera de Tabasco, México. UNAM. Programa de Maestría y Doctorado en Ingeniería Petrolera y Gas Natural-Exploración. 99 pp.

Ornelas Sánchez M., Aguilera Franco N., Franco Navarrete S., Granados M, s/f. Estratigrafía y Evolución de facies del Cretácico Superior en el sureste de México. Instituto Mexicano del Petróleo.

Osorio Varela Narciso, 1975, Estudio de polarización inducida y resistividad en el área La Victoria - Santa Fe, Estado de Chiapas, Consejo de Recursos Minerales.

Padilla y Sánchez Ricardo José, 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México,

Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIX, Núm. 1, p 19-42.

Pemex Exploración y Producción, Subdirección Técnica de Exploración, 2010, Provincias Geológicas de México, *Petróleos Mexicanos*, inédito.

Pineda Ramírez Álvaro y Montesinos Hernández Enrique, 1980, Programa y presupuesto de exploración geológica minera a efectuar en la mina La Victoria Municipio de Solosuchiapa, Estado de Chiapas, Consejo de Recursos Minerales.

Quezada Muñetón Juan M., 1990. El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación AMGP* Vol. XXXIX, Núm. 1, p. 3-98

Sánchez Montes de Oca Rafael, 1979, Geología petrolera de la Sierra de Chiapas, *Boletín Asociación mexicana de geólogos petroleros* Vol. XXXI, Números 1 y 2, p 67-97.

Sánchez Montes de Oca Rafael, 2003, convenio Instituto Politécnico Nacional-Pemex Exploración y Producción (PEP), en su Cuarta Brigada Escuela. Geología de la Sierra de Chiapas. *Notas de Geología de Campo en la Sierra de Chiapas*, cuarto entrenamiento. 57 pp.

Seccombe Philip K. and Giroux Gary H., 2011, Summary report on the Ixhuatán advanced stage gold project, Chiapas State Mexico, CANGOLD LIMITED.

Sedlock Richard L., Ortega Gutiérrez Fernando, 1993. *Terrenos Tectonoestratigráficos y Evolución Tectónica de México*. Geological Society of America, Special Paper 278.

Panorama Minero del estado de Chiapas. Servicio Geológico Mexicano. 2014.

Torres de León Rafael, 2016. Caracterización Geológica y Geocronológica de Unidades Metamórficas e Intrusivas de la Región Centro-Oeste de la Cuenca del Río Motagua. UNAM, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología. Tesis de Doctorado. 243 pp.

Vélez Scholvink Daniel, 1990. Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México. Pemex, PEP. Distrito Poza Rica.

Weber B., Schaaf Peter, Valencia V. A., Iriando A., Ortega Gutiérrez Fernando, 2006. Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from

the Maya Block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 23, núm. 3, pp. 262-276.

Weber B., Iriondo A., Premo Wayne R., Hecht Lutz, Schaaf Peter, 2007. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* (2007) 96:253–269 p.p.

Witt C., Brichau S., Carter A., 2012. New Constraints on the Origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediments provenance and apatite thermochronometry. *TECTONICS*, VOL. 31, TC6001, pp. 1-15.