

CAPITULO 3: GEOLOGÍA REGIONAL DE LA CUENCA DE MOTOZINTLA, CHIAPAS.

3.1 Aspectos Generales.

El municipio de Motozintla se ubica en la VII región económica del estado de Chiapas, denominada Región Sierra; limita al norte con Siltepec, el Porvenir, al este con Mazapa de Madero y la República de Guatemala; al sur con Tapachula, Tuzantán; al oeste con Huixtla y Escuintla (Figura 2). Sus coordenadas geográficas son 15° 09' y 15°27' de latitud norte, y 92°11' y 92°30' de longitud oeste, su altitud es de 1,260 msnm (INEGI, 2010).

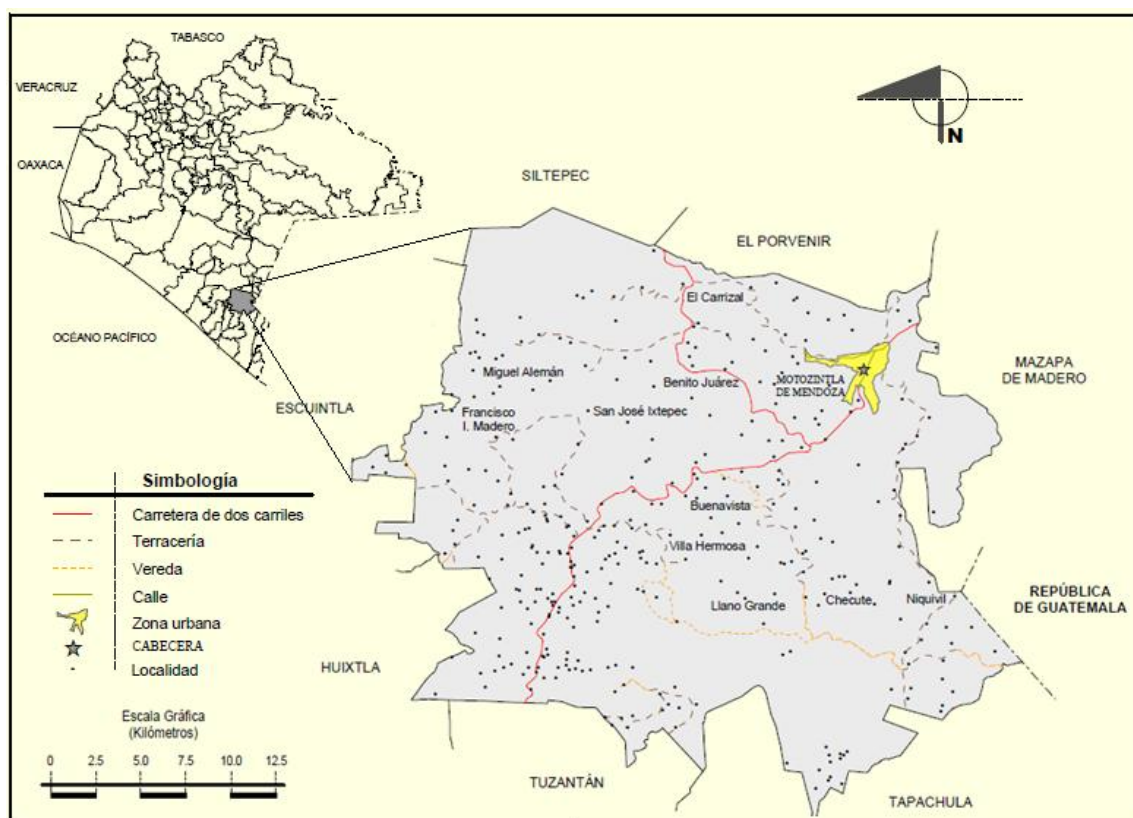


Figura 2. Mapa de localización de Motozintla, Chiapas. (INEGI, 2010)

3.1.1 Vías de comunicación.

Existen dos rutas de acceso al municipio de Motozintla de Mendoza Chiapas, las cuales son:

- a) La carretera federal No. 200, que parte del poblado de Tapanatepec Oaxaca, a la ciudad de Arriaga Chiapas. La autopista Arriaga-Tapachula, (comunica a los poblados de Pijijiapan, Mapastepec, Escuintla) y la carretera federal No. 211 (entronca en el municipio de Huixtla con la autopista Arriaga-Tapachula).
- b) La carretera federal No. 190 (Panamericana) que pasa por Tuxtla Gutiérrez, San Cristóbal de las Casas hasta Ciudad Cuauhtémoc, deriva la carretera federal No. 211 que inicia en el poblado Paso Hondo, cruza Frontera Comalapa y Motozintla.

3.2 Geología regional.

La cuenca de Motozintla Chiapas sigue siendo un área geológica de interés. Actualmente por medio de investigaciones realizadas por J. M. Sánchez Núñez (comunicación personal, 2011) en el contexto del proyecto ESRED; se ha determinado con mayor claridad los límites de las formaciones sedimentarias, los cuerpos intrusivos y las rocas volcánicas, que conforman esta cuenca. Dicho investigador ha precisado los rasgos tectónicos que influyen en la configuración de la cuenca; ha obtenido la morfología de la planicie aluvial de Motozintla, así como las edades de algunos depósitos aluviales. El trabajo realizado se ha plasmado en un mapa de escala 1:30,000 (Figura 3). Con ello, la geología que fue establecida en la década de los 70's por Carfantan (1977) ha sido afinada, lo que conlleva a una mejor interpretación y análisis del área de interés.

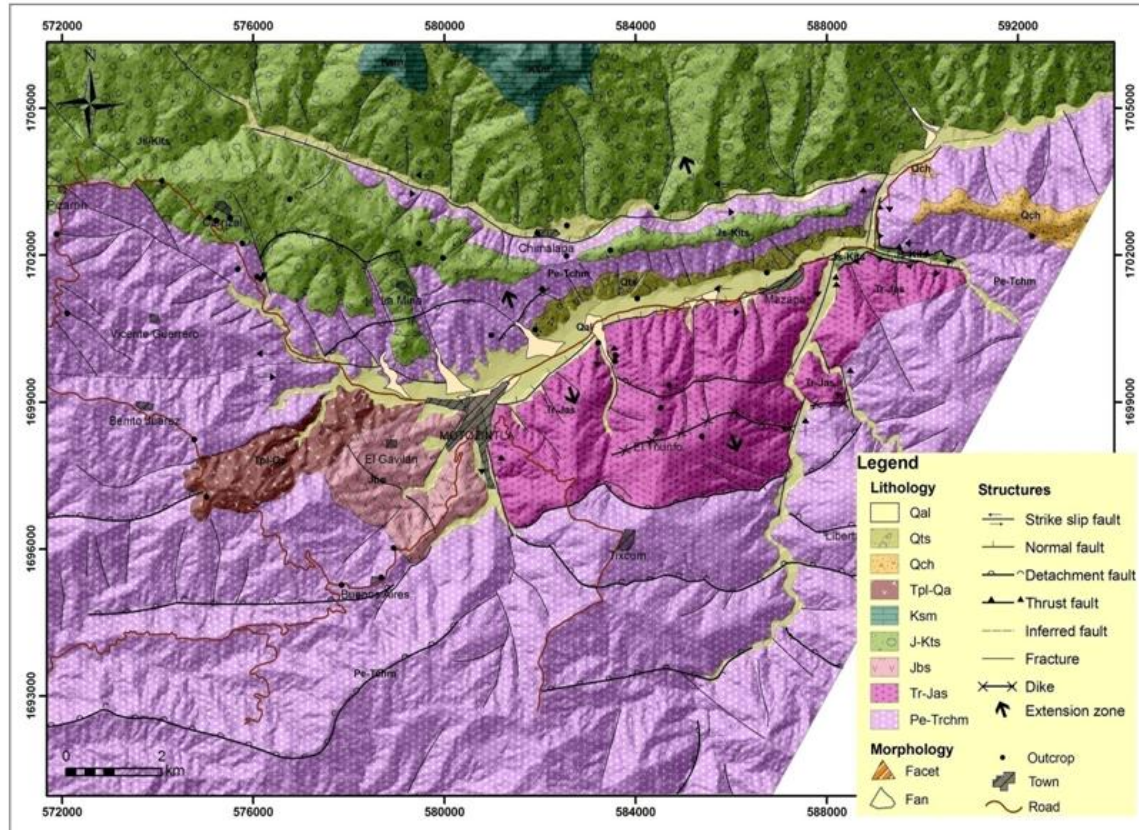


Figura3.

Mapa geológico de la cuenca de Motozintla Chis. (Proporcionado por Juan Manuel Sánchez Núñez, 2011).

3.2.1 Macizo de Chiapas (Pérmico-Triásico).

El basamento metamórfico es intrusionado por un batolito alargado en dirección NW-SE, formado por dos tipos de rocas de la misma edad, que presentan una relación transicional, según Múgica (1987); las dos variedades de rocas graníticas son:

- a) Leucogranitos: Rocas de color rosa claro, de grano grueso y con un ligero lineamiento mineralógico, al intemperizar presentan una coloración crema con tonos amarillos. Se disgregan fácilmente dando como resultado arenas ricas en cuarzo y feldespatos.
- b) Tonalitas: Rocas de color gris claro con abundancia de ferromagnesianos, color negro, textura fanerítica, equigranular de grano grueso. Los minerales presentan alineación. Al alterar esta roca, sus componentes se separan fácilmente, dando lugar a arenas con abundancia de cuarzo, feldespatos y micas.

Damon et al. (1981) analizaron 14 muestras de este cuerpo ígneo, utilizando el método radiométrico K–Ar, y 11 muestras por medio del método Rb–Sr; concluyeron que el emplazamiento y enfriamiento del batolito ocurrió a lo largo del periodo Permo-Triásico (256 ± 10 Ma.), y fue uno de los primeros eventos magmáticos asociados al cierre del Proto-atlántico y a la unión de Sudamérica y África con Norteamérica durante el Paleozoico Tardío (Apalachiano).

El batolito de Chiapas al norte, se encuentra parcialmente cubierto por una discordancia erosiva conocida como Formación Todo Santos; al sur tiene un contacto por intrusión con el batolito de la costa chiapaneca (Múgica, 1987).

En la región de Motozintla, estas rocas presentan un color rosado o crema, de grano medio a grueso, formado por ortoclasa, biotita y oligoclasa. El granito está a menudo cortado por diques de composición andesítica o latítica (Carfantan, 1977).

En la carretera Motozintla–Frontera Comalapa (Figura 4), se han descrito granitos milonitizados de color verde oscuro a claro, intemperiza a una coloración amarillenta, presenta una estructura masiva, textura fanerítica bandeada, constituida por cuarzo criptocrystalino de tamaños menores a 1 cm; feldespato y ferromagnesianos alterados a clorita. Internamente presenta un aspecto foliado con fracturas rellenas de cuarzo (García et al., 2004).



Figura 4. Granito Permo - Triásico intrusionado por diques de composición andesítica. Carretera Motozintla Frontera Comalapa (García et al., 2004).

3.2.2 Formaciones sedimentarias.

Las formaciones sedimentarias que se localizan en la cuenca de Motozintla son:

3.2.2.1 Formación Todos Santos (Jurásico-Cretácico).

La Formación Todos Santos o Lechos Rojos, fueron descritos primeramente por Sapper en 1884, en la Sierra de los Cuchumatanes, región indígena de Todos Santos, en la República de Guatemala.

Las facies que la integran a esta formación son:

- Depósitos fluviales de alto gradiente.
- Depósitos lacustres.
- Depósitos fluviales de bajo gradiente.
- Depósitos de abanico aluvial.

Las facies anteriores presentan diversas características litológicas; sin embargo, se ha considerado en forma general que la Formación Todos Santos esta compuesta por conglomerados del tamaño de gravas de origen ígneo intrusivo y extrusivo; presentan alternancia de lutita y limolita de coloración gris verdoso y rojiza de grano medio a grueso. Las capas de arenisca presentan diferentes espesores que varían desde láminas hasta capas de 10 y 20 cm, llegando a medir hasta un metro de espesor. Es común la presencia de estratificación y laminación cruzada, canales de corte y relleno, y estructuras de carga (Léxico Estratigráfico, 2006).

3.2.2.2 Formación Sierra Madre.

Se definió con el nombre de Caliza Sierra Madre (Figura 5) a una serie de carbonatos plataforma expuestos en la Sierra de Chiapas (García et al., 2004). Sobreyace discordantemente a la secuencia terrígena la Formación Todos Santos. Es cubierta de manera concordante por la Formación Angostura, presenta un contacto parcial y discordante con tobas riolíticas y dacíticas del Mioceno (López- Ramos, 1983).



de
de

Figura 5. Caliza perteneciente a la Formación Sierra Madre (García et al., 2004).

Dentro de la cuenca de Motozintla existen una serie de rocas volcánicas y plutónicas que ha sufrido un metamorfismo correspondiente a la facies esquisto verde (Carfantán, 1977). La génesis de los cuerpos intrusivos se debe al establecimiento de un arco volcánico durante el Jurásico Temprano, a lo largo de la cordillera sur, desde Nevada hasta Chiapas. En el Jurásico Medio, este arco magmático se extendió a lo largo de la cordillera sur, lo que provocó que el macizo chiapaneco fuese emplazado por rocas plutónicas (granodiorita-granito, pórfido andesítico) y cubierto por rocas volcánicas. El emplazamiento del arco jurásico es contemporáneo al depósito de la Formación Todos Santos (Damon, 1981).

Las roca más importantes en volumen son: metandesitas, metatobas y en menor cantidad metarriolitas. Estas rocas se asocian a granitoides y diques anortosíticos, así como a lentes de calizas cristalinas, gabros y rocas ultrabásicas (formadas por escamas de 3 m de espesor de peridotitas y piroxenitas) (Ortiz et al., 2006).

3.2.3 Rocas plutónicas.

De acuerdo a Mugica (1987) las características de las rocas que integran el arco magmático presentes en la cuenca de Motozintla son:

3.2.3.1 Tronco de Buenos Aires.

Corresponde a un leucogranito de moscovita tectonizado, de coloración blanca, compuesto por feldespatos, cristales de cuarzo translúcido y moscovita diseminada; presenta un tamaño de grano grueso en las partes menos afectadas por la actividad tectónica y en las áreas milonitizadas. Es quebradizo, con una texturaaporcelanada. Su edad corresponde al Jurásico Tardío que fue determinada al analizar una muestra de moscovita por el método K-Ar.

Este cuerpo plutónico se relaciona al norte con el tronco de Amatenango de la Frontera, mediante un contacto tectónico; al sur y sureste es intrusionado por el tronco de Toliman.

3.2.3.2 Tronco de Amatenango de la Frontera.

Granito de color rosa claro, textura porfídica, de grano grueso, presenta feldespatos de gran tamaño (1-2 cm) y cristales de ferromagnesianos alterados a clorita. En las áreas de mayor deformación se observan augen-esquistos, los cuales presentan una coloración verdosa y fenocristales de feldespatos inmersos en una matriz milonítica.

A través del análisis de una muestra de microclina, con el método radiométrico K-Ar se determinó que se originó durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano.

Este plutón se localiza hacia el sur del poblado Amatenango de la Frontera; los principales afloramientos se encuentran sobre la carretera Motozintla – Amatenango.

3.2.3.3 Tronco de Toliman.

Es un pórfido diorítico de hornblenda (Figura 6); en una muestra sin alterar se observa una textura porfídica en una matriz de grano fino; presenta inclusiones de fenocristales de feldespatos y ferromagnesianos diseminados, que al alterarse, adquiere una coloración gris verdosa; al intemperizar la roca su coloración cambia a un café amarillento.

El pórfido intrusiona al tronco de Buenos Aires y al batolito de la costa chiapaneca y está cubierto por tobas del Pleistoceno; se le adjudica una edad miocénica tardía. Los límites noreste y sureste de este cuerpo se distinguen por cambios en su textura y mineralogía, ya que pasa de un pórfido diorítico de hornblenda de grano fino a una granodiorita equigranular de grano grueso con abundante biotita y anfíbol.



Figura 6. Pórfido diorítico localizado en las cercanías del poblado de Toliman (García et al., 2004).

3.2.3.4 Complejo granodiorítico.

El establecimiento del arco magmático originó un complejo granodiorítico, el cual está constituido principalmente por granodiorita. Sin embargo, en algunos afloramientos se observan variaciones a granito, diorita y cuarzomonzonita. Ocasionalmente dentro de este complejo se aprecian xenolitos que corresponden a gneises del Complejo Metamórfico prebatolítico. En las inmediaciones de Belisario Domínguez y el Triunfo, existen zonas con metamorfismo cataclástico (milonitas y protomilonitas), propiciado por el sistema de fallas de Polochic (García et al., 2004).

3.2.4 Rocas volcánicas

Las rocas de origen volcánico que se manifiestan dentro de la cuenca de Motozintla (García et al., 2004) son:

3.2.4.1 Toba andesítica-toba dacítica.

Se encuentran constituidas por andesitas, depósitos piroclásticos, derrames dacíticos que corresponden a diferentes fuentes de emisión; el espesor máximo estimado para esta unidad es de 400 m. y cubre parcialmente al metagranito permo-triásico el cual, a su vez, está cubierto parcialmente por lahares y andesitas del Neógeno. A esta litología se le asignó una edad neógena, por su posición infrayacente con las rocas volcánicas cuaternarias (García et al., 2004).

3.2.4.2 Toba riolítica.

Constituida por una toba lítica de composición riolítica con variación a dacita. A 1 km al SW de Motozintla afloran riolitas de color rosado, con textura fanerítica, de estructura compacta y masiva; sus constituyentes minerales son feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y cuarzo, en algunas partes contiene líticos de toba con formas angulosas menores a 5 cm. Esta roca al intemperizarse presenta un color crema; su espesor máximo reconocido es de 100 m y sobreyace discordantemente a la Formación Todos Santos y al batolito de Chiapas. Su edad corresponde al Pleistoceno (García et al., 2004).

3.2.4.3 Lahar-Brecha volcánica andesítica.

Esta unidad están formada por toba de caída libre, tefra, toba de lapilli y brecha volcánica, las cuales se formaron por una alternancia de un evento piroclástico y uno lávico.

3.2.5 Aluvión.

Constituido por sedimentos fluviales transportados y depositados en el valle de la ciudad de Motozintla; son producto de la desintegración de las rocas sedimentarias, plutónicas, volcánicas y metamórficas que constituyen las partes alta de la cuenca (García et al., 2004).

3.3 Tectónica.

Los rasgos tectónicos que presentan mayor relevancia con la actividad sísmica de esta región se debe a la interacción de tres placas tectónicas: Norte América, Caribe y Cocos (Figura 8), lo cual da lugar a los siguientes límites tectónicos:

a) Límite de subducción: Placa de Cocos y del Caribe.

Este se ubica a lo largo de la costa centro-americana del Océano Pacífico (Fosa Mesoamericana). A ella se asocia la cadena volcánica de Centro América que se extiende desde el volcán Tacaná hasta el complejo Irazú-Turrialba en Costa Rica y los fallamientos transversales con direcciones noreste (Molina, 1990).

La mayor actividad sísmica se concentra a lo largo de la Fosa Mesoamericana. Históricamente se han registrado sismos superficiales (0-50 km) intraplaca del Caribe, los cuales han causado los más terribles daños en esta región (Figura 7) (Güendel et al., 1998).

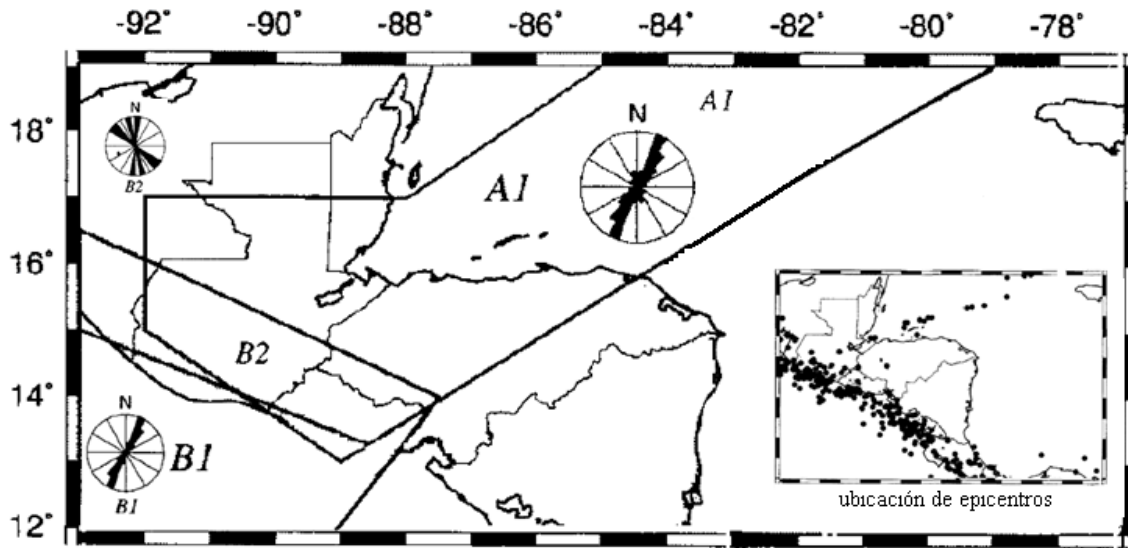


Figura 7. La zona A1 representa la actividad sísmica superficial registrada a lo largo del límite entre la placa del Caribe y Norteamérica. La zona B1 representa la sismicidad ocurrida entre la fosa Mesoamericana y la línea de costa, la cual presenta en su mayoría mecanismos inversos (zona de subducción) y una dirección preferencial de los esfuerzos al N30°E. En la zona B2 se concentra la sismicidad superficial registrada a lo largo de la cadena volcánica. (Modificada para este trabajo, de Güendel et al., 1998. Límite transcurrente: Placa de Norte América y del Caribe).

b) Límite transcurrente: Placa del Caribe y Norteamericana.

El sistema de fallas Chixoy-Polochic, Motagua, Jocotán-Chamalecón al noreste se prolonga a lo largo de la zona de fractura de Swan (Figura 8), e integran el límite entre las placas del Caribe y la Norteamericana. La orientación preferencial de los esfuerzos compresivos ocurre en dirección N30°E. Su mecanismo focal indica un movimiento transcurrente de componente lateral izquierdo (Güendel et al., 1998).

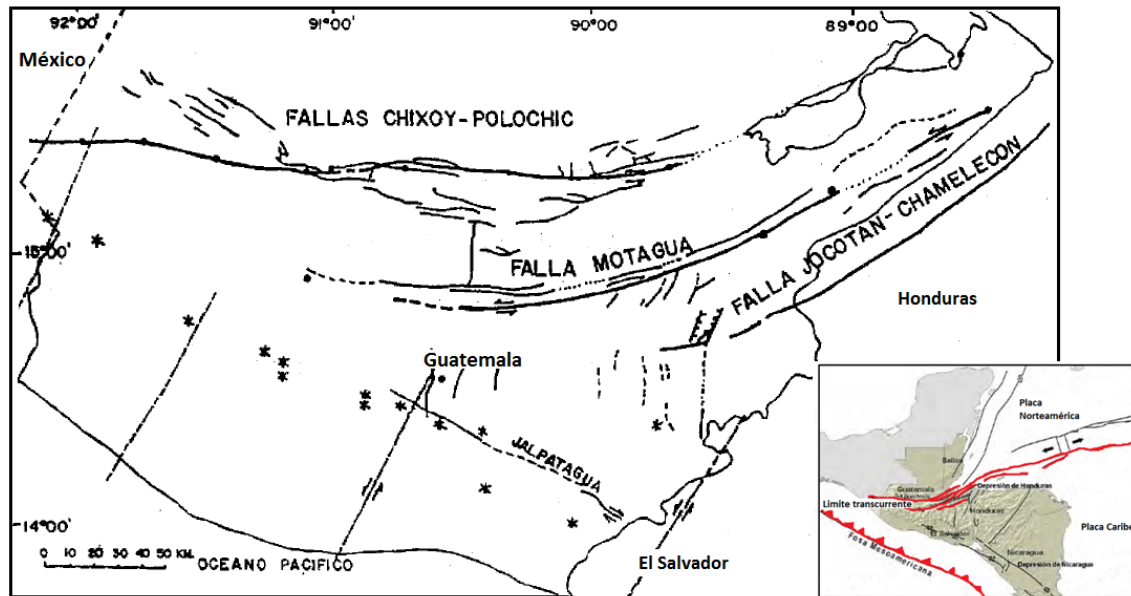


Figura 8. Sistema de fallas del norte de Guatemala (Molina et al., 1990).