



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO



CAMPUS GUANAJUATO

DIVISION INGENIERIAS

DEPARTAMENTO DE MINAS, METALURGIA, GEOLOGÍA Y AMBIENTAL

**SISMITAS CENOZOICAS DE LAS FACIES FINAS DE LA
FORMACIÓN LOSERO AL SURESTE DE LA SIERRA DE
GUANAJUATO Y SUS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN**

TESIS

PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

JARITZI VIRIDIANA SUÁREZ CHÁVEZ

MAYO, 2015

INDICE	PAG
Agradecimientos.....	1
RESUMEN.....	3
INTRODUCCIÓN.....	4
CAPÍTULO I. GENERALIDADES	
I.1. Antecedentes.....	7
I.2. Justificación.....	8
I.3 Objetivo General.....	8
CAPÍTULO II. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	
II.1. Localización del área de estudio.....	9
II.2. Marco geológico	10
CAPÍTULO III. METODOLOGÍA	
III.1. Etapa de recopilación bibliográfica.....	25
II.2. Etapa de Campo.....	25
II.2.1. Fase 1: Reconocimiento de Localidades.....	25
II.2.2. Fase 2: Levantamiento de Columnas Estratigráficas....	25
III.3. Etapa de Gabinete.....	26
CAPÍTULO IV. RESULTADOS	
IV.1. Sedimentología y ambiente deposicional.....	29
IV.2. Estructuras de deformación.....	31

IV.2.1. Sección Los Caídos.....	34
IV.2.2. Sección El Socavón.....	34
IV.2.3. La deformación en la Formación Losero.....	36
IV.2.4. Micro-fallas normales sin-sedimentarias.....	36
IV.2.5. Estructuras de flama.....	36
IV.2.6. Laminación convoluta.....	36
IV.2.7. Diques arenosos.....	37
IV.2.8. Estratos plegados.....	37
IV.3. Procesos y mecanismo de deformación.....	39
IV.4. Interpretación del mecanismo.....	40
CAPÍTULO V. CONCLUSIÓN.....	41
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42

AGRADECIMIENTOS

A mis padres: **Max y Amparo**, por su amor, paciencia e invaluable apoyo en todos los aspectos que a lo largo de mi vida, por cada decisión buena o mala han estado a mi lado. Porque siempre me han ofrecido su hombro para llorar, y palabras de aliento para levantarme porque su ejemplo de perseverancia, amor, respeto y responsabilidad han sido el motivante para cada día salir a adelante...Los amo!

A mis Hermanos Jorge Bere y Paco, porque su apoyo, regaños, y palabras no han sido en vano.

Jorge, por que sin duda fuiste el ejemplo de lucha constante para obtener lo que hoy eres, porque jamás dejaste de perseguir sueños y viste todas las alternativas para lograrlos, para forjarte una carrera profesional y aun cuando las adversidades en el camino eran presentes supiste tomar con sabiduría cada una y ser positivo ante ellas, por eso eres mi guerrero. Te quiero mucho.

Paco, por escucharme y ser mi cómplice siempre, por un abrazo y un beso que siempre tuviste para mí, por no dejarte vencer ante nada, y no dejarme caer. Te quiero mucho

Bere, mi hermana la más bonita, tengo tanto que agradecerte , en especial por el amor incondicional que siempre me has brindado por llorar juntas, por reír juntas, por cada regaño que me has dado, por cada platica tenida, pero sobre todo porque jamás me has dejado sola, siempre regresas a mi lado para ayudarme en lo que puedes que siempre es todo, has dividido tiempo en mí en tu casa en tu trabajo, porque siempre tuviste una frase que decirme palabras que orientar, y hechos que son de ejemplo para mí, te admiro tanto, porque has sabido salir adelante siempre levantándote y con buena cara ante todo. Te quiero mucho.

Israel, por tú apoyo y amor que me has demostrado, que ha sido infinito y que día a día sigue alentándome a seguir con mis metas y sueños.

A mi hija, Renata, porque ella ha sido sin duda alguna la motivación del diario, la sonrisa que me ha levantado día con día, los llantos que me han despertado, pero mi inspiración para salir adelante, porque nacer, fue el mejor regalo que Dios y la vida pudo brindarme pero dejarla compartir este sueño y meta llegando conmigo sacrificando tiempo juntas, eso es invaluable y cuando sepas leer me gustaría que este fuese este tu primer párrafo a leer. Te amo hija.

A la Doctora María de Jesús Puy y Alquiza, porque más que mi asesora y tutora ha sido mi amiga que me ha aconsejado y tendido la mano en circunstancias complicadas que jamás me dejó sola y ha sido un ángel en mi vida, por eso estoy infinitamente agradecida por todo lo que me ha brindado y basta decirle que la quiero mucho.

A Laura Aguirre Rocha, por ser una gran amiga, ser mi confidente, ayudarme y apoyarme para concluir este sueño, por tu amistad Laurita gracias.

A mis Profesores que me apoyaron cuando más los necesite brindando una oportunidad y con ello poder concluir esta meta.

Y sin dudar a Dios por la vida y por el maravilloso regalo de conocer a cada una de las personas que estuvieron a lo largo de la carrera, por concederme el milagro de la vida.

RESUMEN

La Sierra de Guanajuato se localiza en la parte Sur de la provincia tectónica de Cuencas y pilares, forma parte de la Mesa Central. Durante el Paleógeno dicha sierra estuvo sujeta a un tectonismo extensional, representado por movimientos verticales de gran magnitud que ocurrieron en un intervalo corto de tiempo, el cual fue contemporáneo con procesos de deposición sedimentaria clástica del Eoceno-Oligoceno. Varios rasgos tectónico-sedimentarios (estructuras sedimentarias de deformación) se dieron lugar en dichos depósitos, específicamente en la Formación Losero (Eoceno-Oligoceno) interpretado como sismitas, que muestra evidencia de varios eventos sísmicos de magnitud excepcional, el cual es difícil de explicar por mecanismos convencionales como la circulación de corrientes subterráneas y fluviales. Dichas estructuras de deformación fueron originadas por mecanismos externos (actividad sísmica), relacionado con el gradiente de densidad invertida cuyos procesos involucran la licuefacción y la fluidización. Dicha combinación de fuerzas dieron lugar a varias estructuras de deformación: pliegues asimétricos, pseudo-nódulos, diques arenosos, estructuras de flama, fallas normales sin-sedimentarias y laminación convoluta.

INTRODUCCIÓN

Desde la introducción del término “sismita” por Seilacher (1969) esta ha sido usada para describir una amplia variedad de estructuras sedimentarias de deformación sin-depositacionales, relacionadas con la pérdida de agua, licuefacción del suelo, expulsión de fluidos y actividad sísmica. Las sismitas se originan debido al choque de ondas sísmicas que afectan directamente a los sedimentos saturados de agua. Dicho choque genera tensión, provocando un efecto triaxotrópico en diferentes partes del depósito inconsolidado dando lugar a la separación instantánea de la fase líquida de la sólida (sedimento) (Davidovici, 1985). De acuerdo con Holzer et al. (1989), durante la sacudida sísmica, la licuefacción requiere un valor mínimo de aceleración horizontal del suelo, mientras que una magnitud mínima de 5 es suficiente para que se formen dichas estructuras. Numerosas publicaciones han documentado la frecuencia de escape de fluidos durante la licuefacción, relacionada con terremotos históricos y modernos (Lowe, 1975; Obermeier, 1996). Las estructuras sedimentarias de deformación aportan una información valiosa sobre los procesos físicos sin o post-depositacionales que tienen lugar en el medio sedimentario, proporcionan de igual manera información sobre las condiciones hidrodinámicas, orientación de las paleo-pendientes y características paleosísmicas de la cuenca (Van Loon y Brodzikowski, 1987; Van Loon, 1992). Las estructuras sedimentarias de deformación producto de la licuefacción han sido discutidas ampliamente como herramienta para la identificación de sismitas (Seilacher, 1969; Minoura et al., 1996; Bondevik et al., 1997; Jolly y Lonergan, 2002; Hildebrandt y Egenhoff, 2007). Los procesos de licuefacción y/o fluidización se producen después de la sedimentación y antes de la litificación en sedimentos no cohesivos (principalmente arena y limo grueso). En estos casos el sedimento se comporta como un líquido viscoso y se deforma dependiendo de si existen o no fuerzas motrices (gradientes de densidad invertidos, carga diferencial, cizalla horizontal,

pendiente depositacional) (Owen, 1987). Los procesos que dan origen a las sismitas son aún cuestionadas, por un lado la sedimentación controlada o sísmicamente inducida, son criterios considerados por varios autores para explicar el origen de dichas estructuras (Sims, 1975; Obermeier, 1996; Jones and Omoto, 2000; Wheeler, 2002), mientras que por otro lado, procesos sedimentarios, tales como la depositación rápida, la carga diferencial en los sedimentos, la pendiente y la gravedad pueden controlar la formación de la mayoría de las estructuras sedimentarias de deformación, (Owen, 1995; Bowman et al., 2004; Mazumder et al., 2006; Owen, et al., 2011). Sin embargo el problema a resolver en el estudio de estructuras sedimentarias de deformación es identificar aquellos parámetros que pudieran usarse para discriminar estructuras sedimentarias formadas por evento sedimentario de las formadas por evento sísmico, ya que los mecanismos de formación son muy similares (inestabilidad gravitacional, impacto de olas de tormenta, circulación de flujos de agua subterránea, abombamiento por intrusiones salinas o lodo, impacto de meteoritos, licuefacción y fluidización) (Allen, 1986; Owen, 1987; Van der Meulen, 1990; Blac et al., 1998; Wheeler, 2002). Debido a ello, relacionar una estructura sedimentaria de deformación a un mecanismo de formación es todavía una tarea compleja, debido a que las sismitas registradas en la literatura muestran una amplia variedad de estructuras de deformación. Para solucionar esta problemática, es importante que las estructuras sedimentarias de deformación estudiadas estén relacionadas directamente con la tectónica, con la finalidad de ayudar a establecer criterios de identificación y facilitar la interpretación (Moretti and Ronchi, 2011). La Sierra de Guanajuato es un excelente ejemplo para la caracterización de sismitas tomando en cuenta su historia tectónica del Paleógeno al reciente, dando lugar a sedimentos deformados contemporáneos a la depositación.

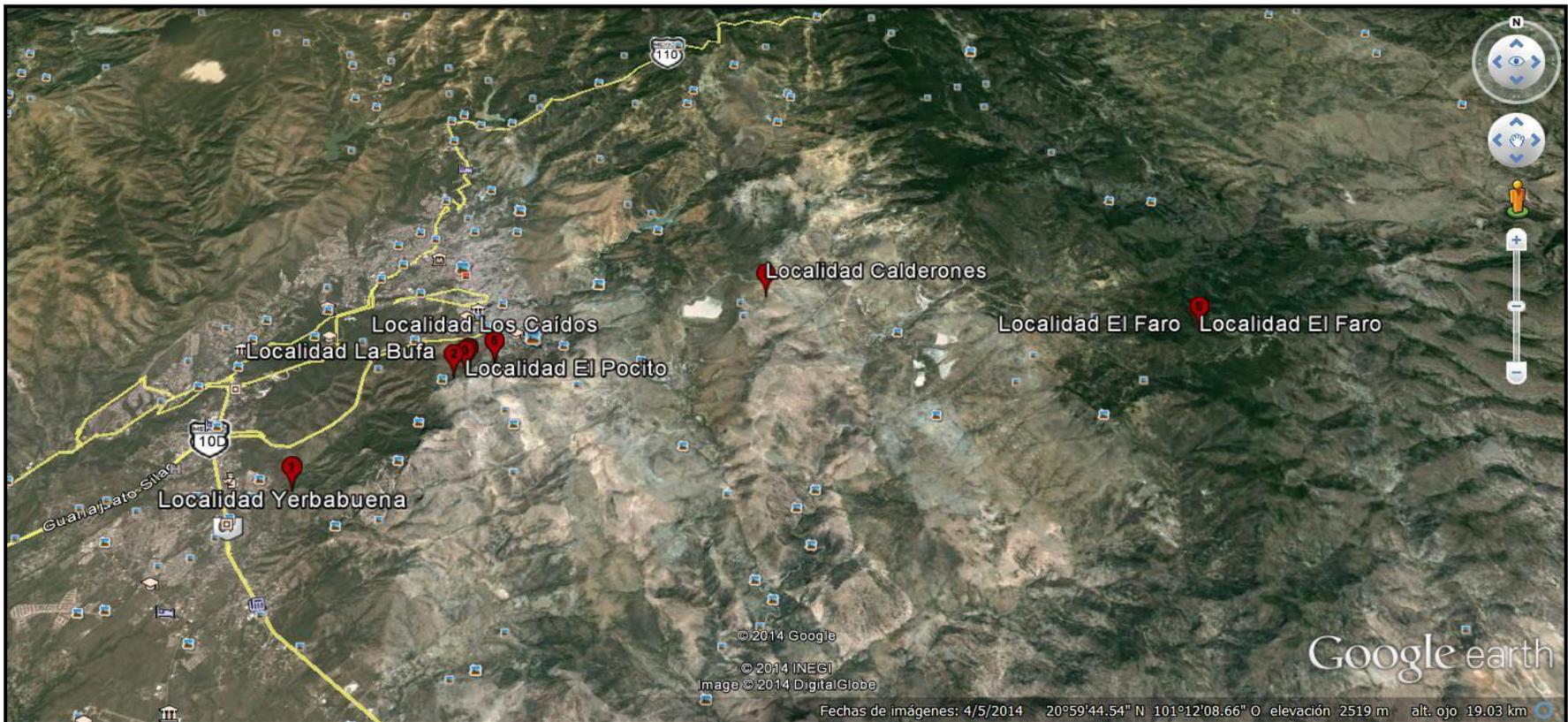


Figura 1. Imagen Satelital de Google Earth de las ocho Localidades de Estudio.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1. Antecedentes

La Formación Losero ha sido estudiada por varios investigadores (Orozco, 1921; Guiza, 1949; Schulze, 1953; Edwards, 1955; Echegoyén-Sánchez et al., 1970; Aranda-Gómez, et al., 1989; Randall et al. (1994); Aranda-Gómez y Mc Dowell, 1988; Aranda-Gómez et al (2003)), pero no se ha estudiado desde el punto de vista de su origen. Según Orozco (1921), describió a la Losero como una Arenisca con detritos verdosos transportados por agua. Guiza (1949), menciona que la roca está formada de cenizas volcánicas riolíticas, de grano uniforme similar al de la roca arenisca, son de diferentes colores desde el verde claro al rosa es apreciado por su aspecto y fue preferido como material de construcción. El espesor de la Formación Losero varía entre 12 y 30 metros. Schulze (1953) menciona que la Formación Losero es producto de depósitos volcánicos. Echegoyén- Sánchez et al (1970) adoptó el nombre de la Formación Losero, siguiendo las definiciones de Monroy (1988) y Guiza (1949). Wandke y Martínez (1928), la llamó Arenisca de la Bufa. Tiene una edad Oligoceno, ya que puede estar relacionado con la erupción de 37 Ma de la Riolita La Bufa (Randall et al., 1994) y de acuerdo con Randall et al. (1994), esta unidad podría ser un depósito de surge que precedió al emplazamiento de la Riolita La Bufa, interpretado como una ignimbrita. La presencia de estratificación cruzada en los depósitos de la Formación Losero ha llevado a algunos autores a una interpretación muy compleja del mecanismo de depositación considerándolo como depósitos de surge (Aranda-Gómez et al., 2003). De acuerdo con Puy-Alquiza et al. (2014), la Formación Losero es una arenisca que representa las facies distales del Conglomerado Guanajuato.

1.2. Justificación

Las sismitas son estructuras sedimentarias de deformación que aportan una información valiosa sobre los procesos físicos sin o post-depositacionales que tienen lugar en el medio sedimentario, proporcionan de igual manera información sobre las condiciones hidrodinámicas, orientación de las paleo-pendientes y características paleosísmicas de la cuenca, todo esta información ayudará a datar fenómenos asociados a sismos.

De igual forma Guanajuato es una ciudad minera, aunque esta información no tiene un valor económico comercial para tales empresas, si lo tiene para instituciones de educación encargada de estudiar la Tierra. Ya que aportan y contribuyen al conocimiento geológico de las zonas que están estudiando, quedando asentado para investigaciones futuras, y cómo complemento a la geología local por tanto regional de la ciudad y estado de Guanajuato.

1.3. Objetivo General

Estudiar las estructuras de deformación presentes en la Formación Losero de edad Eoceno-Oligoceno con la finalidad de evaluar su importancia como indicadores de paleosismicidad.

CAPÍTULO II. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

II.1. Localización del área de estudio

La formación Losero aflora al oriente del distrito minero de Guanajuato, forma parte de la Sierra de Guanajuato (Figura 2), que se encuentra en una zona de transición entre dos provincias volcánicas de México: La Sierra Madre Occidental (SMO) y el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB) (Randall et al., 1994). La Formación Losero presenta un espesor variable de entre 5 a 30 m, Sobreyace concordantemente al Conglomerado Guanajuato.

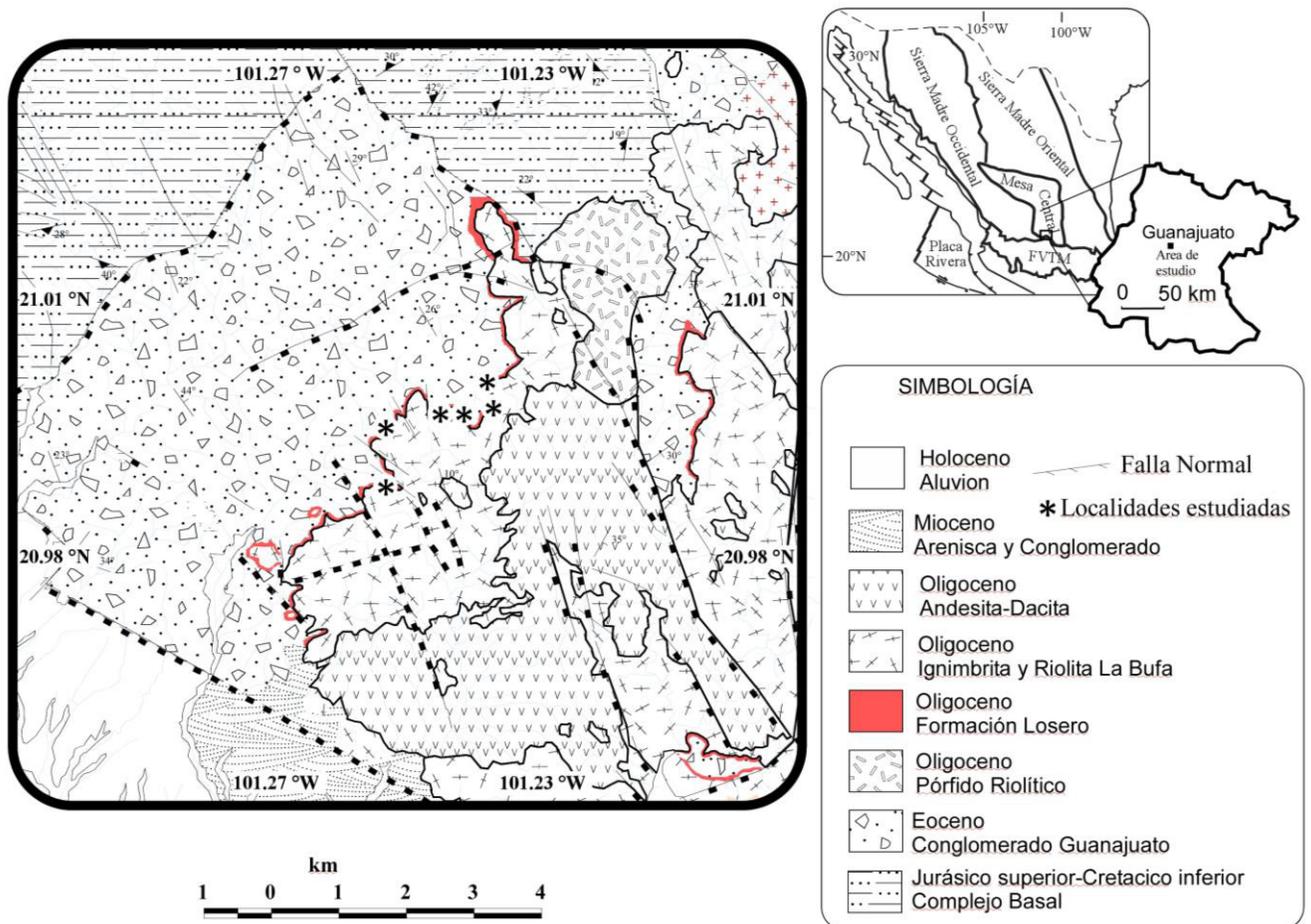


Figura 2. Ubicación del área de estudio

II.2. Marco Geológico

La Sierra de Guanajuato, localizada en la Mesa Central, representa una zona de transición entre dos provincias de México (La Sierra Madre Occidental (SMO) y el Cinturón Volcánico Mexicano (MVB)) (Randall et al., 1994).

- ✚ La SMO consiste en una secuencia volcánica principalmente de ignimbritas silíceas y domos de lava riolíticas con edad del Oligoceno y Mioceno (Nieto Samaniego, 1992; Ferrari et al., 1999).
- ✚ Las Unidades del MVB son basaltos y andesitas con edad del Mioceno Medio y Plioceno Tardío (Hasenaka et al., 1994; Valdez-Moreno et al., (1999)). Estas dos secuencias descansan encima de rocas metamórficas y sedimentarias de edad Mesozoica (Echegoyen –Sánchez et al., 1970; Dávila and Martínez-Reyes, 1987; Martini et al., 2013).

La Sierra de Guanajuato es una cadena montañosa orientada NW-SE con elevación entre 2000 y 2500 metros sobre el nivel del mar (Aranda- Gómez et al., 1989 Cerca- Martínez et al., 2000), se ubica en el segmento central del Terreno Guerrero. El cuál está constituido por secuencias de arco, particularmente el Arco Mexicano Alisitos - Teloloapan del Jurásico Tardío- Cretáceo Temprano (Tardy et al., 1992).

Para el frete suroccidental de la Sierra de Guanajuato existe un importante limite la Falla del Bajío, la cual marca el límite del norte de la depresión del Bajío (Aranda-Gomez et al., 1989; Nieto- Samaniego, 1992).

Las secuencias volcánicas de la SMO el sureste y la central de MVB son expuestos en la Sierra de Guanajuato representado por ignimbritas silíceas, domos de lava riolítica (edades Oligoceno y Mioceno) , basaltos y andesitas de

edades del Mioceno Medio Y Plioceno Tardío (Aranda- Gómez., et al 1989; Aguirre-Díaz et al., 1998; Ferrari et al., 1999).

Lapierre et al. (1992) y Ortiz Hernández et al. (1992) reconocieron dos conjuntos petrotectónicos Mesozoicos en la Sierra de Guanajuato (complejo intrusivo y el conjunto de la secuencia eruptiva y el conjunto de Arco Guanajuato). El complejo intrusivo está constituido por gabro, diorita y tonalita (157 a 120 Ma) (Lapierre et al., 1992), localmente intrusionados por diques basálticos y doleríticos.

La sucesión eruptiva está compuesta de basalto masivo a almohadillas (108 a 66 Ma) (Lapierre et al., 1992), y hialoclastita, intercalado con brecha volcánica, RADIOLARIAN CHERT, arcosa, grauvaca arcósica y toba riódacítica escasa en la parte superior de la secuencia.

El conjunto de Arco Guanajuato ha sido interpretado por Lapierre et al. (1992), Tardy et al (1994) como un arco interoceánico, construido en la corteza oceánica. Las rocas del conjunto de arco cabalgan al Conjunto de la Cuenca Arperos, el cual consiste en las formaciones Arperos y Esperanza (Martini et al., 2013).

El conjunto Arperos consiste en lavas almohadilladas (93 a 85 Ma) (Ortiz-Hernández et al., 2003) y hialoclastita, concordantemente cubierta por arenisca volcánica, pizarra, radiolaritas, poco conglomerado y caliza micrítica (Ortiz-Hernández et al., 2003).

El **Conjunto Paxtle** está constituido por la Formación El Paxtle y el Intrusivo complejo Tuna Manza. La Formación Paxtle está compuesta de flujo de almohadillas y lava basáltica masiva, hialoclastita, toba basáltica, esquisto de grano fino, areniscas volcánicas y lutitas, las cuales están cizalladas y metamorfoseadas (Martini et al., 2013).

La Formación Esperanza consiste en rocas metavolcánicas polideformadas y calizas (Echegoyen-Sánchez, 1978). Martini et al. (2013), dividió la Formación

Esperanza (sensu Echegoyen- Sánchez, 1978) en dos unidades: **La Formación Esperanza y Valenciana.**

La **Formación Esperanza** consiste en alternar capas delgadas de muy fino a grano grueso de arenisca, capas finas de limolita, arcillosas y escasos estratos de conglomerado en forma de lente. La **Formación Valenciana** consiste en finas capas y laminadas de caliza micrítica y pizarra.

La evidencia geológica sugiere que la secuencia Cenozoica fue contemporánea con un ambiente tectónico extensional, representado por sin- volcánico conjugado con sets de fallas normales.

La Formación Valenciana cubre concordantemente lavas riodacíticas de la Formación Esperanza. Localmente el contacto fue cortado por la deformación contráctil subsecuente. Esta unidad consiste de capas finas y laminadas de piedra caliza micrítica y lutita altamente cortado y reducido; por lo tanto no hay una sección estratigráfica disponible para una sección tipo. Estructuras de canal de llenado, capas cruzadas y laminación se conservan localmente con leve deformación y recristalización. Esas estructuras primarias suponen que las rocas Formación Valenciana fueron depositadas alternando flujos de detritos calcáreos y lodo.

Las Formaciones Esperanza y Valenciana son cabalgadas por el conjunto petrotectónico El Paxtle. En el área Esperanza, en conjunto El Paxtle consiste solamente del intrusivo complejo Tuna Manza, compuesto por Diorita que localmente se le da el grado de tonalita.

Diorita es de grano grueso, holocristalina, y se compone de zonificación normalmente plagioclasa + hornblenda verde \pm K-feldespatos de cuarzo y accesorios magnetita \pm pirita, epidota, apatita y circón. Tonalita es medio a grano grueso, localmente granofírico, y se compone de cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno y accesorio espinela, circón y apatita. Las rocas intrusivas son cortadas por un enjambre de diques basálticos y doleríticos, que tienen la misma

composición y las relaciones descritas por el Complejo Intrusivo Tuna Manza en la zona Arperos.

Los conjuntos La Esperanza y El Paxtle son cortados por una falla normal Cenozoica NW-SE y NE-SW que produce un horst y graben en el patrón estructural.

Las Formaciones Esperanza y Valenciana fueron afectadas por cabalgaduras que produce la formación de una foliación milonítica pervasiva en escala milimétrica y la imbricación de nappes en escala kilométrica.

La Formación Esperanza es parte de la indiferenciada "Unidad Mesozoica Volcano- Sedimentaria" previamente definida por Martínez-Reyes (1992). Se compone de estar alternando capas delgadas de muy fino- grano grueso de arenisca, capas delgadas de limolita, arcillas y escasos estratos de conglomerado en forma de lente. Conjuntos Petrotectónicos: La Esperanza y el Conjunto Paxtle; El Conjunto Esperanza consiste de una sucesión volcano- sedimentaria, la cual dividimos en dos unidades Formación Esperanza y Formación Valenciana.

El **Conglomerado Guanajuato** es considerado de la edad Eoceno (Ferrusquia-Villafranca, 1987; Aranda Gómez and Mac Dowell, 1998) con un espesor entre 1500 y 2000 m y fue dividido por Edwards (1955) en dos miembros

El miembro inferior cubre discordantemente el conjunto Mesozoico y tiene un espesor entre 900 y 1300 m. La Base de este miembro presenta unas capas de conglomerado intercalado con flujos de lava de andesita.

El miembro superior tiene un espesor que varía de 170-700 m creciente al sureste, que consiste de conglomerado de matriz soportada.

La **Formación Losero** ha sido considerada como la base de la cubierta volcánica del Oligoceno y suprayacente al conglomerado Guanajuato, y ha sido mencionado previamente por un número de geólogos (ej., Orozco, 1921; Guiza,

1949; Schulze, 1953; Edwards, 1955; Echegoyen-Sánchez et al. 1970; Aranda-Gómez, et al. 1989; Randall et al. 1994; Aranda-Gómez and Mc Dowell, 1998; Aranda-Gómez et al. 2003, Puy-Alquiza et al., 2013).

El origen de la Formación Losero es poco conocida, por ejemplo, Orozco (1921), describió a la Formación Losero como un depósito detrítico de arenisca verdosa formado por el acarreo de agua de la toba volcánica. Por otro lado, Guiza (1949) menciona que tal formación es la ceniza volcánica riolítica, de grano uniforme, similar a la piedra arenisca en las rocas que varían en color desde el verde claro al rosa. Schulze (1953) menciona que la Formación Losero es un depósito tobaceo producto del acuoso- ígneo. Echegoyen-Sánchez et al. (1970) adoptó el nombre de la Formación Losero, siguiendo las definiciones hechas por Monroy (1888) y Guiza (1949) como un fino depósito de lapilli con un característico color verde, y fue aparentemente depositado en agua. De acuerdo con Randall et al. (1994), la Formación Losero pertenece a la edad Oligoceno y podría ser un depósito procedente de el emplazamiento de la Riolita La Bufa, la cual su vez ha sido interpretado como una ignimbrita mayor. Por otro lado, la interpretación más reciente sobre su origen es que el depósito Formación Losero se acumuló en un ambiente fluvial con condiciones de predominantemente de flujo turbulento (Puy-Alquiza et al., 2013).

➤ **Formación La Bufa**

La Formación La Bufa descansa discordantemente sobre la Formación Losero y está constituida por tobas e ignimbritas de composición riolítica de 360 m de espesor y edad determinada por K-Ar de 37 Ma, presenta un color rosa rojizo. Esta Formación se encuentra al alto de la Veta Madre y es la roca encajonante de los cuerpos de mineral en forma de red de venillas o stockwork (Mango, 1992).

➤ **Formación Calderones**

La Formación Calderones descansa discordantemente sobre la Formación La Bufa, se encuentra constituida principalmente por tobas andesíticas de tipo lapilli de color verde. Grosor medio de 200m (Randall et al., 1994).

➤ **Andesita El Cedro**

Unidad formada por flujos de lava andesítica y tobas de composición dacítica a andesítica: Presenta un espesor de 250 a 640 m (Randall et al., 1994).

➤ **Riolita Chichindaro**

Secuencia de domos y flujos de lava Inter-estratificado con brechas y tobas volcánicas pobremente clasificadas, se aprecian texturas porfíricas. Tiene una edad estimada por K-Ar de 32+- Ma (Gross, 1975). En algunas zonas a esta unidad se le conoce como intrusivo Peregrina, inclusive existe en las zonas bajas de las minas de Rayas y Sirena un pórfido de monzonita el cual puede ser la base de esta unidad (Mango, 1992).

ESTRATIGRAFÍA DE SUCESIONES DEL TERCIARIO DE LA FORMACIÓN LOSERO

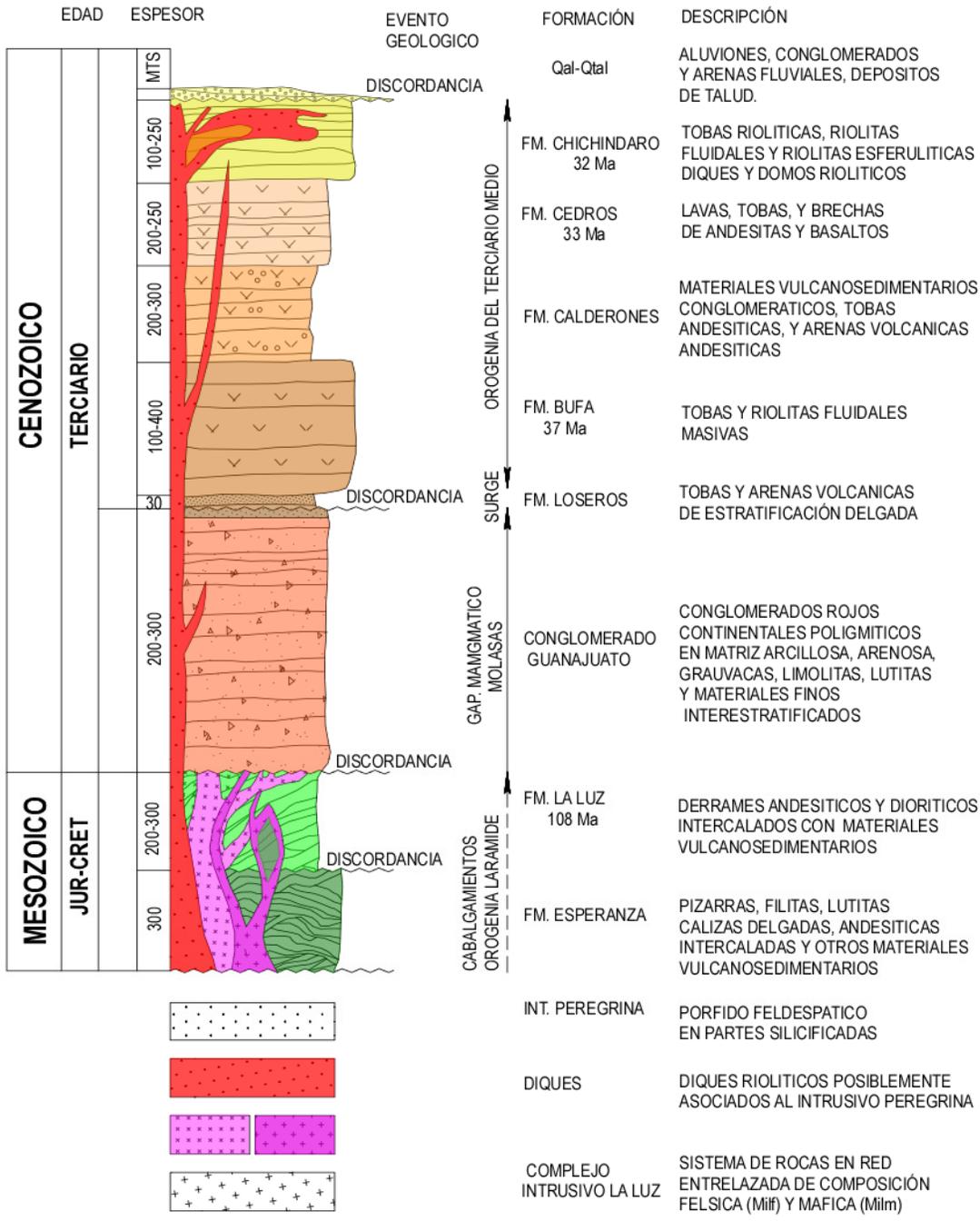
La Formación Losero se compone de rocas clásticas dominadas por areniscas y lutitas, con superficies de erosión interna. La sucesión está dominado por grupos con-plano paralelo alternando con sets lateralmente- extensivos con estratificación cruzada. La formación se ha dividido en dos miembros (Puy-Alquiza et al., 2013), un miembro inferior y un superior. El miembro inferior, unos 5 m de espesor, descansan sobre una superficie de rocas de conglomerado del Eoceno (Formación Conglomerado de Guanajuato). La característica litológica más distintivo de este miembro es un deposito de arena y barro de grueso a fino. El miembro superior descansa concordantemente sobre el miembro inferior. Se caracteriza por 25 m de arenisca roja y verde parduzco y lodo.

El miembro inferior

Se caracteriza por litofacies como: Sg (arenisca gruesa con gradación normal), Sh (arenisca fina con láminas de capas paralelas, y asociadas con grietas de desecación), St (arenisca mediana con laminación cruzada), Fm (lodo con grietas de desecación) y So (arenisca de mediana a fina con marcas de ripple). Las estructuras sedimentarias primarias, principalmente en el miembro inferior son: láminas plano paralelo, grietas de desecación, ondulaciones, y set de capas transversales. Arquitectura fluvial es preservada se caracteriza por canales (CH) y formas de capas arenosas (SB) con macroformas laterales y posteriores de acreción (DA), (Miall, 1996), que se producen a nivel local. Elementos finos de desbordamiento son de 0,5 a 15 cm de espesor, y no contienen evidencia de pedogénesis, estos elementos contienen grietas de desecación.

El miembro superior

Se caracteriza por litofacies Sg (arenisca gruesa con gradación normal), Sh (medio de arenisca fina con láminas plano paralelo, asociada con grietas de desecación), St (gres medio con antidunas y laminaciones cruzadas), SGF (arenisca mediana con groove y flute casts), So (medio y arenisca fina con ondulitas), Ss (arenisca mediana con gradación normal), Fm (lodo con grietas de desecación) y Sd (estructuras de deformación de sedimentos blandos interpretan como sismitas asociados a fallas normales). Las estructuras sedimentarias primarias, principalmente en el miembro superior son: plano paralelo laminas, antidunas, groove y flute casts, grietas de desecación, ondulitas, sismitas y sets de capas cruzadas (Tabla 3). Arquitecturas fluviales preservadas son caracterizadas por formas de capas arenosas (SB) y laminado en capas de arena (LS), (Miall, 1996). Elementos del canal abandonados son raros



90) y

II.3. Marco Geológico Local

De acuerdo con Martini et al. 2011- 2012; La Sierra de Guanajuato se localiza en el centro de México en medio de las ciudades de León, Guanajuato, y Lagos de Moreno. Se compone de un complejo tectónico de capas levantadas compuesta de distintas sucesiones litoestratigráficas.

A pesar de su importancia en la comprensión de los procesos de acreción relacionados con el terreno Guerrero, la arquitectura de la pila tectónica de Guanajuato, así como la cinemática de las principales estructuras mesozoicas, no ha sido evaluado en detalle.

Estudios anteriores se han centrado en la estratigrafía y geoquímica de las sucesiones volcano-sedimentarias expuestas en esta área, con el objetivo de definir los ajustes tectónicos en el que se depositaron estas rocas (Lapierre et al 1992;. Ortiz-Hernández et al, 1992;. Freydier . et al 1996; Ortiz-Hernández et al 2003;.. Martini et al 2012). Basado en datos disponibles, la pila tectónica de Guanajuato se compone de las sucesiones volcano- sedimentarias de la Cuenca de Arperos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que son tectónicamente cubierta por el conjunto El Paxtle del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, interpretado para representar un arco del Terreno Guerrero (Lapierre et al 1992;. Ortiz-Hernández et al, 1992;.. Martini et al 2011, 2012).

La Cuenca Arperos en la Sierra de Guanajuato muestra una marcada asimetría en términos de procedencia (Martini et al. 2011,2012). El lado oriental de esta cuenca se compone de turbiditas del Contienente Tithoniano, turbiditas recicladas y rocas felsicas volcanicas y subvolcanicas de la Formación Esperanza, que gradúa hacia arriba de micrita del Cretácico Inferior y lutitas de la Formación Valenciana (Martini et al. 2011) . La procedencia de Arenisca indica que las formaciones Esperanza y Valenciana fueron alimentados por fuentes de la parte continental de México (Martini et al. 2011) . En contraste, el lado occidental de la cuenca está formada por el arco del Cretácico Inferior - turbiditas recicladas de la Formación Cuestecita, así como por medio de Basaltos del Ridge Oceánica (MOR), lavas,

rsdiolaritas y depósitos de asentamiento volcanoclásticas de la Formación Arperos (Ortíz . -Hernandez et al 1992; Martini et al 2011, 2012).

Circones detríticos de areniscas de las formaciones Cuestecita y Arperos se produjeron concordantes a edades ligeramente discordantes de 169 Ma a 118 Ma y menor al Paleozoico y picos del Precámbrico (Martini et al. 2011, 2012), que son distintivos de las sucesiones de arco Jurásico Superior-Cretácico Inferior del terreno Guerrero y sus rocas del basamento del Triásico Superior (por ejemplo Bissig et al., 2008; Centeno-García et al. 2008; Mortensen et al. 2008; Martini et al. 2009). Las rocas de la Cuenca Arperos son cabalgadas por un conjunto de arco del Jurásico Superior-Cretácico Inferior formado por El Complejo Intrusivo Tuna Manza y una sucesión eruptiva cogenéticas llamado Formación El Paxtle (Lapierre et al 1992;. Ortíz-Hernández et al, 1992;. Martini et al., 2011) . El Complejo Intrusivo La Tuna Manza se compone de gabro, diorita y tonalita, localmente entrusionados por diques basálticos y enjambres de doleríticos, escasa wehrlite y clinopiroxénita olivino, clasificación transitoriamente capas de metagabro clinopiroxeno(Lapierre et al 1992;. Ortíz-Hernández et al 1992.).

La Formación El Paxtle se compone de masiva a almohadilla de basalto, hialoclastita, y toba, intercaladas con rocas volcanoclásticas y chert(pizarra) de radiolarios (Lapierre et al 1992;. Ortíz-Hernández et al, 1992;. Martini et al 2011.).

Rocas del conjunto arco Cuenca Arperos y El Paxtle fueron plegadas y falladas , parcialmente metamorfoseadas en condiciones de bajo grado de la facie de esquistos verdes, y discordante por calizas neríticas del Albiano de la Formación La Perlita (Chiodi et al 1988;. Quintero-Legorreta, 1992) . Por último, todas las rocas del Mesozoico de la Sierra de Guanajuato fueron intruidas por el Paleoceno Tardío Comanja de granito batolítico Corona (Ortíz-Hernández et al. 1992) y cortadas por una falla normal NW-SE y NE-SW.

ESTRUCTURAS MESOZOICAS DE LA SIERRA DE GUANAJUATO

Se estudió en detalle la estratigrafía de dos áreas del sudeste de la Sierra de Guanajuato, el Arperos y las áreas Esperanza, con el fin de entender el ambiente tectónico en el que se depositaron estas sucesiones.

Área Arperos

El área Arperos se encuentra en el sur-oeste de la Sierra de Guanajuato, entre las localidades de Arperos y Chichimequillas. Dos principales conjuntos petroTECTONICOS se exponen en esta área: los conjuntos Arperos y El Paxtle. El Arperos y parte del conjunto El Paxtle fueron agrupados previamente en una "unidad volcANO-sedimentarias del Mesozoico" única indiferenciada por Martínez-Reyes (1992). El conjunto Arperos consiste en la formación Arperos, por lo menos 120 m de basalto almohadillado y hialoclastita, concordantemente cubierta por 40-50 m de sílex de radiolarios y pizarra con pedernal y arriba turbiditas finamente estratificadas y laminadas. Las rocas de la Formación Arperos están actualmente dispuestas en una columna de nappes de escala kilométrica imbricadas delimitadas por zonas de cizalla miloníticas. Estas rocas son intensamente esquiladas lo largo de las principales zonas de cizalla, pero en menos de decenas de metros pueden ser observadas estructuras sedimentarias y texturas primarias. La deformación es localmente acompañada por metamorfismo de bajo grado en fase de esquistos verdes. Partes menos deformadas de la Formación Arperos se compone rítmica y alternamente de arenisca gruesa, de color gris a negro, limolitas, lutitas escaso pedernal y lutita calcárea. Areniscas moderada a poca arcosa mal ordenados, arcosa litoarenítica, en la cuál su estructura en el arco magmático tienen la composición QmFL, QtFL y QLvm Lsm. Areniscas se componen sobre todo de clastos subangulares a subredondeados de plagioclasa, mono-poli cuarzo cristalino, moscovita, circón detrítico y lítico. En orden de abundancia, los líticos son maficos plagioclasa-firicas y lava microlítica, plagioclasa y cuarzo de firico a subfirico, lava, felsica, sílex, esquistos de cuarzo-

Moscovita, arenita ricas en cuarzo félsico y wacke, tonalita (algunos con textura granofirica), filita, y las rocas máficas hipabisales. Clasificación normal, marcas de olas, de base canalizado de los estratos, intraclastos, y escaso asentamiento de estructuras son comunes en el partes menos deformadas de la sucesión, lo que sugiere que la deposición se llevó a cabo como turbiditas submarinos.

El conjunto Arperos está cabalgando sobre el conjunto petrotecnico El Paxtle. El conjunto El Paxtle es comparable con el conjunto de el arco descrito por Lapierre et al. (1992), y consiste en la Formación El Paxtle y el complejo intrusivo la Tuna Manza. La Formación El Paxtle fue incluido previamente en la "unidad volcano-sedimentarias del Mesozoico" indiferenciado por Martínez-Reyes (1992). Se compone de al menos 1200 m de almohadilla y flujos de lava basáltica masivas, hialoclastita, toba basáltica, sílex de grano fino, piedra arenisca volcánica, y la pizarra, las cuales son cortadas y metamorfoseadas en condiciones de bajo grado en la facie de esquistos verdes. Menos deformaciones y menos partes recristalizadas de las rocas sedimentarias muestran reliquias de la textura primaria y la composición. Las Areniscas estan de grano muy grueso a mediano, pobre arcosa lítica, arcosa litoarenita y wacke lítica. Se diferencian de las areniscas de la Formación Arperos, sin embargo, en el menor contenido de cuarzo mono y policristalino. Los Líticos son fragmentos angulares de plagioclasas maficas y firicas y lavas microlíticas y sílex. Las rocas de la Formación El Paxtle son cabalgadas por la Tuna Manza complejo intrusivo. Esta última se compone de diorita, compuesta por plagioclasa con zonificación + hornblenda verde \pm K-feldespatos, \pm cuarzo y accesorios magnetita,, pirita, epidota, apatito y circón. El Complejo La Tuna Manza se corta por intergranular a plagioclasa y clinopiroxeno-firico basalto y diques doleríticos. Los conjuntos Arperos y El Paxtle se intrusionaron por el Paeoceno por el batolito granítico de Comanja de Corona (Ortíz-Hernández et al., 1992), y cortadas por una falla normal Cenozoico NE-SW, expuesta en los alrededores de la Tuna Manza-El Jitomatal área.

Área Esperanza

El área Esperanza está localizada en la parte sur-oriental de la Sierra de Guanajuato, en los alrededores de la Presa La Esperanza. En esta área se ha reconocido dos principales conjuntos petrotectónicos: la Esperanza y El Paxtle. La asociación Esperanza consiste en una sucesión volcánico-sedimentaria, que hemos dividido en dos unidades: las formaciones de Esperanza y Valenciana. El contacto entre las rocas y el conjunto Arperos no se expone en las áreas de estudio. Sin embargo, similar al conjunto Arperos, las formaciones de Esperanza y Valenciana se vieron afectadas por ejes principales que produjeron la formación de una foliación milonítica pervasiva en la escala milimétrica, y la imbricación de nappes escala kilométrica. La Formación Esperanza es parte de la "Unidad Mesozoica Volcánico-Sedimentario" indiferenciado previamente definido por Martínez-Reyes (1992). Se compone de alternar capas delgadas de muy fino a grueso grano de arenisca, limolita capas delgadas, arcilloso, y escaso estratos conglomerado en forma de lente. Las Areniscas están bien ordenados sublitarenita ricas en cuarzo, litarenita y wacke lítica y el orógeno reciclado de los diagramas de composición QmFL, QtFL y QLvmLsm. Areniscas se componen principalmente de clastos subredondeados de cuarzo mono y policristalino. Menos abundantes de moscovita detrítico, circón y granos líticos de sílex, cuarzoarenita, félsicas rocas intrusivas, también se observaron felsita, cuarcita y esquistos foliados, cuarzo-moscovita, y filita.

6 metros de espesor masivo, clasto soportado y conglomerado mal seleccionado intercalado en la parte media de sucesiones está compuesta por clastos subangulares de cuarcita, finamente laminado, lutita roja, menor filita y caliza con estructuras sedimentarias en estas rocas son oblicuas por intensa deformación, localmente acompañadas por el metamorfismo de bajo grado de esquistos verdes. A simple vista es imposible medir una sección tipo. La Formación Esperanza está cortada por un enjambre de diques félsicas. Peperitas son comunes en los márgenes de los diques, lo que sugiere que el volcanismo fue contemporánea con la sedimentación de la Formación Esperanza (por ejemplo, Skilling et al., 2002). Los dominios de Peperite son ampliamente paralelas a los

contactos de las intrusiones. Están cerrados envasados (Skillling et al., 2002) cerca de las fronteras con los diques, y el grado de su dispersión 3-4 metros lejos de los contactos ígneos. Clastos juvenes son predominantemente (Skillling et al., 2002), Capas y laminación en las rocas son destruidas cerca del contacto con las intrusiones, y la inyección mutua a escala milimétrica de magma en el sedimento y se viceversa esta observado.

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

La metodología consistió en 3 etapas:

III.1. Etapa de Recopilación Bibliográfica

Se recopilaron todos los datos bibliográficos posibles que contuvieran información del área de estudio así como los relacionados a estructuras de deformación.

III.2. Etapa de Campo Un análisis detallado de campo se llevó a cabo en ocho diferentes localidades (Calderones, El Faro, Yerbabuena, La Bufo, Los Caídos, El Socavón, La Curva, El Pocito) localizados entre la ciudad de Guanajuato y El Cubo, dentro Distrito Minero de Guanajuato (Figura 1).

III.2.1. Fase 1

El trabajo de campo consistió en dos fases: en la primera se hizo un reconocimiento exhaustivo a lo largo de las ocho localidades, en las cuales aflora la Formación Losero, con la finalidad de localizar estructuras sedimentarias de deformación.

III.2.2. Fase 2

La segunda fase consistió una vez identificadas las localidades en donde existen estructuras sedimentarias de deformación, se procedió al levantamiento de columnas estratigráficas, realizando una descripción sistemática de cada uno de los estratos. Se registraron a detalle características sedimentarias, considerando la textura (tamaño de grano, forma y selección), espesor de las capas y microestructuras. Las estructuras sedimentarias de deformación identificadas fueron medidas considerando su tamaño y geometría, incluyendo espesor, longitud, simetría y forma. La descripción de las columnas estratigráficas fue basada en las características sedimentológicas, tomando como referencia el análisis de facies del código de Miall (1996) ver tabla 1.

III.3. Etapa de Gabinete

Consistió en el análisis e interpretación de los datos obtenidos de las etapas anteriores para así realizar el escrito final.

Tabla. 1. Tabla con el código de facies según la clasificación de Miall (1996).

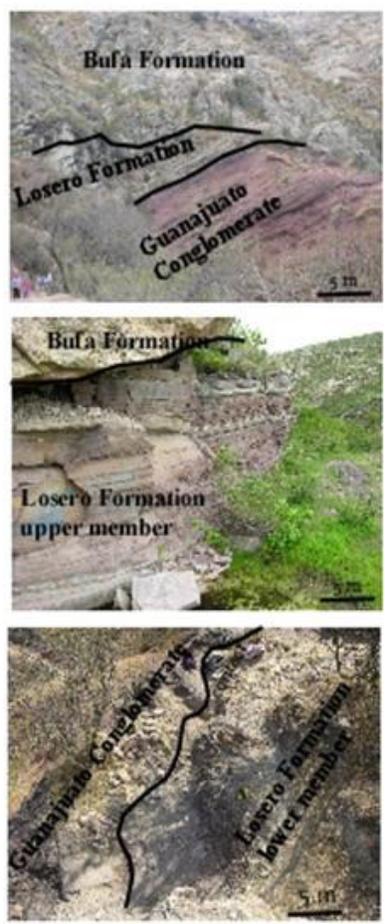
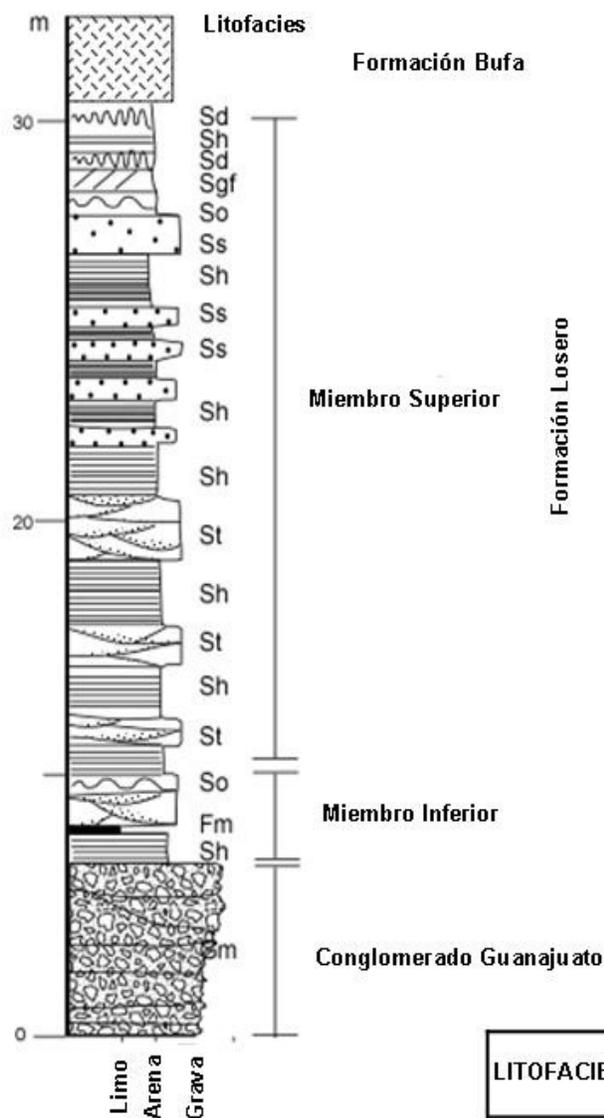
Código de Facies	Litofacies	Estructura Sedimentaria	Interpretación
Gmm	Grava masiva, matriz soportada	Gradación pobre	Flujo de detritos plástico (alta resistencia, viscoso)
Gmg	Grava matriz soportada	Gradación inversa a normal	Flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia viscoso)
Gci	Grava clasto soportada	Gradación inversa	Flujo de detritos rico en clastos (alta resistencia) o flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia)
Gcm	Grava masiva clasto soportada	Ninguna	Flujo de detritos pseudoplástico (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Gh	Grava con estratificación gruesa clasto soportada	Estratificación horizontal, imbricación	Estructuras sedimentarias longitudinales depósitos de lag. Depósitos de sive
Gt	Grava estratificada	Estratificación de artesas	Colmatación de canales menores
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada planar.	Estructuras sedimentarias transversales, crecimientos deltaicos de remanentes de antiguas barras
St	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estratificación en artesas solitarias o agrupadas	Dunas de cresta sinuosa o lingüiforme (3-D)
Sp	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estratificación cruzada planar solitarias o agrupadas	Estructuras sedimentarias transversas o lingüiformes (dunas 2-D)
Sr	Arena, fina a muy gruesa	Estratificación cruzada con ondulitas	Ondulitas (régimen de flujo bajo)

Código de Facies	Litofacies	Estructura Sedimentaria	Interpretación
Sh	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Laminación horizontal, particionada o de corriente	Flujo de estratificación planar (flujo crítico)
Sl	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estratificación cruzada de bajo ángulo (>15°)	Llenado de estructuras erosivas, humpback p laso stoss de dunas, antidunas
Ss	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estructuras erosivas de fondo (desbaste) anchas y someras	Llenado de estructuras erosivas
Sm	Arena, fina a muy gruesa	Laminación masiva o poco clara	Depósitos de flujo de sedimentos gravitacionales
Fl	Arena, limo, fango	Laminación fina, ondulitas muy pequeñas	Llanura de inundación, canales abandonados o depósitos de inundación en su etapa final
Fsm	Limo, fango	Masiva	Pantano o canal abandonado
Fm	Fango, limo	Masiva, grietas de secamiento	Llanura de inundación, canales abandonados o depósitos de drape
Fr	Fango, limo	Masica, raíces, bioturbación	Capas de raíces, suelo incipiente
C	Carbón, fango carbonáceo	Improntas de plantas en el fango	Depósitos de pantanos ricos en vegetación
P	Carbonato paleosol, (calcita, siderita)	Características pedogénicas: nódulos, filamentos	Suelo con precipitación Química

CAPITULO IV. RESULTADOS

IV.1. Sedimentología y ambiente depositacional.

Las estructuras sedimentarias de deformación descritas en este trabajo de investigación se encuentran en los depósitos clásticos continentales del Eoceno-Oligoceno temprano, específicamente en la Formación Losero. La Formación Losero sobreyace concordantemente al Conglomerado Guanajuato. El análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Losero se realizó con base al análisis de litofacies utilizando para ello la nomenclatura de Miall (1996). Dos unidades estratigráficas pueden distinguirse claramente en la Formación Losero (Figura 2): La unidad inferior (aproximadamente 5 m) se caracteriza por litofacies, Sh (arena media a fina con laminación paralela y gradación normal), St (arena fina con estratificación cruzada) y Fm (limo-arcilla con grietas de desecación y ondulitas), (Figura 2). La unidad superior (aproximadamente 25 m) se caracteriza por litofacies Sg (arena fina a gruesa), Sh (arena media a fina con laminación paralela), St (arena media con antidunas), Ss (arena media a fina con ondulitas y marcas de flautas), Fm (limo-arcilla con grietas de desecación y gotas de agua) y estructuras sedimentarias de deformación (sismitas) (Figura 2). Las estructuras sedimentarias de deformación se encuentran expuestas en las dos unidades, siendo mucho más evidentes en las facies de grano fino (Sh y Fm) de la unidad superior de la Formación Losero. Un estudio reciente sobre el análisis de facies, estructuras primarias y proveniencia de la Formación Losero la ubican dentro de un ambiente fluvial en su parte distal, considerándola como la continuación de los depósitos del Conglomerado Guanajuato (Puy-Alquiza, et al., 2014).



SIMBOLOGIA

	Ignimbrita
	Arenisca Guesa
	Estratificación Cruzada Arenisca
	Plano Lamina Paralela Arenisca
	Suave Deformación (sismitas)
	Groove and flute cast
	Ripple
	Limo-Arcilla
	Conglomerado Guanajuato

LITOFACIE	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	INTERPRETACIÓN
Gm	Gradación normal e Imbrincación	Canal
St	Estratificación cruzada Arenisca	Barras de canal
Sh	Plana- Lamina Paralela Arenisca	Barras de canal
So	Ripple	Barras de canal
Sgf	Groove and flute casts y antidunas	Barras de canal
Sd	Deformación Suave (sismitas)	Barras de canal
Ss	Gradación normal arena	Barras de canal
Fm	Grietas de desecación	Plano de Inundación

Maria Jesús Puy Y Alquiza

Figura 2. Sección Columnar de la Formación Losero

Iv.2. Estructuras de deformación.

Los estilos, abundancia y complejidad de las estructuras de deformación en la Formación Losero indican una serie de inestabilidades durante y después de la depositación. Evidencia de un mecanismo asociado a un gradiente de densidad invertido debido a un agente externo (actividad sísmica) es el factor principal que explica la gran cantidad y variedad de estructuras sedimentarias de deformación existentes en dicha formación. Las estructuras de deformación asociadas a un gradiente de densidad invertido producto de la actividad sísmica analizadas en este trabajo han sido agrupadas en diferentes tipos morfológicos (Figura 3), de acuerdo a las clasificaciones realizadas por (Potter y Pettijohn, 1963; Dzulynski y Walton, 1965; Allen, 1982; Owen, 1987). La abundancia de estructuras sedimentarias primarias como estratificación cruzada, estratificación laminar, estructuras de corriente (marca de flautas, ondulitas), grietas de desecación, gradación normal, gotas de lluvia, imbricación, indican una depositación fluvial en su parte distal, de acuerdo a los criterios de clasificación de Miall (1990). A pesar de este ambiente, se descarta la posibilidad de que la circulación de las corrientes subterráneas así como las fluviales hayan originado la variedad de estructuras de deformación descritos en este artículo. Las estructuras de deformación muestran varias características relacionadas con procesos de licuefacción y fluidización producto de una actividad sísmica (proceso alocinético). La mayoría de estas características son similares a aquellas estructuras de deformación originadas por sacudidas sísmicas las cuales han sido documentadas por varios autores (Seilacher, 1969; Scott y Price, 1988; Tuttle y Schweig, 1995; Obermeier, 1996; Rossetti, 1999; Gibert et al., 2005; Mazumder et al., 2006; Singh y Jain, 2007; Callot et al., 2008). De igual manera diferentes experimentos y mediciones han reproducido estructuras de deformación similares (Owen, 1987; Nichols et al., 1994). La Formación Losero presenta una asociación genética de areniscas masivas con estratificación cruzada y laminar indicando que dichos depósitos fueron originalmente bien estratificados. La asociación genética de las capas de la

Formación Losero con las estructuras sedimentarias de deformación nos indica, que estas se formaron debido a la inestabilidad de la gravedad, originada por actividad sísmica. Esta actividad sísmica fue capaz de afectar severamente grandes volúmenes de arenas saturadas de agua provocando licuefacción y fluidización a gran escala debido al aumento de la presión del poro de las arenas. De las ocho localidades estudiadas (Figura 1), la localidad de la Bufa fue la más representativa, ya que en ella se pueden apreciar diferentes tipos de estructuras sedimentarias de deformación expuestas en la Formación Losero. En dicha localidad se levantaron dos secciones estratigráficas: Los Caídos y El Socavón (Figura 4). Ambas secciones sobreyacen al conglomerado Guanajuato. Todas las estructuras sedimentarias de deformación presentes en ambas secciones se ubican en la unidad superior de la Formación Losero, caracterizada por areniscas de grano medio a fino (Sh) intercaladas con lentes limo-arcillosos (Fm) de varios centímetros de espesor. Las capas deformadas pueden ser correlacionables a través de al menos 100 m.

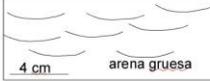
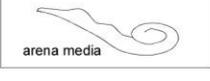
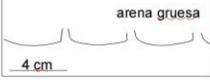
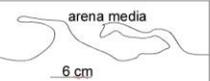
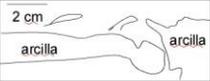
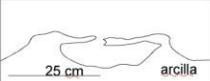
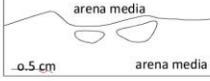
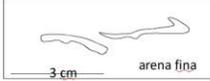
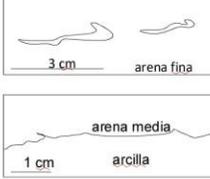
Estructuras sedimentarias de deformación	Mecanismo identificado en este trabajo	Estructuras sedimentarias de deformación	Mecanismo identificado en este trabajo
 <p>5 cm arena gruesa</p> <p>Escape de agua</p>	Rápida sedimentación o Sismo	 <p>10 cm</p> <p>Fallas normales sin-sedimentarias</p>	Sismo, deslizamiento
 <p>4 cm arena gruesa</p> <p>Estructuras en disco</p>	Rápida sedimentación o Sismo	 <p>arena media</p> <p>Estructuras enrolladas hacia arriba</p>	Sismo, deslizamiento
 <p>4 cm arena gruesa</p> <p>Estructuras en disco y pillar</p>	Rápida sedimentación o Sismo	 <p>6 cm arena media</p> <p>Marcas de carga asociados con estructuras de flama monodireccionales</p>	Sismo, deslizamiento
 <p>6 cm arena gruesa</p> <p>Laminación convoluta</p>	Rápida sedimentación o Sismo	 <p>2 cm arcilla</p> <p>Fracturas rellenas asociadas con piezas rotas</p>	Sismo
 <p>2 cm arena gruesa arena media</p> <p>Intrusión bifurcada hacia arriba</p>	Carga o sismo	 <p>25 cm arcilla</p> <p>Marcas de carga asociado con estructuras de flama bidireccional</p>	Sismo
 <p>0.5 cm arena media</p> <p>Pseudonódulos</p>	Sismo o posible deslizamiento	 <p>3 cm arena fina</p> <p>Piezas de capas truncadas</p>	Sismo
 <p>3 cm arena fina</p> <p>Piezas de capas abiertas</p>	Sismo o posible deslizamiento	 <p>5 cm arcilla</p> <p>Estructuras enrolladas</p>	Sismo
 <p>1 cm arena media arcilla</p> <p>Intrusiones inclinadas hacia arriba</p>	Sismo o posible deslizamiento		

Figura 3. Estructuras de Deformación

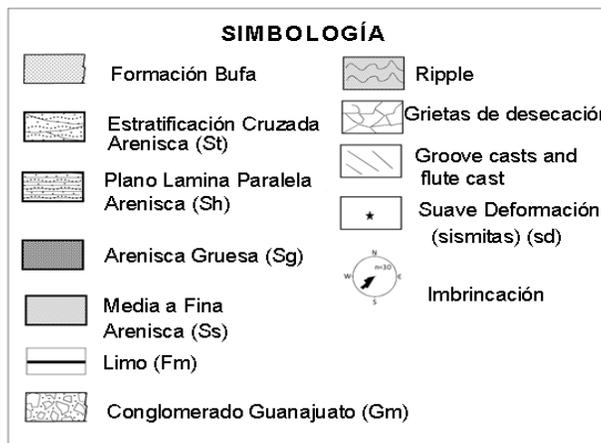
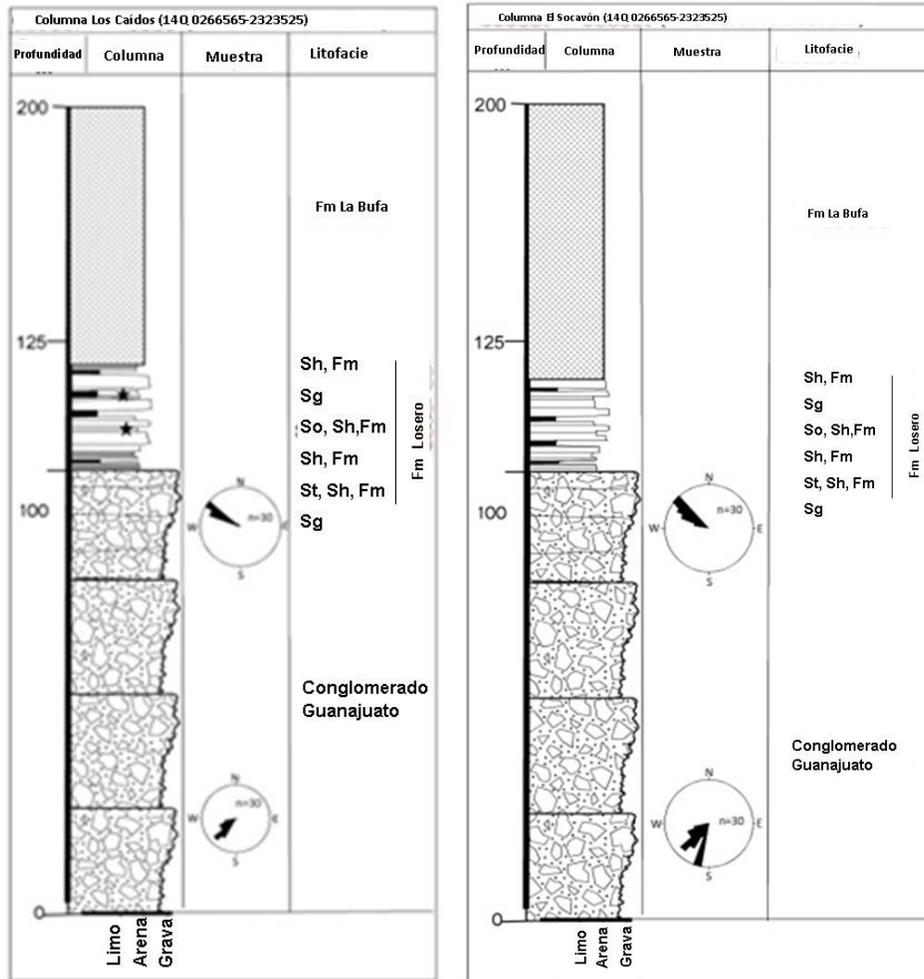
IV.2.1. Sección Los Caídos.

La sección Los Caídos (Figura 4), consiste de 7 m de espesor de una sucesión de areniscas de grano grueso a fino intercaladas con lutitas. Las areniscas presentan estratificación laminar intercaladas con lentes limo-arcillosos de 1 a 2 cm de espesor. Las litofacies de la sección Los Caídos analizado en este documento son interpretados bajo el contexto de un sistema fluvial. La parte inferior de esta sección se compone de 1 m de areniscas gruesas (Sg) intercaladas con areniscas finas con estratificación laminada (Sh). En dicha sucesión se observa el primer nivel de deformación. Las estructuras de deformación presentes son: laminación convoluta, estructuras de flama, pseudo-nódulos y pliegues asimétricos. Sobreyaciendo a esta parte inferior aflora una secuencia de 6 m de areniscas de grano medio a fino, con estratificación laminar (Sh) intercalados con lentes limo-arcillosos (Fm). En dicha sucesión se observa un segundo nivel de deformación, el cual se caracteriza por presentar estructuras de deformación como: pliegues asimétricos, micro-falla normal sin-sedimentaria, estructuras de flama y diques arenosos.

IV.2.2. Sección El Socavón.

La sección El socavón (Figura 4), consiste de 13 m de espesor de una sucesión de areniscas de grano grueso a fino. Las estructuras sedimentarias de deformación presentes corresponden estratigráficamente al segundo nivel de deformación presentada en la sección Los Caídos. El estrato en donde se observan las estructuras de deformación presenta un espesor de 2 m, compuesta por areniscas de grano medio a fino (Sh) intercalado con lentes limo-arcillosos (Fm) de 2 a 4 cm de espesor. Entre las estructuras sedimentarias de deformación cabe mencionar diques arenosos y micro-fallas normales sin-sedimentarias. Todas estas estructuras de deformación se observan en la parte más alta de la Formación Losero. Las capas con dichas estructuras pueden ser correlacionables

a través de varias decenas de metros. La presencia de dos niveles de deformación nos sugiere varios episodios de actividad sísmica.



María Jesús Puy Y Alquiza

Figura 4. Secciones El Socavón y Los caídos

IV.2.3. La deformación en la Formación Losero.

La Formación Losero incluye numerosas estructuras de deformación, tales como: micro-falla normal sin-sedimentarias, estructuras de flama, laminación convoluta, pseudo-nódulos, diques arenosos y pliegues simétricos y asimétricos. Las capas deformadas corresponden a areniscas de grano medio a fino (Sh) intercaladas con lentes limo-arcillosos (Fm) de varios centímetros de espesor. La extensión lateral de la deformación es de varios cientos de metros. A continuación se describen cada una de los diferentes tipos de estructuras sedimentarias de deformación (Figura 5, meter tabla).

IV.2.4. Micro-fallas normales sin-sedimentarias.

El sistema de micro-fallas normales sin-sedimentarias se presentan en capas de areniscas de grano medio a fino intercaladas con lentes limo-arcillosos de 2 cm de espesor, presentan un rumbo que varía de NW 50°- 75° SE, siendo el desplazamiento de 1 a 3 cm a nivel local. El sistema de micro-fallas normales paralelas da como resultado un sistema de fallas de tipo dominó (figura 5).

IV.2.5. Estructuras de flama.

Las estructuras de flama se presentan en areniscas finas y limos gruesos, en donde el sedimento más denso (arena), se hunde en el material menos denso (limo-arcilla) debido al gradiente de densidad invertida. Las flamas se inclinan en dirección de la pendiente, (Figura 5).

IV.2.6. Laminación convoluta.

Consiste de pliegues conformados por de arenas finas intercaladas con lentes limo-arcillosos de 3 a 15 cm (Figura 5).

IV.2.7. Diques arenosos.

Los diques consisten de cuerpos de arena de grano medio a fino de forma alargada de 10 a 15 cm de espesor y 2 cm de longitud (Figura 5). El sedimento que forma el dique es el mismo que el del estrato (arena media). Estas estructuras aparecen de manera aislada dentro del estrato, asociados a su vez con pliegues asimétricos.

IV.2.8. Estratos plegados.

Consisten de depósitos con una serie de pliegues distribuidos caóticamente (Figura 5). La dimensión de los pliegues varía de 0.2 a 0.5 cm de cresta a cresta. La forma del pliegue cambia de simétrico a asimétrico, éste último forma pliegues relativamente más abiertos que el anterior. Los pliegues son de composición limo-arcilloso. Se encuentran asociados con estructuras de flama (Figura 5). En menor cantidad se observan pliegues de tamaño más pequeño cuya longitud de onda es menor de 0.2mm, corresponden a pliegues simétricos. Dichas estructuras representan el segundo nivel de deformación.

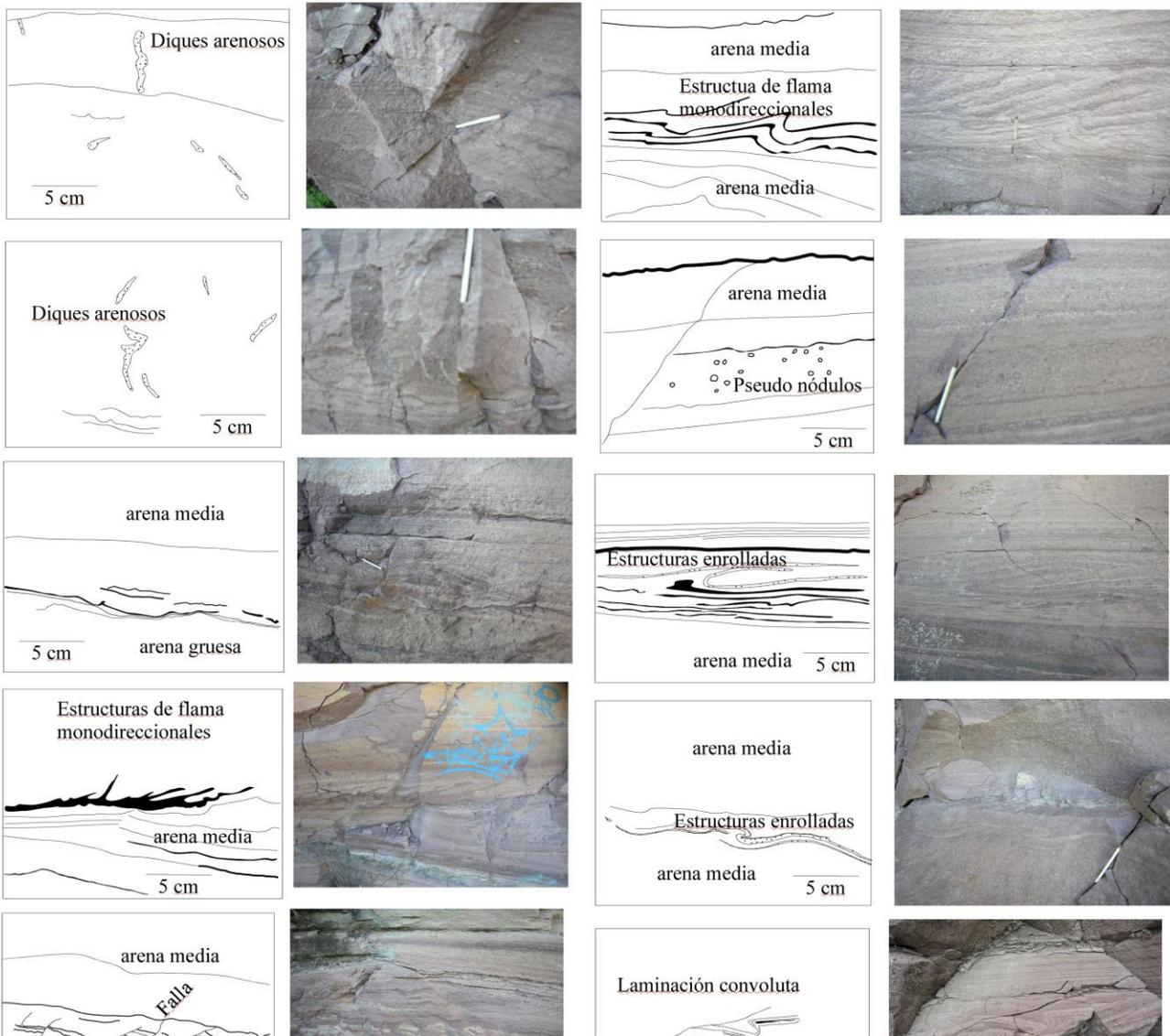


Figura 5. Deformaciones en la Formación Losero

IV.3. Procesos y mecanismo de deformación.

Varios criterios se pueden combinar para proponer que la deformación presenta episodios de actividad sísmica durante depositación de la Formación Losero. Los estilos y complejidad de las estructuras de deformación presentes en la Formación Losero indican una serie de inestabilidades durante y después de la depositación. El primer intervalo de deformación se da en la parte inferior de la secuencia de la sección Los Caídos. Tiene 1 m de espesor y se produce dentro de una alternancia de areniscas gruesas (Sg) intercaladas con areniscas finas con estatificación laminada (Sh). Dentro de dicha capa las estructuras de deformación presentes son: laminación convoluta, estructuras de flama, pseudo-nódulos y pliegues asimétricos. En este intervalo el mecanismo de deformación está relacionado con una inestabilidad gravitacional (Raleigh-Taylor inestabilidad o un sistema de gradiente de densidad invertida) (Anketell et al., 1970; Owen, 1987). En cada sistema de densidad invertida, las arenas más densas se hunden en las menos densas, acompañadas por una disminución drástica o pérdida completa de la resistencia al cizallamiento de los sedimentos (Allen, 1982; Owen, 1987). En algunas estructuras sedimentarias primarias se observa deformación en la laminación, lo que demuestra que la disminución en la resistencia al cizallamiento fue inducida por licuefacción. La pérdida de agua puede estar directamente relacionada con un reajuste gravitacional y/o puede ser el resultado de procesos de fluidización derivados de la restauración de los granos después de la licuefacción (Allen, 1982; Owen, 1987; Moretti et al, 1999).

IV.4. Interpretación del mecanismo.

El análisis sedimentológico y morfológico de las estructuras sedimentarias de deformación que contiene la Formación Losero permiten distinguir un agente de origen externo, sismos (alocinético) (Owen y Moretti, 2008). Dicho agente se observa en la sección Los Caídos y El socavón. En ambas secciones, se observa que en los primeros metros la deformación es inducida por licuefacción, debido a un sistema inestable del gradiente de densidad y a una carga desigual. La deformación está ausente en las capas situadas por debajo de la capa deformada. En particular, la presencia de capas no deformadas con características sedimentológicas similares a las capas deformadas nos permite comparar morfologías y descartar un origen autocinético.

CAPÍTULO V. CONCLUSIÓN

La presencia de estructuras de deformación en la Formación Losero sugiere un caso excepcional de estudio. Considerando la posición estratigráfica de las sismitas en la Formación Losero, su escala, intensidad, estilos de deformación, nos lleva a proponer la presencia de varios eventos sísmicos. Los análisis llevados a cabo en las estructuras de deformación en la sucesión sedimentaria de la Formación Losero y los resultados del análisis de facies nos permite establecer el mecanismo de deformación y un sistema de acción de fuerzas de deformación e interpretar la mayoría de los agentes desencadenantes. Las estructuras de deformación son explicadas por procesos de licuefacción y fluidización con la presencia de dos diferentes sistema de fuerzas (densidad invertida y gradiente de carga desigual). La presencia de capas sin deformar descarta la acción de la circulación de las corrientes subterráneas como fluviales y los procesos erosivos como mecanismos de activación posibles (agente autocinéticos). Con base en ello los efectos observados de licuefacción y fluidización pueden interpretarse como originado por un agente alocinético (actividad sísmica). El estrato deformado (sismita) de la Formación Losero tiene una extensión lateral de 100 m, dicha extensión se considera un factor clave para su registro sedimentario. En un contexto regional las sismitas evidencian eventos sísmicos importantes, cuya magnitud tuvo que ser de 5 para que se produzca la licuefacción (Audernad y De Santis, 1991).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: their character and physical basis, Vol. II. Elsevier, New York. 663 pp.

Allen, J.R.L., 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 46, 67-75.

Anketell, J.M., Cegla, J., Dzulinsky, S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Annales de la Societe Geologique de Pologne XL (1)*, 3-30.

Aranda-Gomez, J.J., Mc Dowell, F.W., 1998. Paleogene extension in the southern basin and range province of México: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, 40, 116-134.

Blanc, E.J.-P., Blanc-Alétru, M.-C., Mojon, P.-O., 1998. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau* 86, 875–883.

Bondevik, S., Swendsen, J.L., Mangerud, J., 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, 1115-1131.

Bowman, D., Korjenkov, A., Porat, N., 2004. Late-Pleistocene seismites from lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163, 211-228.

Callot, P., Odonne, F., Sempere, T., 2008. Liquefaction and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: the Ayabacas giant collapse, Cretaceous, Southern Peru. *Sedimentary Geology*, 212, 49-69.

Corona-Chávez, P., 1988. Análisis estratigráfico- estructural de la porción Centro-Sur de la Sierra de Guanajuato: Instituto politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 60p (inérita).

Dzulynski, S., Walton, J., 1965. Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. Elsevier, Amsterdam. 274 pp.

Echegoyén-Sanchez, J., Romero-Martinez, S.,and Velazquez-Silva, S., 1970. Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales No renovables, Boletín 75, Mexico, D.F., 36p.

Edwards, J.D., 1955. Studies of some early Tertiary red conglomerates of Central Mexico: U.S. Geology Survey Professional. 264, 153-185.

Gilbert, L., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., Scott, G., Lopez Garrido, A.C., 2005. Seismic-induced slump in Early Pleistocene deltaic deposits of the Baza Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 179, 279-294.

Gross, W.H., 1975. New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 70, 1175-1189.

Guiza, R., 1949. Estudio geológico Del Distrito Minero de Guanajuato: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos minerales, Boletín 22, 75p.

Hildebrandt, C., Egenhoff, S., 2007. Shallow marine massive sandstone sheets as indicators of paleoseismic liquefaction –an example from the Ordovician shelf of Central Bolivia. *Sedimentary Geology*. 202, 581-595.

Jolly, R.J.H., Lonergan, I., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, 159, 605-617.

Jones, A.P., Omoto, K., 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene

lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology* 47, 1211–1226.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., y Aranda-Gómez, J.J., 1982. Revisión estratigráfica del cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 92, 110 p.

Leeder, M.R., 1987. Sediment deformation structures and the paleotectonic analysis of sedimentary basins with a case study from the Carboniferous of Northern England. In: Jones, M.E., Preston, R.M.E. (Eds). *Deformation of sediments and Sedimentary Rocks: Geological Society London. Special Publications*, 29, 137-146.

Lowe, R., 1975. Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 31, 749-754

Martínez-Reyes, J., 1987. Excursión de la Sierra de Guanajuato; parte 1, Resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto., Programa, resúmenes y guía de excursión, p 50-70.

Mazumder, R., Van Loon, A.J., Arima, M., 2006. Soft-sediment deformation structures in the Earths oldest seismites. *Sedimentary Geology*, 186, 19-26.

Miall, A., 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 2nd ed. Springer-Verlag. 668 pp.

Minoura, K., Gusiakov, V.G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Swendsen, J.J., Bondevik, S., Oda, T., 1996. Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sedimentary Geology*, 106, 145-154.

Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 369-383.

Nieto-Samaniego, A.F., 1985 a. Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato, Gto: Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Tesis profesional 67p (inédita).

Nieto-Samaniego, A.F., 1985 b. Análisis estructural del distrito minero de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estacion Regional del Centro, informe 42 P (inédito).

Nieto-Samaniego, A.F., 1990 (1992). Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte suboriental de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.9, p.146-155.

Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction induced features for paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44, 1–76.

Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.F., Preston, R.M.E. (Eds. *Deformation of sediments and Sedimentary Rocks: Geology Society of London. Special Publications*, 29, 11-24.

Owen, G., 1995. Soft-sediment deformation in upper Proterozoic Torridonian sandstones (Applecross Formation) at Torridon, Northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research* A65 (3), 495–504.

Potter, P.E., Pettijohn, F.J., 1977. *Paleocurrents and Basin Analysis*, 2nd ed. Springer-Verlag, New York. 296 pp.

Puy-Alquiza, et al., 2012

Scott, B., Price, S., 1988. Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics* 147, 165–170.

Seilacher, A., 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13, 155-159.

Sims, J.D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29, 141-152.

Singh, S., Jain, A.K., 2007. Liquefaction and fluidization of lacustrine deposits from Lahaul-Spiti and Ladakh Himalaya: geological evidences of paleoseismicity along active fault zone. *Sedimentary Geology*, 196, 47-57.

Tristán-González, M., 1986. *Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México*: Universidad Autónoma San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 107, 91 P.

Tuttle, M.P., Schweig, E.S., 1995. Archeological and pedological evidence for large earthquakes in the New Madrid seismic zone, central United States. *Geology* 23, 253–256.

Van der Meulen, S., 1990. Major lateral sediment displacement in till–sand–peat associations of the Tjonger Valley fill (The NE Netherlands). *Holocene cryoturbation ? Geologie Mijnb* 69, 341–350.

Van Loon, A.J., y Brodzikowski, K., 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sediment Geology*, 50: 167-193

Van Loon, A.J., 1992. The recognition of soft-sediment deformations as early-diagenetic features- A literature review. En: Diagenesis III, Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 47: 135-189.

Wheeler, R.L., 2002. Distinguishing Seismic from Nonseismic Softsediment Structures; Criteria from Seismic -Hazard Analysis. In: Catanzaro, T. (Ed.), Ancient Seismites: Geological Society of America Special Publication, vol. 359, pp. 1–11.