



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO



DIVISIÓN DE INGENIERÍAS
CAMPUS GUANAJUATO

DEPARTAMENTO DE MINAS,
METALURGÍA Y GEOLOGÍA.

"DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE TUFAS CARBONATADAS EN EL MUNICIPIO DE MOLANGO, HIDALGO, MÉXICO"

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO ACADÉMICO DE
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA

AMALIA AVILA SILVA

DIRECTORA DE TESIS:
DRA. MARIA JESUS PUY Y ALQUIZA

GUANAJUATO, GTO, JUNIO DE 2023

DEDICATORIA Y AGRADECIMIENTOS	#4
RESUMEN.	#6
INTRODUCCION	#7
CAPITULO I: GENERALIDADES	
<i>I.1 Antecedentes</i>	<i>#8</i>
<i>I.2 Justificación</i>	<i>#14</i>
<i>I.3 Objetivo general</i>	<i>#15</i>
<i>I.4 Objetivos específicos</i>	<i>#15</i>
CAPITULO II: MARCO TEORICO	
<i>II.1 Conceptos generales de las tufas calcáreas.</i>	<i>#16</i>
<i>II.2 Área de estudio</i>	<i>#17</i>
<i>II.3 Geología general.</i>	<i>#18</i>
<i>II.4 Geología estructural regional</i>	<i>#20</i>
<i>II.5 Geología regional</i>	<i>#22</i>
<i>II.6 Geología local</i>	<i>#30</i>
CAPITULO III: METODOLOGIA	
<i>III.1 Etapa 1: Recopilación bibliográfica</i>	<i>#37</i>
<i>III.2 Etapa 2: Ubicación del área de estudio y generación de mapas</i>	<i>#37</i>
<i>III.3 Etapa 3: Campo, levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo.</i>	<i>#38</i>
<i>III.4 Etapa 4: Análisis -de laboratorio.</i>	<i>#39</i>

CAPITULO IV: RESULTADOS

- IV.1 Aspecto geomorfológico de las tufas calcáreas.* #41
- IV.2 Clasificación de biofacies en los depósitos de tufas calcáreas en Molango, Hidalgo.* #42
- IV.3 Caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de depósitos de tufas calcáreas.* #43

CAPITULO V: DISCUSION. #54

CAPITULO VI: CONCLUSION #55

CAPITULO VII: EVIDENCIAS #57

REFERENCIAS #58

DEDICATORIA

Dedico mi trabajo de tesis a mis madres Amalia y Celina, quienes me alentaron a seguir mi sueño de estudiar la carrera que tanto me apasiona, me apoyaron incondicionalmente, a pesar de la distancia y me motivaron a seguir adelante.

A mi padre Manuel Salvador, quien a pesar de que ya no está con nosotros, él me inspiró a estudiar una ingeniería, me apoyó y me recordó lo capaz que puedo ser para estudiar una ingeniería, siendo un gran ejemplo por seguir para mí, siempre seguiré lo siendo.

A mis profesores, quienes me guiaron para poder superarme cada día, enseñándome todo lo que se hasta ahora y que seguiré aprendiendo gracias a su inspiración de llegar a ser tan grandes y avanzados como ellos.

AGRADECIMIENTOS

Al laboratorio de petrología de la División de Ingenierías de la Universidad de Guanajuato por su apoyo en la realización de las láminas delgadas. Al laboratorio LICAMM por su apoyo en la realización de los análisis de difracción de rayos X, rayos X-fluorescencia y el SEM.

A la Dra. Puy, por brindarme compartirme sus conocimientos a lo largo de la carrera y al realizar esta tesis, por guiarme con sus consejos, enseñándome como se trabaja en un proyecto de investigación, lo cual desarrollo un gran interés en mí por seguir con mis estudios de maestría, siendo un gran ejemplo por seguir y como inspiración para seguir adelante en mi proyecto de vida.

Guanajuato, Gto., agosto 2023

Asunto: **Aprobación de Trabajo de Investigación.**

DR. GILBERTO CARREÑO AGUILERA
DIRECTOR DE DIVISION DE INGENIERIAS
CAMPUS GUANAJUATO
P R E S E N T E.

Los que suscriben, revisores del **Trabajo de Investigación**, que fue presentado a revisión por:

C. Amalia Ávila Silva

Pasante del Programa Educativo de **Ingeniera Geóloga** de la División de Ingenierías del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato, con el Título:

**“Descripción de los Depósitos de Tufas Carbonatadas en el
Municipio de Molango, Hidalgo, México”.**

Una vez leído, analizado y revisado el trabajo, ha sido aprobado para que continúen con los trámites requeridos para solicitar fecha y sustente el trabajo mencionado.

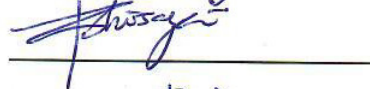
Sin más por el momento reciba un cordial saludo.

Atentamente
“La Verdad Os Hará Libres”

Dra. María Jesús Puy y Alquiza
Directora del Trabajo



Dra. Pooja Vinod Kshirsagar
Sinodal del Trabajo



Dr. Raúl Miranda Avilés
Sinodal del Trabajo



Dra. Ma. Mercedes Salazar Hernández
Sinodal del Trabajo



DEPARTAMENTO DE INGENIERIA EN MINAS, METALURGIA Y GEOLOGIA
Ex-Hacienda San Matías s/n, 36200, Guanajuato, Gto., Tels. (473) 732 22 91, Fax (473) 732 38 64
DIVISION DE INGENIERIAS CAMPUS GUANAJUATO

RESUMEN

Las tufas calcáreas se definen como depósitos carbonatados continentales generados en condiciones acuáticas donde el agua está cargada de carbonatos. En el distrito de Manganeso de Molango, sobre la Formación Chipoco afloran depósitos de tufa calcárea continental de edad Neógena. El depósito de manganeso Molango se considera un depósito sedimentario marino de manganeso de gran escala típico del Kimmeridgiano-Tithoniano en México, representado por dos zonas mineralizadas (Chipoco y Naopa), que corresponden a un depósito sedimentario sin-genético. La presencia de depósitos de tufas calcáreas en dicho distrito de manganeso tiene su origen en manantiales ubicados en los taludes de acuíferos carbonatados donde se asocian sustratos vegetales (musgos, juncos, líquenes, macrófitos) y copépodos. Estos depósitos corresponden a formaciones carbonatadas de tufas inactivas desconectadas de la red hidrológica actual. Estos depósitos calcáreos adoptan diferentes morfologías relacionadas con los sub-ambientes manantial y barrera-cascada. Desde un punto de vista geomorfológico, las acumulaciones de estas tufas calcáreas se originaron en laderas y/o al pie de manantiales kársticos, donde la acumulación de material se originó desde la altura del manantial respecto al fondo del valle, dando lugar a un conjunto de planicies tufáceas escalonadas con un perfil en forma de cuña. Sus morfologías de techos planos y taludes verticales permitieron la colonización de importantes masas de musgos y plantas vasculares. Los resultados indican la presencia de dos unidades sedimentarias limitadas en la base y en la parte superior por superficies erosionales de forma lenticular y clinofomas sigmoideas que corresponden a dos tipos de facies, una con tallos verticales y otra con fitoclastos y musgos. Estas facies se formaron en gradientes altos (ambientes fluviales, fluvio-lacustres y pantanosos) y gradientes bajos (barrera de cascadas).

INTRODUCCIÓN

La tufa calcárea es una roca sedimentaria compuesta principalmente por carbonato de calcio depositado como calcita o aragonito. Dichos depósitos se forman por la precipitación del carbonato de calcio, asociado a afloramientos kársticos continentales en condiciones acuáticas. Los depósitos de tufas calcáreas pueden presentarse en diferentes sistemas continentales como sistemas fluviales, lagunares, lacustre (Carcavilla et al., 2019; Abad, 2017; Ford y Pedley, 1996). Cabe mencionar que los depósitos de tufas calcáreas dependen de factores como lo son el clima, la tectónica y las características de la composición litológica del área (Pentecostés y Viles, 1994; Arenas-Abad, 2017). Estos factores también son influidos por las propiedades físicas y químicas del agua, también depende de la cantidad de CO₂ desgasificado y el desarrollo de la vegetación, siendo que en estas tufas se pueden encontrar cianobacterias, musgos, plantas vasculares, entre otros. Por lo que, para su formación deben cumplir con ciertas características y condiciones fisicoquímicas del agua, según Jones and Renaut, (2010), Pentecost et al. (2003, 2005), y Arenas-Abad et al. (2010, 2014), donde mencionan que la temperatura adecuada para su formación es de 20°C, mientras que su pH es generalmente mayor a 7, estando frecuentemente en 8-8.5, esto permite el desarrollo adecuado de la vegetación antes mencionada, ya que estas pertenecen a una comunidad vegetativa de ambientes húmedos, con saturación de carbonatos y un pH básico. Considerando la precipitación de estas tufas calcáreas, la presión de CO₂ juega un papel importante con un rango de CO₂ siendo entre 4 y 8x10⁴ atmosferas, (Minissale, 2004; Dilsiz, 2006, Auqué et al., 2009, 2013; Arenas et al., 2014). Todos estos elementos de una forma u otra regulan los tipos de precipitación y la forma en la que crecen. Basados en esto, la precipitación de la calcita esta físicamente controlada por la disolución del CO₂ y la temperatura del agua, determinando los factores que desequilibran la solución de iones, mientras que el suelo tiende a influir exclusivamente a la escala de nucleación, la cual aflora en la parte superficial a lo largo de fluidos turbulentos, cascadas y ríos. Siendo que estos carbonatos están impregnados con estas cianobacterias, musgos y plantas vasculares que afloran en las cascadas y aguas más calmadas, (Carcavilla et al., 2009). De acuerdo con Slack (1967), el origen de estos depósitos de tufas calcáreas sucede debido a procesos fisicoquímicos y bioquímicos. La precipitación de los carbonatos de

calcio es debido al desgaste de la dilución del CO₂ y de la temperatura del agua (Lorah and Herman, 1988). En la precipitación bioquímica, las plantas son un elemento esencial, la pérdida del CO₂ podría estar vinculada a la extracción del CO₂ del agua que proviene de la fotosíntesis de los organismos, macrófitos, briofitas (musgos) algas filamentosas, diatomeas, algas carótidas, cianobacterias, plantas vasculares y especialmente procariontes. Siendo que estos organismos tienden a adaptarse a saltos centimétricos en terrazas desarrolladas paralelas al curso del agua, desarrollando estructuras de progradación aguas abajo. El substrato orgánico juega un papel muy importante en la nucleación de las incrustaciones de calcita y la porosidad primaria en los depósitos de tufas (Pentecost, 2005). La importancia del estudio de estos depósitos de tufas calcáreas es debido a que son importantes indicadores geomorfológicos, paleo-ecológicos y paleo-ambiental, ya que dentro de estas tufas se almacenan evidencias botánicas como lo son: el polen, vegetación y restos malacológicos (Capezzuoli et al., 2013). De igual manera, el estudio de dichos depósitos permite conocer la evolución de la geografía regional proporcionando su evolución kárstica, su comportamiento tectónico y los procesos de gradación o incisión de sus fluidos de agua.

CAPÍTULO I: GENERALIDADES

I.1. Antecedentes

De acuerdo con la carta geológica-minera de Molango F14-D51, el distrito minero denominado Molango se divide en dos zonas mineralizadas: Chipoco y Naopa. Dicho yacimiento es clasificado como un yacimiento sedimentario exhalativo (SEDEX), con mineralogía consistente de calcita, kurtnahorita, rodocrosita, en ganga de cuarzo, pirita, magnetita y ocasionalmente serpentita, alojados dentro de la Formación Chipoco perteneciente al jurásico superior.

El inicio de la exploración por manganeso en las zonas cercanas a Molango comenzó por la Compañía Minera Autlán, quien dirige la explotación de mineral de manganeso en 1953 en Autlán en el estado de Jalisco, México, de donde toma el nombre la compañía. En 1960, inicio exploraciones por carbonatos de manganeso en el distrito manganesífero de Molango, localizado en la Sierra Madre Oriental, en el estado de Hidalgo. Para 1968 es instalado el horno de nodulización, iniciándose así la producción de nódulos de

manganeso.

Carrillo Bravo (1965), definió la Formación Tamán como lutitas arenosas y areniscas arcillosas de color gris oscuro, gris verdoso y negro, con amonitas y pelecípodos, en capas que alternan con estratos delgados de pedernal negro; intercalados con esos sedimentos se observan cuerpos, en ocasiones hasta de 2 m de potencia de calizas arcillosas de color negro y gris oscuro.

Cantú (1971), describió la Formación Tamán como perteneciente al *Kimmeridgiano* inferior-*Titoniano* Inferior, en toda la región de la Huasteca una litofacies y una biofacies uniformes, donde se observa como micrita de color negra, en capas gruesas de 50 a 80 m. de espesor y alterna regularmente con capas de lutitas gris-negro, en capas de 10 a 20 m. Su contacto es concordante y transicional, con la Formación Santiago, el cual se observa en su sección tipo de Tamán, San Luis Potosí.

Aguilera (1972), estableció para la Formación Chipoco, facies clástico-calcáreo-arcillosa. Esta facies de litología mixta está distribuida en un cinturón que circunda al facies clástico calcáreo esquelética hacia mar abierto. Los tipos litológicos más importantes son: "mudstones" arcillosos, piritizados, con intercalaciones y en ocasiones cuerpos definidos de "grainstones" con sedimentación gradual; interestratificación de lutita negra, calcárea, laminar; son notables algunos "wackstones" y "Packstones" arcillosos.

Aguayo-Camargo (1977), describió a la Formación Chipoco, como aquella secuencia estratigráfica compuesta por biomicrudita y biomicrita, cuyos constituyentes son equinodermos y conchas de moluscos fragmentados, retrabajados y aglutinados en una matriz con ooides e intraclastos, en capas de 50 cm a 1 m de espesor. La caliza muestra un alto grado de estilolización, de acuerdo con los planos de estratificación. La parte superior de la Formación Chipoco está constituida por caliza de 10 a 15 cm de espesor, de composición bioespatítica y pelespatítica pobremente lavadas e intercaladas entre biomicrita de radiolarios y lutitas de color negro, finalmente laminada, marcado la zona de transición con la Formación Pimienta que la suprayace.

Pedrazini y Basáñez-Loyola (1978), describen a la unidad llamada Formación Chipoco de la siguiente manera: se ha observado en el área con tres aspectos distintos 1); transición gradual de areniscas y calcarenitas basales a facies pelágicas en la parte superior (sección Chipoco); 2). Variación abrupta entre facies someras evaporíticas y

facies francamente pelágicas que las recubren (pozo Oleotuju No. 1); posiblemente se trata de turbiditas.

Alexandri (1988), clasificada como tamán mixto, en su base se localiza el depósito de manganeso, hacia la base de la formación se presenta un horizonte de aproximadamente 40 cm de espesor de caliza manganesífera de color gris oscuro, con estructura brechoide derivada del intenso plegamiento a que fue sujeto todo el paquete de sedimentos. Su contenido de Mn es relativamente bajo, en comparación con los estratos que la subyacen. Sobre este horizonte se localizan de 4 a 9 metros de caliza manganesífera de color gris oscuro, con estratificación delgada, estructura bandeada y grano fino. Existen bandas laminares de pirita interestratifica. El carbonato de manganeso predominante es la rodocrosita. Al finalizar este paquete de rocas, la ley de manganeso decae abruptamente hasta desaparecer aproximadamente a 50 metros sobre el contacto Santiago-Chipoco, aumenta el contenido CaO y los estratos se van engrosando hasta alcanzar espesores entre 40cm y 1m. Asimismo, la granulometría se va haciendo más gruesa, hasta formar una calcarenita, pudiendo presentar textura oolítica. A los 18 m por encima del contacto con la formación Santiago se presenta un horizonte constituido por espículas de esponja, de composición silíceas y aunque su espesor puede variar de 50 cm a 2 m, este es muy persistente y se encuentra ampliamente distribuido en el distrito manganesífero. El contenido de pirita también disminuye sustancialmente hacia la parte superior de la formación. De los 60 a los 225 metros se presenta una alternancia de calizas cristalinas (grainstones), sin contenido de manganeso, y limolitas calcáreas de color gris verdoso. Los microfósiles están restringidos a ciertos horizontes de caliza, donde pueden llegar a ser muy abundantes, como el caso de las concentraciones de *Aulacomyella*, hacia la cima de la formación Chipoco.

Okita (1992), menciona que el manganeso mineralizado ocurre en la base de la Formación Santiago conocida como facies Chipoco. Litológicamente alternancia limolita y lutita en la localidad tipo, hasta una mezcla de caliza de grano fino y lutita que contiene ooides, arenisca y cuarzo arcosa en el este de las minas.

Ochoa Camarillo (1998), distingue cuatro unidades litológicas con base en núcleo de sondeo y en una estratigrafía detallada de la Formación Chipoco: Miembro 1 constituido por caliza manganesífera con intercalaciones de lutitas calcáreas; Miembro 2;

caracterizado por arenisca calcárea con intercalaciones de lutita calcárea arenosa; Miembro 3- presenta limolita y lutita calcárea con intercalaciones de caliza arcillosa; Miembro 4; está constituido por una secuencia de caliza interestratificada en forma rítmica con lutita negra.

Eguiluz (2000), describe las secuencias del Triásico Liásico están plegadas y limitadas por discordancias angulares con las rocas a las que sobreyacen y con los sedimentos a los que subyacen, por lo que se infiere la existencia de un evento tectónico que pudo ocurrir posterior al Liásico o Jurásico Medio. La importancia de conocer la existencia, litología y espesor de esta roca facilita el entendimiento para conocer que durante la deformación Laramide, actuaron como niveles de despegue potenciales. En las regiones antes descritas, al poniente, durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, otro cinturón turbidítico se depositó y quedó sobrepuesto al cinturón turbidítico anterior Triásico-Liásico, que continuó representando a la zona interna de la cuenca; mientras que, al oriente, sobre la secuencia ¿triásica? -liásica se sobrepuso una sedimentación de lechos rojos, evaporitas, carbonatos y terrígenos mioclinales. Con la integración de información estratigráfica regional, se pueden reconstruir una serie de dominios sedimentarios que evolucionaron en cuencas y plataformas.

Esquivel-Macías et al. (2005), consideran que este afloramiento pertenece a la Fm. Despí, como parte media superior del grupo Huayacocotla. El afloramiento tiene espesor de 26.6 m y extensión lateral de 30 m. Los estratos están inclinados 25 grados y la deformación es por compresión horizontal del anticlinal en el que yacen. En este afloramiento, se observa una secuencia finamente laminada, resultado de una alternancia cíclica, regular y milimétrica de las litologías que se observan en todo el espesor del paquete estudiado. El sedimento limo/arenoso fino se formó en condiciones de cuenca, influenciado cíclicamente por deposición de arena fina típica de la plataforma, esta última es cuarcita angulosa a sub redondeada, que implica transporte moderado a partir de un protolito ígneo. El tamaño de los granos y su contenido de moluscos fragmentados sugiere una plataforma arenosa en nivel submareal. Esta arena fue depositada cíclicamente, como indica su intercalación regular en el sedimento fino.

Esquivel-Macías (2017), menciona que, en muchos afloramientos, hay un patrón compartido de concentración de especies del Sinemuriano superior, pero también es

común encontrar algunas especies cuyo rango se informa que también está en el Sinemurian inferior. Además, hay muchos registros taxonómicos que involucran datos contradictorios respecto al Sinemuriano inferior y prácticamente ninguno indicando directamente la zona obtusa.

El Servicio Geológico Mexicano (2009), menciona a la formación Chipoco como un conjunto de rocas sedimentarias dispuestas en una alternancia de calizas de textura grainstone y lutitas calcáreas gris oscuro. El manto se presenta como una caliza laminar color pardo oscuro a negro. Se han diferenciado cuatro unidades de esta formación, a saber, de su base hacia arriba: 1. Horizonte manganesífero que está constituida por calizas arcillosas negras en estratos de 10 a 20cm, con intercalaciones de lutitas calcáreas, y cuya característica principal es la presencia carbonato de manganeso, principalmente rodocrosita, que constituye la roca. 2 unidad arenosa, está constituido por areniscas calcáreas gris oscuro en estratos de 0,2 a 0,6 m de espesor intercalados con lutitas calcáreas. El espesor de esta unidad es de 20 a 30m. 3 unidad limolítica se caracteriza por el predominio de limolitas y lutitas calcáreas gris oscuro con intercalaciones de calizas arcillosas negras. El espesor varía de 20 a 40 m. 4 unidad rítmica de calizas negras recristalizadas en estratos de 0,1 a 0,4 m, interestratificada con lutitas negras delgadas. Esta unidad es la superior y manifiesta el cambio transicional hacia la formación pimienta.

Padilla (2007), menciona que la evolución tectónica y sedimentaria del Golfo de México se caracterizó por una subsidencia lenta que comenzó desde el Jurásico Medio y continúa hasta hoy. Durante el Jurásico y el Cretácico se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos carbonatados en las extensas plataformas someras que bordeaban la cuenca. A inicios del Paleógeno, la Orogenia Laramide deformó las rocas de la parte occidental del Golfo, formando los pliegues y fallas de las Sierras Madre Oriental y la de Zongolica, mientras que en el sureste mexicano continuaba la sedimentación de carbonatos sobre la parte norte del macizo de Chiapas y sobre el Bloque Yucatán.

Finalmente, además del interés geológico, el sureste mexicano tiene una importancia económica muy grande para el país, porque en las estructuras de la cadena plegada y cabalgada de Chiapas-Reforma-Akal y en las Cuencas del Sureste se ubican el 89% de las reservas probadas de petróleo crudo equivalente y el 92% de la producción total de

petróleo crudo equivalente del país (PEMEX, 2005). Las rocas del Tithoniano fueron las generadoras de hidrocarburos, mismos que se almacenaron en trampas estratigráficas y estructurales del Jurásico (Kimmeridgiano), Cretácico Superior-Paleoceno y del Neógeno.

Joseph Madondo et. al. (2020), describen los depósitos de Molango como los más grandes de manganeso en Norteamérica, explica que se depositaron en el jurásico tardío (Kimmeridgian) en pizarras negras pertenecientes a la formación Chipoco. El enriquecimiento de materia orgánica y las condiciones meteóricas son producto de la alta productividad causada por las soluciones hidrotermales que estuvieron relacionadas con la apertura del golfo. Además, las aguas meteóricas del basamento de Huayacocotla tienen una concentración de Mn^{+2} , esto antes de su transformación a carbonatos de manganeso por diagénesis temprana. Este proceso fue probablemente mediado por bacterias reductoras.

Héctor R. Ochoa Camarilo et.al (1998) hablan de la contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla), donde mencionan que esta formación se conforma por tres miembros, siendo la unidad más baja un conglomerado, arenisca, limonita y arcilla con exoclastos que contienen fusulinidos y crinoideos reelaborados. La unidad media compuesta por un conglomerado, arenisca, limonita y arcilla con amonites (Arietites, Arnioceras). La unidad más alta consiste en arenisca, limonita, arcilla y conglomerado. Estas unidades se caracterizan por la presencia de plantas fósiles continentales (Phlebopteris). La relación estratigráfica entre estas rocas del jurásico y las unidades del Paleozoico es desconocida. Por otro lado, la presencia de los amonites en la unidad media indica su formación en el ambiente marino, mientras que en la unidad superior su contenido de plantas fósiles indica un cambio significativo en el ambiente de formación, siendo que pasó de ser un ambiente marino a continental. El jurásico medio es representado por dos unidades: una de las unidades constituida por la formación Cahuwasas, que muestra una litología muy similar a los depósitos de la meseta aluvial de la formación La Joya; y la otra es la formación Tepéxic, caracterizada por el contenido de piedra caliza arenisca, marl y arcilla con trigonidos (Vaugonia, Myophorella) y osteridos (Gryphaea, Ostrea). Estas unidades

representan un depósito marino superficial que yace discordantemente sobre el jurásico inferior. El jurásico superior incluye las formaciones Santiago, Chipoco y Pimienta, siendo que la formación Santiago consiste en limonita calcárea negra y caliza con amonites (*Reineckeia*) y osteridos. Esta composición con fósiles demuestra que esta unidad fue depositada bajo condiciones marinas anaeróbicas de baja energía. La formación Chipoco consiste en 4 secuencias: 1) caliza con manganeso, intercalada con algunos limos calcáreos, 2) arenisca calcárea, intercalada con limos calcáreos arenosos, 3) arcillas y limos calcáreas intercalada con caliza arenosa 4) caliza rítmicamente interestratificada con arcillas negras. En esta parte de la formación se encuentran en común concreciones de amonites (*Idoceras*, *Glochiceras*). La formación Chipoco se encuentra por encima de la formación Santiago y representa una facie de depósito en cuenca. Dentro de algunos estudios tectónicos que se realizaron en el área, donde una extensa fase se reconoció en el periodo del jurásico inferior y medio. Este evento produjo severos tectonismos, provocando la formación de horsts y grabens delimitados por la gravedad de las fallas. En el jurásico medio la formación de estos grabens y horsts continuaron y terminaron abruptamente con el depósito de la formación Cahuasas. Después durante el jurásico y cretácico las rocas sedimentarias se plegaron en un rango del cretácico tardío al eoceno tardío, esto gracias a la orogenia Laramide. Y fue así como estos eventos tectónicos produjeron este complejo set de plegamientos conocidos como los Anticlinorios de Huayacocotla. Finalmente mencionan que después del plioceno se detectó un evento que se produjo por una falla normal en el valle conocido como el Graben de Molango.

I.2. Justificación

En el distrito manganesífero de Molango, Hidalgo, afloran depósitos de tufas calcáreas cuyo origen está vinculado con las formaciones geológicas calcáreas (Formación Chipoco) que afloran en el área de estudio. En Molango estos depósitos de tufas calcáreas son considerados las únicas evidencias morfológicas que se encuentran interactuando con la morfología kárstica, vinculando el origen de estas tufas carbonatadas con los procesos de disolución desarrollada en las morfologías exokársticas. Así mismo, estas acumulaciones de tufas calcáreas están asociadas con otras formaciones geomorfológicas, como lo es la caliza manganesífera estratificada. La Formación Chipoco en el distrito de Molango revela la existencia de elementos

geomorfológicos y paleo-ambientales que han pasado desapercibidos en las descripciones y estudios hasta la fecha. Siendo que los afloramientos de estos depósitos de tufas juegan un papel importante en factores geo-ambientales, como la interpretación de las condiciones climáticas y paleo ambientales en el pasado reciente, donde interactúa con las condiciones morfoestructurales del área y las condiciones hidrológicas. Por su parte, las comunidades vegetales ubicadas en estos depósitos generan un microambiente de alta humedad y substratos compuestos por materiales de dominancia calcítica con pH básicos, donde dentro de estos depósitos de tufas calcáreas se almacenan evidencias botánicas como son el polen, vegetación y restos malacológicos que permiten conocer la evolución de la geografía regional proporcionando su evolución kárstica, para poder generar una interpretación de los paisajes del pasado, su comportamiento tectónico y los procesos de gradación o incisión de sus fluidos de agua.

I.3. Objetivo General

El objetivo general del presente trabajo de investigación es describir los depósitos de tufas calcáreas presentes en el municipio de Molango, Hidalgo con la finalidad de discutir las condiciones paleo-ambientales que dieron lugar a la formación de dichos depósitos.

I.4. Objetivos Específicos

- 1) Caracterizar el contexto geológico, geomorfológico y estructural sobre el cual se desarrollaron los depósitos de tufas calcáreas en el municipio de Molango, Hidalgo.
- 2) Caracterizar estos depósitos desde el punto de vista sedimentológico y petrográfico.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

II.1. Conceptos generales de la tufa calcárea.

(Pedley; 1990) describe la tufa calcárea o bien travertino, como un depósito de alta porosidad en agua carbonatada, rico en brotes micro y macrofíticos, hojas y tejidos leñosos, con abundante cristalización de calcita. Por otro lado, (Pentecost 2005) menciona que las tufas o travertinos son formados bajo procesos inorgánicos y elementos estructurales orgánicos, que contribuyen a precipitar el carbonato cálcico a partir de la transferencia por evasión o invasión del CO₂ a la superficie supersaturada en carbonato cálcico, posibilitando la cristalización en forma de calcita o aragonito y reduciendo la porosidad de la formación, en donde factores como la lluvia, ríos y en general el agua altera la roca, es decir es un proceso sedimentario químico, permite que se adhieran LOS iones de calcio y carbonato disueltos, formando algunos cristales de calcita y aragonito. Siendo que es una roca con textura porosa, tiene la capacidad de tener incrustaciones de vegetación dentro de ella. Presenta una coloración beige, café claro con tonalidades blancas, con minerales como lo son calcita, aragonito, dolomita feldespatos, plagioclasas y cuarzo en algunos casos. Tiene una resistencia muy baja, donde tiene muy poca densidad, por lo que puede flotar en el agua.(Tabla 1).

TUFA CALCAREA	PROPIEDADES Y CARACTERISTICAS
TIPO DE ROCA	Roca sedimentaria química
COMPOSICIÓN QUIMICA	CaCO ₃ (carbonato de calcio)
MINERALES PRINCIPALES	Calcita, Aragonito, Dolomita, Cuarzo, Feldespatos, Plagioclasas.
ORIGEN, FORMACION, GENESIS	Sedimentario químico, Hidrotermalismo.
ROCAS ASOCIADAS	Calizas y dolomita.
DENSIDAD O PESO ESPECIFICO	2.7 gr/cm ³
DUREZA DE MOHS	3
TEXTURA	Porosa
COLOR	Beige, café claro, rojizo, con tonalidades blancas.

Tabla 1. Descripción de las propiedades físicas de las tufas calcáreas.

II.2 Área de estudio

El municipio de Molango está situado al norte del estado de Hidalgo, entre las coordenadas geográficas: 20°45' a 21°00' de latitud norte y 98°40' a 99°00' de longitud oeste y comprende una superficie de 960 km² (**Figura 1**). Es accesible por la carretera federal, conocida como carretera vía corta México-Tampico.

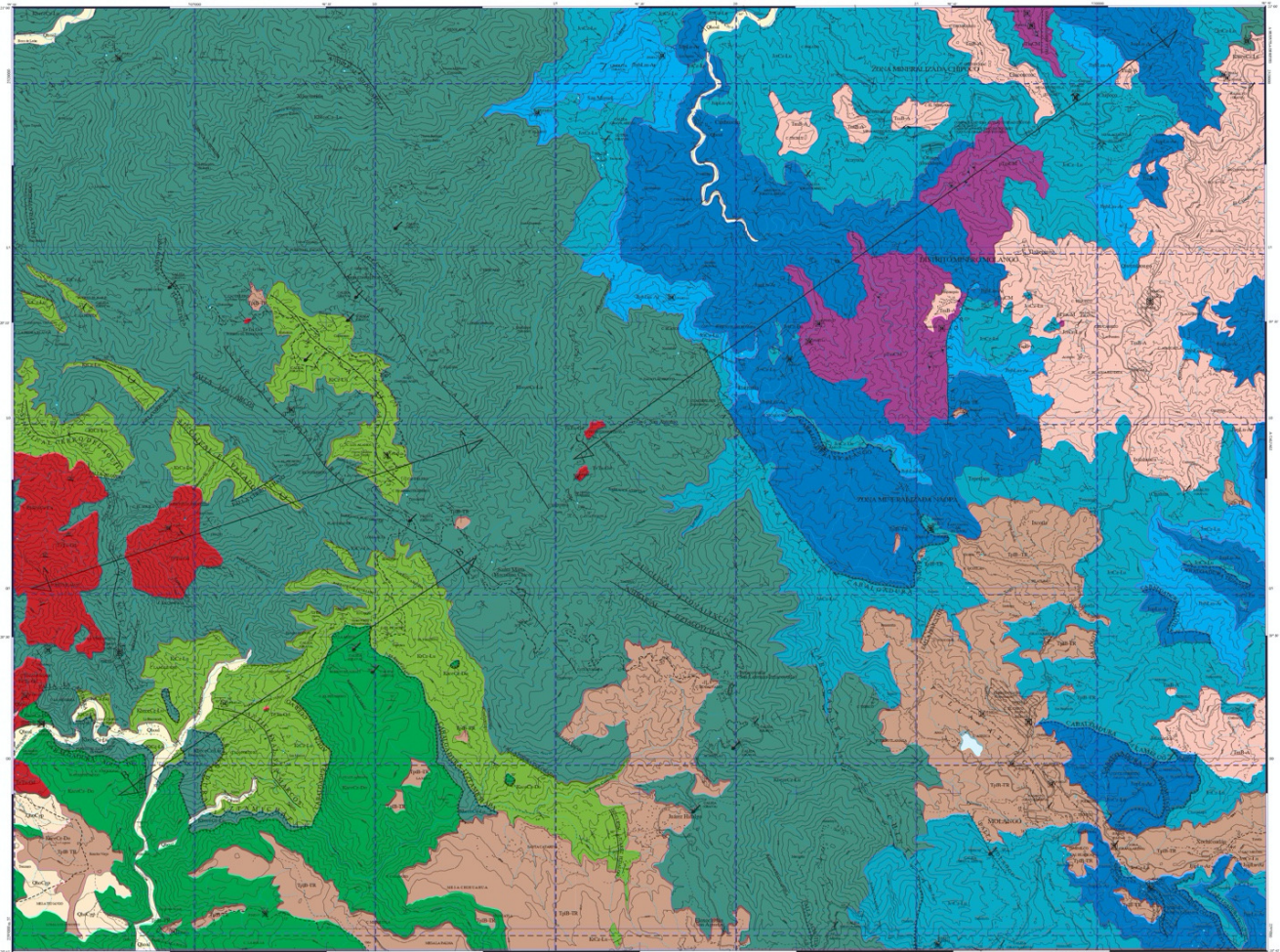


Figura 1. Imagen de referencia para la ubicación del municipio de Molango, Hidalgo México.

II.3. Geología General

De acuerdo con el servicio geológico mexicano la historia tectónica de la región es compleja, ya que inicia en el Proterozoico medio con el desarrollo de un arco magmático, el cual fue posteriormente metamorfoseado durante la Orogenia Greenville, originando el complejo metamórfico denominado Gneis Huiznopala. En el Triásico-Jurásico inferior, se desarrolla una fase principal de rift, que origina un levantamiento general y fracturamiento de la corteza, lo que permite la generación de fosas y pilares, que al ser invadidas por el mar constituyen cuencas, donde se depositó la Formación Huayacocotla. A finales del Jurásico inferior, se generan movimientos distensivos provocando la retirada de los mares y bajo estas condiciones, durante el jurásico medio se depositan los lechos rojos de la formación Cahuwasas. A fines del Jurásico medio y hasta fines del Cretácico, el continente empieza a ser invadido por los mares, como consecuencia de la apertura del Golfo de México. Durante el Calloviano y hasta finales del Thitoniano, el fondo irregular de las cuencas fue nivelándose y se depositan las formaciones Tepexic, Santiago, Chipoco y Pimienta. En el Cretácico inferior, una lenta subsidencia aumento la profundidad del piso oceánico y regulo la precipitación de los carbonatos de la formación Tamaulipas inferior; en el Albiniano-Cenomaniano, se tuvo el máximo desarrollo de plataformas (Formación El Abra) y el aporte de sedimentos calcáreos-arcillosos (Formación Tamaulipas superior); a fines del Turoniano se deposita la Formación Agua Nueva. Entre el Cretácico inferior y el Eoceno superior, como consecuencia de la Orogenia Laramide, todo el paquete rocoso es levantado y plegado, formando un sistema de pliegues y cabalgaduras que constituyen el Anticlinorio de Huayacotla. Durante el Eoceno tuvieron lugar las intrusiones de tipo granodiorítico, diorítico y monzonítico con formación de diques que están afectando a las rocas preexistentes, provocando metamorfismo de contacto y mineralización.

En el Mioceno superior y el Plioceno inferior, comienza una intensa actividad volcánica correspondiente al eje Neovolcánico correspondiente al Eje Neovolcánico, con emisión de rocas predominantemente de composición básica, que en algunos lugares obstruye el drenaje, formando cuencas endorreicas. En el Pleistoceno se originaron una serie de fallas que dieron origen al desarrollo del graben de Molango. **(Figura 2).**



SIMBOLOGÍA

CUATERNARIO

- Qhoal ALUVIÓN
- QhoCgp CONGLOMERADO POLIMÍCTICO

TERCIARIO NEÓGENO

- TplB-TR BASALTO - TOBA RIOLÍTICA
- TmB-A BASALTO - ANDESITA

CRETÁCICO SUPERIOR

- KtCz-Lu CALIZA - LUTITA

INFERIOR

- Kace Cz-Do CALIZA - DOLOMÍA
- Kbece Cz-Lu CALIZA - LUTITA

JURÁSICO SUPERIOR

- JctCz-Lu CALIZA - LUTITA

MEDIO

- Jbjb Lm-Ar LIMOLITA - ARENISCAS

INFERIOR

- Jslp Lm-Ar LUTITA - ARENISCAS

PROTEROZOICO MEDIO

- pTmCM COMPLEJO METAMÓRFICO

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

- TeTu-Gs TONALITA - GRANODIORITA

(Figura 2) Mapa geológico obtenido por medio de las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano (SGM) sin escala.

II.4. Geología estructural regional

El distrito manganesífero de Molango se encuentra ubicado sobre la porción noroccidental del levantamiento denominado Anticlinorio de Huayacocotla, que es una de las grandes estructuras que forman la Sierra Madre Oriental. Esta estructura tiene aproximadamente 400 km de longitud, estableciéndose sus límites desde el sur de Cd. Victoria, Tamaulipas., hasta el SE de Huachinango, Pue., y se encuentra orientada con rumbo NW 45°; su eje pasa al E de la población de Molango, Hidalgo y al Este de Huayacocotla, Veracruz. El plegamiento se considera principalmente como consecuencia de esfuerzos complejales de origen tectónico, resultado de los disturbios ocurridos durante la Orogenia Laramide. La cuenca manganesífera se encuentra sobre un gran levantamiento del basamento que ha sido denominado Anticlinorio de Huayacocotla (Erben 1956). Para esta área se consideran tres eventos tectónicos. Una fase de extensión que se inició en el Jurásico Temprano y terminó a finales del Jurásico Medio. Este evento propició la formación de pilares y fosas tectónicas, que están delimitados por fallas normales de orientación NNW-SSE y N-S. Todas las fallas del Jurásico Temprano observadas se encuentran delimitando afloramientos del zócalo cristalino. Durante el Jurásico Medio continuó la deformación distensiva, que propició en parte la formación de fosas nuevas y pilares tectónicos. El paquete sedimentario de rocas jurásicas y cretácicas fue plegado entre el Cretácico Superior y el Eoceno tardío (orogenia laramídica) formando un complejo de pliegues y cabalgaduras llamado anticlinorio de Huayacocotla, muy complejo, causada por la disposición estructural preexistente del basamento Precámbrico. Otro fenómeno laramídico es la reactivación de las fallas normales Jurásicas como fallas inversas, que delimitan al horst jurásico de Huiznopala. La mina de manganeso de Molango está ubicada en la zona de mayor complejidad estructural. El último elemento tectónico es por extensión pos-pliocénica, evidenciada por fallas normales de rumbo NW-SE, que están delimitando al graben de Molango. El graben presenta una longitud de más de 10 km y un salto de más de 200 m (Ochoa-Camarillo, 1998).

El frente tectónico de la sierra Madre Oriental, es un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se detecta desde las inmediaciones del Parral, Chih., y se extiende hacia Teziutlán, Pue., pasando por las referencias de Torreón, Saltillo, Monterrey, Cd. Victoria y

Tamazunchael; está cubierto al sur por la Faja volcánica Transmexicana y puede continuar al SE entre Córdoba y Tuxtepec, donde pierde una deformación característica y predomina una deformación más compleja, modificada por diferentes edades de deformaciones. (Eguiluz; 2000).

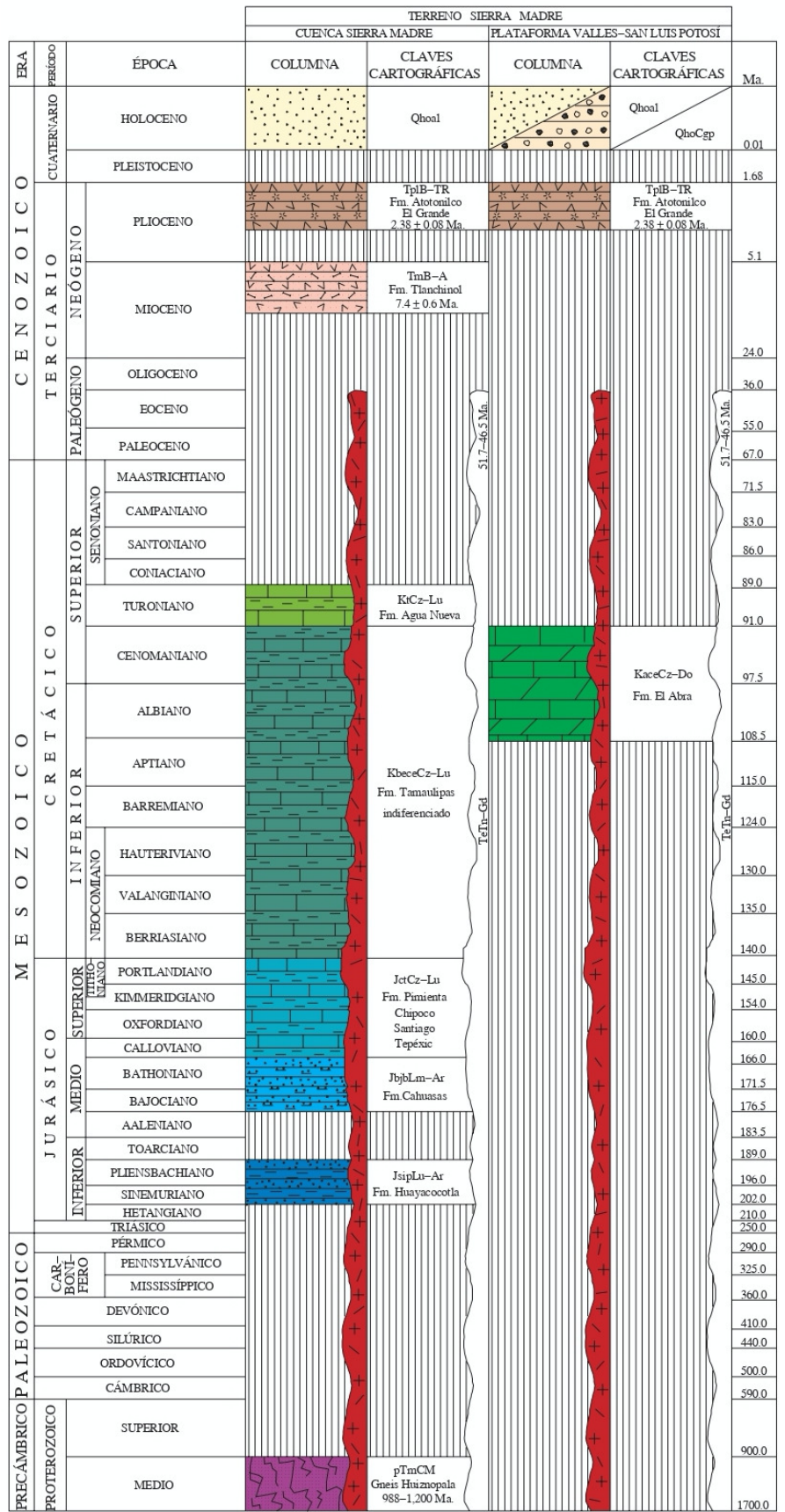
La evolución geológica del sureste mexicano es analizada en el contexto regional del Golfo de México que inicia su apertura con la fragmentación y dispersión de la Pangea. La sedimentación en esta depresión empieza con el depósito de lechos rojos continentales durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, después de lo cual, durante el Calloviano, se produce una invasión por aguas marinas provenientes del Pacífico que cubren una extensa zona con poca circulación, poco tirante de agua y alta evaporación, condiciones que favorecen el depósito de grandes volúmenes de sal en la zona central de la cuenca. Desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a clásticos a principios del Paleógeno a causa de la Orogenia Laramide, evento tectónico que formó la Sierra Madre Oriental. **(Figura 2).**

La evolución tectónica y sedimentaria del Golfo de México se caracterizó por una subsidencia lenta que comenzó desde el Jurásico Medio y continúa hasta hoy. Durante el Jurásico y el Cretácico se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos carbonatados en las extensas plataformas someras que bordeaban la cuenca. A inicios del Paleógeno, la Orogenia Laramide deformó las rocas de la parte occidental del Golfo, formando los pliegues y fallas de las Sierras Madre Oriental y la de Zongolica, mientras que en el sureste mexicano continuaba la sedimentación de carbonatos sobre la parte norte del macizo de Chiapas y sobre el Bloque Yucatán. (Padilla; 2007).

II.5. Geología Regional

El área de estudio corresponde a la provincia Sierra Madre Oriental, donde las rocas que afloran son principalmente sedimentarias continentales y marinas, siendo las calizas la roca de mayor distribución y constituyendo la mayor parte de la Sierra Madre Oriental. Afloramiento de rocas del Jurásico Inferior, Medio y Superior en el área de Molango. La columna estratigráfica regional está representada por el basamento precámbrico, paleozoico y Mesozoico que a su vez fueron cubiertos por productos volcánicos de rocas basálticas-andesitas del terciario y material aluvial reciente (**Figura 3**).

Figura 3. Columna estratigráfica regional, obtenido en la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano (SGM).



A continuación, se realiza una descripción de las formaciones más antiguas a la más reciente:

Precámbrico

Gneis Huiznopala (Meso-Neoproterozoico)

Definido por Frías (1966) como Gneis Huiznopala expuesto en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla. Se describe como gneises bandeados de facies granulita mientras que Ochoa-Camarillo (1996) lo define una exposición como un ortogneis (granítico y gabroico) y un paragneis (calcáreo, pelítico y psamítico). Lawlor et al (1999) consigna la presencia de metanortositas y gneises gabroicos al NW de la comunidad Chipoco. El Gneis Huiznopala se correlaciona con el Gneis Novillo, de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas y ambos se consideran parte del basamento del bloque Oaxaquia. El protolito se considera formado a partir de un arco magmático de edad 1200-1150 Ma., mientras que la deformación dúctil que le da la facies granulita se presenta 1000-950 Ma.

Pérmico

Formación Tuzancoa (Wolfcampaniano-Leonardiano)

Rosales-Lagarde (2005), la define cercana a la comunidad de Tuzancoa en el Noreste de Hidalgo como interestratificaciones submarinas de flujos de lava andesítico-basáltico con turbiditas siliciclásticas, turbiditas volcanoclásticas, flujos y escombros calcáreos y lentes conglomeráticos. Esta unidad contiene abundantes fósiles del Pérmico, dándole una edad Wolfcampaniano-Leonardiano y un ambiente relacionando con subducción. Son afloramientos que habían sido comúnmente asignados a la Formación Guacamaya, anteriormente considerada como un ensamble de flysch orogénico asociado a la colisión de Norte y Suramérica durante la formación de Pangea. El contacto y único afloramiento observado en campo es el que se encuentra en la vía hacia Totoncapa, suprayaciendo a la exposición granítica del Gneis Huiznopala siendo la menor discontinuidad registrada entre las rocas grevillianas y las unidades que se encuentran en contacto con éstas.

Triásico superior

Formación Huizachal (Nórico-Hettangiano)

EL nombre de Formación Huizachal se ha aplicado a una secuencia, en ocasiones de más de 2000 m de espesor, de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados de color rojo, verde y gris verdoso (predominando el color rojo) con flora del Triásico

Superior, que cubren en discordancia angular en el Anticlinorio de Huizachal Peregrina a sedimentos paleozoicos o a rocas de probable edad precámbrica. Esta formación fue descrita originalmente por Imlay (1948), tomada como localidad tipo una sección situada al SO del valle de Huizachal, aproximadamente a 20 km al S-SO de ciudad Victoria, Tamaulipas. La columna tipo se encuentra en los alrededores del rancho Huizachal en el estado de Tamaulipas, donde más de 1500 m de espesor de una secuencia de areniscas, lodolitas, lutitas, y conglomerados de color rojizo y verde se encuentran aflorando. (Peralta, 1985). Se le ha asignado una edad del Triásico Superior debido a la fauna de pelecípodos y plantas fósiles que se han encontrado (Silva, 1981). En el área del distrito manganesífero de Molango, no aflora la Formación Huizachal.

Jurásico inferior

Formación Huayacocotla (Sinemuriano-Pliensbaquiano)

Imlay (1948), establece su localidad tipo a lo largo del Río Vinasco, al sur de Huayacocotla, Veracruz. De igual forma, propone que la Formación Huayacocotla está constituida por lutita oscura con intercalaciones de arenisca, conglomerado y escasos lentes de caliza con un contenido fósil de plantas hacia la cima. Ochoa Camarillo et al. (1996) distinguen tres miembros dentro de esta Formación: (1) formado por conglomerado, arenisca, limolita, lutita con exo-clastos que contienen fósiles retrabajados de fusulínidos y crinoides, (2) constituido por conglomerado, arenisca, limonita y lutita, con amonites, y la parte superior (3) está conformado por arenisca, limolita, lutita y conglomerado y se caracteriza por la presencia de plantas continentales. Esta Formación es importante, desde el punto de vista tectónico porque se considera una formación pre-rift o sin-rift. La Formación Huayacocotla se encuentra siempre discordante, está suprayaciendo al Gneis Huiznopala en la mayoría de sus afloramientos, a excepción de los de San Cristóbal y Tuzancoa; se presenta su miembro basal en las exposiciones del paragneis y del gneis gabro-anortosítico mientras que, relacionado al cuerpo charnokítico se presenta el miembro superior con fósiles de plantas continentales. Suprayaciendo a esta unidad generalmente se presentan la unidad calcárea del Jurásico medio, en contacto discordante con la Formación Tamaulipas indiferenciada, por medio de la falla Tlatzintla; también infrayacé a los basaltos de la Formación Tlanchinol sobre gran parte de la Carretera Federal 105 desde Ixtlahuaco hasta Tlanchinol.

Jurásico medio

Formación Cahuwasas (Bajociano-Calloviano)

Esta Formación descrita por Carrillo Bravo (1965) en la ranchería Cahuwasas al NW del estado de Hidalgo. Constituida por una secuencia de arenisca, conglomerado y limonita de color rojo que aflora en gran porción central de la Sierra Madre Oriental y al Sur de la región petrolera de Pánuco – Ébano: La constituye una potente secuencia de capas rojas hasta de 2000 metros de espesor y se infiere una edad Jurásico medio, Calloviano. En el Distrito manganesífero de Molango, la tasa de sedimentación de esta formación es muy rápida en periodos geológicos relativamente cortos (25 millones de años), también, permitió establecer los criterios para un ambiente tectónico de rift. La Formación Cahuwasas sobreyace discordantemente a la Formación Huayacocotla y su contacto superior es concordante con la Formación Tepéxic, marcando el inicio de las rocas carbonatadas. Se le asigna una edad Jurásico Medio basándose en su posición estratigráfica. Los afloramientos característicos de la localidad se presentan en cabalgadura en los flancos Norte y Sur del cuerpo gabro-anortosítico.

Jurásico superior

Formación Tepéxic (Bathoniano – Oxfordiano)

Descrita por Erben (1956), cercana a la planta hidroeléctrica de Tepéxic, perteneciente a la presa de Necaxa en el norte del Estado de Puebla, como una secuencia de caliza de color gris a gris oscuro, caliza del mismo color de grano grueso y con bastantes granos de cuarzo, así como de calcarenita de color gris hasta gris oscuro. Esta Formación se considera por Rosales Lagarde (2002) de edad Calloviana, consta principalmente de caliza arenosa, marga y limolita, caracterizándose por su abundancia de fósiles, principalmente del género Gryphaea. Su base está representada por un conglomerado de cuarzo con matriz calcárea. Sus características litológicas indican un ambiente de depósito continental con una fuente de suministro constituida principalmente de rocas ígneas, con períodos de actividad volcánica, erosión y transporte contemporáneos, como un reflejo de la inestabilidad tectónica. La Formación Tepéxic sobreyace concordantemente a la Formación Cahuwasas y, de igual forma, a la Formación Huayacocotla, mientras que el contacto superior es concordante con las Formaciones Santiago, Tamán y Chipoco del Jurásico Superior

Formación Santiago (Calloviano-Oxfordiano)

Propuesta originalmente como "Lutita Santiago" por Reyes (1964) con localidad tipo en el Arroyo Santiago que desemboca en el Río Moctezuma, dentro el poblado Tamán, San Luís Potosí; el mismo la consideró como miembro arcilloso de la Formación Tamán. Fue definida formalmente por Cantú-Chapa (1971) quien demostró con base en amonitas, su edad y sentó las bases para establecer el mecanismo de las transgresiones neo-jurásicas y la formación del golfo de México. Esta formación está constituida de: lutita de color gris oscuro con intercalaciones de caliza arcillosa en capas hasta de 40 cm de espesor, que se intemperizan a café pardo o rojizo, presentan clivaje diagonal a los planos de estratificación. En el área de Chipoco, la Formación Santiago comprende micritas limo-arcillosas hasta peletoides, con materia carbonosa y piritita; con poco contenido faunal, comprende foraminíferos, bentónicos equinodermos, microbraquiópodos, algas laminares y ostrácodos; también se tienen lutitas calcáreas con abundante limo, fragmentos de gran tamaño. La Formación Santiago sobreyace concordantemente a la Formación Tepéxic, y subyace transicional y concordantemente a la Formación Chipoco en las secciones de superficie Chipoco–Otongo, en el área situada entre los afloramientos de Gneis gabroico y charnokítico.

Formación Chipoco (Oxfordiano-Tithoniano)

Definida por Hermoso y Martínez (1972), al oeste del rancho Chipoco Hidalgo, en la inmediación del Tajo Tetzintla de la Compañía Minera Autlán como una mezcla de diversas litologías. Está constituida por grainstones y mudstones de color gris oscuro que alternan con lutita calcárea. En algunas capas clásticas se observa sedimentación gradada y estratificación lenticular; la Formación Chipoco constituye un conjunto de rocas sedimentarias, dispuestas en una alternancia de caliza cristalina (grainstone), y lutita calcárea de color gris oscuro que en el subsuelo han sido denominadas Tamán Mixto, y las cuales representan la zona de transición entre depósitos de cuenca y de plataforma, los que rodean a los altos paleogeográficos del Jurásico Superior. Esta formación es conocida porque contiene el miembro manganesífero que es explotado por la compañía minera Autlán y sus afloramientos pueden ser observados en algunos tramos sobre la desviación de Tlanchinol, Chinconcoac, hasta Tetlapaya, donde se encuentra en contacto discordante con la Formación Cahuasas por medio de una cabalgadura. Este horizonte

de Mn forma parte de la Formación Chipoco y se encuentra subyaciendo de manera concordante por la Formación Santiago. Según Ochoa Camarillo (1996), dividió la Formación Chipoco en cuatro unidades de acuerdo con su litología y estratigrafía detalla en la cual tiene como base el manganeso: unidad 1. Caliza manganesífera intercalada con lutita calcárea, unidad 2. Compuesta por arenisca calcárea con intercalaciones de lutita calcárea arenosa, Unidad 3. La unidad tres está compuesta de limolita y lutita calcárea y caliza arcillosa intercaladas, Unidad 4. Por último, una unidad calcárea arcillosa constituida por estratificación rítmica de caliza con lutita negra. El horizonte de manganeso se presenta como carbonato de manganeso. El estrato de mineral de carbonato consta de rodocrosita de grano fino y materia orgánica dispersa y magnetita con pequeñas cantidades de pirita (Okita, 1992). Este autor sugirió un ambiente deposicional marino restringido. De acuerdo con Alexandri y Martínez Pérez (1988), los óxidos son productos de la meteorización secundaria de los horizontes de carbonato de Mn.

Formación Pimienta (Tithoniano-Berriasiano)

Heim (1926), la define en el Rancho Pimienta situado aproximadamente a 300 metros al Oeste de la carretera México – Laredo, en San Luis Potosí como: series de caliza densa en capas finas de color negro y blanco, con intercalaciones de pedernal negro; Aguilera (1972) describe esta misma secuencia para la región de Tampico. Hermoso y Martínez (1972) describen para la parte superior de la unidad como caliza arcillosa de color pardo oscuro, con intercalaciones de lutita y nódulos de pedernal negro; y para la parte inferior: caliza negra arcillosa de estratificación delgada, que alternan con capas de lutita de color negro, así como con capas de bentonita y pedernal negro. El ambiente de depósito de la Formación Pimienta es de carácter transgresivo, varía de plataforma externa a cuenca, con muy baja energía. En la mayoría de sus exposiciones, ésta descansa concordantemente sobre la Formación Chipoco o discordantemente sobre el basamento. Debido a su incompetencia litológica se encuentra muy plegada. Sobre ésta, transicionalmente, se encuentra la Formación Tamaulipas Inferior. Algunos afloramientos de fácil acceso se encuentran en el trayecto mencionado anteriormente para la Formación Chipoco, y en la Carretera Federal 105 en el tramo entre Zacualtipán y Molango.

Terciario

Formación Tlanchinol (Neógeno, Mioceno Tardío)

Arcillosa de color pardo oscuro, con intercalaciones de lutita y nódulos de pedernal negro; y para la parte inferior: caliza negra arcillosa de estratificación delgada, que alternan con capas de lutita de color negro, así como con capas de bentonita y pedernal negro. El ambiente de depósito de la Formación Pimienta es de carácter transgresivo, varía de plataforma externa a cuenca, con muy baja energía. En la mayoría de sus exposiciones, ésta descansa concordantemente sobre la Formación Chipoco o discordantemente sobre el basamento. Debido a su incompetencia litológica se encuentra muy plegada. Sobre ésta, transicionalmente, se encuentra la Formación Tamaulipas Inferior. Algunos afloramientos de fácil acceso se encuentran en el trayecto mencionado anteriormente para la Formación Chipoco, y en la Carretera Federal 105 en el tramo entre Zacualtipán y Molango. Sobre la carretera Federal 105 en la desviación a Tepehuacán de Guerrero, está constituida por basaltos de color gris oscuro, observándose vesículas con aspecto vítreo, intercalado con una serie de depósitos extrusivos. En su base se ha evidenciado una serie de brechas de aspecto tufáceo riolítico, sus componentes son principalmente basaltos y algunas riolitas; la forma de las partículas son sub-angulosas y angulosas, unidos por una matriz tufácea. Le sobreyace un horizonte de tufa fina semi compacta color rojizo. También, puede ser observable en trayecto de Ixtlahuaco a Huiznopala, a la altura de la comunidad de Acatepec, donde se dispone como secuencias de diferentes derrames basálticos con formas prismáticas, y material tufáceo entre ellas evidenciando piro-metamorfismo entre cada colada. El vulcanismo activo junto con la orogenia Laramide provocó cambios en la topografía y la formación de cuencas y lagos, permitiendo una gran diversidad de peces de agua dulce

Cuaternario

Aluvión (Q)

Se trata de sedimentos formados por actividad fluvial, acumulándose en los ríos y arroyos y en ocasiones han podido formar suelos aptos para establecer cultivos. La mayor parte son depósitos conglomeráticos mono y oligomícticos, que forman abanicos aluviales no consolidados, su matriz areno-arcillosa comúnmente saturada evoluciona a suelos muy fértiles. Son observables en algunas partes del Río Claro y Arroyo Chipoco. Durante el

Cuaternario se observan efectos de glaciaciones derivados del cambio climático, provocando cambios en la vegetación. A finales del Plioceno (2-4 ma) se manifiesta el vulcanismo máfico que obstruye el drenaje de las cuencas y genera paleo-lagos (López Ramos, 1972).

II.6. Geología Local

En el área de estudio afloran rocas sedimentarias Jurásicas, las cuales se describen en la columna estratigráfica, así como las cuatro unidades de la Formación Chipoco propuesta por Ochoa Camarillo (1996). El yacimiento de manganeso se presenta en la base de la Formación Chipoco de edad Jurásico superior perteneciente al kimeridgiano-titoniano asignada con base en determinaciones paleontológicas, siendo esta Formación el objeto de estudio.

Precámbrico

Gneis Huiznopala (pTmCM)

Se describe como una roca ortognéisica de composición granítica y gabroica por Ochoa Camarillo (1996). Por otro lado, también se define como gneis bandeado de facies granulíticas. Lawlor et. al., (1997) consigna la presencia de metanortositas y gneises gabroicos al NW de la comunidad Chipoco. El Gneis Huiznopala se correlaciona con el Gneis Novillo, de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas y ambos se consideran parte del basamento del bloque Oaxaquia. El protolito se considera formado a partir de un arco magmático de edad ca. 1200-1150 Ma., mientras que la deformación dúctil que le da la facies granulita se presenta ca. 1000-950 Ma.

Jurásico inferior

Formación Huayacocotla (JsipLu– Ar)

En la región de Molango se identificó, en la cima de la unidad, la secuencia lito estratigráfica denominada por Erben (1956) “lutita con plantas” y se señaló una composición siliciclastica con ausencia de carbonato.

Dado a sus características litológicas, esta formación pudo ser observada en el área de estudio durante el levantamiento de columnas estratigráficas en algunas zonas cerca del viejo tajo Tetzintla y en el tajo Naopa. Originalmente su nombre fue dado por Imlay et al. (1948) a una sección constituida en su parte inferior por conglomerado, arenisca y lutita,

cementadas por material arcillo-arenoso gris oscuro. Hacia la parte superior está formada por calizas arenosas con pelecípodos y sobre éstas se encuentran 500 m de lutita gris oscuro, carbonosa, alternadas con capas delgadas de arenisca gris oscuro. Su localidad tipo se encuentra en el río de Vinasco, en las cercanías del poblado de Huayacocotla.

En General, dentro del distrito Molango se han reconocido tres unidades bien diferenciadas:

1. La unidad de la base consiste en conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas, con algunos intervalos de brecha. Se caracteriza por la ausencia de fósiles autóctonos, y que únicamente se encuentran fósiles retrabajados. Los fragmentos del conglomerado se encuentran redondeados y son de areniscas, rocas volcánicas y calizas. En la parte más baja de esta unidad se encuentra una secuencia rítmica de areniscas y lutitas con un horizonte de caliza de unos 5 m de ancho. Aparentemente, en esta unidad es más característica la presencia de conglomerados y areniscas de cuarzo.
2. La unidad intermedia es muy semejante a la unidad inferior, pero con la característica de que presenta fósiles de amonitas en las lutitas.
3. La unidad superior consiste en lutitas y limolitas ligeramente verdosas y presencia de fósiles de helechos. También se presentan, aunque no comúnmente, estratos de areniscas y conglomerados. Modificado por Méndez García (2009).

El conjunto pertenece a una cuenca epicontinental intra-arco, evidenciado por estructuras sedimentarias Flasser y Hummocky, de un ciclo de marea débil donde un centímetro de sedimento representa aproximadamente un año de sedimentación (Esquivel-Macías et al., 2005).

Los elementos principales y traza tienen un patrón idéntico en todos los afloramientos, lo que indica su deposición y origen comunes. Además de estos datos, existe una anomalía positiva en las concentraciones de isótopos del europio encontradas. Aquí, confirmando la reducción de las condiciones ambientales. Esta anomalía también es consistente con el alto valor de pH, que favoreció la disolución de las conchas.

Según sus fósiles y sus respectivas asociaciones tafonómicas, la mayoría de los afloramientos marinos representan una zona paleo ambiental medio proximal/nerítico. Esta cuenca estaba habitada por organismos nektónicos, bentónico-epifaunal, así como

hábitos de infauna poco profundos. Los sedimentos eran de naturaleza inestable con alto índice de sedimentación siliciclástica. (Esquivel-Macías et al., 2017).

Jurásico superior

Formación Tepéxic (JctCz– Lu)

Fue descrita originalmente por Erben (1956) como calcarenita gris oscuro, con intercalaciones de lutita calcárea en estratos delgados gris oscuro; ambas se intemperizan a color amarillento. Está constituida por calizas arcillosa de textura arenosa, con intercalaciones de lutita calcárea, ambas gris oscuro; presentan abundantes fósiles de las familias de los Ostrácodos y Rudistas. Se distingue por presentar pequeños acantilados y por el color pardo amarillento que presenta al intemperizarse. Al norte de la mina de Acuatitla presenta espesor de 35 m.

La formación Tepexic se depositó en un ambiente de plataforma muy somero, cercano a la costa, evidenciando por la presencia de horizonte oncolíticos y estratificados por la presencia de horizontes oncolíticos y estratificación ondulada, así como abundantes ostreidos y trigonidos. La presencia de oolitos indica un medio de sedimentación cercano a la línea de costa, mientras que las ostraeas y gryphaeas se desarrollaron en sustratos duros, donde viven adheridos, lo que hace suponer la existencia de barras y pequeños islotes, dentro de lagunas someras fangosas donde abundaban las tragonías. Los sedimentos marinos de la formación Tepexic están indicando el inicio de la sedimentación de carbonatos, observándose en el área de estudio un cambio notable en la naturaleza química de los sedimentos del jurásico inferior y los del jurásico medio. Este cambio señala el hundimiento de la región y el inicio de una transgresión marina, posiblemente relacionada con la apertura del Golfo de México. Ochoa C. (1998).

Las unidades que se distinguen, descritas de abajo hacia arriba, son:

- 1) Unidad conglomerática que se encuentra en la base de la formación, está constituida por un conglomerado de gránulos y guijarros de cuarzo dentro de una matriz calcárea. El espesor de este conglomerado calcáreo puede ser de 25 m.
- 2) Unidad arenosa que está constituida por una secuencia de areniscas calcáreas que gradualmente cambia hacia arriba a calizas arenosas grises. La estratificación varía de 1.4 a 1.2 m y su espesor en promedio es de 60 m.
- 3) Unidad pisolítica que está constituida por calizas pisolíticas gris oscuro en

estratos de 0,2 a 0,4 m de espesor. En esta unidad se presentan en forma abundante los fósiles de *Gryphaea* sp. y amonites del género *Reineckeia* sp. El espesor de esta formación es de unos pocos metros, no llegando a los 20 m.

- 4) La unidad margosa que se encuentra en la parte superior de la formación, y está constituida por margas y limolitas calcáreas gris oscuro. Son abundantes los fósiles de *Gryphaea* sp y *Ostrea* sp. Y tragonías. El espesor no se ha determinado.

El contacto inferior de la formación Tepexic es concordante y abrupto con la formación Cahuassas, aunque existen localidades donde descansa directamente sobre la formación Huayacocotla. El contacto superior de esta formación es con la formación Santiago. El espesor total de la Tepexic varía de 40 a 350m y tiende a acunarse hacia el oriente hasta desaparecer. Méndez García (2009).

Formación Santiago (JctCz- Lu)

Fue propuesta originalmente como miembro de la Formación Tamán; posteriormente fue estudiada por Cantú-Chapa en 1971 y elevada a la categoría de formación cantú (1969 y 1976), encontró en esta localidad macrofauna que indica una edad del Oxfordiano tardío. Esta formación consiste en una secuencia de limolita calcárea carbonoso gris oscuro a negro, con intercalaciones de caliza en espesores de medianos a gruesos. Contiene pirita diseminada y se intemperiza a color pardo amarillento, presenta, además, crucero diagonal a los planos de estratificación. Su nombre se deriva del arroyo de Santiago, que desemboca en el río Moctezuma, en el pueblo de Tamán, S.L.P., designándose en esta región su localidad tipo. Está constituida por limolitas calcáreas carbonosas gris oscuro a negro, con pirita diseminada y fractura subconcoidea. Contiene concreciones calcáreas que se localizan hacia la cima de la formación, así como amonites piritizadas. Presenta crucero en dos direcciones, uno diagonal y otro perpendicular al rumbo de los estratos. Su espesor en el área no ha sido medido. Se encuentra distribuida ampliamente en todo el distrito y es de gran interés en la exploración regional, ya que subyace al horizonte manganesífero. Se encuentra sobreyaciendo en contacto transicional a la Formación Tepexic y subyace concordantemente al horizonte manganesífero contenido por la Formación Chipoco.

Encima de la formación Santiago se halla la formación Chipoco, en contacto concordante

y abrupto. Las relaciones estratigráficas de esta formación se pueden observar en los afloramientos artificiales del tajo Tetzintla de la Compañía Minera Autlán. El espesor de la formación Santiago es muy variable respecto al área de estudio en este trabajo de tesis.

Ambiente de depósito la composición limolítica calcárea de la formación Santiago y la ausencia de fósiles, sobre todo en la parte media, señalan que se depositó bajo condiciones marinas tranquilas y reductoras, en facies de cuenca (pedrazzini y Basañez, 1978; Okita, 1987; Maynard y colaboradores, 1988).

Formación Chipoco (JctCz- Lu)

Anteriormente se le ha denominado Formación Tamán mixta. Actualmente se define como unas secuencias de caliza y limolita calcáreas alternadas, ambas gris oscuro, presentándose en estratos delgados y medianos. El horizonte manganesífero está integrado en esta formación; dicho horizonte se encuentra en la base, constituida por una secuencia de caliza manganesífera de grano fino, gris oscuro a negro, que se intertemperizan a color pardo, de estratificación laminar. Ocasionalmente presenta laminaciones de 1 a 2 mm; presenta fracturas rellenas de cuarzo, calcita y en ocasiones rodocrosita. Su localidad tipo se encuentra en el poblado de Chipoco, Hgo. En las zonas donde aflora el horizonte manganesífero se presenta la transformación de carbonatos a óxidos producida por procesos de meteorización, originándose el enriquecimiento secundario del horizonte manganesífero. De acuerdo con Hermoso-de la Torre y Martínez-Pérez (1972), la Formación Chipoco tiene espesor de 207 m.

Aguayo-Camargo (1977) propuso que la formación Chipoco se depositara en un ambiente sedimentario, marino, somero de plataforma. Maynard y colaboradores (1990) consideran a esta unidad como un depósito de facies de talud, y Ochoa-Camarillo (1996), basándose en la presencia súbita de manganeso que se interpreta como un cambio brusco en las características fisicoquímicas del agua, relacionado con la posible comunicación de la fosa de Huayacocotla y el protogolfo de México, considera que el depósito ocurriera en un ambiente de cuenca.

Ochoa C (1996), distingue cuatro unidades litológicas con base en núcleos de sondeo y estratificación detallada. miembro 1 constituido por caliza manganesífera con intercalaciones de lutita calcárea; miembro 2 caracterizado por arenisca calcárea con

intercalaciones de lutita calcárea arenosa; miembro 3 constituida por limonita y lutita calcárea con intercalaciones de caliza arcillosa; miembro 4 está constituido por una secuencia de caliza interestratificada en forma rítmica con lutita negra.

La formación Chipoco fue definida originalmente como un conjunto de rocas sedimentarias dispuestas en una alternancia de calizas de textura “grainstone” y lutitas calcáreas gris oscuro. Se han diferenciado cuatro unidades de esta formación, a saber, de su base hacia arriba:

1. La unidad u horizonte manganesífero que está constituida por calizas arcillosas negras en estratos de 10 a 20 cm, con intercalaciones de lutitas calcáreas, y cuya característica principal es la presencia de carbonatos de manganeso, principalmente rodocrosita, que constituyen la roca. Cuando el contenido de manganeso es muy alto, es de decir, arriba del 25%, la roca se presenta como una caliza negra, laminar, con brillo vítreo y al meteorizarse adquiere aspecto ferroso. El contenido de manganeso siempre es mayor en la base, inmediatamente arriba del contacto normal con las limolitas calcáreas de la formación Santiago. El contenido máximo que llega a tener es de 28% de Mn en un espesor no mayor a los 8.0 m, y gradualmente decrece hacia arriba. Una característica de esta unidad es la presencia de pirita epigenética finamente diseminada y en delgadísimas bandas dentro de los estratos. El horizonte manganesífero llega a tener cerca de los 20 m de espesor y el contenido de manganeso en la parte más alta no sobrepasa 5%. Espesor 40 a 80 m.
2. La unidad arenosa está constituida por areniscas calcáreas gris oscuro en estratos de 1.2 a 0.6 m de espesor intercaladas con lutitas calcáreas. El espesor de esta unidad es de 20 a 30 m.
3. La unidad limolítica que se caracteriza por el predominio de limolitas y lutitas calcáreas gris oscuro con intercalaciones de calizas arcillosas negras. El espesor varía de 20 a 40 m.
4. La unidad rítmica de calizas negras recristalizadas en estratos de 0,1 a 0,4 m, interestratificadas con lutitas negras delgadas. Esta unidad es la superior y manifiesta el cambio transicional hacia la formación pimienta. Espesor de 20 a 40 m. En base a Ochoa C (1996), modificado por Méndez García (2009).

Cretácico inferior

Formación Tamaulipas indiferenciada (KbeceCz-Lu)

Las formaciones Santiago, y Pimienta (JoKbeCz-Lu) subyacen discordantemente a la Formación Tamaulipas Indiferenciada. Al igual que la unidad anterior, se agruparon con este nombre a las formaciones Tamaulipas Inferior y Superior definiéndolas como Formación Tamaulipas Indiferenciada (KbeceCz-Lu). Consiste en calizas plegadas con líneas estilolíticas paralelas a la estratificación y fractura concoidea. Sus estratos varían en espesor de 0.20 a 1.0 m y subyace en forma concordante y transicional a la Formación San Felipe y Agua Nueva (KcessCz-Lu).

Terciario

Formación Tlanchinol (TmB- A)

Se describe esta unidad como una sucesión homogénea constituida por 22 derrames sobrepuestos, de lava basáltica compacta, dominados por tufas; entre la serie se intercalan escorias y niveles rojos de arcillas (Robin y Bobier 1975). Posteriormente, Ochoa-Camarillo (1996) menciona que en el Cerro Las Puentes, Hidalgo, esta unidad está constituida por una serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos, tufas de caída aérea y algunos derrames andesíticos. Por otro lado, sobre la carretera federal Ixtlahuaco-entronque Otongo, se ha reportado la presencia de basaltos de color gris oscuro que intemperizan a gris claro, observándose vesículas con aspecto vítreo, intercalados con una serie de depósitos extrusivos; en la base se tienen brechas tufáceas-riolíticas, las cuales contienen fragmentos de 0.03-0.30 m, sobreyacidas por un horizonte de tufa fina semicompacta color rojizo con espesor de 0.50 m en promedio, la cual es cubierta por un grueso paquete masivo de basalto (Vergara-Martínez y Zárate-López, 2001).

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

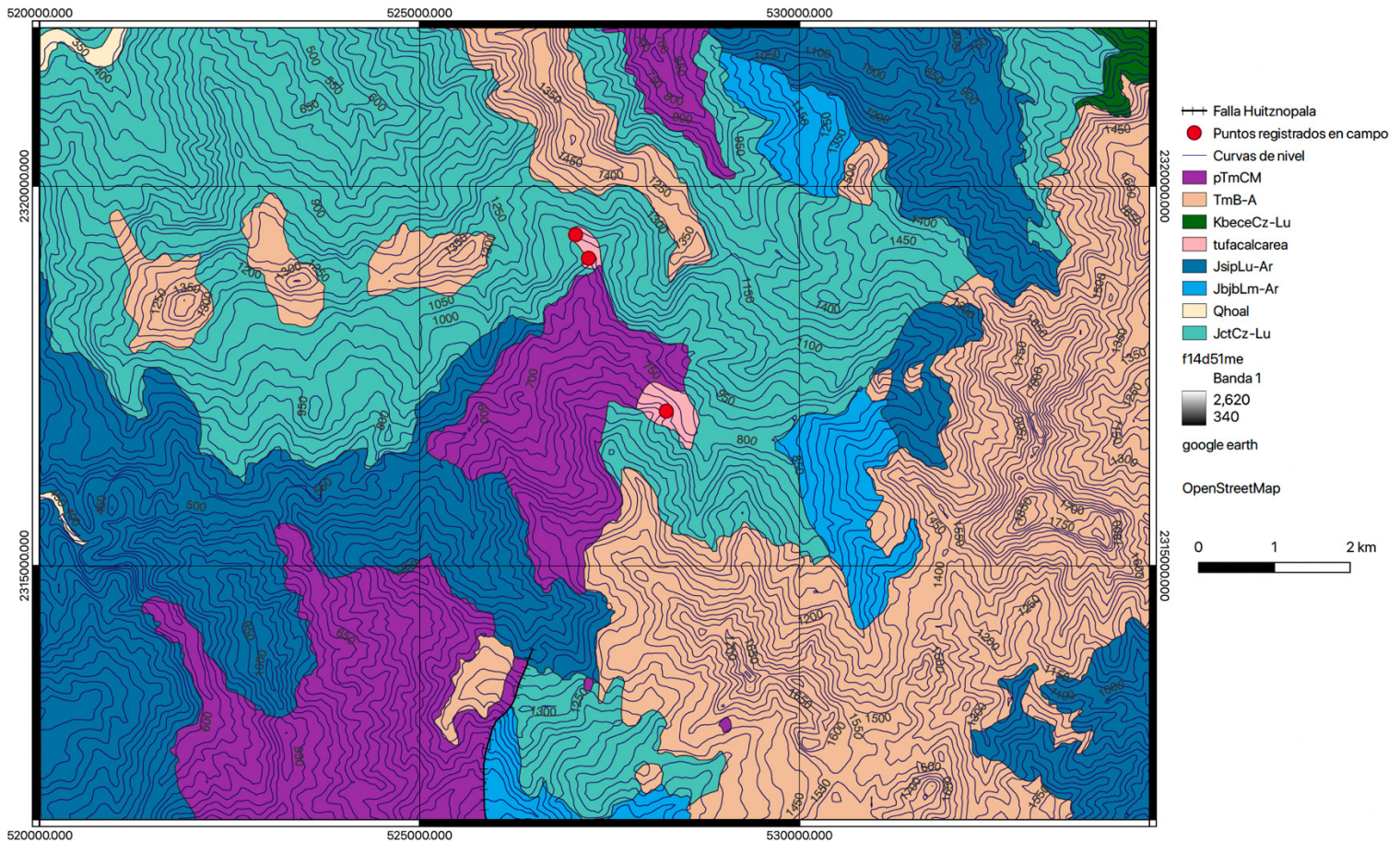
Para llevar a cabo este trabajo de la tesis primeramente se planteó el objetivo seguido de cada una de las etapas a realizar de la Metodología que consiste en cuatro etapas que a continuación se describen.

III.1. Primera etapa: recopilación bibliográfica

Se comenzó con la búsqueda bibliográfica de los estudios previos de la Formación Chipoco y depósitos de tufas calcáreas, se consultaron libros, artículos, tesis de la zona de estudio, sitios web relacionados con la zona del caso de estudio, cartas geológicas y topográficas del INEGI y Servicio Geológico Mexicano (SGM). Posteriormente se organizó la información por carpeta para cada artículo, específicamente de la Formación Chipoco y para depósito, geoquímica y origen de los depósitos de tufas calcáreas.

III.2. Segunda etapa: ubicación del área de estudio y generación de mapas

Para la generación del mapa se utilizó la información recabada durante la primera etapa y se trabajó utilizando los SIG y Qgis para la generación de este mapa se tomaron los datos de la carta Geológico-Minera. (Mapa 1)



Mapa 1. Mapa elaborado en Qgis, donde se representan las distintas litologías encontradas en el área de estudio.

III.3. Tercera etapa: campo, levantamiento de columnas estratigráficas y toma de muestras

Se realizó una visita de campo para realizar levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo de roca (**Figura 4**), se levantó una columna estratigráfica. (**Tabla 2**) En esta visita se obtuvieron 30 muestras, las cuales se geo-posicionaron con la ayuda de un equipo de posicionamiento global (GPS). Las muestras fueron identificadas cada una de ellas tanto la roca como la bolsa en la que fueron etiquetadas.

Las muestras recolectadas se trasladaron al departamento de Minas Metalurgia y Geología de la universidad de Guanajuato para estudios petrográficos.

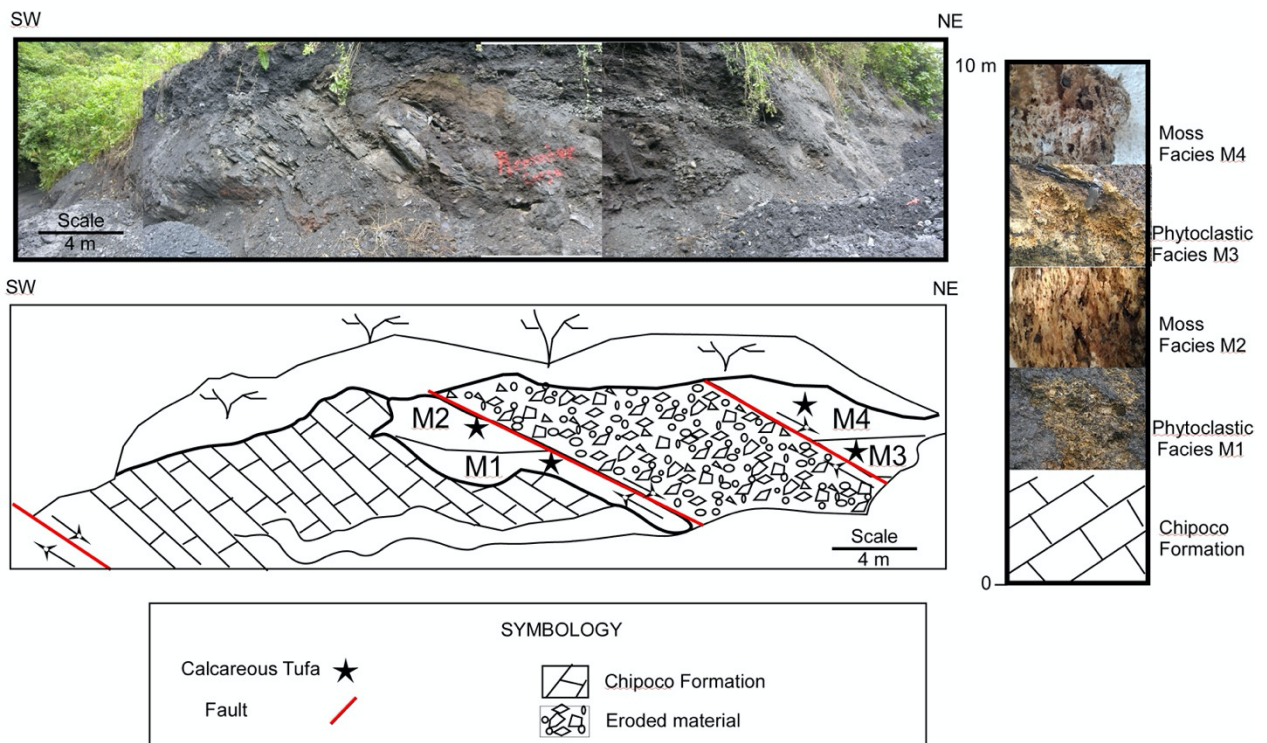


Figura 4. Imagen del lugar donde se obtuvieron algunas muestras, se observa el depósito de la formación Chipoco, donde se clasifican las facies del depósito de tufas calcáreas, de acuerdo con sus componentes biológicos.

III.4. Cuarta etapa: análisis de laboratorio

La preparación de muestras para el análisis petrográfico se comenzó identificando las muestras en orden de acuerdo con sus características, Para el estudio petrográfico se realizaron cortes a las muestras seleccionadas para obtener láminas delgadas, este análisis se llevó a cabo en el laboratorio de petrografía del Departamento de Minas Metalurgia y Geología de la universidad de Guanajuato. Se laminaron un total de 30 muestras.

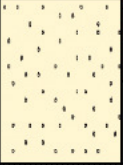
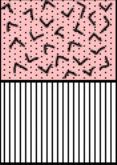
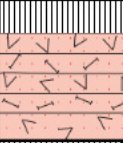
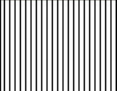
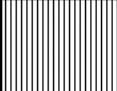
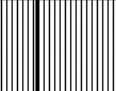
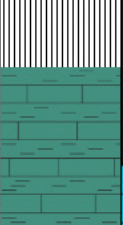

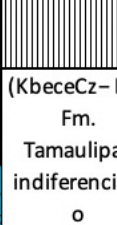
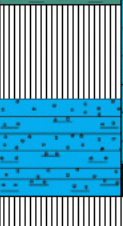
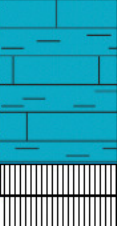
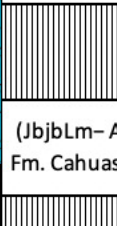

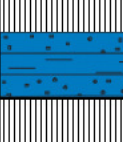
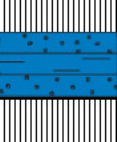
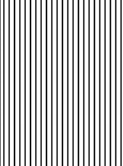
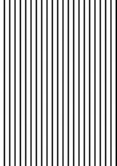
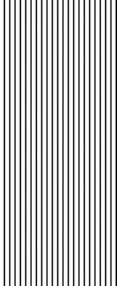
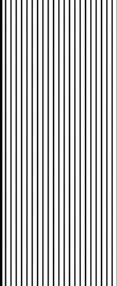
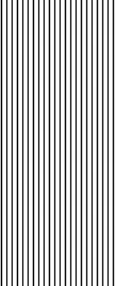

ERA	PERIODO	EPOCA	COLUMNA	CLAVES CARTOGRAFICAS		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		(Qhoal) Aluvion		
		PLEISTOCENO				Tufa calcarea de Molango
	TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO		(TmB-A) Fm. Tlanchinol	
			MIOCENO			
		PALEOCENO	OLIGOCENO			
			EOCENO			
			PALEOCENO			
			SENONIANO			
	CRETACICO	SUPERIOR	TURONIANO		(KbeceCz-Lu) Fm. Tamaulipas indiferenciado	
			CENOMANIANO			
ALBIANO						
APTIANO						
INFERIOR		BARREMIANO			(JctCz-Lu) Fm. Pimienta, Chipoco, Santiago y Tepéxic	
		NEOCOMIANO				
		TITHONIANO				
		KIMMERIDGIANO				
JURASICO	SUPERIOR	OXFORDIANO		(JbjbLm-Ar) Fm. Cahuwasas		
		CALLOVIANO				
		BATHONIANO				
		BAJOCIANO				
	MEDIO	AALENIANO				
		TOARCIANO				
		PLIENSCHACHIANO				
		SINEMURIANO				
INFERIOR	HETANGIANO			(JsipLu-Ar) Fm. Huayacocotla		
MESOZOICO	TRIASICO	SUPERIOR				
		MEDIO				
		INFERIOR				
	PERMICO	LOPINGIENSE				
		GUADALUPIENSE				
		CISURALIENSE				
		CARBONIFERO				
		DEVONICO				
		SILURICO				
		ORDOVICICO				
CAMBRICO						
PRECAMBRICO	PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO		(pTmCM) Gneis Huiznopala		
		MESOPROTEROZOICO				

Tabla 2. Columna estratigráfica, donde las formaciones se encuentran descritas las formaciones encontradas en la geología local de la zona analizada.

CAPITULO IV. RESULTADOS

IV.1. Aspecto geomorfológico de los depósitos de tufas calcáreas

Las características topográficas del distrito manganesífero de Molango junto con su alto gradiente han dado lugar a que los afluentes corten depósitos carbonatados, favoreciendo el desarrollo de importantes formaciones tufáceas durante el Cuaternario. A lo largo del tramo comprendido entre la población de Otongo y Chipoco, se encuentran edificios de morfología aterrazada en las márgenes del río Chipoco, de poco desarrollo longitudinal y espesor reducido. Mostrando una geometría longitudinal de los depósitos de tufas calcáreas. Las formaciones de tufa calcárea discutidas en este trabajo son de color blanco a amarillo, tienen cavidades y son porosas, se observa una gran cantidad de troncos. Russell (1883, 1889) fue uno de los primeros en describir los tipos de tufas carbonáceas en función de las variedades de estructura y la edad de depósito. Teniendo en cuenta su clasificación, los yacimientos de tufas calcáreas de Molango corresponden a los tipos: litoideos y dendríticos. El tipo litoide se presenta como una variedad pétreo, en forma de masas porosas y tubulares, mientras que el tipo dendrítico se caracteriza por una estructura de columnas compactas con tallos ramificados hacia arriba. Estos dos tipos pueden presentarse en capas de diferentes espesores para formar una torre de tufas calcáreas. El origen estuvo posiblemente en un ambiente paludo, donde la tufa calcárea se desarrolló sobre suelos mal drenados, en laderas colonizadas por macrófitas hidrófitas y montículos de briófitas. Se filtraron aguas enriquecidas con carbonato de calcio, depositándose una cubierta vegetal en la superficie (Figura 4). Pueden desarrollarse pequeños charcos efímeros en los fondos de los valles y pueden persistir durante un tiempo suficiente para permitir el ensuciamiento por carbonato de las macrófitas asociadas y la vegetación acuática. La tufa microdetrítica (lodo de cal) también se puede acumular localmente dentro de las piscinas, en parte por la lluvia en el sitio y en parte por el material arrastrado por las laderas de los pantanos circundantes (Figura 5). El material litoclástico más grueso puede ingresar al sistema por esta ruta y la caída de hojas también puede conducir a la deposición de capas ricas en humus (gyttja) dentro de cuerpos de agua poco profundos y estancados. Teniendo en cuenta los tipos de modelos propuestos por Pedley (1990), los depósitos de tufas calcáreas estudiados se originaron en un ambiente paludal (pantanososo) en su parte distal, donde se pueden observar

construcciones en cascada dominadas por montículos de briófitas, plantas vasculares y fitoclastos asociados a canales locales. En general, estos tienen una forma casi horizontal con un ángulo bajo, constituyendo una serie de terrazas que incluyen aspectos del entorno paludal.



Figura 5. Imagen obtenida en campo donde se presenta una cascada donde se fue depositando la tufa, así mismo desarrollo vegetación en la superficie.

IV.2. Clasificación de las biofacies en el depósito de tufa calcárea de Molango, Hidalgo

En la tufa calcárea de Molango, los componentes biológicos se desarrollaron en el subambiente sistema manantial y un subambiente cascada-barrera, donde se observa abundancia de fragmentos de comunidades de plantas vasculares que son reemplazadas por calcita. Teniendo en cuenta la clasificación de (Buccino et al., 1978; Ferreri, 1985; Pedley, 1990 y Violante et al., 1994), en el distrito de Molango

se pueden observar tres tipos de biofacies: Biofacie I (tufa fitoclástica), Biofacie II (tufa fitoclástica intermedia) y Biofacie III (bryophyte hummocks tufa).

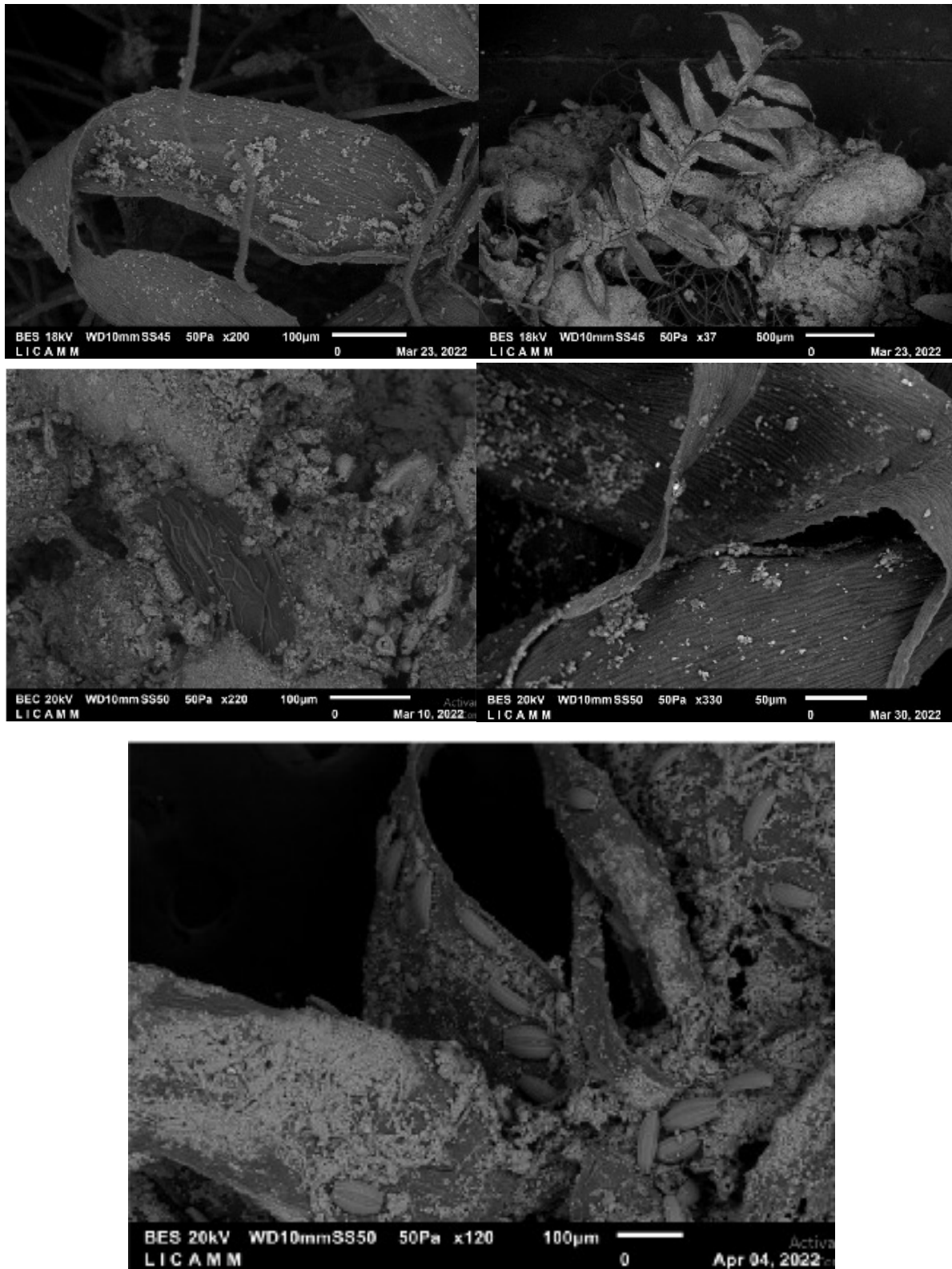
La Biofacie I (tufa fitoclástica), representan depósitos alóctonos que corresponden a una tufa macrodetrítica, presenta un contenido fósil abundante, este depósito corresponde a los sectores inactivos de la tufa calcárea, donde el depósito ya no es influida por la actividad fluvial y del nivel freático, que se relacionan con sistemas de aguas continentales pretéritos totalmente inactivos en la actualidad, lo cual abrió paso a un proceso de fosilización y cristalización de la comunidad vegetal encontrada, esto debido a los procesos bio-químicos donde ya hay un reemplazamiento completo del carbonato de calcio y dando como resultado la cristalización de calcita y aragonito. (**Figura 6**). Dichas facies están formadas por fragmentos de tallos y hojas de varios tamaños de mm a cm de largo y con diámetros variables (**Figura 7**). Estos fragmentos de tallos vegetales están expuestos en la parte superior del depósito calcáreo. Donde el recubierto de calcita, ha tenido un pequeño transporte dentro de la zona de sedimentación. El grosor de las envolturas calcíticas es variable y generalmente laminado, con evidencia de microbios. A veces, los fragmentos se disponen en paralelo al flujo. Teniendo en cuenta la clasificación de Pedley (1990), los depósitos de tufas calcáreas de Molango corresponden a Phytothermos, donde las construcciones de tufas son porosas, derivadas de factores primarios ligados a la inserción de múltiples elementos vegetales (hidrófitas y macrófitas semiacuáticas) colonizados por microfilmes cementados por alfombras calcíticas con bajo contenido en magnesio. Estos depósitos están compuestos por

múltiples dispositivos vegetales generalmente cementados después de su sedimentación. Bajo aumento, los moldes de tallo calcificados tienen 2 cm de largo, con diámetros de 2-3 mm y están cubiertos con micrita (**Figura 6**).



Figura 6. Imagen de la tufa calcárea fitoclástica

La Biofacie I se formó en condiciones de baja pendiente, con pendientes suaves, en ambientes lacustres y pantanosos, lo que favoreció el desarrollo de suelos hidrofílicos, para las que abundan las calizas y fitoclasticas.



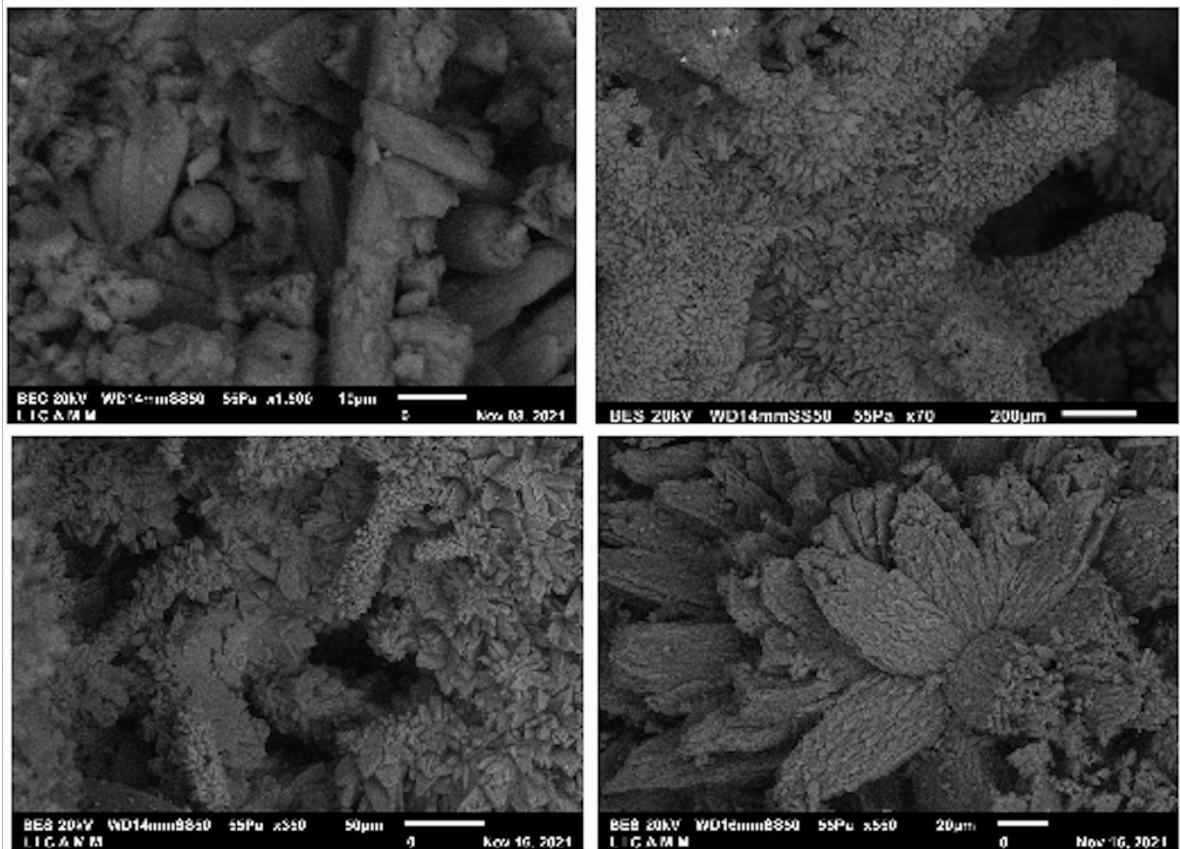


Figura 7. Imágenes obtenidas por medio del microscopio electrónico de barrido, donde se distinguen los tallos vegetales de briofitas, diatomeas y copépodos con recubrimiento de calcita.

Biofacie II (tufa fitoclástica intermedia) la cual se relaciona directamente con la biofacie I, a diferencia que esta facie está formada por sectores más activos y recientes de la formación de la tufa calcaría por la que no escurren fluidos de agua de manera permanente ni estacional, sin embargo, existe la evidencia vegetal donde aún no culmina el proceso de reemplazamiento del carbonato de calcio, es decir los cristales de calcita y aragonito aún en formación, los recubrimientos del carbonato de calcio están en su proceso de cristalización, por lo que una de las características principales de esta facie es que la calcita es bastante frágil, el material se desintegra al contacto (**Figura 8**). La Biofacie II se formó en un ambiente de baja pendiente donde existían ambientes lacustres, lo que favoreció el desarrollo de la comunidad vegetativa, así mismo la dilución del carbonato de calcio permitió la preservación de las briofitas y helechos en buen estado, siendo una importante evidencia del proceso del recubrimiento de calcita. (**Figura 9**).



Figura 8. Imagen de la tufa fitoclástica intermedia

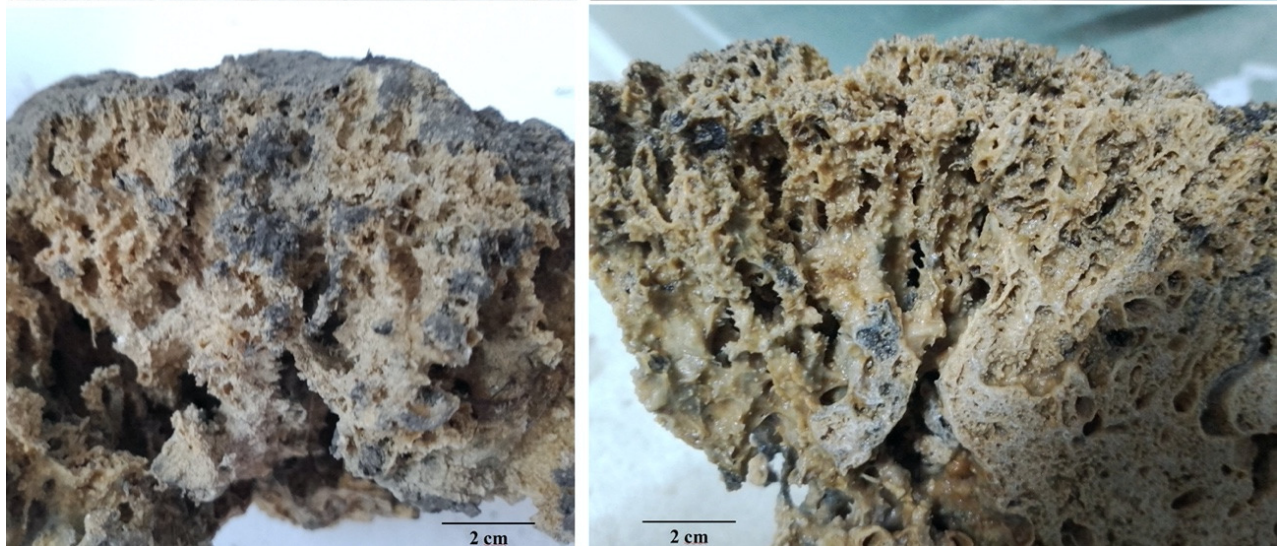


Figura 9. Imagen de la muestra con la presencia de briofitas y helechos con recubrimiento de calcita y aragonito.

Biofacie III (bryophyte hummocks tufa), se caracteriza por ser la parte activa, donde existe vegetación viva y la presencia de agua, ya sea de manera estacional o en forma de fluidos como lo son ríos, cascadas, entre otros. Donde se produce una precipitación efectiva de carbonato de calcio, el material es fresco y bastante húmedo, frágil y con una clara evidencia de vesículas tabulares, siendo así que la muestra es bastante porosa. Además, se encuentra la comunidad vegetal descrita como las briofitas, (**Figura 10**).

Las briófitas son plantas no vasculares, no tienen raíces ni tejido vascular, y absorben agua y nutrientes del aire en toda su superficie. La mayoría solo alcanzan unos pocos centímetros de altura, crecen en lugares donde otras plantas no podrían, como en la superficie de rocas, paredes, pavimento, etc. Las briófitas crecen en ambientes húmedos y sombríos, pero se pueden encontrar en hábitats diversos e incluso extremos, desde los desiertos hasta las zonas árticas. En la facie descrita, estas briófitas crecieron sobre rocas carbonatadas, siendo posiblemente la especie calcicoles ya que esta especie está restringida a rocas y suelos que contienen altas cantidades de carbonato de calcio, las cuales formaron montículos que se desarrollaron en un ambiente pálido. Dicha facie está constituida por una sucesión



Figura 10. Imagen de la muestra de la biofacie III.

de capas centimétricas y láminas de briófitas en lomo que se disponen perpendiculares u oblicuas a la superficie del depósito y se forman en pequeñas cascadas escalonadas (**Figura 7**).

Al realizar esta descripción de la tufa calcárea se pretende clasificar las distintas biofacies en las cuales de esta formado este depósito, esta clasificación nos da a conocer el proceso por el cual la tufa calcárea está formada, ya que cada una de estas biofacies es la evidencia del proceso del reemplazamiento y recubrimiento del carbonato de calcio en la comunidad vegetal que se encuentra dentro de esta tufa, dando como ejemplo la biofacie III, la cual es la biofacie más joven o bien la más reciente del depósito, se le aproxima una edad de aproximadamente 20- 30 años de

antigüedad, donde la presencia de los flujos de agua mantiene aún viva la comunidad vegetal, la biofacie II es la biofacie intermedia del proceso donde aún se encuentra desarrollándose el reemplazamiento de la calcita ya con algunos cristales de calcita y aragonito, finalmente la biofacie I, donde es la biofacie más antigua del depósito donde se aproxima una edad de aproximadamente 360 +/- 30 años, perteneciente al Holoceno, es la biofacie en la cual el proceso de cristalización y el reemplazamiento de la calcita ya está completado, existe el registro fósil de las hidrófitas y macrófitas semiacuáticas

IV.3. Caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de depósitos de tufas calcáreas

4.3.1. Análisis petrológico

Se hicieron treinta secciones delgadas de las muestras de roca obtenidas en el campo. Estas secciones delgadas se analizaron utilizando un microscopio óptico de transmisión Olympus BX41 con la cámara adjunta, para tomar fotografías. Los principales minerales observados fueron calcita y óxidos de manganeso como secundarios. El análisis textural de las muestras analizadas mostró que los depósitos están compuestos por revestimientos de calcita sobre sustratos biológicos (musgos y plantas vasculares). Dichos sustratos biológicos se encuentran impregnados de calcita formando granos de calcite (**Figura 11**).

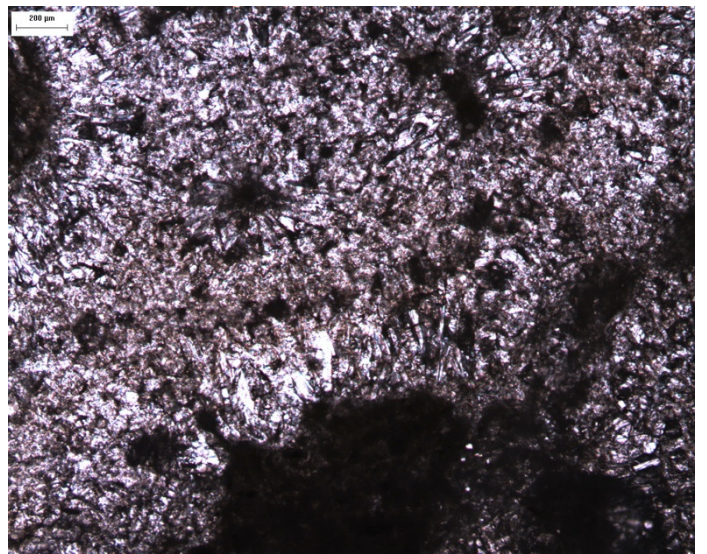
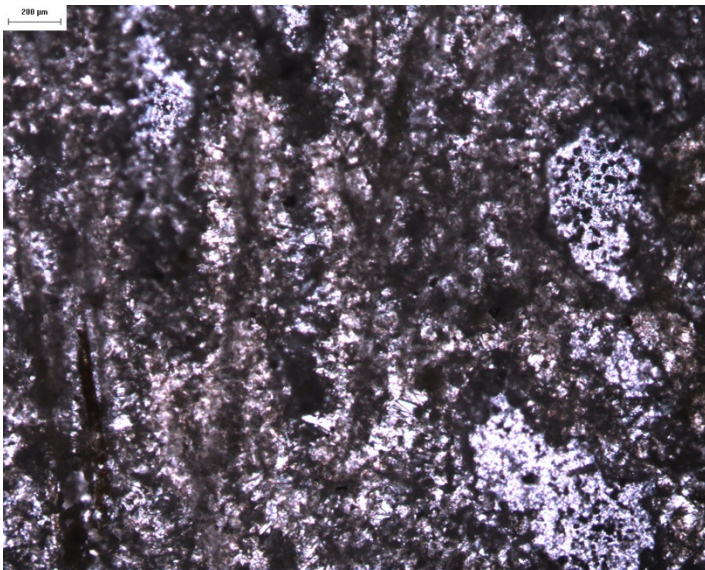
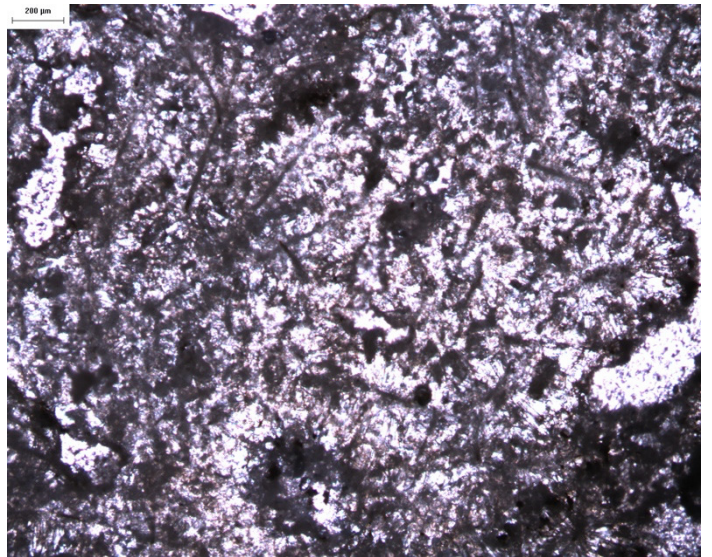
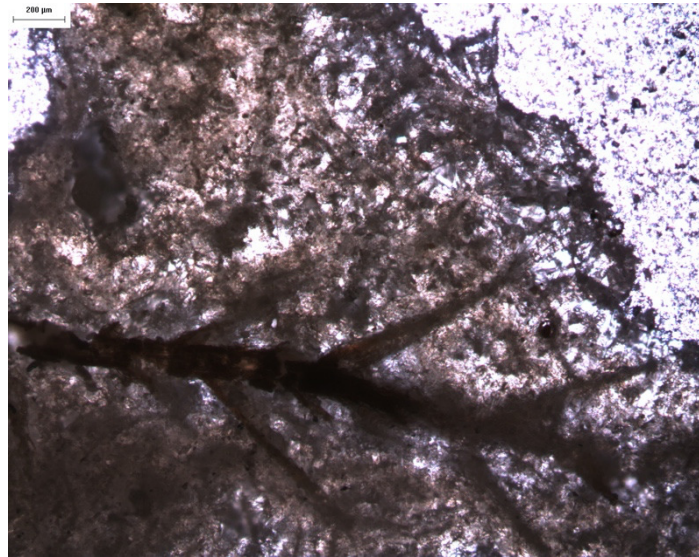


Figura 11. Imágenes obtenidas a través de las láminas delgadas, realizadas por medio de un microscopio óptico de transmisión Olympus BX41.

4.3.2. Análisis químico -fluorescencia de rayos X (FRX)

ELEMENTS (ppm)	SAMPLE M1	SAMPLE M2	SAMPLE M3	SAMPLE M4
Mg	11400	2080	1670	4670
Na	ND	ND	ND	ND
Al	48500	8530	5930	13300
Si	119000	16700	11000	24900
P	ND	ND	ND	ND
S	17000	2560	3250	9560
Cl	152	25.6	27.8	ND
K	9960	1630	1140	2460
Ca	191000	106000	152000	426000
Ti	2330	293	132	751
V	65	ND	5.36	ND
Cr	ND	ND	ND	ND
Mn	120000	5760	1260	59200
Fe	53800	6180	1950	6810
Co	216	17.6	ND	30.2
Ni	60.2	21.7	ND	116
Cu	28.2	9.64	5.54	32.6
Zn	55	32.3	3.17	100
As	42.9	2.07	ND	2.89
Sr	402	172	139	415
Sn	29.9	11.5	12.6	19.6
Sb	ND	ND	ND	ND
Ba	194	ND	ND	ND
Hg	ND	ND	ND	ND
Pb	13.3	5.58	2.66	12.6

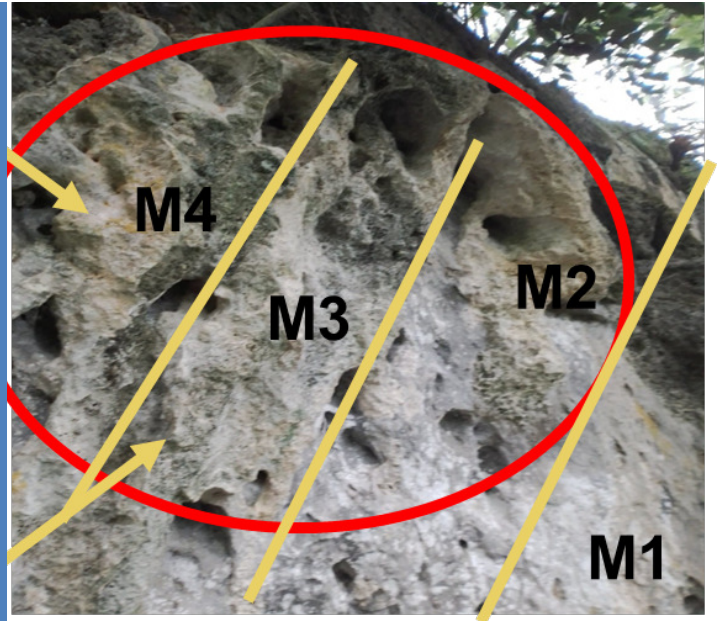


Tabla 4. Resultados obtenidos con respecto al contenido en el muestreo, donde se presenta una presencia evidente de Ca, Mn, y Si.

SAMPLE	XRD	XRD DIFFRACTOGRAM
M1	Quartz - SiO ₂ Moganite - SiO ₂ Calcite, magnesian - (Ca,Mg)CO ₃ Manganpyrosmalite - (Mn+2,Fe+2)8(Si6O15)(OH,Cl)10 Muscovite-3T - (K,Na)(Al,Mg,Fe)2(Si3.1Al0.9)O10(OH)2 Hidalgoite - PbAl3(AsO4)(SO4)(OH)6 Pennantite-1Mlib - Mn5+2Al(Si3Al)O10(OH)8 Walkkiddellite, manganooan - (Ca,Mn)4Mn6+2As4O16(OH)8!18H2O	
M2	Calcite CaCO ₃ Calcite, magnesian (Ca,Mg)CO ₃	
M3	Calcite - CaCO ₃ (100.0%)	
M4	Calcite - CaCO ₃ Quartz, syn - SiO ₂ Moganite - SiO ₂	

Tabla 5. Resultados obtenidos por difracción de rayos X (DRX)

Al obtener estos resultados obtenidos de las muestras de campo presentan un contenido muy considerable de Calcita, Manganeso, Cuarzo, entre otros. La presencia de Manganeso en las muestras se debe a los depósitos minerales que se extraen en la zona, siendo una de las características principales de este depósito, tomando en cuenta la naturaleza de su proceso influido por la influencia de los fluidos de agua que diluyen los depósitos de manganeso encontrados en las partes superiores al depósito de tufas, como lo es la caliza manganesífera estratificada.

4.3.3. Caracterización de la comunidad vegetal.

Dentro de los depósitos de las tufas calcáreas se identificaron plantas vasculares, helechos y líquenes, donde estos se presentan por un reemplazo incipiente y/o total de carbonato de calcio sobre las hojas y tallos de los helechos observados, esto debido a los procesos físico-químico y bio-químico formando un precipitado de carbonato cálcico, dando como resultado la cristalización de calcita o aragonito sobre dichos helechos y tallos, reduciendo la porosidad de la formación. **(figura 12).**



Figura 12. imágenes donde se pueden identificar a la comunidad vegetal sin escala.

4.3.4. Datación por radiocarbono (Análisis carbono 14)

Al analizar la petrología de la muestra también se encontró el contenido de carbón, en bajas proporciones, pero suficientes para realizar un análisis de radiocarbono, por lo que se enviaron muestras a un laboratorio donde se utilizó el carbono 14 para realizar la datación de las muestras de la tufa calcárea, siendo que se enviaron a analizar las muestras de la biofacie I, es decir las más antigua de la formación se obtuvo un resultado de aproximadamente 360 +/- 30 años (**Figura 13**), tomando en cuenta esto las otras dos biofacies se formaron después de dicha fecha de forma gradual donde el proceso de reemplazamiento de calcita y la formación estructural de este depósito se ve reflejado en estas biofacies.

(Variables d13C= -28.6 0/00)
Laboratory number Beta-667150
Conventional radiocarbon age 360 ± 30 BP

95.4% probability
(49.9%) 1540-1634 cal AD (410-316 cal BP)
(45.55% 1456-1529 cal AD (494-421 cal BP)

68.2% probability
(35.7%) 1472-1522 cal AD (478-428 cal BP)
(32.5%) 1577-1624 cal AD (373-326 cal BP)

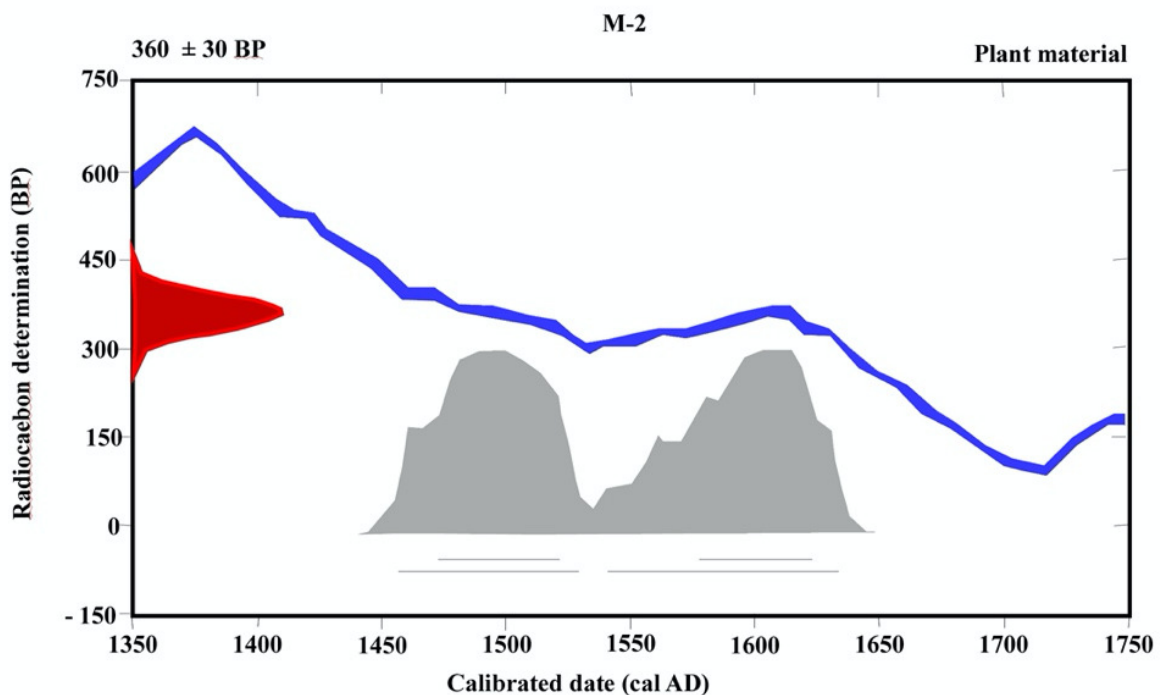


Figura 13. Grafica obtenida en laboratorio de radiocarbono donde se muestra un resultado de 360 +/- 30 años de antigüedad de la muestra, siendo perteneciente al Holoceno.

CAPÍTULO V. DISCUSION

Después de analizar el depósito de tufas calcáreas se demuestra que son una evidencia muy importante de los paleo ambientes de su formación, como la interpretación de las condiciones climáticas y paleo ambientales en el pasado, donde interactúa con las condiciones morfoestructurales del área y las condiciones hidrológicas, donde la tufa calcárea se desarrolló sobre suelos saturados, existiendo en laderas colonizadas por macrófitas hidrófitas y montículos de briófitas. Donde se filtraron aguas enriquecidas con carbonato de calcio, depositándose una cubierta vegetal en la superficie, siendo la parte fundamental para su formación.

Por otro lado, en Molango estos depósitos de tufas calcáreas son considerados las únicas evidencias morfológicas que se encuentran interactuando con la morfología kárstica, vinculando el origen de estas tufas carbonatadas con los procesos de disolución desarrollada en las morfologías exo-kársticas. Así mismo, estas acumulaciones de tufas calcáreas están asociadas con otras formaciones geomorfológicas, como lo es la caliza manganesífera estratificada. Esto se demuestra al realizar el análisis petrológico, donde al evaluar las láminas delgadas se pudo observar material manganesífero, proveniente de la formación Chipoco. También se identificó un alto contenido de calcita y cuarzo, siendo los componentes característicos de una tufa calcárea.

Además, se pudo realizar una clasificación de las distintas biofacies de la formación con el fin de conocer y dar a entender el proceso de recubrimiento y reemplazamiento de calcita de manera implícita, esto nos permitió generar un análisis más específico de manera que al estructurar la formación conocimos la evolución de su origen y así mismo clasificar la comunidad vegetal dentro de estos depósitos de tufas como lo son las briofitas, las cuales no se han datado en ningún artículo o investigación hasta la fecha.

Tomando en cuenta las características geomorfológicas y estructurales de la tufa, se estimaba una edad relativamente joven, ya que el depósito se encontraba en formación activa en la zona de la biofacie III, esto debido a los flujos de agua continuos que seguían en proceso de dilución de los carbonatos de calcio, lo cual se comprobó al realizar los análisis de laboratorio de radiocarbono, donde se obtuvo una edad del Holoceno.

CAPITULO VI. CONCLUSIONES

Las tufas calcáreas de Molango tienen su origen en manantiales situados en las laderas de valles de suave pendiente y al pie de manantiales kársticos. Su desarrollo longitudinal es en cascada de crecimiento pequeño a moderado con perfiles cóncavos, y con presencia de briófitas, líquenes y plantas vasculares, que tienden a adaptarse a saltos centimétricos en terrazas desarrolladas paralelas al curso de agua, ofreciendo estructuras de progradación aguas abajo. La sedimentación de la tufa calcárea en Molango se debe a los flujos de agua liberados de los acuíferos kársticos. La precipitación debida a la desgasificación fisicoquímica es el factor principal para la deposición de depósitos de tufas calcáreas. Estas acumulaciones carbonáticas, ricas en restos vegetales, y no exclusivas de sustratos kársticos, se precipitan en manantiales, donde forman depósitos constituidos por calcita con bajo contenido en magnesio y generalmente no estratificados. Además, están formados por cuerpos de distribución irregular, escasa continuidad lateral y facies petrográficas diversas, cuyo carácter, poco o muy litificado, depende de una evolución diagnóstica favorecida por factores locales y/o temporales. Su génesis y desarrollo determinan los comportamientos de tectónica y/o tendencias hacia la incisión de las redes fluviales. En cuanto a los sub-ambientes, los depósitos de tufas calcáreas encontrados en la parte superior de la Formación Chipoco en el distrito de manganeso de Molango corresponden a depósitos de un subambiente de sistema de manantial y un subambiente de cascada de Barrera. El subambiente de un sistema de manantiales se relaciona con lugares donde el agua subterránea emerge a la superficie a través de fracturas o discontinuidades. Con una topografía horizontal o de suave pendiente, favoreciendo la acumulación de estos depósitos en montículos cónicos, frecuente en manantiales (lacustres y palustres) (Capezzuoli et al., 2014; Della Porta, 2015). Mientras que el subambiente Barrera-Cascada se origina a partir de la acumulación de fitoclastos o calcificación ligada a plantas y microorganismos. El desarrollo de una barrera genera un desnivel inmediatamente aguas abajo, dando lugar a una cascada. La morfología de este subambiente es un montículo compuesto por clinofomas. La sucesión de pares barrera-cascada genera secciones escalonadas (Chafetz et al., 1994; Ordoñez et al., 2005; Arenas-Abad et al., 2010; Gradziński et al., 2013). Los depósitos de tufas calcáreas estudiados se

formaron por precipitación fisicoquímica o biológica o por una combinación de estos dos procesos. Factores orgánicos como la presencia de plantas vasculares han influido en las características geomorfológicas de estos depósitos. Las características petrológicas, morfológicas y geoquímicas observadas en los depósitos de tufas calcáreas de Molango sugieren que se formaron en un ambiente pantanoso, ubicados en un sistema de zonas bajas cercanas o asociadas a lagunas o manantiales que les proporcionaban agua, permitiendo la colonización de macrófitos, hidrófitas, montículos de briófitas con poca presencia de líquenes. Representan cuerpos de agua poco profundos y estancados. De acuerdo con Golubic (1969), los depósitos de tufas calcárea están sujetos a exposiciones subaéreas donde dichos depósitos son susceptibles a cambios locales dentro de los patrones de drenaje y fluctuaciones a corto plazo en el nivel freático que pueden conducir a la incisión de la quebrada, por lo que el desarrollo de estos depósitos es cíclico y la deposición termina al final de un ciclo natural por incisión y erosión de los depósitos. Esta exposición subaérea ocurrió en los depósitos de tufas calcáreas estudiados donde se observa el desarrollo de cemento de calcita vadosa y la movilización de Fe y Mn, este último precipitado en la interfase aire/agua.

CAPÍTULO VII. EVIDENCIAS



Referencias

- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C. 2010. Fluvial and associated carbonate deposits. *Developments in Sedimentology*, 61, 133-175.
- Arenas- Abad, C., 2017. Tufas y facies asociadas. Una factoría de carbonatos continentales en el Cuaternario. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (25): 65-73-
- Arenas, C., Osácar, C., Sancho, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Pardo, G. 2010. Seasonal Pentecost record from recent fluvial tufa deposits (Monasterio de Piedra, NE Spain): sedimentological and stable isotope data. *Geological Society, London, Special Publications*, 336(1), 119-142.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C. and Pardo, G. 2014. Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology*, 61, 90–132.
- Auqué, L. F., Acero, P., Gimeno, M. J., Gómez, J. B., Asta, M. P. 2009. Hydrogeochemical modeling of a thermal system and lessons learned for CO₂ geologic storage. *Chemical Geology*, 268(3), 324-336.
- Auqué, L., Arenas, C., Osácar, C., Pardo, G., Sancho, C., Vázquez-Urbez, M. 2013. Tufa sedimentation in changing hydrological conditions: the River Mesa (Spain). *Geologica Acta*, 11(1), 85-102.
- Capezzuoli, E., Gandin, A., Pedley, M. 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61(1), 1-21.
- Carcavilla, L., de la Hera Á, Fidalgo C., González J A. 2009. Formaciones tufáceas generadas por comunidades briofíticas en aguas carbonatadas. 62 pp. En: VV.AA. Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid.
- Carcavilla, L., Vegas, J., Cabrera , A M., 2019. Establecimiento de una tipología específica de formaciones tufáceas. Serie “Metodologías para el seguimiento del estado de conservación de los tipos de hábitat”. Ministerio para la Transición

Ecológica. Madrid. 20 pp.

Chafetz, H. S., Srdoc, D., Horvatincic, N. 1994. Early Diagenesis of Plitvice Lakes Waterfall and Barrier Travertine Deposits. *Geographie physique et Quaternaire*, 48(3), 247-255.

Della Porta, G. 2015. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal, and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types, and geochemical signature. Geological Society, London, Special Publications, 418, SP418-4.

Dilsiz, C. 2006. Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data. *Hydrogeology Journal*, 14(4), 562-572.

Ford, T. D., Pedley, H. M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41(3-4), 117-175.

Gradziński, M., Hercman, H., Jaśkiewicz, M., Szczurek, S. 2013. Holocene tufa in the Slovak Karst: facies, sedimentary environments, and depositional history. *Geological Quarterly*, 57(4), 769-788.

Jones, B., Renaut, R. W. 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. *Developments in Sedimentology*, 61, 177-224.

Mayorga-Saucedo R, Luna-Vega I, Alcántara-Ayala O. 1998. Florística del bosque mesófilo de montaña de Molocotlán, Molango-Xochicoatlán, Hidalgo, México. *Boletín de la Sociedad Botánica de México* 63: 101-119

Merz-Preiß M, Riding R., 1999. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds, and biological processes. *Sed Geol* 126:103–124

Minissale, A. 2004. Origin, transport, and discharge of CO₂ in central Italy. *Earth-Science Reviews*, 66(1), 89-141.

Ordóñez, S., Marín, J. G., Del Cura, M. G., Pedley, H. M. 2005. Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, 69(1), 332-350.

Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*. 68:143-154.

Pedley, M. 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56(1), 221-

246.

Pentecost, A., Viles, H. 1994. A review and reassessment of travertine classification. *Geogr. Phys. Quaternary*, 48: 305-14.

Pentecost, A., Zhaohui, Z. 2002. Bryophytes from some travertine-depositing sites in France and the UK: relationships with climate and water chemistry. *Journal of bryology*, 24(3), 233-241.

Pentecost, A., Jones, B., Renaut, R. W. 2003. What is a hot spring? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(11), 1443-1446.

Pentecost, A. 2005. *Travertine*. Springer Science Business Media. Berlín-Heidelberg. 445 pp.

Roberts, N.M., Rasbury, E. T., Parrish, R. R., Smith, C. J., Horstwood, M. S., Condon, D. J., 2017. A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(7), 2807-2814.

Russell, I.C., 1883. Sketch of the geological history of Lake Lahonton. *U.S. Geol. Surv. 3rd Annu. Rep.*, pp. 189-235.

Russell, I.C. 1889. Quaternary History of Mono Valley, California. *U.S. Geol. Surv. 8th Annu. Rep.*, pp. 261-394.

Slack, K.V., 1967. Physical and chemical description of Birch Creek, a travertine depositing stream, Inyo County, California. US Government Printing Office.

Viles, H. A., Taylor, M. P., Nicoll, K., Neumann, S. 2007. Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia. *Sedimentary Geology*, 195(1), 39-53.

Aguayo-Camargo, J.E., (1977). Sedimentación y diagénesis de la Formación "Chipoco" (Jurásico Superior) en afloramientos, estados de Hidalgo y San Luis Potosí: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 9(2), 11-37.

Aguilera, E., (1972). Ambientes de depósito de las formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico- Tuxpan: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24(1-3), 129-163.

Alexandri R., R. Y Martínez v., A., marzo (1986). Geología del Dto. Manganesífero de Molango, Hgo. *Geología económica de México*.

Asad Ali Narejo¹, Abdul Majeed Shar² (2019). Geoquímica y Origen de los depósitos de Mn en el complejo de ofilita de Bela, Baluchistan, Pakistán.

Cantú (1971). La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro este de México.

Carrillo Bravo 1965. Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla Esquivel-Macias., Flores-Castro., (2017). Paleoenvironment and biostratigraphy of the Upper Sinemurian (Lower Jurassic) of the Huayacocotla Formation in East-Central México.

Hermoso De La Torre, C., Martínez-Pérez, J., (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 24(1-3), 45-63.

Jianbing Duan^{1, 3}, Yazhou Fu¹, Zhengwei Zhang (2019). El ambiente metalogénico del depósito de manganeso de Dounan, sureste de Yunnan, China: evidencia de geoquímica y espectroscopia de Mo⁹⁹ssbauer.

M. Andrew Bussell, Charles N. Alpers,* (2016). Los depósitos de vetas, reemplazo y skarn de Ag-Mn-Pb-Zn de Uchucchacua, Perú: estudios de estructura, mineralogía, zonificación de metales, isótopos de Sr e inclusiones fluidas.

Michał GRADZIŃSKI¹, Michał BANASZ² & Alfred UCHMAN¹ (1995). Origen biogenico de los flujos de manganeso de cueva de Jaskinia Czarna cave, tatra, oeste montes de carpatos.

O. Zappettini¹, Marcelo Dalponte¹, Susana Segal¹ y Guillermo COZZI, (2012). Mineralogía y aspectos genéticos del depósito volcanogénico submarino de manganeso "la casualidad", cerro atravesada, Neuquén.

Ochoa-Camarillo, H.R., (1997). Aspectos bioestratigráficos, paleoecológicos y tectónicos del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, en Gómez-Caballero, A., Alcayde-Orraca, M. (eds.), II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo, México: México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UAEH, Instituto de Geología, UNAM, Simposio y Coloquio, sin paginación.

Ochoa-Camarillo, H., (1997). Geología del anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hgo.

Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B.E., Silva-Pineda, A., (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacotla) en la región de Molango, Hidalgo, México: Revista

Mexicana de Ciencias Geológicas, 15(1), 57-63.

Okita, P.M., (1992). Manganese carbonates mineralization in the Molango district, Mexico: *Economy Geology*, 87(5), 1345-1366.

Okita, P.M., Maynard, J.B., Martinez-Vera, A., 1986, Molango: Giant Sedimentary Manganese Deposit in Mexico: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 70(5), p. 627 (resumen).

Padilla y Sanchez (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, 2007, P. 19-42*

Pedrazini, C., Basáñez-Loyola, M.A., (1978). Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10(3), 6-24.

Suter, M., (1980). Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states): *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 4(1), 19-31.

Shengjiang Du, Hanjie Wen (2020). Mineralogía y Metalogénesis del Sanbao Mn–Ag (Zn-Pb) Depósito en el distrito de mineral de Laojunshan, SE Provincia de Yunnan, China.

Hector R. Ochoa Camarillo (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. En *Researchgate*.

