



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

RELACIÓN ENTRE LA CONFIGURACIÓN ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLOGÍA
KÁRSTICA EN EL DESARROLLO DE KARST EPIGENÉTICO DE LA SIERRA DE
ZONGOLICA, VERACRUZ, MÉXICO: CUEVA ATL COMO CASO DE ESTUDIO

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

ROGELIO HERNÁNDEZ VERGARA

TUTOR

DR. RAFAEL ANTONIO LÓPEZ MARTÍNEZ
Instituto de Geología, UNAM

Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

Enero 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a mis papás Antonia Vergara Illán y Francisco Hernández Magadan

A mis hermanos Guadalupe, Martín, Maricela, Antonia y Juan

A mi sobrina Andy

A mis amigos Mildred, Cesar, Rodrigo, Lenin

A toda la gente que nuevamente confió en mi trabajo y en mi persona

A Javier Bustamante García, q. e. p. d.

Agradecimientos

- Al Instituto de Geología y al programa de posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México
- Al programa de becas para estudios de posgrado CONACYT
- Al programa de becas para titulación del Instituto de Geología
- Al proyecto PAPIIT: IA101616
- Al proyecto National Geographic Society W418-15
- A los miembros de mi jurado:

Dr. Rafael Antonio López-Martínez (Director de tesis)

Dr. Roberto Bonifaz Alfonzo (Presidente)

Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu (Vocal)

Dr. José Luis García Díaz (Suplente)

Dr. Ramón Espinasa Pereña (Suplente)

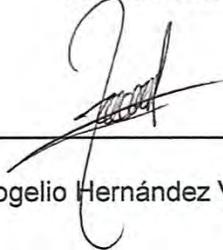
- A los compañeros de la Asociación de Montañismo de la UNAM, por su apoyo en el trabajo en cuevas especialmente a Hugo E. Salgado Garrido, Ángeles Verde Ramírez, José Guerrero Alegría (Kari) y Francisco Monroy.
- A los compañeros de ERM (Espeleo Rescate México, sección Orizaba y DF)
- A Daniel Bustamante Merino, Carlos Luis Luna Osorno y Hugo E, Salgado por su apoyo en las campañas de campo.
- A mis compañeros y amigos del cubo de estudiantes del Instituto de Geología
- A don Victorio, a su esposa Laura y a toda la gente de la Comunidad de Tonalixco, Veracruz.

Ciudad de México a 01 de Diciembre del 2016

Declaratoria de Integridad y honestidad académica

Por medio de la presente declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Atentamente



Rogelio Hernández Vergara

Índice

RESUMEN

ABSTRACT

| | |
|--|----|
| I.- GENERALIDADES | 1 |
| 1.1.- Introducción..... | 1 |
| 1.1.1.- Ubicación del área de estudio | 3 |
| 1.1.2.- Planteamiento del problema | 4 |
| 1.1.3.- Justificación..... | 4 |
| 1.1.4.- Hipótesis | 4 |
| 1.1.5.- Objetivos | 5 |
| 1.2.- Marco Teórico | 6 |
| 1.2.1.- Definición de karst..... | 6 |
| 1.2.2.- Disolución de la roca caliza en medios kársticos | 6 |
| 1.2.3.- Partes de un sistema kárstico..... | 9 |
| 1.2.4.- Relación entre la Geología y el Karst | 25 |
| 1.2.5.- Karst Alpino | 30 |
| 1.2.6.- Karst Telogenético | 30 |
| 1.2.7.- Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM)..... | 31 |
| 1.2.8.- Geomorfología y Morfotectónica..... | 32 |
| 1.2.9.- Estudios de Karst en México | 34 |
| 1.3.- Metodología..... | 37 |
| 1.3.1.- Morfometría | 37 |
| 1.3.2.- Cartografía geológica local..... | 39 |
| 1.3.3.- Topografía de la Cueva Atl..... | 40 |
| 1.3.4.- Definición de unidades estratigráficas | 42 |
| 1.3.5.- Geomorfología de la Cueva Atl..... | 43 |
| 1.3.6.- Geología estructural de la Cueva Atl | 43 |
| 1.3.7.- Tendencias de desarrollo del karst | 44 |
| II.- GEOLOGÍA REGIONAL | 46 |
| 2.1.- Estratigrafía | 47 |
| III.- RESULTADOS | 51 |
| 3.1.- Geomorfología y su relación con el paisaje kárstico | 51 |
| 3.1.1.- Rasgos geomorfológicos | 51 |
| 3.2.- Geología estructural regional..... | 67 |
| 3.2.1.- Estratificación y fallas inversas | 67 |
| 3.2.2.- Fallas Laterales | 67 |

| | |
|--|-----|
| 3.3.- Morfometría local..... | 68 |
| 3.3.1.- Inclinación del Terreno en el sector de Tonalixco | 68 |
| 3.3.2.- Energía del Relieve del sector de Tonalixco | 69 |
| 3.4.- Estratigrafía local..... | 71 |
| 3.4.1.- Formación Orizaba (Albiano-Cenomaniano)..... | 72 |
| 3.4.2.- Formación Maltrata (Turoniano-Coniaciano) | 78 |
| 3.4.3.- Formación Necoxtla-Atoyac (Santoniano-Campaniano) | 79 |
| 3.5.- Geología estructural y su relación con estructuras mayores | 82 |
| 3.5.1.- Deformación Dúctil | 83 |
| 3.5.2.- Deformación Dúctil-Frágil | 84 |
| 3.5.3.- Deformación Frágil | 85 |
| 3.6.- Caracterización del Karst del sector Tonalixco-Rafael Delgado | 87 |
| 3.6.1.- Exokarst | 87 |
| 3.6.2.- Epikarst | 92 |
| 3.6.3.- Endokarst | 95 |
| IV.- DISCUSIÓN | 109 |
| 4.1.- Relación de la geomorfología y el paisaje kárstico regional | 109 |
| 4.2.- Influencia de la geología en el desarrollo de karst | 110 |
| 4.2.1.- Tipo de roca | 110 |
| 4.2.2.- Configuración estructural..... | 111 |
| 4.3.- Espeleogénesis | 113 |
| 4.3.1.- Fase 1.- Freática-incisiva | 113 |
| 4.3.2.- Fase 2.- Vadosa | 115 |
| 4.3.3.- Fase 3.- Paragenética (Relleno de conductos con sedimentos y generación de flowstone)..... | 117 |
| 4.3.4.- Fase 4.- Estado actual (Vaciado de conductos y reactivación de conductos)..... | 118 |
| V.- CONCLUSIONES..... | 119 |
| VI.- REFERENCIAS..... | 121 |

Índice de figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1.- Ubicación del área de estudio | 3 |
| Figura 2.- Solubilidad de la calcita y dolomita en soluciones de ácido carbónico en términos de volumen de mineral disuelto. (Modificado de Palmer, 2007)..... | 8 |
| Figura 3.- Gráfica de porcentaje de saturación de calcita en función el pH, obsérvese que el pH aumenta en relación a la cantidad de calcita disuelta. (Modificado de Palmer,2007)..... | 9 |
| Figura 4.- Gráfica de variación de la solubilidad de la calcita y dolomita en función de la temperatura. (Modificado de Palmer, 2007)..... | 9 |
| Figura 5.- Esquema que muestra las partes de un Sistema Kárstico..... | 10 |
| Figura 6.- Clasificación de poljes (Ford y Williams, 2007)..... | 11 |
| Figura 7.- Clasificación de dolinas (modificado de Waltham <i>et al.</i> , 2005)..... | 13 |
| Figura 8.- Secuencia gráfica que muestra la evolución y desarrollo del paisaje kárstico. Inicialmente se tiene una superficie plana que evoluciona a <i>cockpits</i> , <i>fengcong</i> , <i>fengling</i> hasta volver a ser una superficie plana. (Tomado y modificado de Waltham, 2011)..... | 14 |
| Figura 9.- Representación sintética del epikarst en un estado joven donde se muestra la formación de una protodolina (Modificado de Bakalowicz, 2013)..... | 16 |
| Figura 10.- Estructura y morfología de pasajes freáticos (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000) | 20 |
| Figura 11.- Estructura y morfología de pasajes vadosos (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 21 |
| Figura 12.- Esquema de un tubo de desviación con pasaje tipo saca corcho. (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 22 |
| Figura 13.- Tipos de conductos paragenéticos (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 23 |
| Figura 14.- Esquema que muestra la forma de las campanas y pozos de campana (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 24 |
| Figura 15.- Esquema que muestra la forma de las marmitas de gigante (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 24 |
| Figura 16.- a) Perfil longitudinal de scallops y estrias. A es despegue de la capa sublaminar. B es la transmisión de la turbulencia. C Remolino. D Es el área del nuevo despegue del flujo. λ es la longitud de onda del scallop. b) Muestra un paquete de scallops en una superficie de roca, en este caso la dirección del flujo va a la derecha. (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 25 |
| Figura 17.- Zonas diagenéticas de las rocas carbonatadas (Modificado de Armenteros Ildelfonso, 2010)..... | 27 |
| Figura 18.- Morfología de un conducto en un horizonte de inyección con litología que presenta variaciones en la solubilidad. (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)..... | 28 |
| Figura 19.- Mapa de Zonas Kársticas de México. Espinasa-Pereña, 2007..... | 35 |
| Figura 20.- Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos de México (Tomado de Campa y Coney, 1983)..... | 46 |
| Figura 21.- Columna estratigráfica de la Cuenca de Zongolica, modificada de Ortuño <i>et al.</i> , (2003)..... | 48 |
| Figura 22.- Mapa geológico-estructural del sector norte de la Sierra de Zongolica (Tomado y modificado de Salinas-Estrella, 1960; Ortuño <i>et al.</i> , 1992; Eguiluz, <i>et al.</i> , 2000)..... | 49 |
| Figura 23.- Mapa de Rugosidad..... | 52 |
| Figura 24.- Mapa de orden de drenaje..... | 54 |
| Figura 25.- Diagrama de roseta que muestra las tres principales familias de lineamientos de la zona norte de la Sierra de Zongolica..... | 55 |
| Figura 26.- Mapa de morfolineamientos..... | 56 |
| Figura 27.- Mapa de Inclinación del Terreno..... | 57 |
| Figura 28.- Mapa de Energía del Relieve, el óvalo de línea punteada muestra la zona de muy alta energía del relieve..... | 59 |
| Figura 29.- Diagrama de roseta que muestra las principales direcciones de las facetas triangulares determinadas en el área..... | 61 |
| Figura 30.- Mapa de Facetas Triangulares..... | 62 |
| Figura 31.- Mapa de Bloques Morfotectónicos..... | 64 |
| Figura 32.- Diagrama de roseta de los rumbos de las principales fallas inversas en la Sierra de Zongolica, en rojo se muestra la dirección del vector principal (Datos obtenidos por medio de análisis morfométrico)..... | 67 |
| Figura 33.- Diagrama de roseta que muestra los rumbos preferenciales de las fallas laterales principalmente asociadas a la Falla Tequila-Magdalena, en rojo se muestra la dirección del vector principal (Datos obtenidos por medio de análisis morfométrico)..... | 68 |
| Figura 34.- Mapa de Inclinación del Terreno de la zona de Tonalixco..... | 70 |
| Figura 35.- Mapa de Energía del Relieve de la zona de Tonalixco..... | 71 |
| Figura 36.- Columna estratigráfica local, sector Tonalixco..... | 72 |
| Figura 37.- Mapa geológico del área de estudio..... | 73 |
| Figura 38.- Sección A-A´ ubicada en el sector norte del área de estudio..... | 74 |
| Figura 39.- Sección B-B´ ubicada en el sector centro del área de estudio que presenta la proyección..... | 74 |
| Figura 40.- Sección C-C´ ubicada en el sector centro del área de estudio con un rumbo NW-SE..... | 75 |
| Figura 41.- A) Caliza de la Formación Orizaba Packestone-Rudstone, B) Gasterópodos de hasta 5 cm, C) y D) Rudistas...76 | |
| Figura 42.- A y B) Muestra CA-17 que muestra un Packstone de Pelets, Peloides y Foraminíferos. C) y D) Muestra C-20 que corresponde a un Rudstone de (Bioclastos) rudistas, gasterópodos, algas cortoides y pelets, Las fotomicrografías muestran la matriz que cementa los bioclastos..... | 77 |
| Figura 43.- A) Afloramiento de las rocas de la Formación Maltrata en el sector sur del área de estudio, B) Detalle de los estratos de lutita calcárea al NE de la Cueva Ehekatl..... | 79 |
| Figura 44.- A) Foraminífero planctónico, B) Fabricas fenestrales irregulares, C y D) Fracturas tipo vugular-enrejada con esparita..... | 80 |
| Figura 45.- A) Cabalgadura, rocas de la Formación Orizaba sobreyaciendo a las rocas de la Formación Maltrata. B) Lutitas calcáreas de la Formación Maltrata a la base del contacto..... | 80 |

| | |
|--|-----|
| Figura 46.- A) Afloramiento de las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac en el sector sur del área de estudio, la línea negra punteada indica el límite del afloramiento y la cobertura edáfica, B) Detalle de los estratos de lutitas de la Formación Necoxtla-Atoyac..... | 81 |
| Figura 47.- A) Lutita con estilolitos, B) Lutita con cizalla y porosidad secundaria..... | 81 |
| Figura 48.- A) Pliegue similar abierto en rocas de la Formación Maltrata, B) Sigmoides anastomosados con aparente dirección de falla inversa..... | 83 |
| Figura 49.- Estereograma que muestra el plegamiento de las rocas de la formación Maltrata y Necoxtla-Atoyac..... | 84 |
| Figura 50.- A) Sigmoides en las rocas de la Formación Orizaba, B) corrimiento intracapa con sigmoides anastomosados..... | 84 |
| Figura 51.- a) Análisis de lineamientos en la Sierra de Zongolica, b) Fracturas medidas dentro del área de estudio. Obsérvese la relación directa de 4 familias de fracturas..... | 86 |
| Figura 52.- A) Falla normal observada de rumbo N 335° E observada en la carretera Tonalixco- Rafael Delgado, B) Falla normal de rumbo N 60°E observada sobre la carretera Tonalixco-Rafael Delgado..... | 86 |
| Figura 53.- Histograma de frecuencia que muestra la abundancia de estructuras kársticas de la Sierra de Zongolica vs elevación..... | 88 |
| Figura 54.- Mapa del sector norte de la Sierra de Zongolica donde se observan las principales estructuras kársticas y cuevas reportadas hasta el momento. Todas las cuevas suman un total de 147 (Información proporcionada por Sprouse, 2016), el polígono azul indica las microcuencas que funcionan como zonas de captación dispersa y puntual, en polígono verde las zonas de descarga y que a su vez funciona como recarga intermedia con comportamiento endorreico, las flechas blancas indican la dirección del flujo de agua superficial..... | 89 |
| Figura 55.- Dolinas de hasta 10 metros en el sector NE del área de estudio..... | 90 |
| Fotografía 56.- Micro polje estructural A) Fotografía que muestra el relleno de la estructura con sedimentos, B) Ubicación de las fallas que generan la estructura y cuevas..... | 90 |
| Figura 57.- A) Vúgulos rellenos de sedimento, B) Griekarren cubierto de sedimento, C y D) Roundkarren expuesto..... | 91 |
| Figura 58.- A) Pináculos ubicados a unos 40 metros al SW de la entrada de la Cueva Atl, B) Pináculos observados al sur de Sumidero Colohuas, ambos derivados de griekarren cubierto..... | 92 |
| Figura 59.- A) Fracturas con relleno de sedimento arcilloso paralelas a la falla de dirección 60°, B) Paleokarst con espeleotemas expuestos, C) Fragmento de <i>flowstone</i> ubicado en la fotografía B como Esp. A, D) <i>Flowstone</i> ubicado en la fotografía B como Esp. B, E) Conducto freático expuesto con columnas en su interior, F) Conducto freático en un horizonte de inyección..... | 94 |
| Figura 60.- A) Diagrama de roseta de todas las direcciones de los conductos de la Cueva Atl, B) Diagrama de roseta de conductos freáticos de la Cueva Atl, C) Diagrama de roseta de conductos vadosos de la Cueva Atl..... | 96 |
| Figura 61.- Mapa en vista de planta de la Cueva Atl..... | 97 |
| Figura 62.- Mapa en vista perfil de la Cueva Atl..... | 98 |
| Figura 63.- Secciones transversales de la Cueva Atl..... | 99 |
| Figura 64.- A) Estereograma de estratificación dentro de la Cueva Atl, B) Estereograma de las principales fracturas dentro de la Cueva Atl..... | 99 |
| Figura 65.- A) Entrada de la Cueva Atl, en amarillo conducto freático, en rojo conducto incisivo, B) Pasaje de los scallops, donde se observa, dos fases una paleo-freática y una fase paragenética, C) Conducto en la Galería de Angy donde se observa un conducto paleo-freático, sedimento a la base y un desarrollo paragenético. D) Horizonte de inyección en el Pasaje de los scallops con una zona clara de foliación por plano de falla inversa, E) Conducto freático evolucionado con un conducto vadoso que se relleno y generó paragénesis en la parte superior en la zona de “El potro”..... | 101 |
| Figura 66.- Longitud de pasajes de acuerdo con su orientación, A) Conductos Freáticos, B) Conductos Vadosos..... | 102 |
| Figura 67.- A) Conducto vertical de tipo vadoso de 23 metros en el sector NE de la cueva, B) Base del conducto vadoso de 23 metros, C) Relleno de sedimento con erosión piramidal tipo hoodoo, D) Conducto vertical tipo vadoso de 10 metros de altura, E) Sala del Karren con estructuras de <i>ripenkarren</i> y <i>scallops</i> , F) Cañón meándrico confinado en pasaje vertical de 7 metros en el sector SW de la Cueva Atl, G) Conductos vadosos en la zona de cañón meándrico, H) Pasaje vertical de 21 metros en la zona de cañón meándrico, I) Conducto vertical de tipo vadoso de 3 metros al final de la zona de cañón meándrico..... | 104 |
| Figura 68.- A) Paragénesis en la entrada del “Pasaje de los <i>Scallops</i> ”, B) Evidencias de paragénesis en la parte intermedia del “Pasaje de los <i>Scallops</i> ”..... | 105 |
| Figura 69.- A) “Pasaje de los scallops” visto desde “El crucero” donde se observa claramente la fase paragenética del conducto, B) Intercalación de sedimentos y corteza estalagmítica en el “Pasaje de los <i>Scallops</i> ”, C) Grietas rellena de sedimentos en la sección “El Crucero”, D) Conducto paragenético antes de la “Galería del Niño” donde se observa un nivel máximo de sedimentación de 1 metro, E) Conducto paragenético en la zona de “El potro” con un nivel máximo de sedimentación de 1.2 metros..... | 106 |
| Figura 70.- Galerías accesibles en el año 2016, A) Conducto vadoso accesible en la parte inferior de “El crucero”, en amarillo se observa el antiguo nivel de sedimentos, B) Conducto vertical de 6 metros en el fondo del brazo de “El potro”, C) Brazo de “El potro” con un descenso del nivel del suelo de 15 cm, D) Conducto vertical de 4 metros en la sección inferior de “El crucero”, E) Paso estrecho del brazo de “El potro”..... | 107 |
| Figura 71.- Comparación de las diferentes familias de debilidades con las tendencias de desarrollo de los conductos de la Cueva Atl..... | 112 |
| Figura 72.- Pasaje de los Balones A) Etapa 1.- freático, B) Etapa 1.- Freática-Incisivo C) Conducto con relleno de sedimentos, D) Etapa 4.- estado actual, E) Modelo 3D y su relación genética con la estratificación y las diferentes familias de fracturas. Pasaje de los <i>Scallops</i> . F) Etapa 1.- freático-incisivo, G) Relleno y paragénesis, H) Máximo relleno y depósito de espeleotemas, I) Estado Actual..... | 114 |
| Figura 73.- Cañón meándrico A) Protocontactos en dos sistemas de fracturas diferentes, B) ampliación de conductos vadosos y relleno con sedimentos, C) Máximo nivel de relleno de sedimento, D) Estado actual, cañón meándrico, E) Modelo 3D y su relación genética con las diferentes familias de fracturas..... | 116 |

Índice de tablas

| | |
|---|----|
| Tabla 1.- Clasificación de formas tipo karren, en color azul se muestran las principales formas tipo karren y en color gris se muestran las formas de escalas mayores. Tomado y modificado de Gines <i>et al.</i> (2009)..... | 15 |
| Tabla 2.- Mayores estados tectónicos y geodinámicos determinados con el software "Thrustpack" de modelado cinemático frontal. (Ortuño <i>et al.</i> , 2003)..... | 82 |
| Tabla 3.- Inventario de cuevas y sótanos del sector Tonalixco-Rafael Delgado..... | 93 |

RESUMEN

La información que aportan los sistemas kársticos es de gran importancia para el entendimiento de diferentes procesos geológicos que actúan en las rocas solubles. Algunos trabajos demuestran que el desarrollo del karst está ligado a condiciones geológico-estructurales específicas, las cuales, están en constante modificación a lo largo de la evolución geológica de cada área.

El desarrollo de sistemas kársticos en México tiene diferentes orígenes, tal es el caso del sector SE del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) constituido por diferentes secuencias de rocas carbonatadas. Este trabajo se enfoca en el estudio de la configuración geológico-estructural, la geomorfología y su influencia en la génesis de la Cueva Atl, la cual presenta rasgos morfológicos excepcionales que permiten caracterizar una cueva multinivel en zonas de karst telogenético, de la Sierra de Zongolica, Veracruz.

Los resultados obtenidos en este estudio revelan que, de manera regional, el desarrollo del karst se asocia a rocas de las formaciones Orizaba (Albiano-Cenomaniano) y Guzmantla (Turoniano-Coniaciano) con una fuerte influencia de las condiciones estructurales dadas por fallas inversas, así como cabalgaduras de dirección N150° y fallas laterales de direcciones N45°-55°, N60°-70° relacionadas con diferentes eventos de deformación. En su conjunto, estos elementos tienen una expresión clara en la geomorfología que configura el paisaje kárstico. Estructuras como dolinas, uvalas y poljes asociadas a zonas de captación, revelan una fuerte karstificación, mientras que la mayoría de las cuevas están distribuidas en puntos específicos de ruptura por falla que indican una fuerte influencia de la geología estructural.

Por otra parte, la elaboración de un modelo espeleogenético mediante el análisis de conductos que integran la Cueva Atl, reveló la dirección que presentan las cuatro fases evolutivas de tipo: Freático-incisiva, Vadosa, Paragenética y Estado actual (Vadosa-Incisiva) que claramente corresponden con las condiciones geológico-estructurales regionales. En conjunto, estas características favorecen la transmisión de agua de zonas de recarga y descarga por medio del desarrollo de cuevas multinivel.

Con este trabajo se comprueba la efectividad del uso de diferentes herramientas y metodologías aplicadas al conocimiento del karst mexicano en zonas deformadas como es el (CPCM).

Palabras clave: Geomorfología kárstica, Configuración estructural, Espeleogénesis, Cueva Atl, Karst epigenético, Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.

ABSTRACT

Karst systems provide important information to understand different geological process in soluble rocks. Some investigations show specific geological and structural conditions linked to karst development and its constant modification across the geologic evolution.

Mexican karst systems have different origins such as the SE sector of the Mexican Fold-Thrust Belt (MFTB), which is composed of Mesozoic carbonate rocks. This work is focused on the geological-structural and geomorphological configuration and its relation to Atl Cave as an example of multilevel caves of telogenetic karst zones in Sierra de Zongolica, Veracruz.

Obtained data show that regional karstification is associated to Orizaba (Albian-Cenomanian age) and Guzmantla (Turonian-Coniacian age) formations, coupled with structural conditions related to reverse and thrust faulting (N150°) and dextral and sinistral strike-slip faulting (N45°-55°, N60°-70°) related to different deformation events. Karst structures like dolines, uvaes and poljes are linked to absorption zones and high karstification, while different faults with specific rupture points favor multilevel cave development.

On other hand, the spelogenetic model of Atl Cave conduits reveals the main directions of four evolutive faces: Phreatic-Incise; Vadose; Paragenetic; and actual stage (Vadose-Incise) these correspond to regional geologic and structural conditions. Together, the aforementioned features favor the development of multilevel caves and their influence on water transmission in recharge and discharge zones.

This work proves the use and effectiveness of different tools and methodologies applied to the MFTB areas with karst development.

Key words: Karst Geomorphology, Structural Configuration, Speleogenesis, Atl Cave, Telogenetic Karst, Mexican Fold-Thrust Belt.

I.- GENERALIDADES

1.1.- Introducción

Alrededor del 20% de la superficie terrestre pertenece a rocas carbonatadas que son susceptibles a la karstificación, en estas zonas vive entre el 20%-25% de la población mundial (Ford y Williams, 2000) estos factores generan que el estudio del karst sea de suma importancia en la exploración y entendimiento de la dinámica de los recursos hídricos.

En las últimas décadas, estos estudios han tomado fuerza a nivel mundial debido a que aportan información detallada en cuanto a eventos neotectónicos, cambios en las características hidrológicas y cambios climáticos principalmente del Cuaternario (De Waele et al., 2009). Estos estudios han sido beneficiados con los avances en la tecnología y técnicas que se implementan en su estudio, brindando mejores resultados con el fin de entender la evolución de estos sistemas (Piccini, 2011).

Cada zona kárstica presenta características particulares que influyen en su desarrollo, algunas de ellas son: la ubicación geográfica, los diferentes ambientes geológicos, el clima o la cantidad de agua presente, entre otros, estos factores al conjugarse generan diferentes tipos de karst.

En México el 20% de la superficie está dominado por rocas carbonatadas y por ende procesos kársticos (Espinasa-Pereña, 1990), que abarcan zonas como la plataforma de Yucatán donde el karst eogenético es abundante, mientras que en la Sierra Madre de Chiapas (SMCh), Sierra Madre del Sur (SMS) y principalmente Sierra Madre Oriental (SMO) existen sistemas de karst epigenético y menormente karst hipogenético.

La (SMO) es un rasgo orográfico formado por un macizo montañoso ubicado al este de la República Mexicana, esta cadena de montañas presenta elevaciones mayores a los 2500 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m) (Tamayo, 1941; Raiz, 1959, Álvarez, 1961) y geológicamente se conoce como Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de México (CPCM) definido por Campa y Coney (1984).

De acuerdo con Ortuño *et al.*, (1992) desde el punto de vista morfoestructural la SMO presenta una prolongación hacia el sector SE del país donde toma el nombre de Sierra de

I.- GENERALIDADES

Juárez ubicada al SE del Cinturón Volcánico Transmexicano. En esta zona existen tres entidades morfogeográficas denominadas: Sierra de Zongolica, Sierra Mazateca y Sierra Tlacuiloltecátl, que en su conjunto constituyen la Provincia Geológica denominada Cuenca Mesozoica de Zongolica (CMZ).

Los procesos kársticos en zonas como estas que están dominadas por pliegues y cabalgaduras tienen origen en las estructuras heredadas que actuaron o actúan en este tipo de ambientes, guiando el agua y la disolución, dejando rasgos característicos en el desarrollo y evolución del paisaje, algunos de estos rasgos, por ejemplo; las terrazas fluviales, llegan a borrarse debido a los procesos de intemperismo y erosión (Häuselmann, 2013), no obstante, dichos cambios quedan conservados en el endokarst en forma de conductos los cuales, pueden ser estudiados para realizar reconstrucciones, entender su funcionamiento, así como su relación con la geomorfología.

La zona norte de la Sierra de Zongolica presenta rasgos geomorfológicos que pueden ayudar a realizar las primeras interpretaciones en cuanto a su evolución y su relación con el desarrollo del karst.

I.- GENERALIDADES

1.1.1.- Ubicación del área de estudio

El área de estudio se localiza en el sector E de la República Mexicana y en el sector N de la Sierra de Zongolica en el estado de Veracruz, sus límites presentan las coordenadas UTM 691182 a 712605 E y de 2061752 a 2085635 N con un área de 511 km² (Figura 1).

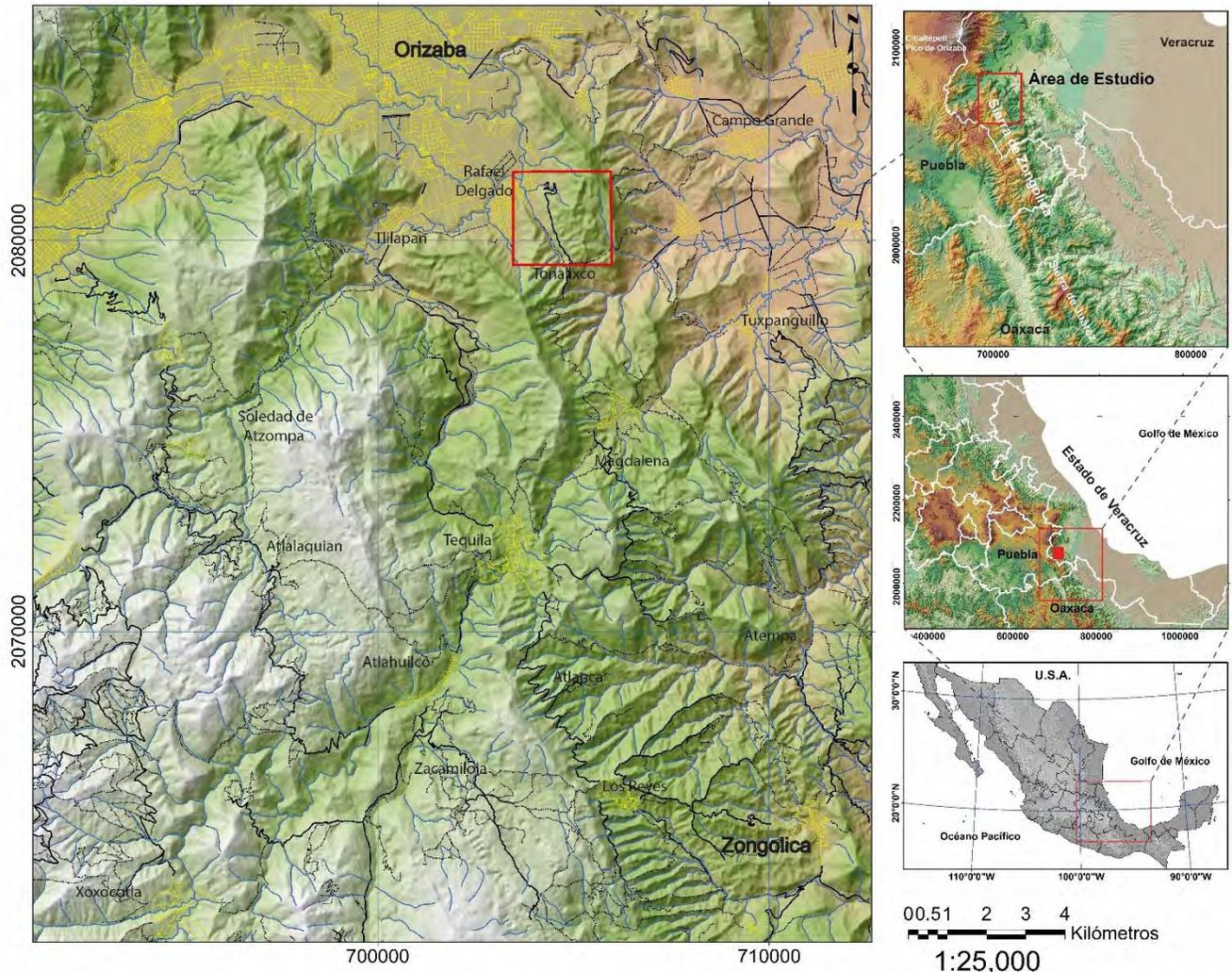


Figura 1.- Ubicación del área de estudio

Según INEGI (2015) esta zona pertenece a la Sierra Madre del Sur, Ortuño *et al.*, (1992) menciona que debido a sus características geológicas pertenece a una extensión de la Sierra Madre Oriental conformada por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de México, (Campa y Coney, 1984). Tectonoestratigráficamente el área se ubica en el Terreno Maya (Campa y Coney, 1984; Sedlock *et al.*, 1993).

Esta cadena montañosa se extiende desde la ciudad de Orizaba hacia el poblado de Zongolica y llega al estado de Puebla donde recibe el nombre de Sierra Negra, más al SE en el estado de Oaxaca se le conoce con el nombre Sierra Mazateca.

1.1.2.- Planteamiento del problema

En México existen una gran cantidad de sistemas kársticos de origen epigenético que no han sido estudiados ni descritos. La génesis de estos sistemas está estrechamente ligada a la historia evolutiva del paisaje actual, ya que su desarrollo está directamente ligada a los rasgos heredados por las diferentes etapas en la evolución tectónica de una zona en específico.

Sin embargo, se desconoce la relación que existe en la configuración, así como las etapas evolutivas de cuevas multinivel en este tipo de ambientes.

1.1.3.- Justificación

El estudio espeleogenético de la Cueva Atl y su comparación con las características geológico-estructurales de la zona, aportará información valiosa para entender el desarrollo de sistemas kársticos en la Sierra de Zongolica, debido a que estos sistemas tienen una relación muy estrecha con las debilidades generadas por levantamientos tectónicos, pliegues, fallas y cabalgaduras. Estos sistemas también guardan información de los cambios de nivel de base del agua a lo largo de su evolución.

En ocasiones las evidencias superficiales de estos cambios se borran de la expresión topográfica debido a los agentes erosivos, por lo tanto, este estudio aportará información sobre la evolución geológica de la zona y su relación directa con el karst.

1.1.4.- Hipótesis

La configuración estructural de la zona norte de la Sierra de Zongolica, así como la zona de Tonalixco, presentan gran cantidad de fracturas y fallas que al combinarse aumentan la porosidad secundaria del macizo rocoso, generando una gran cantidad de puntos de intersección o inyección favorables para el desarrollo de karst.

La Cueva Atl presenta un origen epigenético. Su entrada se ubica en un punto estratégico donde convergen varios sistemas de fallas y fracturas, por lo que en este trabajo se

pretende demostrar la relación que existe de las tendencias estructurales regionales y locales con la configuración del karst, así como su influencia en los cambios del nivel de base local.

1.1.5.- Objetivos

Realizar un estudio integrativo que aporte información sobre la relación de la configuración estructural, sus expresiones en la geomorfología kárstica y su influencia en la génesis y evolución de sistemas kársticos: Cueva Atl como caso de estudio.

Objetivos específicos

- Determinar las características geomorfológicas a escala regional mediante la elaboración de un análisis morfométrico escala 1:25,000, que permita esclarecer las características estructurales que influyen en el desarrollo de cuevas en el sector norte de la Sierra de Zongolica.
- Establecer las relaciones estratigráficas y estructurales en el área de Tonalixco mediante una cartografía geológica escala 1:2000.
- Elaborar la topografía a detalle de la Cueva Atl a escala 1:200, para analizar sus características morfológicas y realizar su evolución espeleogenética.
- Comparar las tendencias de desarrollo freático y vadoso con sistemas de debilidades presentes en el macizo rocoso.

1.2.- Marco Teórico

Los acuíferos en rocas calizas representan alrededor del 20-25% del agua dulce disponible para la población mundial (Ford y Williams, 2007). El agua que alimenta este tipo de acuíferos es transportada por conductos que alimentan el nivel freático.

Una cueva es un espacio vacío formado de manera natural y por la cual un ser humano puede acceder. La ciencia que estudia las cuevas es la *espeleología*, del griego *spelaiion* que significa cueva y *logos* que significa estudio, esta disciplina fue implementada por el francés Eduard Alfred Martel (1859-1938) (Palmer, 2007). Es necesario diferenciar esta ciencia del Espeleismo, el cual se enfoca solo en las actividades de carácter deportivo dentro de las cuevas.

1.2.1.- Definición de karst

Término que proviene de la meseta Kräs de Eslovenia, contigua a Italia (Carso) y fue propuesto por el geógrafo serbio Jovan Cvijić en 1893, Lugo (2015).

Karst es el término utilizado para describir un estilo especial de paisaje que contiene cavidades o cuevas y extensos sistemas de agua subterránea que se desarrollan especialmente en rocas solubles como la caliza, mármol y yeso (Ford y Williams, 2007). El proceso que origina este paisaje se le llama *karstificación* que de acuerdo con Lugo (2015), es el conjunto de procesos de la formación y evolución de las formas kársticas superficiales y subterráneas de una región.

La disciplina científica que estudia las formas y los procesos del karst se denomina *karstología* (Lugo, 2015).

1.2.2.- Disolución de la roca caliza en medios kársticos

La mayoría de sistemas kársticos se localizan en rocas calizas o dolomías que están constituidos por calcita (CaCO_3) o dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_2)_3$. Estos minerales son muy poco solubles en agua, por ejemplo, en el agua destilada la cual no presenta gases disueltos como el CO_2 , apenas llega a disolver de 12 a 14 ppm de calcita a una temperatura de 25 °C. (Ford y Williams, 2007; Palmer, 2007)

I.- GENERALIDADES

Existen factores importantes que generan que el agua tenga mayor o menor capacidad de disolver o de adquirir carbonatos, estos son: la cantidad de agua y la cantidad de CO₂ disponible ya sea de la atmósfera, pero mayormente de diferentes procesos que ocurren en la zona edáfica. El CO₂ presente en esta zona se mide en presión parcial (**P_{CO2}**) al combinarse influye directamente en el pH del agua que entrará en el sistema.

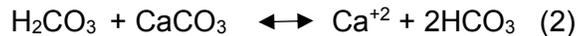
Estos tres factores generan una serie de reacciones propuestas por Ford y Williams (2007) que a continuación se muestran.

Inicialmente la roca caliza con minerales de calcita (CaCO₃) interactúa con agua ya sea de lluvia, ríos o lagos H₂O y dióxido de carbono de la atmósfera CO₂ así como de la zona edáfica CO_{2(aq)}.

En la zona edáfica el CO₂ se combina con el agua y genera ácido carbónico.



Al entrar en contacto con la roca caliza el ataque químico disuelve a la roca lo que genera que se libere calcio y dos moléculas de bicarbonato.



La cantidad de calcita que se puede disolver está limitada por la concentración de los iones de Ca⁺² y CO₃²⁻ el cual proviene de la disociación del bicarbonato (HCO₃⁻).



La solubilidad de la calcita y la dolomita depende de los valores de P_{CO2}, por ejemplo: los valores de P_{CO2} en el aire es de ~0.00038 atm lo que disuelve alrededor de 50-70 ppm de calcita que equivale a 0.018-0.026 cm³ / litro (esto dependiendo de la temperatura), por otra parte la P_{CO2} en el suelo es mayor con 0.01-0.1 atm y disuelve 200-450 ppm de calcita que equivale a 0.07-0.17 cm³ / litro. Esta es la razón por la que el agua subterránea genera karst tan fácilmente (Palmer, 2007). (Figura 2)

I.- GENERALIDADES

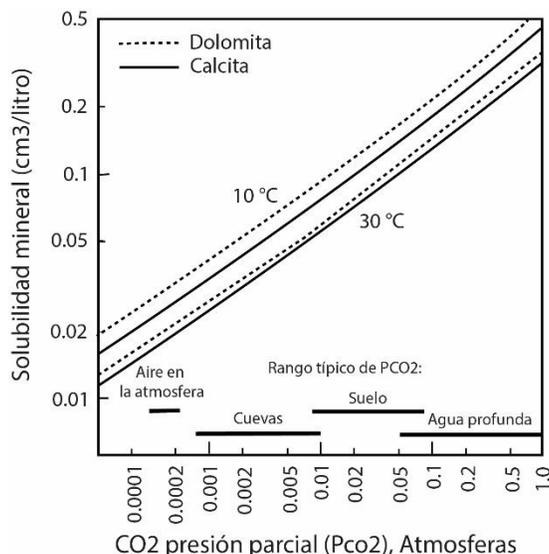


Figura 2.- Solubilidad de la calcita y dolomita en soluciones de ácido carbónico en términos de volumen de mineral disuelto. (Modificado de Palmer, 2007)

El pH en el agua es medido como las concentraciones de H⁺ que indican la cantidad de acidificación del agua (Palmer, 2007), más precisamente el pH indica la actividad o concentración efectiva del H⁺. La escala de pH parte de un rango de 0 que es el punto más ácido a 14 el cual es punto básico, siendo 7 el punto neutro. La concentración más baja de H⁺ en medios kársticos es de 4.5-4.8, en este punto la calcita se disuelve mientras el pH aumenta hasta llegar al punto neutro con un pH de 7 donde la atracción del H⁺ y el CO₃⁻ sigue siendo muy fuerte y puede llegar hasta un pH ligeramente básico de 8 (Palmer, 2007). (Figura 3)

El pH depende principalmente de las concentraciones de dióxido de carbono, calcita y/o dolomita disuelta en el agua.

Dentro de los sistemas kársticos se pueden tener aportes de agua provenientes de diferentes puntos, esto genera que la mezcla de agua con diferente temperatura genere un efecto negativo en la disolución. Las concentraciones de saturación de minerales de carbonato disueltos aumentan debido a que su relación al aumentar la temperatura hace que disminuya la solubilidad, esto debido a que el agua al tener diferente temperatura presenta diferentes concentraciones de CO₂ (Palmer, 2007). (Figura 4)

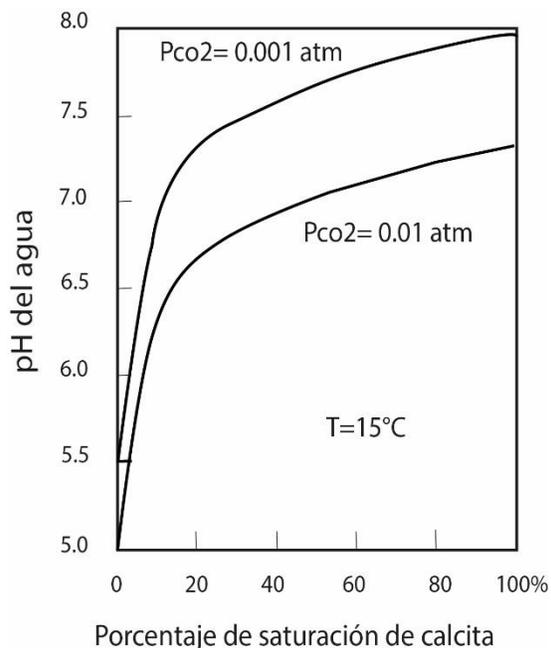


Figura 3.- Gráfica de porcentaje de saturación de calcita en función el pH, obsérvese que el pH aumenta en relación a la cantidad de calcita disuelta. (Modificado de Palmer, 2007).

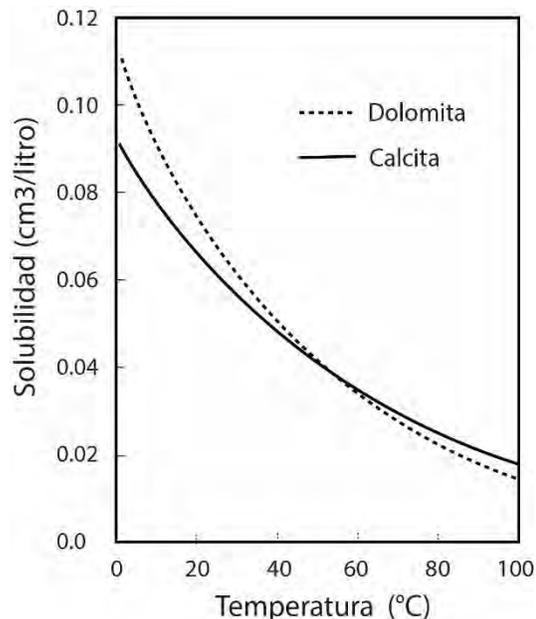


Figura 4.- Gráfica de variación de la solubilidad de la calcita y dolomita en función de la temperatura. (Modificado de Palmer, 2007).

1.2.3.- Partes de un sistema kárstico

El sistema kárstico es un conjunto de zonas que presentan características y funcionamiento particular, se compone de dos partes: el **exokarst** (parte externa), que presenta una zona de transición denominada **epikarst** y el **endokarst**, que se refiere a las estructuras generadas en la parte interna (Ford y Williams, 2007). (Figura 5)

Exokarst

De acuerdo con Ford y Williams (2007) es un conjunto de rasgos y características kársticas desarrollados en superficie, mientras que Palmer (2007) denomina exokarst a las características que se desarrollan en la superficie de un sistema kárstico en interacción con los procesos atmosféricos, el agua meteórica y los procesos edáficos. Esta zona es el lugar más favorable para desarrollar disolución, generación de conductos y otras formas kársticas donde la roca soluble está expuesta en la superficie cubierta o no por el suelo. (Figura 5)

En esta zona se generan estructuras de kilómetros (km) como los Poljes hasta estructuras pequeñas que llegan a medir milímetros (mm) un ejemplo son las estructuras tipo karren.

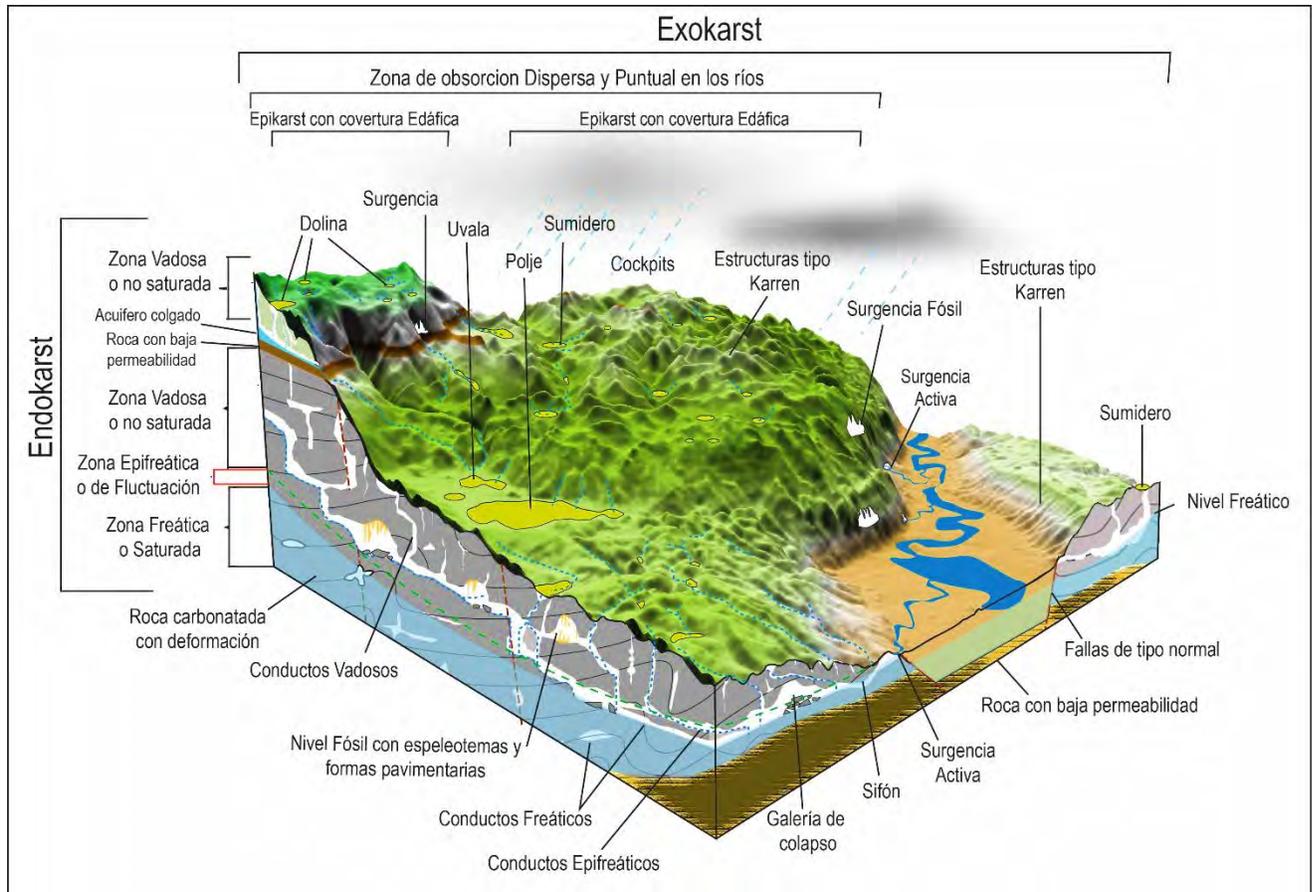


Figura 5.- Esquema que muestra las partes de un Sistema Kárstico.

Macro estructuras

A continuación, se definen y describen brevemente las principales macroestructuras típicas del relieve kárstico.

Polje: La palabra proviene de idiomas eslavos y se refiere a una amplia superficie kárstica con fondo plano, delimitada por laderas empinadas y longitud que puede ser de kilómetros, estas estructuras presentan desagüe endorreico. El Polje puede ser seco, tener un curso de agua o estar inundado de forma permanente o temporal (Lugo, 2015).

De acuerdo con Ford y Williams (2007) los poljes pueden ser de tres tipos:

- » **Polje de borde:** El cual es un polje delimitado por entrada de agua que fluctúa y que es de tipo alogénica (que viene de otro lugar) ya sea de rocas kársticas o no kársticas.

- » *Polje estructural*: Son otro tipo de expresión que están asociados a fallas principalmente que afectan a diversas litologías siendo el punto de recarga del acuífero una roca kárstica.

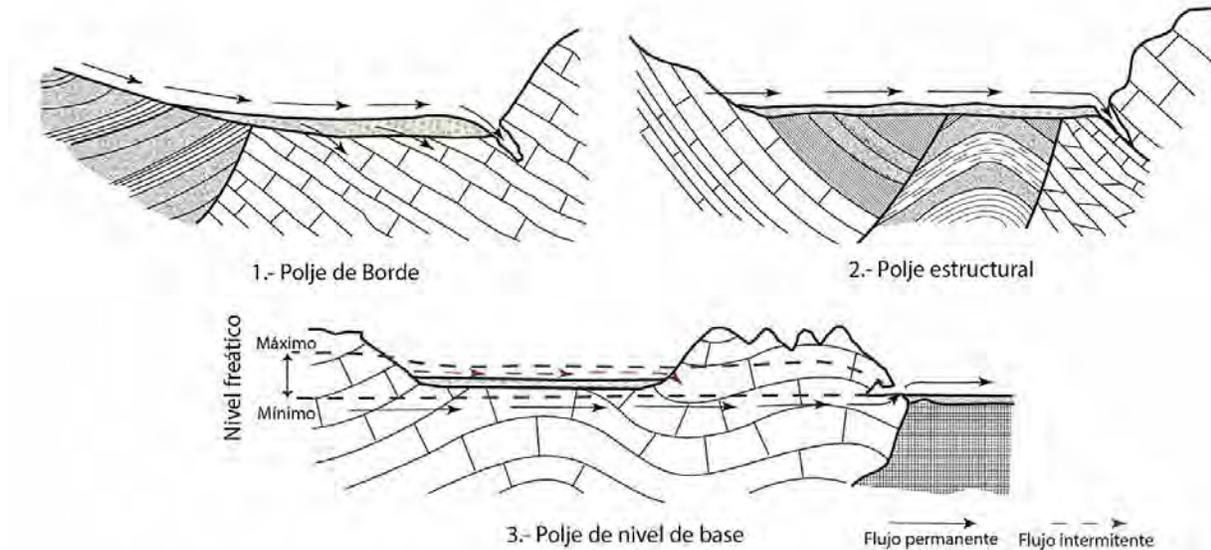


Figura 6.- Clasificación de poljes (Ford y Williams, 2007)

- » *Polje de nivel de base*: Se generan por el dominio del nivel freático y la zona epifreática generando ventanas kársticas y valles debido a que no dependen de recargas alogénicas ni del control estructural si no que es por recargas autigénicas (recargas que se dan muy cerca o en el sitio) que controlan el nivel freático, así como el tiempo. (Figura 6)

Uvala: Es una depresión kárstica cerrada, de cientos de metros a pocos kilómetros, con fondo accidentado y su origen es por coalescencia de dos o más dolinas (Lugo, 2015). Tienen fondo ondulado o plano en dependencia del tipo de dolinas que se haya unido y la acumulación de sedimentos es rara. Siempre se encuentran por encima del nivel de base (Ćalić, 2011). (Figura 5)

Dolina: Forma negativa del relieve kárstico, en plano es de forma circular o elíptica, con un diámetro menor a 500 metros mayor que su profundidad; en sección transversal presentan forma de embudo con fondo plano (Lugo, 2015).

I.- GENERALIDADES

Las dolinas se forman principalmente por la fuerza centrípeta del agua dejando una forma negativa en el paisaje, en algunas partes del mundo se utiliza el término *Sinkhole* de manera más específica para las estructuras generadas por un hundimiento o colapso de roca.

De acuerdo con Waltham *et al.*, (2005) existen seis tipos de dolinas que se diferencian por sus características genéticas que a continuación se describen.

a).- Dolinas de disolución.- Se originan por la fuerza centrípeta del agua en zonas donde convergen dos fracturas, pueden llegar a tener hasta 1000 m de diámetro y 100 m de profundidad.

b). - Dolinas de colapso. - En estas dolinas influye la gravedad y la estratigrafía ya que las galerías generan colapsos que pueden llegar hasta la superficie, estas estructuras pueden tener 300 metros de diámetro y 100 de profundidad.

c). - Dolinas de hundimiento. - Se forman en zonas de roca caliza que previamente ha sido disuelta o que presenta conductos que evolucionan pero que está cubierta por capas cohesivas del suelo donde el agua de lluvia se filtra. El rápido hundimiento ocurre cuando la carga de sedimento aumenta ayudado por el agua e invaden los conductos en la roca caliza (Drumm *et al.*, 1990; Tharp, 1999) estas estructuras pueden medir 300 metros de diámetro y hasta 100 de profundidad (Waltham *et al.*, 2005).

d). - Dolina Sepultada. - Se forman donde anteriormente existía una dolina pero que por cambios de ambiente se rellenan de residuos o sedimentos, la expresión topográfica ocurre debido a la compactación del relleno (Bezuidenhout y Enslin, 1970; Brink, 1984), estas estructuras pueden medir 50 metros de diámetro y 10 metros de profundidad.

e). - Dolina de colapso de capas no kársticas. - Estas dolinas son similares a las dolinas de colapso donde existe una roca caliza con desarrollo kárstico, a diferencia que presenta una cubierta por una roca sello insoluble (Thomas, 1974), puede tener 300 metros de diámetro y 100 de profundidad.

f). - Dolinas de sofusión. - Se forman en la cobertura no cohesiva del suelo donde el agua de lluvia lava el sedimento y se filtra por las fisuras estables de la caliza con conductos

desarrollados, pueden llegar a medir 50 metros de diámetro y hasta 10 de profundidad. (Waltham *et al.*, 2005). (Figura 7)

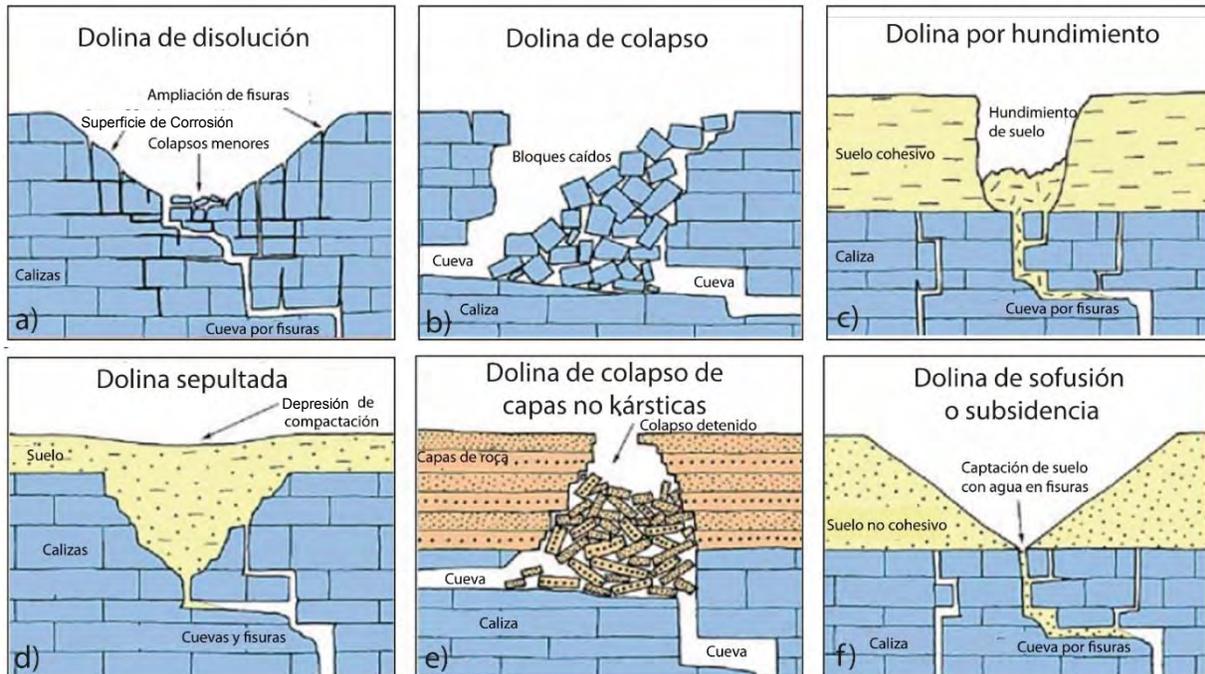


Figura 7.- Clasificación de dolinas (modificado de Waltham *et al.*, 2005).

En algunas partes del mundo como en el sur de China estas estructuras llegan a tener 600 metros (m) de largo, 450 m de ancho y 600 m de profundidad, estas estructuras reciben el nombre de *Tiankeng* y son una de las estructuras kársticas más grandes del mundo (Zhongcheng, 2015).

En algunos países como Puerto Rico, Vietnam y sur de China existen morfologías positivas que resaltan y caracterizan este tipo de paisaje kárstico, estas estructuras tienen condiciones específicas en su génesis, de manera general se clasifican en tres tipos; *cockpits*, *fengcong* y *fengling*, su origen está ligado con dolinas de hundimiento en zonas con condiciones específicas como poca deformación tectónica, clima tropical a subtropical y descenso del nivel de base del agua Waltham (2008).

De acuerdo con Ford y Williams (2007) los *cockpits* son generados por depresiones kársticas como dolinas que se encuentran muy cerca una de otra provocando colapsos y dejando colinas residuales que en su expresión topográfica generan forma de estrella.

Los *fengcong* y karst cónico es similar al *cockpit* pero a mayor escala que puede llegar a tener de 30 a 300 metros de altura y pendientes entre 45° a 60°, por último los *fengling* o torres kársticas son estructuras que llegan a tener hasta 200 metros de altura y pendientes mayores a 75°, estas estructuras comúnmente se encuentra en los valles y están rodeadas de sedimentos, dejando solo una torre de roca expuesta Waltham, (2008). (Figura 8)

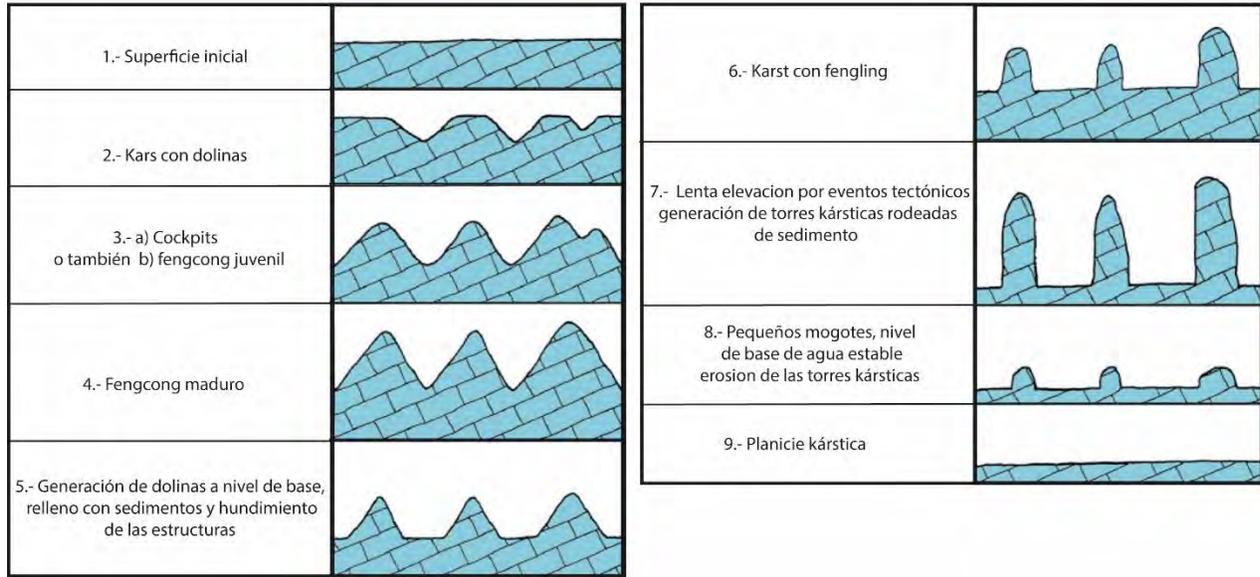


Figura 8.- Secuencia gráfica que muestra la evolución y desarrollo del paisaje kárstico. Inicialmente se tiene una superficie plana que evoluciona a *cockpits*, *fengcong*, *fengling* hasta volver a ser una superficie plana. (Tomado y modificado de Waltham, 2011)

Estructuras de Karren

El término karren fue implementado por Eckert (1898, 1902) quien estudió el desarrollo del *karren* y el papel de las plantas en su desarrollo, en estos estudios Eckert utiliza los términos *karren* que proviene del vocablo alemán (Veress, 2007) y *lapiaz* que proviene del latín que significa *piedra Lugo* (2015).

El karren está presente en todos los entornos, pero principalmente en montañas de Sistemas Alpinos. La investigación del karren es importante tanto conceptual como en aspectos prácticos ya que dan información importante sobre los datos de cantidad y tipo de karstificación.

I.- GENERALIDADES

| Agentes de disolución | Formas tipo Karren | | | | | | | | Sinónimos | | |
|------------------------------------|-------------------------|---|---|---|------------------------|--------------------|------------------------------|--------|---------------------------------------|-------------------------------|---|
| Biokarstico | Borings o Perforaciones | | | | | | | | | | |
| Mojado | | Microcanales irregulares generados por agua ácida | Rainpits | Rallenkarren | Canales de disolución | | | | | | |
| Películas de agua diminutas | | | | | | | | | Rillensteine | | |
| Lavado de tormenta | | | | | | | | | Pozos de disolución | | |
| Lluvia directa | | | | | | | | | Estrías de disolución | | |
| Flujo de agua canalizado | | | | | Canales de decantación | Canales meándricos | Wallkarren o Karren de pared | | Rinnenkarren | | |
| | | | | | | | | | Wandkarren | | |
| Agua estancada | | | | Kamenitza | | | | | Meanderkarren | | |
| Flujo de agua de lavado en láminas | | Patrones de desague | Solution ripples o ondulaciones de disolución | Solution bevels o biseles de disolución | Tritkarren | | | | Solution pans o cauelas de disolución | | |
| | | | | Ausgleichflächen | | | | | | | |
| Fusión de la Nieve | | | | Trichterkarren | Bordes afilados | | | | Heelsteps o hueyas de talón | | |
| Fusion del hielo | | | | | Canales de decantación | Canales meándricos | | | Funnel karren o karren de embudo | | |
| | | | | | | | | | Bordes dentados | | |
| Infiltración | | | | | | | | | Meanderkarren | | |
| Percolación del agua del suelo | | | | Smooth surfaces o Superficies lisas | Roundkarren | | | | Kluftkarren | | |
| | | | | | | | | | Rounded runnels o canales redondeados | | |
| Procesos Complejos | | | | Tubos de subsuelo | Huecos de subsuelo | Cortadores | Canales socabados | | Bodened runnel, karren subcutáneo | | |
| | | | | | | | | | Hohlkarren o karren hueco | | |
| Procesos Complejos | | | | | | | | | Flachkarren o karren de piso | | |
| | | | | | | | | | Dolinas | Uvalas, Poljes | Spitzkarren y karrenfeld o campos de karren |
| | | | | | | | | | | Tiankeng | |
| | | | | | | | | | Pináculos | Pináculos de campos kársticos | Caliza pavimentaria |
| | | | | | | | | | Cockpits | | |
| Fengcong y Fengling | Bosque de rocas | | | | | | | | | | |
| Fengcong y Fengling | Karst detenido | | | | | | | | | | |
| Tamaño | 0-1 mm | 1 mm-1 cm | 1-10 cm | 10 cm - 1 m | 1 - 10 m | 10 - 100 m | 100 m - 1 km | > 1 km | Lapiaz | | |

Tabla 1.- Clasificación de formas tipo karren, en color azul se muestran las principales formas tipo karren y en color gris se muestran las formas de escalas mayores. Tomado y modificado de Gines *et al.* (2009)

Estas estructuras tienen diferentes escalas lo que representan condiciones diferentes en su génesis y evolución, por lo cual, su estudio permite entender los procesos kársticos presentes y antiguos Veress (2007).

A continuación, se muestra una tabla que describe brevemente las formas tipo karren, sus factores que los forman y algunos sinónimos utilizados en diversas literaturas, esto debido a que existen diversos nombres y en ocasiones no hay traducciones al español de los términos (Tabla 1).

Epikarst

Este término es una generalización del concepto de acuífero epikárstico el cual es la parte menos profunda y superficial de las zonas kársticas. En esta zona el clima, las raíces de los árboles, así como los procesos kársticos fracturan y agrandan conductos en la roca creando una zona más permeable y porosa (Bakalowicz, 2013). (Figura 9)

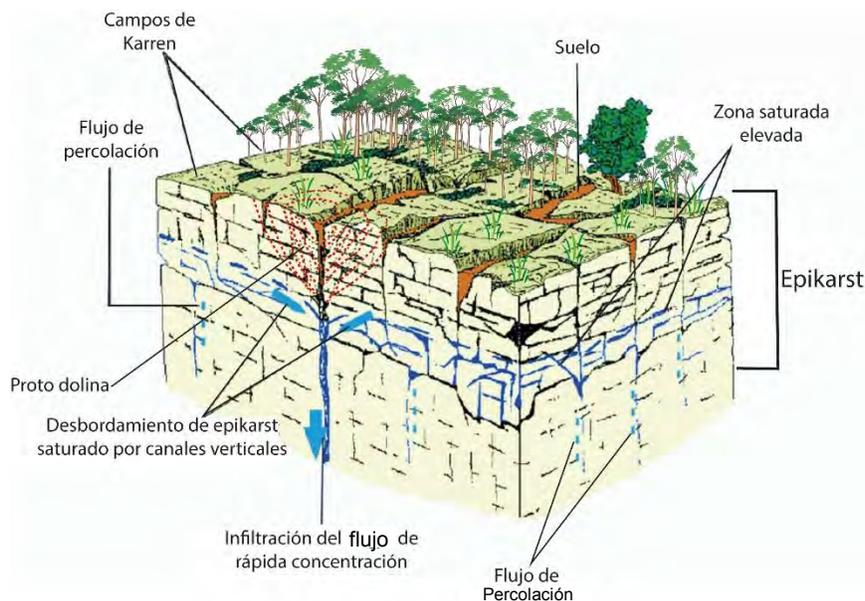


Figura 9.- Representación sintética del epikarst en un estado joven donde se muestra la formación de una protodolina (Modificado de Bakalowicz, 2013)

El papel principal del epikarst como una interfaz entre la atmósfera, la biosfera y el acuífero implica que epikarst no puede separarse del suelo. Su desarrollo depende principalmente de la existencia de un suelo (que aporta una gran cantidad de CO₂ al agua) y los procesos de evolución y desintegración de materia, así mismo el suelo amortigua y retiene el flujo de

agua antes de infiltrarse al sistema. Después de la erosión de los suelos, el epikarst conserva sus propiedades de la misma manera que en los inicios Bakalowicz (2013)

Endokarst

Se denomina *endokarst* a la parte interna de un sistema kárstico el cual puede ser de varios tipos de acuerdo a los flujos de agua que los genere, de acuerdo con Klimochouk (2011) existen tres tipos principales que son:

Karst Eogenético

El termino eogenético se refiere a la secuencia de eventos de disolución y cementación que ocurren durante la diagénesis subaerea de rocas calizas jóvenes (Vacher y Quinn, 1977).

Estas condiciones ocurren en zonas costeras entre los trópicos y el ecuador donde existen rocas de edad que van del Terciario a Cuaternario. Su porosidad efectiva es alta debido a la que la litificación de estas rocas es menor, lo que propicia a la generación de cuevas singenéticas.

Los registros que se tienen de este tipo de karst están ligados directamente a los cambios climáticos como las glaciaciones, al ascenso y descenso del nivel del mar, lo que da paso a complejos sistemas anastomosados subhorizontales, como los de Yucatán, México, Ford y Williams (2007)

Karst hipogenético o hipogénico

Término usado extensamente en Europa del Este, el término y el concepto de espeleogénesis hipogénico tiene un uso creciente durante los últimos dos decenios, aunque todavía con cierta incertidumbre en su significado Klimchouk (2011).

Palmer (2000) menciona que las cuevas hipogénicas se forman por el agua en la que su agresividad se ha generado de manera independiente por debajo de la superficie que aporta CO₂ del suelo y otros compuestos o elementos que se encuentran cerca de la superficie.

Ford (2006) lo define como la formación de cuevas por recarga de agua por debajo de formaciones solubles, esto impulsado por la presión hidrostática u otras fuentes de energía independiente de la recarga cercanas a la superficie.

Estos aportes pueden venir de acuíferos confinados, agua connata, sistemas hidrotermales o formaciones geológicas al momento de la diagénesis o deformación. La cantidad de CO₂ en estos sistemas es baja, pero existen elementos como el azufre que generan ácido sulfúrico H₂SO₄, que producen ácidos más agresivos que el ácido carbónico y que ayudan a la disolución de las rocas carbonatadas, generando cuevas con galerías que presentan uno o varios conductos “*feeder*” que aportan el fluido que forma galerías con estructuras de cúpulas características con crecimiento ascendente, Klimchouk (2011).

Karst Epigenético

Estos sistemas tienen un origen en el agua meteórica que alimenta los acuíferos no confinados, estos sistemas tienen una zona de absorción dispersa y puntual ubicada en el exokarst, zonas de circulación libre o confinada en la parte del endokarst y zonas de surgencia generalmente ubicadas en zonas de nivel freático ya sea regional o local (White, 2013).

De acuerdo con Gabrovšek *et al.*, (2014) estos sistemas presentan una evolución que está sujeta a las condiciones de estiaje y recarga del acuífero, así como de las variaciones litológicas y estructurales propias de los sistemas de tipo Alpino, donde el agua que genera los conductos tiene un estado o nivel inicial el cual migra a niveles inferiores ya sea de manera continua por las debilidades preexistentes o por migración del nivel freático y/o fluctuaciones del mismo.

Los sistemas epigenéticos presentan una configuración espacial de decenas hasta cientos de metros de profundidad y se caracterizan por presentar meso y micro conductos que se generan en tres principales zonas.

- » Zona Vadosa o no saturada: abarca la zona del Epikarst hasta la Zona epifreática y se caracteriza por presentar conductos vadosos o cañones donde el agua es conducida por gravedad y genera pasajes de expansión con forma de cañón (este proceso es muy similar a las corrientes superficiales) lo que genera galerías incisivas que pueden llegar a tener más de 100 metros de profundidad (Klimchouk *et al.*, 2000) (Figura 5).

I.- GENERALIDADES

- » Zona Epifreática o de fluctuación: Es aquella que se ubica en los límites o temporadas de estiaje del agua y de máxima inundación, en esta zona se presenta el desarrollo de conductos epifreáticos o de zonas de inundación que son conductos donde los pasajes pueden estar secos por un largo periodo y ser inundados por el nivel del agua en una temporada de máxima inundación, lo que genera un desarrollo similar a conductos freáticos pero con variaciones del agua relativamente rápidos (Ford y Williams, 2007). (Figura 5)

- » La Zona Freática o saturada se ubica desde el nivel de agua y profundiza hasta una zona poco permeable del acuífero, esta es la zona inundada y se caracteriza por presentar conductos freáticos o tubos con disolución a presión, su forma es muy cercana a un tubo horizontal semicircular y/o elipsoidal (Ford y Williams, 2007). (Figura 5)

Meso y micromorfología

Un conducto es producido por la acción de diferentes agentes espeleogenéticos que actúan bajo varias restricciones para producir facies espeleogenéticas. Las cuales se expresan en meso y micro escala, que reflejan la mayor y menor actividad en la cueva, estos rasgos ayudan a entender la historia y evolución (Lauritzen y Lundberg, 2000).

Las facies espeleogenéticas se generan por diversos factores o agentes como: el agua, el clima, las condiciones geológicas, la temperatura, la presión hidráulica, la agresividad química del agua, la energía cinética, el contenido sedimentario en conductos, el estado de agregación de los materiales entre otros. Estos agentes operan en la zona vadosa, epifreática y freática, en algunos casos se sobreponen, lo que hace difícil la distinción de una facie espeleogenética en especial, por lo cual, sus características se separan en *mesoformas* que son del tamaño de un pasaje dentro de una cueva y proporcionan información de cómo se formó el conducto. Mientras que las *microformas*, que son más pequeñas que el pasaje o conducto y se sobreponen al mismo, proporcionan información de la modificación de procesos que operaron subsecuente a la formación del pasaje o conducto principal (Lauritzen y Lundberg, 2000).

I.- GENERALIDADES

Las meso y microformas están controladas por los procesos de erosión y corrosión (variables activas) así como por la litología y tectónica (variables pasivas). La influencia de la geología para desarrollar pasajes está controlada por:

- 1.- La disposición del soluto
- 2.- Dureza de la roca
- 3.- Susceptibilidad de la disolución y erosión (corrosión) (Ford y Williams, 1989)

Mesoformas

Se definen como las formas de la misma escala que el diámetro de los pasajes de la cueva, esta zona presenta diferentes conductos y pasajes que a continuación se describen.

Conducto freático o tubos a presión (*Phreatic conduits*). - Son tubos a presión totalmente inundados y se generan en una intersección de debilidades dependiendo de las condiciones estructurales de la roca (Figura 10 a-c), presenta *scallops* grandes que indican una velocidad del flujo de agua relativamente lenta (ir a Figura 16).

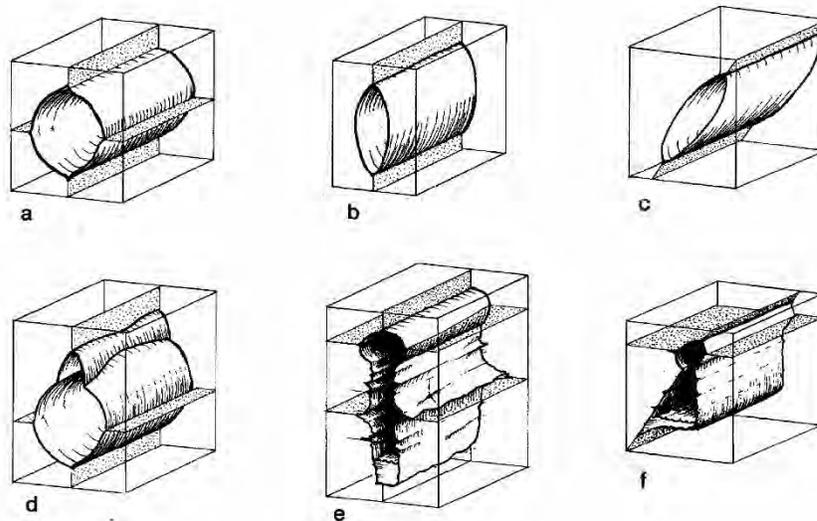


Figura 10.- Estructura y morfología de pasajes freáticos (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

- » Bolsas freáticas o arcos (*Phreatic pockets*). - En algunos puntos el agua penetra por la parte superior de una fractura y crea estructuras mixtas a manera de bolsas. (Figura 10 d)

I.- GENERALIDADES

- » Cerradura (*Keyhole*). - Representa un cambio de un pasaje freático (tubo superior) dominado por una debilidad subhorizontal que pasa a condiciones vadosas o cañón, dominadas por una debilidad vertical. (Figura 10 e)
- » Cerradura distorsionada (*Keyhole passage distorted*). - Cuando existe una inclinación en la fractura por donde incide el flujo. (Figura 10 f)
Estos pasajes tipo *keyhole* o cerradura pueden estar asociados a levantamientos tectónicos o variaciones del nivel de base del agua (Lauritzen y Lundberg, 2000).

Pasaje epifreático. - Se generan en la zona epifreática o zona de fluctuación, estos pasajes están secos por largos periodos y se inundan cuando el nivel de agua aumenta, presentan pequeños *scallops*.

Pasaje tipo cañón vadoso. - Presentan diferente forma que los pasajes freáticos, ya que conducen agua por gravedad.

- » Cañón meandrónico vadoso (*Meandering vadose canyon*). - Los meandros río abajo generan cambios conocidos como *loops* o bucles que se profundizan como un cañón. (Figura 11 a)

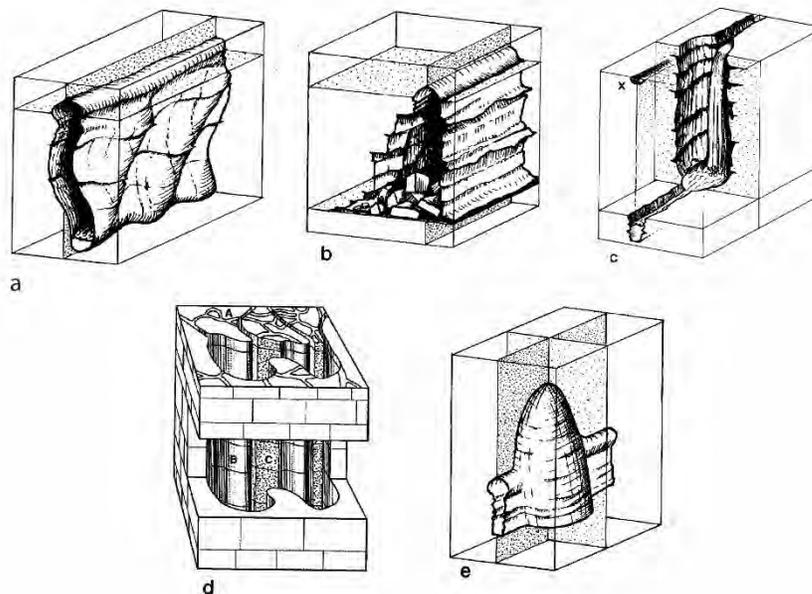


Figura 11.- Estructura y morfología de pasajes vadosos (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

- » Cañón por erosión y colapso. - Se generan cuando el agua erosiona en el nivel de base del agua, presentan erosión lateral y generación de meandros, así como colapso de paredes o techo. (Figura 11 b)

I.- GENERALIDADES

- » Pozo con cascada (*Vadose waterfall shaft*). - Se genera por una cascada que transmite el agua de un pasaje a manera de una copia hacia un pasaje inferior, esto debido a variación en litología o apertura en una fractura vertical. (Figura 11 c)
- » Pozos o *shaft* estriado. - A) Cuando se generan redes anastomosadas que van incidiendo a manera de cascadas, B) Cuando existe erosión regresiva y ampliación de los *shafts*, C) Cuando se generan fuera del pozo o *shaft* tipo domo. (Figura 11 d)
- » Pozo tipo domo. - Generado a lo largo de una intersección de fracturas. (Figura 11 e)
- » Tubo de desviación (*Bypass Tube*). - Se generan cuando el pasaje principal se llena de sedimento, entonces el agua genera conductos paragenéticos que conducen el agua a una sección libre del conducto principal. (Figura 12)
- » Pasaje tipo saca corcho (*Corkscrews passage*). - Se denomina así a la forma de todo el pasaje que se genera un *tubo de desviación*. (Figura 12)

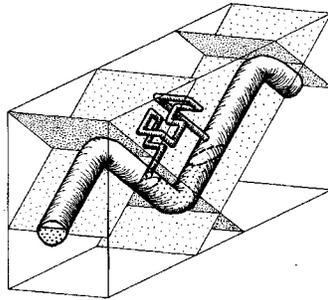


Figura 12.- Esquema de un tubo de desviación con pasaje tipo saca corcho. (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

- » Conducto paragenético (*Paragenetic conduit*). - Se generan cuando un pasaje o conducto es rellenado total o parcialmente por sedimento, lo que genera que la presión hidráulica comúnmente hacia arriba o los costados del conducto (Figura 13 a). En algunas ocasiones la carga de sedimento aumenta y por ende la paragénesis, lo que genera cañones ascendentes a menudo con *scallops* y sedimentos de igual tamaño (Figura 13 b). La paragénesis también genera estructuras a menor escala y pueden formar pequeños tubos ya sea en el techo o a los costados del pasaje principal que siguen debilidades, así mismo pueden generar estructuras pendants. (Figura 13 c)

I.- GENERALIDADES

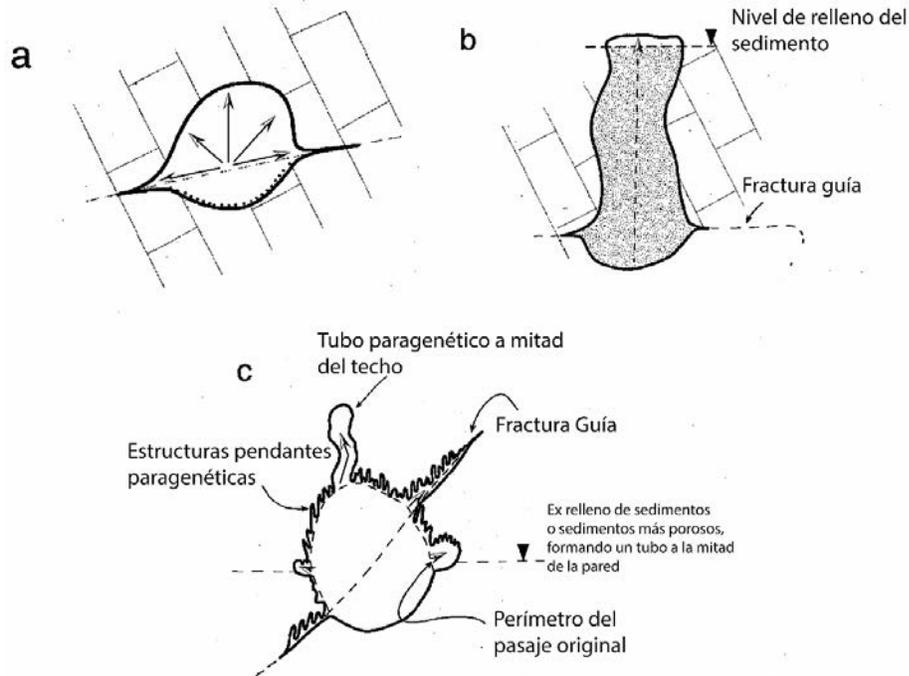


Figura 13.- Tipos de conductos paragenéticos (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

Microformas

De acuerdo con Lauritzen y Lundberg (2000) las microformas son aquellas formas que son más pequeñas que el conducto general, los más comunes son:

- Bolsas (*Pockets*). - se generan cuando una pequeña descarga de agua se mezcla con el cuerpo principal de agua freática, comúnmente se genera en fracturas o debilidades preexistentes. (Figura 10 d)
- Campana y pozos de campana (*Bell holes y bell pits*).- Son cilindros verticales en forma de cigarro que se forman en los techos de las galerías, inician con un hueco en forma de campana que van de 20 a 80 cm de diámetro y que pueden penetrar varios metros, principalmente se forman en cuevas tropicales. (Figura 14)
- Marmitas de gigante vadosas (*Vadose potholes*). - También conocidas como molinos de roca, se generan en corrientes de alto gradiente que transporta material clástico el cual genera abrasión en la roca lo que da origen a pequeños huecos circulares con paredes lisas. (Figura 15)
- Surcos de línea de agua (*Waer line notches*). - Estas son de las estructuras de corrosión más comunes y se generan en un dominio de agua con alto contenido en

I.- GENERALIDADES

CO₂ lo que genera que haya mayor disolución, esto queda marcado en la roca como un surco o hendidura.

Estos surcos o hendiduras también pueden ser verticales o inclinados por diversos dominios como el vadoso o paragenético, en estos casos toman el nombre de *surcos vadosos o paragenéticos*.

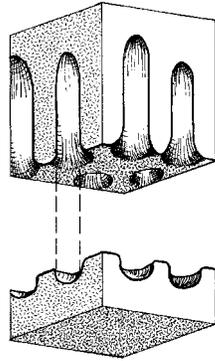


Figura 14.- Esquema que muestra la forma de las campanas y pozos de campana (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

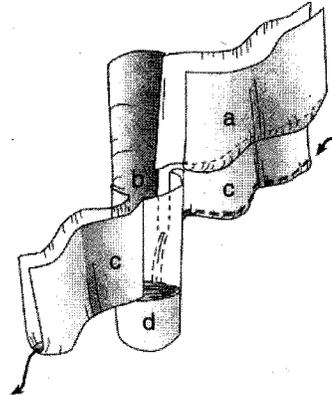


Figura 15.- Esquema que muestra la forma de las marmitas de gigante (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

- Tubos. - Existe una gran variedad de tubos o redes de tubos que se forman en el endokarst, las principales son:
 - » Esponjosa. - Es una red en 3D de conductos como bolsas, tubos y cavidades interconectadas de varios tamaños.
 - » Tubos anastomosados en planos de estratificación. - Se forman entre los planos subhorizontales de estratificación que generan una red anastomosada.
- *Scallops*. - Se generan cuando un flujo turbulento entra en contacto con una superficie soluble o volátil, la turbulencia genera remolinos dentro del flujo de agua, el resultado de este fenómeno es una superficie irregular (*Scallops*) que son concavidades redondeadas en paquetes con patrones poligonales y las (Estrías) que son canales transversales a la dirección del flujo.

Los scallops son una de las micromorfologías más estudiadas ya que con ellos se pueden determinar paleocorrientes incluso volumen y velocidad de agua. (Figura 16)

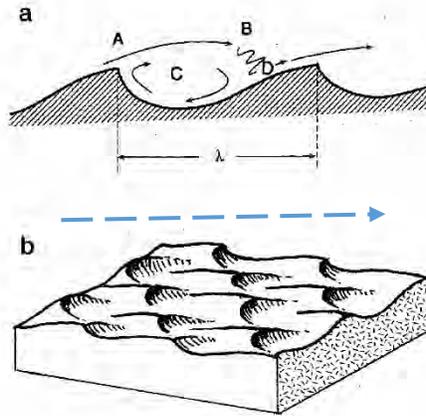


Figura 16.- a) Perfil longitudinal de scallops y estrias. **A** es despegue de la capa sublamina. **B** es la transmisión de la turbulencia. **C** Remolino. **D** Es el área del nuevo despegue del flujo. λ es la longitud de onda del scallop. b) Muestra un paquete de scallops en una superficie de roca, en este caso la dirección del flujo va a la derecha. (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

- » Karren de cueva (*Cave karren*). - Las microestructuras que se describieron en el apartado 2.3.1.3, también pueden estar presentes en el endokarst pero solo en ambientes vadosos, pero la cantidad y las estructuras son limitadas por tres factores: 1) La presencia o ausencia de sedimentos, 2) El control del flujo de agua, 3) El control gravitacional contra el control geológico estructural (las formas relacionadas con las características litológicas no pueden ser llamadas karren).

1.2.4.- Relación entre la Geología y el Karst

El desarrollo del karst está ligado a diversos factores, uno de los más importantes son las condiciones geológicas que dominan de manera regional y local en un área específica. La estratigrafía y el arreglo estructural existente dará las condiciones para desarrollar o no un sistema kárstico (Palmer, 2007).

Toda roca está constituida por agregados de minerales, en el caso de las rocas carbonatadas se tienen componentes aloquímicos (componentes esqueléticos) y ortoquímicos (no esqueléticos) así como cemento y/o matriz que dependiendo de su ambiente de depósito y procesos diagenéticos a los que se someta tendrá un porcentaje que influye en la porosidad.

De acuerdo con Flügel (2010) la porosidad total en rocas carbonatadas es el porcentaje que ocupan los intersticios ya sea que estén o no conectados entre sí. Si los poros están conectados se denomina porosidad efectiva. Es común que en este tipo de rocas la porosidad se oblitere o se amplíe debido a los fenómenos de precipitación y disolución.

Existen tres tipos de porosidad los cuales son:

- » Porosidad primaria. - Los sedimentólogos definen porosidad primaria como la porosidad que se genera al momento de la deposición de la roca (por primera vez) Ford y Williams (2007) mientras que Flügel, (2010) menciona que se genera en el estado predeposicional (poros intergranulares en corales, foraminíferos etc.) y deposicional (poros intrapartícula, intercristal etc.).
- » Porosidad secundaria. - Es la porosidad que se genera durante o después de la diagénesis Flügel (2011) esta porosidad es constituida principalmente por fracturas Ford y Williams (2007).
- » Porosidad terciaria o de disolución. - Este concepto es muy significativo en el karst debido a que el almacenamiento del agua es a menudo en la matriz o en las fracturas de la roca, pero en sistemas kársticos se tienen conductos que aumentan significativamente la transmisión del fluido Ford y Williams (2007).
Algunos autores manejan este concepto como porosidad de disolución y se refiere a poros mólicos, vúgulos, canales y cavernas Flügel (2010).

La porosidad está ligada directamente con los procesos diagenéticos de la roca que de acuerdo con Flügel (2010) se dividen en tres:

- » Eogenético (cerca de la superficie).- Estos procesos tienen una duración relativamente corta y se genera durante el depósito de los constituyentes de la roca con una porosidad primaria de media a alta. (Figura 17)
- » Mesognético (enterramiento). - Estos procesos se originan durante el sepultamiento y no tienen relación con los procesos superficiales. en este proceso se modifica la porosidad debido a la compactación (porosidad primaria y menormente secundaria). (Figura 17)
- » Telogenético. - Este término se refiere a los procesos de exhumación de las rocas calizas o dolomías que estuvieron en la zona mesogenética debido a eventos tectónicos y migración de fluidos relacionados con la superficie. En este proceso se obliteran poros preexistentes y mayormente se crean poros mucho más grandes

debido a la disolución lo que genera grandes cavidades o conductos, así como fuerte karstificación (porosidad secundaria y mayormente terciaria). (Figura 17)

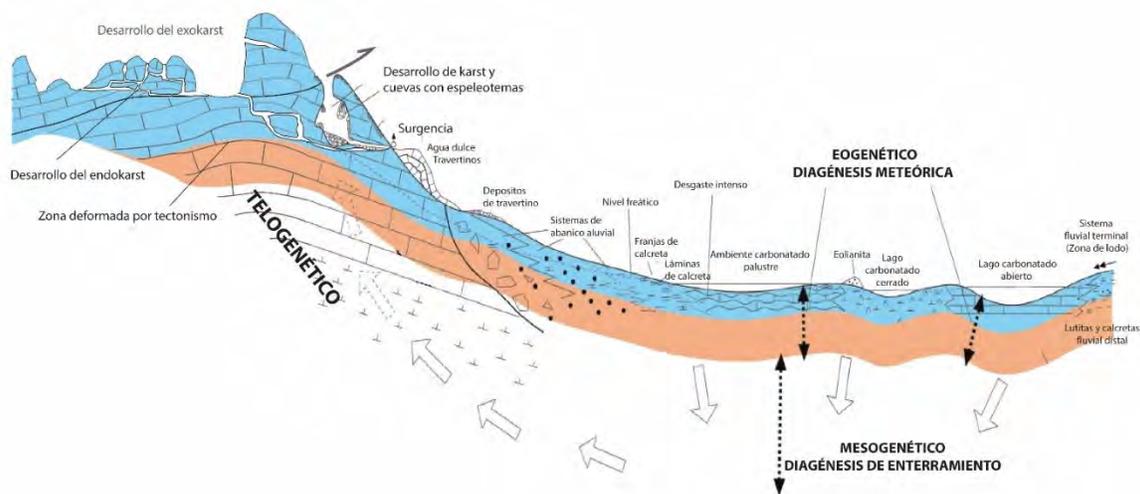


Figura 17.- Zonas diagenéticas de las rocas carbonatadas (Modificado de Armenteros Ildelfonso, 2010)

En estos tres procesos diagenéticos se definen y modifican las condiciones estratigráficas y estructurales de la roca. Las cuales son de gran importancia para el desarrollo del karst, a estas zonas de mayor debilidad que presenta la roca se les denomina horizontes de inyección.

Un *horizonte de inyección* es una parte específica de una sucesión de roca que es particularmente susceptible al desarrollo de conductos kársticos debido a las variaciones químicas, físicas, y litológicas (Filipponi *et al.*, 2009).

En algunos casos la inyección ocurre en fracturas, pliegues o fallas debido a los eventos tectónicos que afectó a la roca, a este tipo de horizontes se les llama *horizontes de tectono inyección* (Faulkner, 2006; Filipponi *et al.*, 2009).

Estratigrafía

La estratigrafía es una herramienta que ayuda en la interpretación del desarrollo de conductos ya que en una roca sedimentaria se pueden distinguir estratos de diferente composición, así como horizontes de inyección que son susceptibles para generar conductos comúnmente llamados cuevas (Palmer, 2007).

Esto depende de factores como la *solubilidad* de la roca que es la capacidad que tiene una sustancia o cuerpo para disolverse al mezclarse con un líquido y la *permeabilidad* que es la capacidad que tiene un material para transmitir agua (Hiscock, 2005). De esta forma habrá diferencias entre un horizonte de inyección o tectono inyección con la misma permeabilidad en una roca muy soluble que en una roca que tenga una intercalación de horizontes solubles con horizontes poco solubles Lauritzen y Lundberg (2000). (Figura 18)

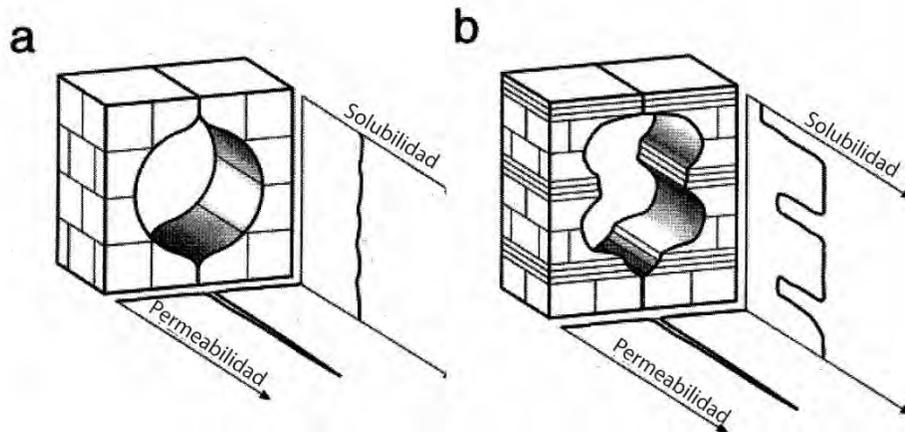


Figura 18.- Morfología de un conducto en un horizonte de inyección con litología que presenta variaciones en la solubilidad. (Tomado de Lauritzen y Lundberg, 2000)

Las capas insolubles ayudan a proteger a las capas inferiores de la disolución, comúnmente se puede encontrar acuíferos colgados (Figura 5) que evitan la disolución vertical de la cueva, por otra parte, si se tienen secuencias ininterrumpidas de roca soluble, el desarrollo de karst será favorable, por ejemplo, en estratos de hasta 5 metros de espesor es común encontrar extensos desarrollos de cuevas Palmer (2007).

Configuración estructural de Karst

- » Estratificación. - Palmer (2007) menciona que los patrones de los pasajes de las cuevas dependen de las debilidades que presenta la roca, principalmente de los planos de estratificación y de los límites entre ellos.

El rumbo e inclinación de una capa influyen en los patrones del desarrollo de conductos, principalmente en desarrollos freáticos tienden a ser una guía inicial que comúnmente presentan morfologías tabulares con secciones elípticas o lenticulares.

I.- GENERALIDADES

El rumbo e inclinación de las capas a nivel regional es comparable incluso a escala local de cuevas individuales, esto depende del nivel de deformación existente ya que puede que a profundidad estos datos cambien drásticamente ya que los pasajes de las cuevas se ajustan a la estructura más cercana y menormente a la estructura promedio de la región.

- » Plegamiento. - Los procesos tectónicos son un factor muy importante en la dinámica superficial de la tierra, la consecuencia de estos eventos es la generación de planos de debilidad como: pliegues, fracturas y fallas que crean una estructura particular la cual está fuertemente asociada la generación de conductos y pasajes subterráneos.

Cuando la roca es expuesta a un esfuerzo durante la actividad tectónica o descarga por erosión de estratos que sobreyacen, los límites de estratos son expuestos en superficie y son separados uno de otro, estas aperturas son favorables para la conducción de fluidos y la generación de conductos a rumbo o sobre los planos de las capas Palmer (2007).

- » Fallas inversas y laterales. - Una falla es un plano principalmente de fractura en la corteza a lo largo de la cual ha tenido desplazamiento apreciable generando un corrimiento entre dos bloques.

Existen tres tipos de falla que están asociadas a diferentes tipos de esfuerzo, en el caso de las zonas con esfuerzo compresivo los pliegues generados pueden pasar de un régimen dúctil a frágil y generar *fallas inversas y cabalgaduras* que pone una roca más antigua sobre una más joven generando repeticiones estratigráficas, también se pueden generar *fallas laterales* de tipo transpresivo asociadas a este tipo de movimiento, este tipo de fallas pueden sellar la porosidad de estos planos ya sea por recristalización o la creación de zonas impermeables debido a las arcillas generadas durante el desplazamiento, no obstante estas fallas pueden reactivarse y generar aperturas favorables a manera de horizontes de tectonoincepción que favorecen el desarrollo de conductos Palmer (2007).

- » Fallas normales. - El tercer tipo son las *fallas normales* que son generadas por eventos de tipo distensivo y crean en la roca una red de fracturas y planos con

desplazamiento que genera aperturas que favorecen inherentemente el desarrollo de conductos subhorizontales y verticales comúnmente conocidos como *shafts* o pozos.

1.2.5.- Karst Alpino

El término karst alpino tiene connotaciones de alta montaña donde muchos procesos actúan simultáneamente, en estos ambientes las rocas están fracturadas y deformadas, el clima es extremadamente frío con espesores considerables de nieve en invierno y días soleados en verano, el alto relieve implica un alto gradiente hidráulico con desarrollo de sistemas de conductos y cuevas profundas (White, 2013).

Palmer (2007) menciona que en muchas cuevas de tipo alpino los pasajes vadosos descienden a lo largo de importantes zonas de falla y debilidades. Debido a estas características y la diferencia del gradiente hidráulico es común observar sistemas multi nivel con combinación de conductos freáticos y vadosos que llegan a tener profundidades de cientos de metros que transmiten el agua a surgencias en los valles alrededor de los macizos kársticos, (Audra *et al.*, 2007; Plan *et al.*, 2009) (Ballesteros *et al.*, 2015).

1.3.6.-Karst Telogenético

Existen varios tipos de karst que se han descrito en diferentes partes del mundo. Principalmente con referencia a sus características genéticas, climáticas o estructurales que son el reflejo de sus características geológicas y geográficas (White, 2013).

En este trabajo se aplica el concepto de Karst Telogenético definiéndose como las formas de relieve del karst desarrolladas en densos paquetes de calizas bien compactadas. Estas rocas por lo general tienen una porosidad primaria muy baja, pero una porosidad sustancial de fractura (White, 2013).

Este tipo de karst se forma en la fase telogenética de la diagénesis de una roca caliza y puede estar asociado a diversos eventos tectónicos. En México existen zonas que presentan características de karst telogenético, una de ellas es el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.

1.2.7.- Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM)

Se denomina Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano a los paquetes de rocas principalmente sedimentarias de edad Jurásico-Cretácico que fueron plegadas y cabalgadas constituyendo lo que se conoce como la Sierra Madre Oriental (Campa y Coney, 1983; Eguiluz *et al.*, 2000).

Su origen está ligado a los eventos compresivos de las deformaciones Sevier y Laramide (Fitz-Díaz *et al.*, 2014) y se caracteriza por presentar una deformación progresiva del oeste al este. Actualmente su extensión abarca lo que se conoce como la SMO, la Sierra Madre de Chiapas (SMCh) (Campa y Coney, 1984) así como la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) (Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

El CPCM presenta un estilo de deformación de piel delgada (Tardy *et al.*, 1974; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011) aunque últimos estudios mencionan que también podría tener un estilo de piel gruesa similar al del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de las Montañas Rocallosas (Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

Rodríguez *et al.*, (1997) mencionan que en el sector SE de la SMO después de cruzar la Faja Volcánica Transmexicana y específicamente en la Sierra de Zongolica pertenece a una prolongación de la SMO, dicho autor reconoce tres fases de deformación para esta zona.

- 1.- Fase Laramídica. - Presenta acortamiento ENE-WSW con 65°.
- 2.- Fase extensional. - Con dirección NE-SW y acortamiento WNW-ESE con efectos transtensionales que al W formaron la Cuenca de Tehuacán y al E la Cuenca de Veracruz.
- 3.- Fase Transcurrente. - Con acortamiento NNE-SSW con 23° y extensión ESE consistente con fallas normales NNE. Fallas lateral dextral de rumbo NNW.

Para esta región los autores mencionados, indican que el acortamiento varía desde 25% a 30%.

1.2.8.- Geomorfología y Morfotectónica

Los estudios geomorfológicos son aquellos que nos ayudan a determinar la morfología, génesis, historia de desarrollo, dinámica actual, diagnóstico a futuro, la relación con la actividad humana con el relieve y la superficie terrestre Lugo (1991).

Para fines de este trabajo se utilizarán los conceptos geomorfología y morfotectónica los cuales se describen a continuación de acuerdo con las definiciones de Lugo (2015).

La geomorfología del griego, “*Estudio de la forma de la Tierra*”, es la ciencia (o disciplina) geológico-geográfica que estudia el relieve terrestre, que es el conjunto de deformaciones de la superficie de la Tierra. Existen varias ramas de la morfología que ayudan a entender los procesos evolutivos de una zona, una de ellas es la morfotectónica,

La morfotectónica es el estudio de la relación de los rasgos del relieve terrestre y de los procesos exógenos con la estructura geológica y los movimientos de origen neotectónico.

La Neotectónica es la parte de la tectónica que estudia los procesos tectónicos modernos a los que se les debe fundamentalmente el relieve actual de la Tierra.

Importancia de los estudios

Los estudios geomorfológicos son de gran importancia ya que se puede aplicar a casos de estudio como obras de ingeniería, yacimientos de placer, erosión del suelo, uso de suelo, recursos hídricos, yacimientos petroleros, riesgo. Todo con observaciones directas e indirectas en el relieve terrestre, estudio de rocas y en la influencia dinámica de los procesos exógenos (procesos que ocurren en la parte externa de la corteza terrestre como: intemperismo, erosión, acumulación etc.) y endógenos (procesos que ocurren por la dinámica interna de la Tierra como: vulcanismo, sismicidad, magnetismo etc.) (Lugo, 1991).

Morfometría

La morfometría es la cuantificación de ciertos elementos del relieve que ha dado lugar al desarrollo de métodos matemáticos para el estudio de la corteza terrestre, así como los procesos actuales de origen exógeno y endógeno, algunos de los parámetros que mide la morfometría son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia etc. (Lugo, 1991)

Los métodos morfométricos permiten elaborar mapas específicos que contribuyen al conocimiento del relieve terrestre de manera cuantitativa.

Rugosidad y aspereza

La rugosidad es la propiedad del paisaje que describe la complejidad del relieve o la irregularidad del terreno, debido a que mide la segunda derivada de la pendiente Lugo (2015). Este análisis nos ayuda a determinar zonas suaves, rugosas y ásperas, que revelan las características del relieve dadas por los diferentes tipos de roca y su respuesta a la erosión.

Orden de drenaje

Este análisis nos ayuda a ordenar y evaluar el tipo drenaje ya que es muy útil para describir el proceso evolutivo del paisaje. En algunos casos los ríos evidencian orientación de estructuras regionales, un ejemplo es la comparación de los ríos de primer orden con los de cuarto orden, los de primer orden comúnmente se relacionan con drenajes jóvenes, mientras que los ríos de 3^{er} y 4^o son indicadores de estructuras sobre las que se ha desarrollado los valles fluviales como son: anticlinal, grietas, fallas que no precisamente son los más viejos, si no que obedecen estructuras regionales que influyen en su curso y desarrollo.

Morfolineamientos

Los lineamientos son aquellos elementos del relieve dispuestos en una dirección preferencial y condicionados por la actividad endógena, principalmente ejes de pliegues, fracturas o grietas con expresión en el relieve. Se expresan a través de las líneas de costa, valles fluviales, cuya geometría es de líneas rectas y ligeramente curvas. Es normal que un cauce fluvial se presente con sinuosidades, pero es poco común encontrarlos de manera rectilínea y por grandes distancias.

Inclinación del terreno

Es la inclinación de una superficie medida entre dos puntos que resulta de la altura vertical dividida entre la distancia horizontal correspondiente (triángulo rectángulo), el valor resultante es la tangente del ángulo, a mayor variación del punto más bajo y el punto más alto en un área determinada será mayor la inclinación del terreno que correspondería a montañas escarpadas o zonas de escarpe, por lo contrario a menor variación del punto más

bajo con respecto al punto más alto la inclinación del terreno será menor y corresponderá a zonas de zonas planas, lomeríos o llanuras Lugo (2015).

Energía del relieve

La energía del relieve expresa la intensidad relativa de la actividad endógena en relación con la exógena. Los altos valores de energía pueden corresponder a zonas de mayor actividad tectónica como fallas normales, pliegues o cabalgaduras, que generan zonas accidentadas con cambios bruscos en pocos kilómetros. En el caso contrario se refiere a zonas más estables y semiplanas, como zonas sin actividad tectónica que generan valles o llanuras donde la variación de la altitud es menor. Los rangos de la energía del relieve varían dependiendo de la zona y del criterio utilizado para clasificarlo, por lo que siempre se tendrán zonas de baja energía, moderada y alta, que no es más que una zonificación de las variaciones del punto más alto y el punto más bajo por unidad de área.

Facetas Triangulares

Las facetas triangulares son características geomorfológicas observadas con frecuencia en diferentes ambientes tectónicos ya que indican eventos generados por la tectónica activa tales como escarpes de falla normal, falla lateral y frentes de anticlinales. Estas facetas son accidentes geográficos de forma poliédrica ya que se encuentran entre dos drenajes adyacentes dentro de un determinado frente de montaña escarpada. (Wells *et al.*, 1988). Las facetas triangulares se forman debido a la erosión fluvial recurrente con la elevación de los frentes de montaña, Zuchiewicz y McCaplin (2000).

Bloques morfotectónicos

Este concepto se basa en los principios que sostienen que la corteza terrestre se encuentra dividida en bloques de diferentes dimensiones. Los movimientos de estos bloques y la actividad exógena provocan una determinada expresión en el relieve a nivel regional y local la cual se puede determinar con análisis morfométricos antes explicados que pueden aportar información para entender el comportamiento morfotectónico de una zona en específico, Lugo (1991).

1.2.9.- Estudios de Karst en México

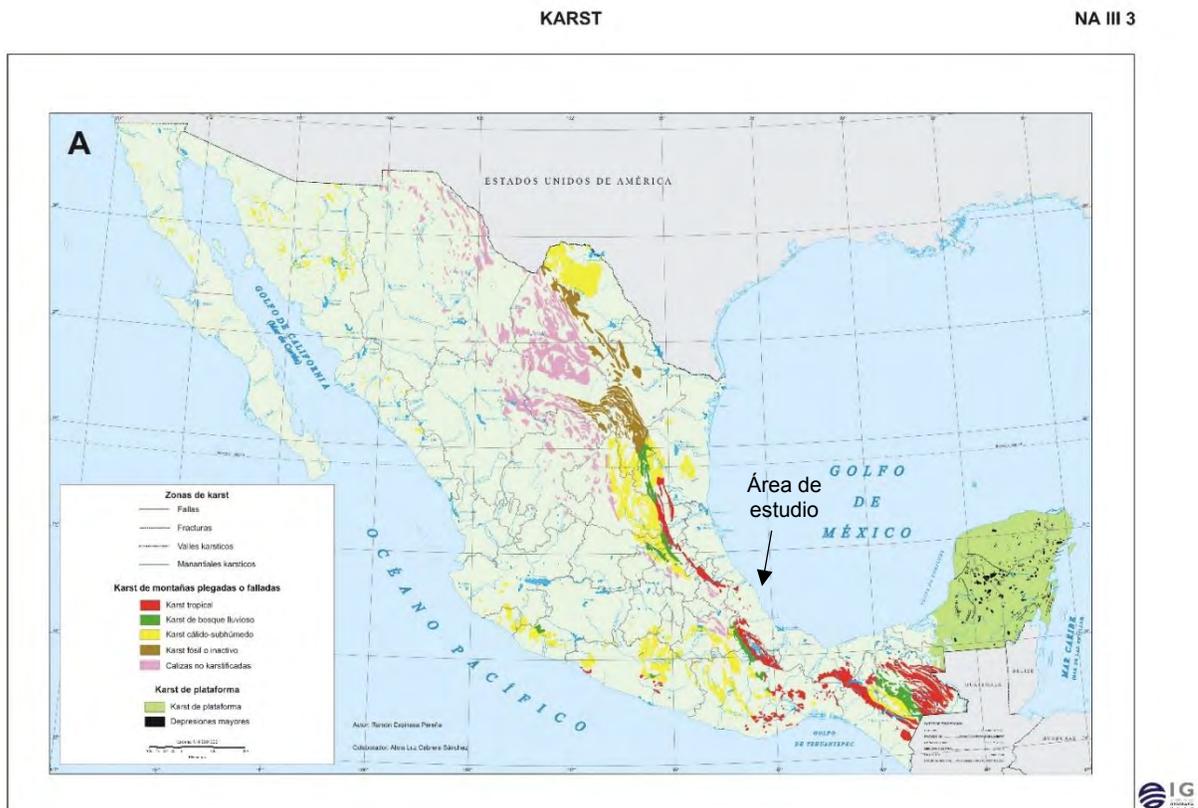
Existe una gran cantidad de trabajos de tipo espeleológico que han aportado valiosa información para el conocimiento del karst en México desde varios puntos de vista, pero

I.- GENERALIDADES

muy pocos de carácter científico, entre los que más destacan son: (Bonet, 1971) Realiza un estudio geológico-espeleológico en la zona de Cacahuamilpa en el estado de Guerrero, (Fish, 1977) estudió la hidrogeología, morfología y génesis del karst de la Sierra del Abra en San Luís Potosí.

(Espinasa-Pereña, 1990) realizó una clasificación de karst de todo el país con ayuda de análisis geomorfológico utilizando los criterios como el clima, condiciones estructurales, densidad de formas, morfología subterránea y evolución, menciona que existen 4 provincias kársticas que son: Península de Yucatán, Sistemas Montañosos de Chiapas, Sierra Madre del Sur y Sierra Madre Oriental, donde se separaron con 14 zonas kársticas agrupadas en 5 regiones kársticas las cuales son: karst de planicie de plataforma, karst de planicie escalonada por fallas, karst de elevaciones menores plegadas y pliegue-bloque, karst de mesa inclinada en estructura monoclinal y karst de elevaciones montañosas plegadas y de pliegue-bloque.

En el año 2007 el mapa que se obtuvo de este trabajo se reeditó y se integró dentro del Atlas Nacional de México por el Instituto de Geografía de la UNAM (Figura 19).



Por otra parte existen trabajos como los realizados por (Hose, 1996a: 1996b) donde genera aportes a la hidrología y geología del Sistema Purificación Tamaulipas; (Rosales, 2013) presentó un trabajo en cuevas de origen hipogenético relacionado con los manantiales en karst de ácido sulfúrico y espeleogénesis en la Sierra de Chiapas; (Gary, 2009) presentó una serie de trabajos desde el año 2000 hasta 2009 que se enfocaron en explorar, caracterizar y determinar la génesis, así como el funcionamiento del sistema de cuevas hipogenéticas del sistema Zacatón en Tamaulipas. (Garofalo *et al.*, 2007; Sanna *et al.*, 2011; Gázquez *et al.*, 2012) realizaron estudios de la génesis, fases y condiciones de cristalización de ejemplares de selenita de la cueva de Naica en el estado de Chihuahua. Smith, (2012) realizó un estudio doctoral donde determinó principales características del funcionamiento hidrogeológico del Sistema Huautla ubicado en el norte del estado de Oaxaca.

Actualmente, trabajos como los de (Smart *et al.*, 2006; Kambesis, 2013) y Patricia Beddows están ayudando a entender los cambios paleoambientales en los sistemas de karst eogenético en la zona de la península de Yucatán, sin embargo, existe una gran cantidad de estudios que realizar en esta y las diferentes zonas kársticas del país.

1.3.- Metodología

1.3.1.- Morfometría

Los mapas morfométricos que se elaboraron para este trabajo fueron realizados con la metodología que plantea (Lugo, 1991) con ayuda del Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcGIS 10.1.

Orden de corrientes

Este análisis consiste en clasificar los tipos de ríos o corrientes fluviales presentes en una cuenca delimitada por sus respectivos parteaguas, la metodología es muy sencilla y consiste en separar los tipos de ríos en 4 órdenes diferentes.

Los ríos de primer orden son aquellos que se encuentran más cerca al parteaguas y son los ríos que presentan poca evolución y por ende los más jóvenes. Los ríos de segundo orden son aquellos que se generan de la unión de dos ríos de primer orden. Los ríos de tercer orden son aquellos que reciben agua de dos o más ríos de segundo orden, finalmente los ríos de cuarto orden son aquellos que se forman por la unión de dos o más ríos de tercer orden, estos ríos comúnmente están asociados a estructuras geológicas importantes.

El arreglo de los ríos nos genera diferentes tipos de drenaje que pueden estar asociados a las condiciones geológicas del área y su evolución.

Morfolineamientos

El análisis de morfolineamientos se realiza en dos etapas, la primera se realiza en un mapa preferentemente a escala 1:50 000, fotografías aéreas o SIG. Se trazan todos los lineamientos visibles lo que genera una red de líneas las cuales se pueden agrupar dependiendo de su arreglo geométrico.

La segunda es realizar un análisis con diagramas de rosa, esta técnica es muy utilizada en análisis estructurales donde se requiere conocer las principales direcciones de las fracturas. Los morfolineamientos que se trazaron en un mapa presentan una dirección que se mide con respecto al norte, posteriormente se realiza una base de datos en la cual se pueden ordenar de 0° a 360°, con los datos obtenidos se realiza una gráfica circular con rangos a cada 10° o 05° dependiendo del detalle que se requiera.

El resultado es un histograma de frecuencia circular (diagrama de roseta) con “petalos” que parten de un centro y que pueden estar en el rango de 0° a 360°.

Rugosidad

La rugosidad es la propiedad del paisaje que describe la complejidad del relieve o la irregularidad del terreno, entre más rugoso sea el paisaje, mayor es su complejidad. Se puede establecer un indicador o índice de rugosidad para medir esta propiedad en lo cuantitativo. $R=H/A$ donde H es la altura máxima entre dos puntos, A es la superficie en km^2 , este índice puede ser de dos a tres puntos para cuencas de segundo orden y de uno para cuencas de tercer orden, Lugo (2015).

Inclinación del terreno

Se elaboró mediante una reclasificación de las pendientes las cuales van de 0° a 90° y que se obtienen de la relación de la cota mínima y máxima de elevación en un área específica, el valor medio es la inclinación del terreno que tiene esa zona, en este caso se utilizaron los valores de 5°, 15°, 30°, 45° y > 62° los cuales corresponden planicie, lomeríos, montaña, montaña escarpada y escarpe respectivamente.

Energía del relieve

Este mapa se realiza en áreas con extensión kilométrica, el procedimiento es dividir en figuras geométricas iguales (por ejemplo 1 km cuadrado) en dicha área se obtiene la diferencia de alturas lo que genera un valor que al compararlo con los demás valores obtenidos en toda el área presenta diferencias debido a la elevación. Para este trabajo se realizó una malla con cuadros de 250 x 250 metros para los mapas de escala 1:25000 y una malla con cuadros de 40 x 40 metros para los mapas a escala 1:2000, con estos datos se obtuvo mayor resolución y brindó mayor detalle al momento de identificar estructuras menores. Los valores altos en energía del relieve pertenecen a mayores gradientes hidráulicos. Este mapa se complementa con el mapa de disección del relieve.

Facetas triangulares

Este análisis se realizó en base a la metodología que utilizó Bahrami (2012) donde identifica por medio de rasgos topográficos la forma de la faceta triangular o de un trapecio irregular la cual es marcada con un polígono. Posteriormente se mide el rumbo de la base de este

triángulo o trapecio teniendo como resultado un mapa de lineamientos que indica los rumbos de las facetas.

Posteriormente se miden las líneas al igual que un mapa de morfolineamientos y se realiza un diagrama de roseta para determinar las direcciones preferenciales. Con estos datos se pueden proponer fallas relativamente recientes, las facetas triangulares se forman cuando el movimiento es de tipo lateral y normal, así mismo se puede trazar una cinemática preliminar la cual se tiene que comprobar en campo.

Bloques Morfotectónicos

Este mapa se realiza con los datos obtenidos de los mapas de Orden de corrientes, Morfolineamientos, Energía del relieve, Pendientes y Facetas triangulares. Estos elementos al conjugarse con la geología y la textura de cada unidad geológica se pueden agrupar en bloques que comparten las mismas características y que son delimitados por rasgos topográficos obvios.

El mapa de bloques morfotectónicos ayuda a identificar movimientos o reactivaciones de fallas, así como posibles rotaciones que son importantes en la actividad neotectónica de un área (Lugo, 2015).

1.3.2.- Cartografía geológica local

Recopilación de información

La recopilación de información se enfocó en los datos y características regionales y locales preexistentes poniendo énfasis en la estratigrafía, edad, tipo de roca y su naturaleza, así como las afectaciones tectónicas que ha sufrido y sus principales familias de fallas presentes.

Elaboración de mapa base

Se elaboró un mapa base escala 1:25 000 para realizar el análisis morfométrico y uno a escala 1:10 000 para la cartografía geológica local.

Para elaborar el mapa base escala 1:25 000 se utilizó la información del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) con la información vectorial de cuatro cartas escala 1:50 000 las cuales son: Orizaba con clave E14B56, Córdova con clave E14B57, Acultzingo con

clave E14B66 y Zongolica con clave E14B67, esta información fue procesada en el sistema de información geográfica ArcGIS 10.1, con curvas a cada 20 metros en el mapa regional y cuervas a cada 10 metros en el mapa local.

Trabajo de campo

Se realizaron caminamientos a manera de secciones con dirección 60° y 340° donde se tomaron puntos de control cada 50 metros con ayuda de un Sistema de Posicionamiento Global (GPS) marca Garmin modelo 60 CSx, cada punto presenta descripción detallada de la roca, toma de datos estructurales de estratificación, fracturamiento, fallas y fracturas, estos datos se obtuvieron con ayuda de una brújula azimutal marca Brunton con declinación magnética de 6°E utilizando la regla de la mano derecha, en dichos caminamientos también se colectó información de macroestructuras y estructuras de karren.

El mapa geológico-estructural se realizó siguiendo principios básicos de estratigrafía como continuidad lateral, superposición, así como tectónica y geología estructural. Los contactos entre unidades geológicas se trazaron conforme a la proyección comprobada en campo de la regla de las V's y la regla de los 3 puntos.

Procesamiento de datos

Los datos obtenidos en campo se procesaron con los software Stereonet y Dips para obtener diagramas de rosa para fracturas y fallas, así como estereogramas de polos y círculo mayor para observar direcciones preferenciales de estratos y pliegues.

Elaboración de mapa final

La edición final del mapa se realizó con ayuda del software ArcGIS 10.1. y se editó con el software Adobe Illustrator.

1.3.3.- Topografía de la Cueva Atl

Parámetros establecidos por la UIS

La topografía de la Cueva Atl se realizó utilizando los criterios establecidos por Häuselmann (2011) en una nota técnica de la Unión Internacional de Espeleología por sus siglas en inglés (UIS) donde establece:

I.- GENERALIDADES

- a) Grados de estudio que va de -1 (mapa sin valor) a 6 que es el grado de precisión mayor con uso de distanciómetro laser) y X (que es el grado máximo de precisión con estación total o teodolito).
- b) Grado de detalle del mapa que va de 0 (que es sin clasificación) a 4 (que corresponde a un alto detalle en los elementos y dibujos realizados por medio de escala controlada)
- c) Sufijos de calificación que va de A a F (corresponden a las características en que se desarrolló el mapeo y los materiales utilizados)

El mapa que se realizó presenta un grado de estudio 6 que se caracteriza por el uso de distanciómetro previamente calibrado, uso de tripié para medir azimuth, distancia e inclinación.

El grado de detalle es el máximo con un valor de 4, que muestra un alto detalle en los elementos y dibujos realizados por medio de escala controlada, estas características hacen que se tengan un mapa de alta precisión y detalle.

Trabajo de campo

La topografía se realizó con un grupo de exploradores especialistas en técnicas de espeleología donde incluye uso de equipo personal para descenso y ascenso de conductos verticales, así como equipo especializado para colocar anclajes metálicos en la roca y cuerdas de 9 mm.

Equipo requerido para la topografía subterránea

El punto de partida (p.p) para la topografía se ubicó con ayuda de un GPS, las distancias se midieron con un distanciómetro láser previamente calibrado, el azimuth de cada línea se midió con una brújula con clinómetro marca Sunto especial para topografía subterránea, el mapa se fue dibujando en el momento con ayuda de hojas contra el agua y lápices de colores.

Procedimiento

Este mapa se elaboró utilizando las metodologías de Ganter (2000) y Day (2002) el cual consiste en la elaboración de poligonales abiertas y cerradas (en caso de galerías amplias), partiendo de un p.p y estableciendo estaciones fijas con ayuda de dos tripié (uno con el

sunto y el distanciómetro montados donde se realiza la toma los datos y otro que recibe el punto laser) la distancia máxima que se usó para el azimut fue de 10 metros. En cada estación se tomaron medidas de la configuración geométrica de la cueva midiendo distancias en izquierda, derecha, arriba y abajo, esto con el fin de determinar las características morfológicas. Las distancias fueron corregidas con funciones trigonométricas para obtener una proyección en planta que pueda proyectarse a la superficie, con todos los demás datos se realizó un perfil a escala y secciones transversales.

Digitalización

Los mapas se editaron en una versión en limpio y a mano con el objetivo de hacer correcciones pertinentes, posteriormente se escaneó para su edición con el software Adobe Illustrator.

También se realizó una base de datos en el software Excel de la paquetería de Microsoft Office para después realizar una topografía en 3D en el software Visual Topo.

1.3.4.- Definición de unidades estratigráficas

Trabajo de campo y toma de muestras

El trabajo de campo consistió en la descripción detallada de la roca en afloramiento y muestra de mano, con el fin de realizar una separación de formaciones geológicas dependiendo de sus componentes y características físicas, teniendo establecido estos parámetros se estableció su extensión en un mapa geológico con el fin de identificar las relaciones de una unidad y otra.

Las muestras de mano que se colectaron presentan un peso aproximado de $\frac{1}{2}$ kg, las cuales fueron llevadas al laboratorio para realizar láminas delgadas a 30 micras con el fin de obtener una descripción más detallada a nivel petrográfico.

Correlación con formaciones geológicas previamente descritas

Las muestras laminadas se describieron utilizando las metodologías que plantea Flügel, (2010) y se clasificaron con ayuda de la Clasificación de Rocas Carbonatadas de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971).

Posteriormente se comparó la descripción elaborada en laboratorio con la realizada por diversos autores, esto con el fin de identificar las formaciones presentes en el área.

1.3.5.- Geomorfología de la Cueva Atl

Descripción de conductos

La descripción de conductos se realizó utilizando los criterios establecidos por Lauritzen y Lundberg (2000) enfocados en la caracterización y descripción de Macro y Micromorfología de pasajes en sistemas epigenéticos.

Diferenciación y agrupación de conductos

Ya establecidos los tipos de conductos se determinaron los agentes espeleogenéticos asociados a su génesis para posteriormente hacer una agrupación de faces espeleogenéticas.

1.3.6.- Geología estructural de la Cueva Atl

El análisis estructural de la Cueva Atl es muy similar a lo que se realiza en superficie, la única diferencia es la ubicación de las estaciones.

Ubicación de las estaciones estructurales

Se realizó una estación estructural de toda la cueva, así como estaciones estructurales puntuales ubicadas en los principales cambios de dirección de galerías.

Toma de datos estructurales

Los datos estructurales se tomaron con ayuda de una brújula marca Brunton con ajuste de la declinación magnética de 6°E, utilizando la regla de mano derecha.

Procesamiento de datos

Se tomaron datos de estratificación, fracturas y fallas los cuales fueron procesaron con los software Stereonet y Dips para obtener diagramas de roseta en el caso de las fracturas y fallas, así como estereogramas con polos y círculo mayor para observar direcciones preferenciales de estratos.

1.3.7.- Tendencias de desarrollo del karst

En este apartado se realizó una comparación de tres tipos de tendencias estructurales, la primera corresponde al desarrollo de la Cueva Atl, la segunda pertenece a los datos obtenidos dentro del área de estudio local y la tercera pertenece a las tendencias regionales.

Tendencias de desarrollo de la Cueva Atl y evolución espeleogenética

Este análisis se realizó siguiendo las metodologías más aceptadas en la actualidad establecidas por (Piccini *et al.*, 2003; Piccini, 2011a; Piccini, 2011b; Ballesteros, 2009; Ballesteros *et al.*, 2012; Ballesteros *et al.*, 2015; Ford y Williams., 2007 y Klimchouck, 2011) que consisten en medir las tendencias de desarrollo a manera de lineamientos, separar los tipos de conductos y su relación con la elevación, así como la topografía. Estos datos se miden con respecto al norte y se grafican en diagramas de rosa con ayuda del programa Dips.

Tendencias de desarrollo local

Para este análisis se realizó un mapa local donde se cartografiaron todas las macroestructuras presentes en el exokarst, se determinó sus direcciones preferenciales con ayuda de lineamientos y se comprobó con las mediciones realizadas en campo. Estos datos también se graficaron en diagramas de rosa para clasificar los principales dominios estructurales, así como familias.

Tendencias de desarrollo regional

Con ayuda de los datos morfométricos y de un mapa de karsticidad (Macro estructuras kársticas como: Poljes, uvalas, dolinas, valles ciegos y sumideros) escala 1:25 000 se establecieron las tendencias de desarrollo de estructuras kársticas a nivel regional con estos datos se realizó un mapa de tendencias estructurales o lineamientos.

Los datos obtenidos se graficaron en un diagrama de rosa con el fin de ver las direcciones con mayor abundancia, estos datos se graficaron en un histograma de frecuencias donde se comparó la cantidad de estructuras kársticas a diferentes elevaciones.

I.- GENERALIDADES

Este análisis se realizó con el fin de obtener información de las principales zonas afectadas por la disolución, los rangos utilizados fueron cada 50 metros, partiendo de los 800 a los 2650 m.s.n.m.

Estos tres tipos de análisis se compararon para establecer una relación de las estructuras regionales y su relación con la génesis y desarrollo del karst.

II.- GEOLOGÍA REGIONAL

De acuerdo con Campa y Coney (1982) en el mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos de México el área de estudio se ubica dentro del Terreno Maya y colinda en el sector E y N con el Cinturón Volcánico Transmexicano, al SW colinda con el Terreno Oaxaca y Juárez.

De acuerdo con Ortuño *et al.*, (1992), esta zona montañosa del Terreno Maya presenta varias sierras que la conforman, las cuales son: Sierra de Zongolica, Sierra Negra de Puebla, Sierra Mazateca y Sierra Tlacuiloltecatl, dicho autor menciona que en su conjunto conforman la provincia geológica denominada la Cuenca Mesozoica de Zongolica. Este conjunto de sierras presenta características estructurales similares a las de la SMO, por lo cual se cree que son una prolongación de la misma.



Figura 20.- Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos de México (Tomado de Campa y Coney, 1983)

Debido a que el área de estudio ha sido afectada por eventos tectónicos con diferentes direcciones y cinemática, la estratigrafía del área presenta gran complejidad. Este trabajo se basa en las características estratigráficas de la región de Zongolica-Orizaba-Tequila que realizó Salinas-Estrella (1960) donde menciona que en esta zona afloran rocas de origen marino tales como caliza, calizas dolomitizadas, margas, lutitas, lutitas calcáreas, lutitas arenosas y areniscas, con edades que varían del Jurásico al Terciario.

Las formaciones que se observan en el mapa geológico regional de la Figura 20, corresponden a una recopilación y modificación de datos tomados de (Salinas-Estrella, 1960; Ortuño *et al.*, 1992; Ortuño *et al.*, 2003; Eguiluz, *et al.*, 2000), con un total de ocho formaciones geológicas que se muestran en las Figuras 21 y 22.

2.1.- Estratigrafía

A continuación, se describen las formaciones geológicas que afloran en el área de estudio, la descripción se realiza de manera breve y en orden cronológico iniciando de las formaciones más antiguas hasta las más recientes.

Formación Tepexilotla

Constituida por lutitas apizarradas, pizarras de color negro que a la cima presenta areniscas con pequeños granos de glauconita de color verde, estas rocas presentan una edad Jurásico indiferenciado, (Salinas-Estrella, 1960).

Formación Xonamanca

Constituida por rocas piroclásticas (dacitas), rocas sedimentarias terrígenas (vulcarenitas, litoarenitas y litoarenitas feldespáticas) y en menor proporción por rocas carbonatadas (micrita y micrita fosilífera) que corresponden a la base del Cretácico Inferior (Berriasiano-Valanginiano), (Salinas-Estrella, 1960).

Formación Tamaulipas Inferior

Se constituye de capas gruesas de más de 4 m de caliza micritica fosilífera con calpionélidos, de color gris claro, nódulos de pedernal esferoidales y alargados, estilolitas paralelas o transversales a la estratificación. Presenta una edad Berriasiano-Barremiano Carrasco *et al.* (2008).

Formación Tamaulipas Superior

Se constituye de calizas de color gris claro a oscuro, su estratificación va de media a gruesa con alternancia de capas arcillosas delgadas de color gris claro amarillento y violáceo. Las calizas presentan una gran cantidad de micrita, que constituye rocas tipo mudstone y wackestone con abundantes calciesferas, foraminíferos plantónicos y pequeños amonites comúnmente de color negro. Así mismo presenta nódulos y bandas de pedernal de color

gris, café y negro. Esta formación presenta una edad Aptiano Superior-Albiano Inferior (Barbosa *et al.*, 2004).

Formación Orizaba

Esta formación se caracteriza por presentar rocas calizas de color gris-crema, con estratos que van de 2 a 4 metros de espesor de caliza cristalina a microcristalina, abundantes microfósiles y horizontes de brecha intraformacional, su espesor es de aproximadamente 500 metros y aflora al sur de la ciudad de Orizaba. Esta formación presenta una edad Albiano-Cenomaniano (Salinas-Estrella, 1960). (Figura 21 y 22)

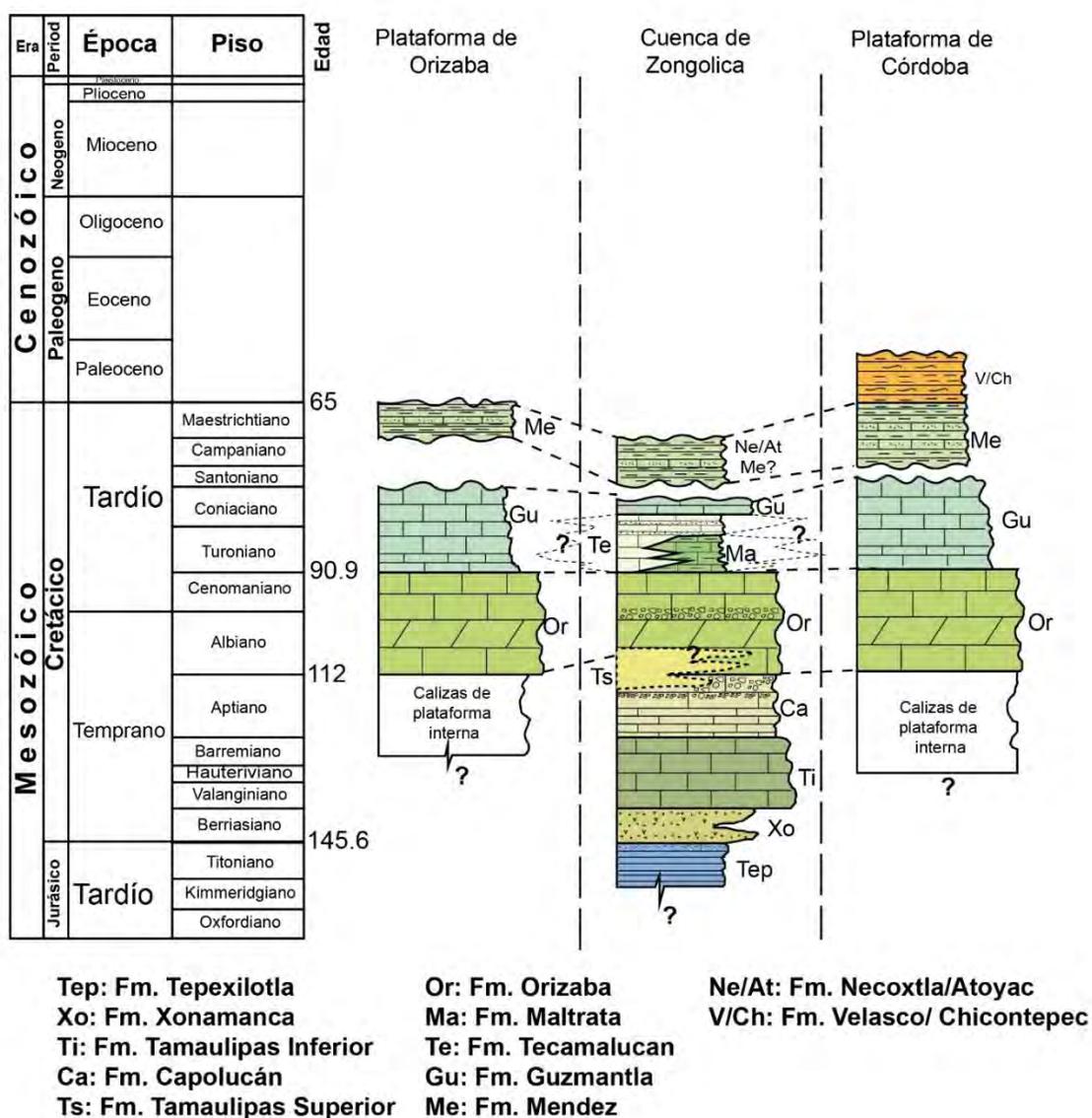
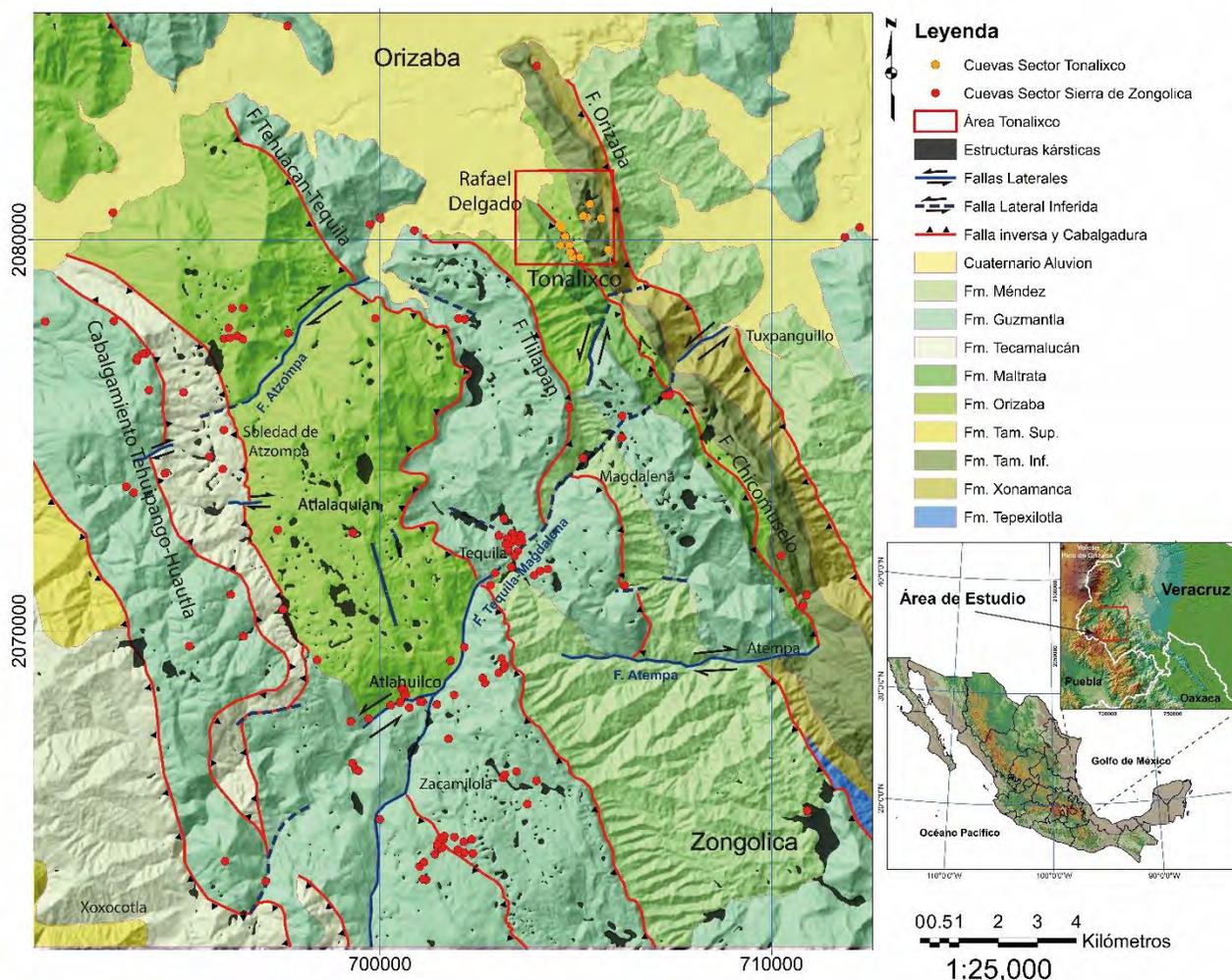


Figura 21.- Columna estratigráfica de la Cuenca de Zongolica, modificada de Ortuño *et al.*, (2003)

Formación Maltrata

Se constituye de sedimentos arcillo-calcáreos de color gris verde bien estratificados con intercalaciones delgadas de caliza negra cristalina a microcristalina, con bandas y segregaciones de pedernal negro. Este cuerpo corresponde a lutitas de color amarillo ocre o gris verdosas bien estratificadas y muy deleznable. Presenta una edad Turoniano-Coniaciano (Salinas-Estrella, 1960).



Formación Tecamalucan

Compuesta de calizas arcillosas y ocasionalmente bituminosas de color gris oscuro con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio y lutitas oscuras laminares que gradúan a margas, esta formación presenta una edad Turoniano-Santoniano, (Toriz, 1990).

Formación Guzmantla

Comprende sedimentos de facies arrécifales tales como sedimentos calcáreos, calizas y calcarenitas de color crema a gris oscuro; las calizas son de aspecto masivo y macrofósilíferas con Rudistas y algunos horizontes están plagados de Miliólidos: la estratificación es media en bancos de 50 cm a 1 metro de espesor, esta formación presenta una edad Turoniano-Coniaciano, (Salinas-Estrella, 1960).

Formación Necoxtla-Atoyac

Se caracteriza por presentar pizarras amarillas, rojas hasta grises, muy blandas con hojas de mica y fragmentos o “cristales de pirita”, particularmente en su parte superior se intercala con estratos delgados a medios de caliza de color gris con lentes de pedernal. Presenta una edad Santoniano-Campaniano (Salinas-Estrella, 1960).

Formación Méndez

Esta formación se constituye de lutita y marga de color gris a gris verdoso, sus estratos son capas medianas y gruesas que con frecuencia alternan con capas delgadas de bentonita blanca, esta formación presenta una edad Campaniano-Maastrichtiano en base debido a su contenido faunístico y posición estratigráfica. Carrillo-Bravo (1971)

III.- RESULTADOS

3.1.- Geomorfología y su relación con el paisaje kárstico

La morfometría tiene como función, aportar información de los elementos que no se pueden determinar directamente en un mapa topográfico. En algunos casos se calculan parámetros que aportan información más precisa sobre los procesos endógenos y exógenos que afectan una zona (Lugo, 1991)

Para este trabajo se realizaron varios análisis con el fin de hacer una aproximación a las características de las zonas kársticas de la región y establecer su relación con los procesos endógenos que las originan.

3.1.1.- Rasgos geomorfológicos

Rugosidad

Los datos obtenidos de la rugosidad del área se clasificaron en tres rangos que van de zonas suaves, zonas rugosas y zonas ásperas, estos valores nos indican la variación de la pendiente por unidad de área reclasificados usando los valores bajos, medios y altos y su relación entre ellos.

Zonas Suaves

Se observan en el sector norte del área en lo que corresponde a la ciudad de Orizaba y se asocian a zonas de depósitos aluviales del Cuaternario, en los cauces de los ríos presenta zonas rugosas y ásperas debido a las incisiones que se generan a lo largo de su cauce.

En las zonas altas del área que corresponden a los poblados de Soledad de Atzompa, Atlalaquian, Atlahuilco y Zacamilola se observan zonas suaves semicirculares, elipsoidales y amorfas de decenas y ocasionalmente de cientos de metros cuadrados que están rodeadas de zonas rugosas y ásperas. (Figura 23)

Zonas Rugosas

Las zonas rugosas se observan en la mayoría del área de estudio principalmente en la parte centro, hacia el oeste y en el sector noreste del área, su variación en la elevación muestra y poco drenaje evidencia la presencia de rocas carbonatadas debido a que presenta cimas rugosas poco redondeadas con presencia de estructuras kársticas y cuevas.

III.- RESULTADOS

En el sector noreste del área tiende a ser más áspero con un drenaje moderadamente ordenado sin presencia de cuevas ni estructuras kársticas. (Figura 23)

Zonas Ásperas

En la Figura 23, se observan dos zonas marcadas con una línea negra punteada la cual indica las zonas ásperas del área, las cuales se caracterizan por presentar un drenaje sundendrítico y bien marcado con escasas zonas suaves, esto hace referencia a la presencia de rocas poco permeables, es común observar en los límites de estas zonas algunas estructuras kársticas y cuevas como es el caso de la zona de Zongolica y Tequila.

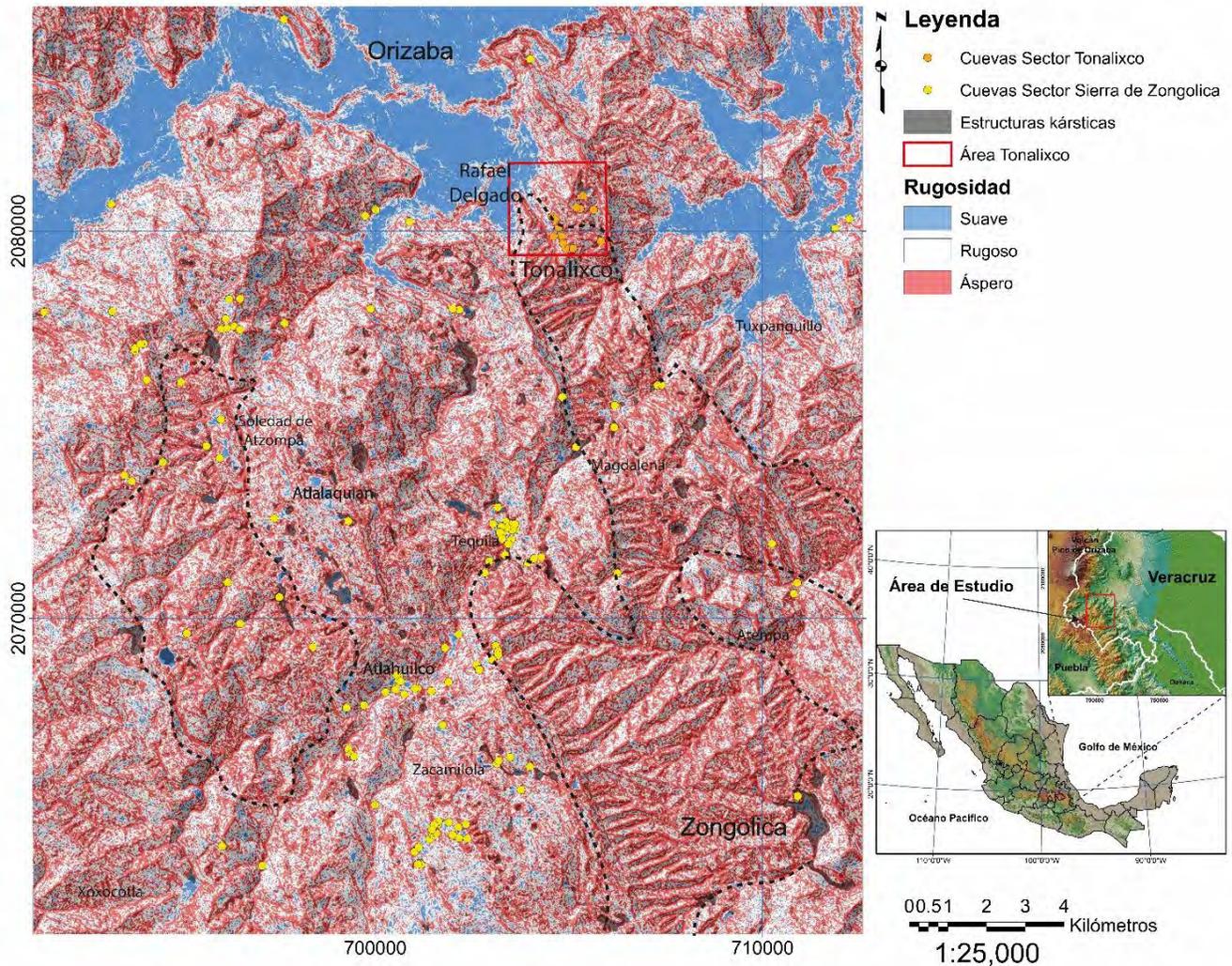


Figura 23.- Mapa de Rugosidad

Orden de Drenaje

Dentro del área de estudio existen zonas con diferentes tipos en el orden del drenaje, lo que nos ayuda a determinar su relación con estructuras mayores como es el caso de los ríos de 4° y menormente de 3^{er} orden, mientras que los ríos de 2° y 1^{er} orden nos darán información sobre el tipo de roca y las estructuras menores presentes.

Ríos de 4° orden

En la Figura 24 se muestra el mapa de orden de drenaje, donde se tiene ríos del 1^{er} hasta el 4° orden. El río Matzinga que se considera el principal en la zona ya que presenta la mayor trayectoria, este río de 4° orden (con color rojo) presenta una dirección SW-NE desde el poblado de Atlahuilco, Tequila, Tlilapan, al llegar a la ciudad de Orizaba se une con el Río Blanco de dirección E-W. (Figura 24)

Se determinó otro río que se encuentra desde el poblado de Soledad de Atzompa hasta el pueblo de Tlilapan donde se une con el río Matzinga. En el sector NE se determinó otro río con trayectoria SW-NE, del poblado de Tuxpanguillo hasta unirse al río Matzinga.

Ríos de 3^{er} orden

Los ríos antes descritos presentan varias zonas que aportan agua de ríos de 3^{er} orden con una trayectoria importante, algunos de ellos son: En el sector W en el poblado de Soledad de Atzompa se encuentra el río Ateutli, con una traza muy recta de rumbo SSE-NNW, en el sector SW existen algunos ríos con una traza semicircular que conectan con el río Matzinga.

En el sector NW, en la planicie proveniente de Ciudad Mendosa se tiene el río Blanco que conecta su cauce con el río Matzinga en la ciudad de Orizaba. En el sector NE desde el poblado de Magdalena hasta Tuxpanguillo se tiene un río con una traza muy recta que se une a un río de 4° orden que se une al cauce del río Blanco.

En el sector SE, se tiene el río Popocatl con una traza rectilínea W-E, mientras que en el sector sur se encuentra el río Axoxohuilco que aporta agua al polje de Zongolica II. (Figura 24)

III.- RESULTADOS

Ríos de 2° y 1er orden

Estos ríos configuran el tipo de drenaje presente en el área y nos hablan de estructuras geológicas menores, así como de las características de resistencia a la erosión debido a la permeabilidad de la roca.

En la zona centro y centro sur se observa un tipo de drenaje de 1er orden, radial-semicentrípeta y menormente desordenado que converge en puntos como dolinas y uvalas, esto es un indicador de fuerte karstificación de estas dos zonas, las cuales son muy similares, debido a estas características estas zonas se asocian a puntos de recarga de agua de manera difusa y puntual que alimentan el acuífero kárstico.

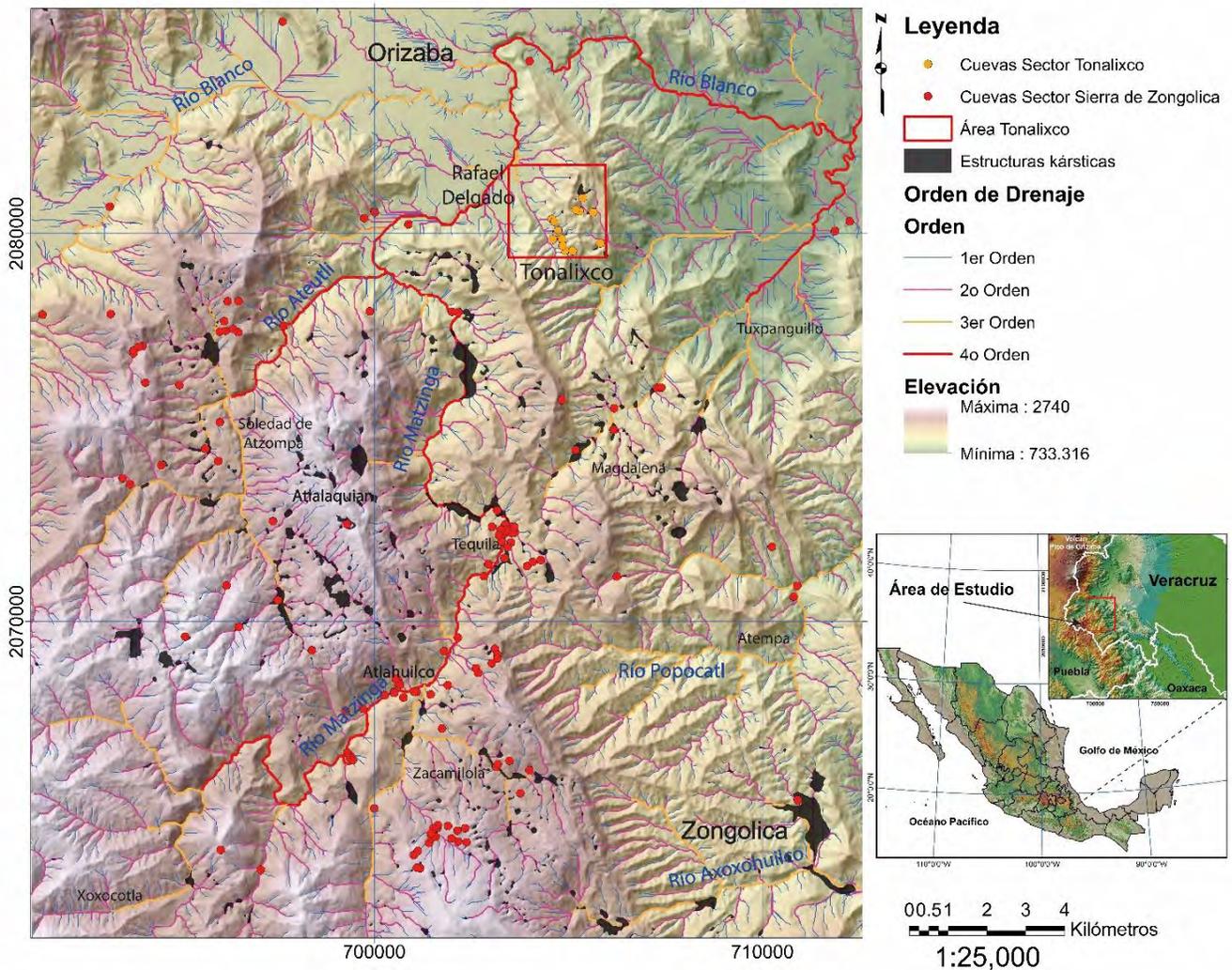


Figura 24.- Mapa de orden de drenaje.

III.- RESULTADOS

En el sector SW se observó un drenaje tipo dendrítico-subparalelo, mientras que en el sector NE se observa un drenaje subdendrítico y pequeñas zonas de tipo dendrítico-paralelo, como es el caso de la localidad de Soledad de Atzompa.

En el sector noreste se observó un drenaje combinado con zonas subdendríticas-subparalelas, subdendrítico y dendrítico. Finalmente, en el sector SE, se observó que en las partes altas se tiene un drenaje subparalelo-dicotómico que a las partes bajas se vuelve subdendrítico, este tipo de drenajes se asocia a rocas de moderada a baja permeabilidad asociado a rocas arcillosas, arcillo calcáreas y margas. (Figura 24)

Morfolineamientos

Se detectaron las principales familias de morfolineamientos con el objetivo de determinar de manera estadística, las principales direcciones de estructuras mayores como fallas o pliegues.

En esta zona se identificaron 1201 lineamientos que corresponden a ríos y lineamientos principalmente, estos datos se midieron con respecto al norte y se graficaron en un diagrama de roseta que muestra los siguientes datos.

En este análisis se determinaron tres familias principales, la primera y más abundante presenta una dirección $N60^{\circ}-70^{\circ}$, la segunda presenta una dirección $N330^{\circ}-350^{\circ}$ y la última presenta una dirección $N280^{\circ}-300^{\circ}$. (Figuras 25 y 26)

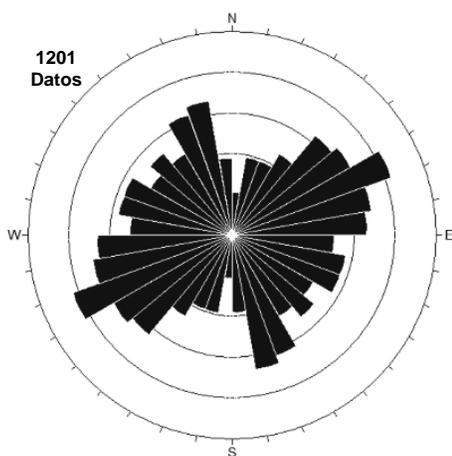


Figura 25.- Diagrama de roseta que muestra las tres principales familias de lineamientos de la zona norte de la Sierra de Zongolica.

III.- RESULTADOS

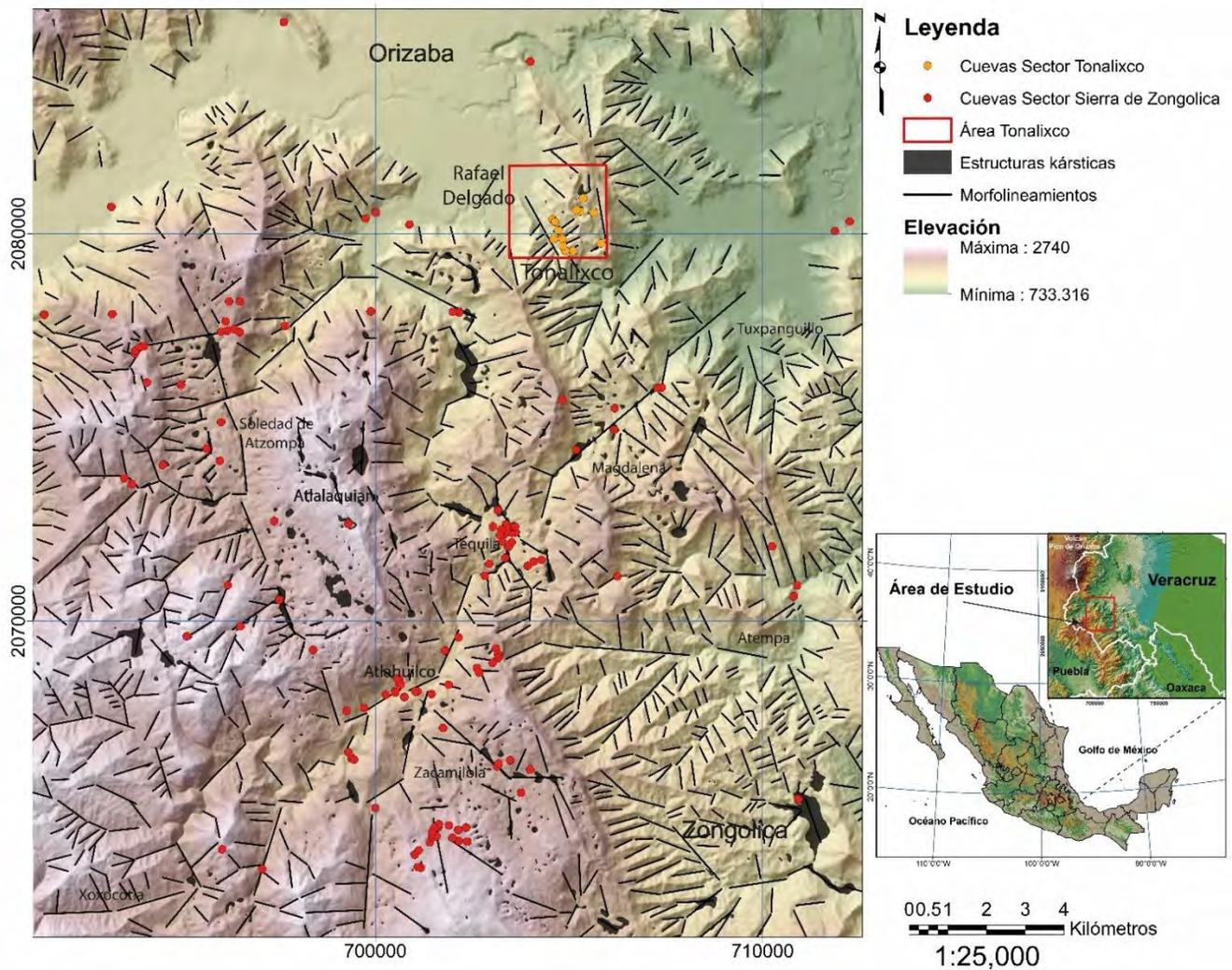


Figura 26.- Mapa de morfolineamientos.

Inclinación del terreno

Este análisis se realizó con el objetivo de detectar las zonas con diferentes tipos de inclinación, así como los rasgos que puedan ayudar a determinar estructuras geológicas importantes y proponer sus principales características.

Se clasificaron 5 familias con rangos que van de los 5°, 15°, 30°, 45° y >62° los cuales corresponden planicie, lomeríos, montaña, montaña escarpada y escarpe respectivamente. (Figura 27)

En el sector norte se tiene una zona de planicies que abarcan la ciudad de Orizaba, mientras que en las comunidades de Atlaquian, Atzompa y al sur de Atlahuilco se tienen zonas con

III.- RESULTADOS

lomeríos y pequeñas montañas, en estos puntos es abundante la presencia de macroestructuras kársticas como dolinas, uvalas y poljes, estas dos zonas presentan una alineación de dirección SSE-NNW.

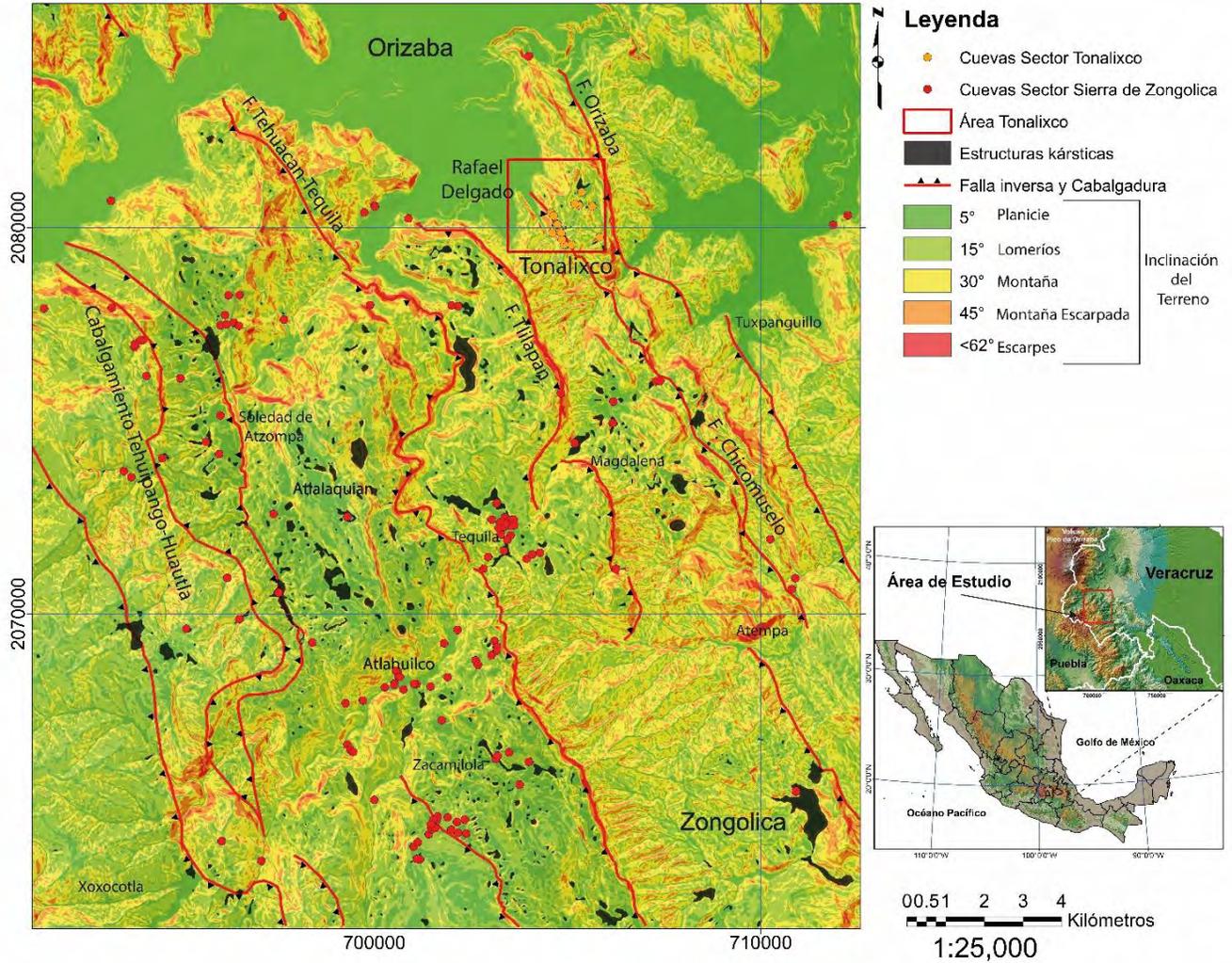


Figura 27.- Mapa de Inclinación del Terreno

Junto a esta zona en el sector oeste con la misma dirección se tiene una zona de lomeríos, pero principalmente montaña y montaña escarpada que en algunos puntos llegan a tener escarpes bien definidos.

En el sector W se tiene una zona con montañas y menormente montañas escarpadas y lomeríos, mientras que en sector SE existe una zona fuertemente escarpada con dirección 150° (asociada a una falla inversa) que presenta zonas de montañas escarpadas con

montañas de manera perpendicular y que hacia la zona de Zongolica disminuye hasta lomeríos. (Figura 27)

Este pequeño bloque está delimitado claramente por una zona de escarpes de dirección W-E por donde va la traza del río Popocatepec y que pertenecen a una falla lateral.

El sector E y NE del área se caracteriza por presentar una combinación de escarpes con una dirección que varía entre 145° a 165° asociadas a frentes de cabalgadura, que contrasta de manera perpendicular con montañas escarpadas de direcciones que van de los 40° a 70°. Así mismo se determinaron zonas aisladas con lomeríos y montañas con presencia de macroestructuras kársticas como dolinas, uvalas y poljes. (Figura 27)

Energía del Relieve

La energía del relieve está en función de la inclinación del terreno en un área determinada, este análisis brinda información de la topografía y su relación con las características hidrológicas de la zona, así como de las variaciones que puede tener el gradiente hídrico regional y local.

En el siguiente mapa se muestra una interpolación de los valores obtenidos mediante un cálculo del promedio de la variación de la inclinación del terreno por unidad de área, dentro de una malla de 250 x 250 metros, el valor obtenido se adjuntó en un punto central de cada cuadro de la malla, dichos puntos se interpolaron con *kriging* para tener un mapa que muestre los valores con mayor y menor energía del relieve.

En la Figura 28, se muestran los valores de baja, moderada, media, alta y muy alta energía del relieve, los cuales se describen a continuación.

Energía del Relieve Baja

Se observa principalmente en el sector N en la ciudad de Orizaba y menormente en el sector NE del área de estudio y se asocian a zonas de planicie y lomeríos.

Energía del Relieve Moderada

Se observa principalmente en el sector NE del área en los poblados de Campo Grande y Tuxpangillo, también se observó una zona al SW del poblado de Atlalaquian y al SE de

III.- RESULTADOS

Atlalilco, en estos puntos nuevamente coincide con macroestructuras kársticas, así como cuevas.

Energía del Relieve Media

Se determinó en lo que corresponde a una parte de la traza del río Matzinga desde el poblado de Xoxocotla, Atlahuilco y Tequila, así como una porción al SW de Atlalaquian, en el poblado de Zongolica es evidente, así como al W de Orizaba.

Energía del Relieve Alta

Se determinó principalmente en el sector NE del área en lo que corresponde a los poblados de Atempa, Magdalena y Tonalixco, así como Tlilapan y menormente en el frente NW del área.

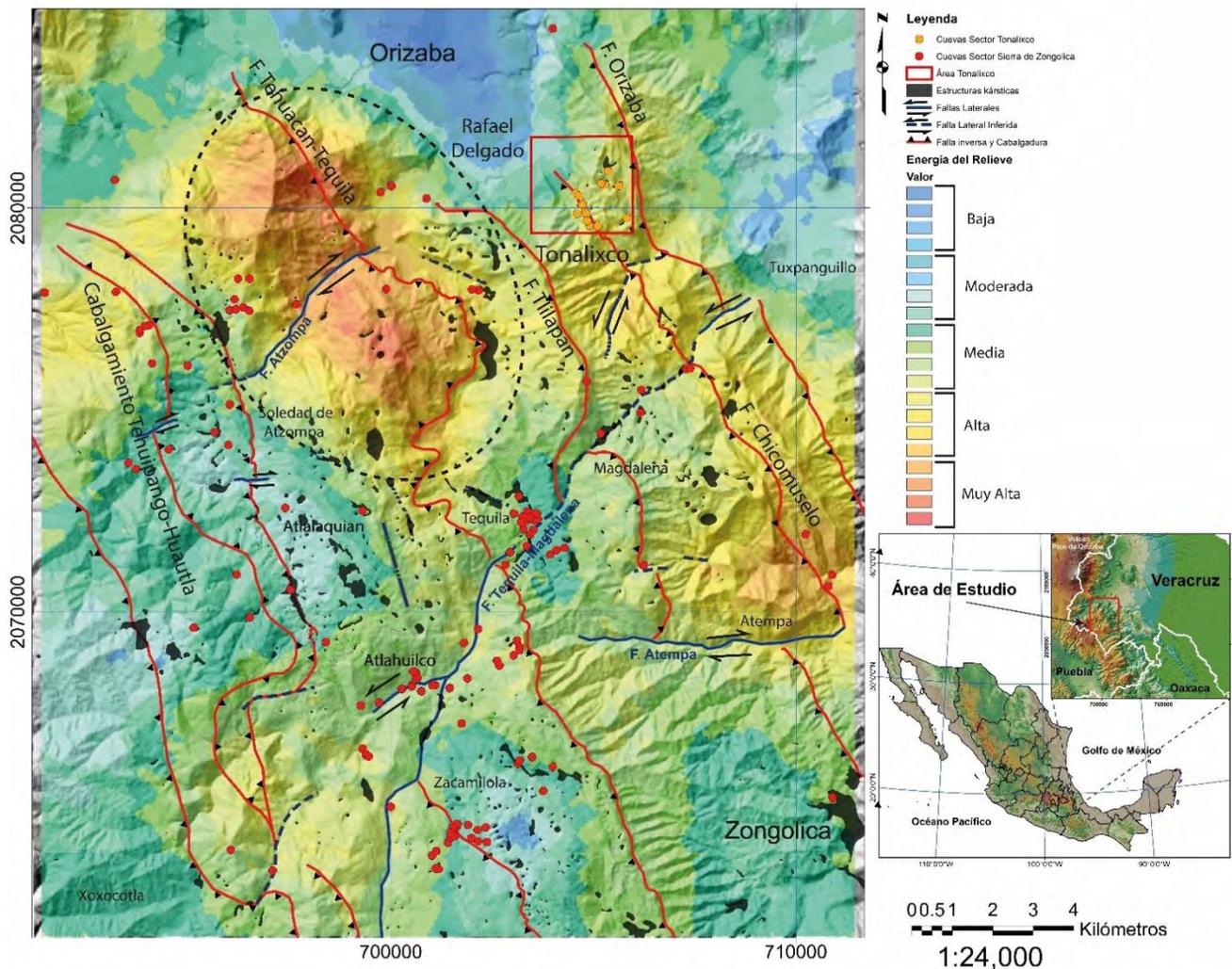


Figura 28.- Mapa de Energía del Relieve, el óvalo de línea punteada muestra la zona de muy alta energía del relieve

Energía del Relieve Muy Alta

Se determinaron sólo dos zonas con estas características, la de menor grado es la que se encuentra al este del poblado de Atempa, mientras que la zona con más energía se encuentra entre los poblados de Soledad de Atzompa rumbo a Tlilapan.

Esta zona se caracteriza presentar un máximo de 2400 m.s.n.m y pasa a una elevación de 1100 m.s.n.m en menos de 3.5 km en línea recta, por tal motivo se considera como la zona con una alta energía. (Figura 28)

Facetas Triangulares

En este análisis se determinaron 116 facetas triangulares las cuales fueron marcadas con polígonos en forma de triángulo y trapecio de color rojo, estos polígonos evidencian un corte del relieve, el cual puede ser ocasionado por una falla.

En este caso se determinó el azimut con respecto al norte de cada una de estas facetas, los datos obtenidos fueron graficados en un diagrama de roseta (Figura 29) que muestra la presencia de dos familias importantes de dirección 30°-40° y 50°-60° y una familia menor de dirección 340°-350°.

Estas facetas se concentran principalmente en la traza del río Mazinga desde el poblado de Xoxocotla hasta Tequila y menor mente en el poblado de Magdalena. Si comparamos la información de los demás análisis realizados, se puede observar que esta zona presenta una textura incisiva de moderada a baja rugosidad con dominio de un río de 4° orden y menormente de 3er orden. (Figura 30)

Los morfolineamientos, marcan una zona continúa apoyada de una fuerte inclinación de terreno con escarpes y montañas escarpadas. Así mismo la energía del relieve en esta zona es alta con variaciones a media en la zona de Tequila.

Al comparar estos rasgos con la geología que plantean Salinas-Estrella (1960), Ortuño *et al.*, (1992) y Eguiluz *et al.*, (2000) se puede determinar que existen varias fallas de tipo lateral que generaron desplazamientos importantes.

III.- RESULTADOS

Por lo tanto, se propone la existencia de la Falla Tequila-Magdalena con un rumbo que varía de los 20°-45 a 50°-70° con respecto al norte. El desplazamiento que presenta es de tipo lateral izquierdo y una longitud de aproximadamente 18.5 km.

Así mismo se propone la Falla Atempa de dirección E-W la cual pone en contacto lateral a rocas de las formaciones Méndez y Guzmantla por medio de una falla lateral derecha con una longitud de aproximadamente 6.7 km.

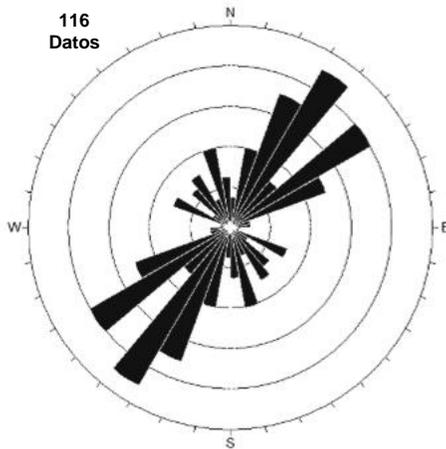


Figura 29.- Diagrama de roseta que muestra las principales direcciones de las facetas triangulares determinadas en el área.

En el sector norte se detectó otra falla de tipo lateral derecha que se denominó Falla Atzompa, con una dirección que varía de 45° a 65°, un desplazamiento lateral derecho y una longitud aproximada de 5.2 km. (Figura 32)

Así mismo se infieren varias fallas como las que se detectaron al sur de Tonalixco con un probable desplazamiento lateral izquierdo.

Dentro de este mapa se muestran polígonos de color naranja que corresponden a facetas triangulares invertidas que al alinearlas corresponden a la traza de los principales frentes de cabalgaduras de la zona. (Figura 32)

La información que brindan este tipo de análisis morfométricos ayudó a refinar y proponer nuevos contactos, así como fallas en la cartografía geológica-estructural, la cual se propone en el apartado de Estratigrafía Regional (Figura 22), no obstante, se requiere revisar las modificaciones propuestas con trabajos de campo, debido a que el objetivo de esta investigación es únicamente establecer la relación de dichas estructuras, su expresión en el paisaje y su relación con el desarrollo de karst.

III.- RESULTADOS

Dentro del área de estudio se determinaron ocho bloques morfotectónicos los cuales se describen a continuación.

Bloque 1.- Atempa-Magdalena

Este bloque se ubica en el sector E del área de estudio, presenta un área de 62.7 km², tiene como límites la falla Tequila-Magdalena en el norte y al sur la Falla Atempa. Dentro de esta zona se encuentran tres fallas de dirección 150° las cuales son, Falla Tlilapan, Falla Chicomuselo y Falla Orizaba. Los bloques con los que colinda son: al norte con el Bloque Tonalixco-Rafael Delgado, al sur con el Bloque se Zongolica y al oeste con el Bloque Tequila. (Figura 31)

Este bloque presenta estructuras kársticas principalmente en la localidad de Magdalena y muy cerca de Tequila.

Bloque 2.- Tonalixco-Rafael Delgado

Se ubica en el sector NE del área con una extensión de 58.6 km², está delimitado al sur por la Falla Tequila-Magdalena, al oeste por la Falla Tlilapan y al norte por las planicies cuaternarias y aluvión.

Este bloque presenta una forma irregular con dos fallas inversas internas, que son: Falla Chicomuselo y Falla Orizaba. Colinda al sur con el Bloque Atempa-Magdalena y al oeste con el Bloque Tequila. (Figura 31)

La presencia de estructuras kársticas es escasa, pero si se tiene una concentración de 16 cuevas en el sector de Tonalixco y 4 en los límites con el Bloque 1.

Bloque 3.- Bloque Tequila

Este bloque tiene un área de 26.6 km², presenta una forma alargada en dirección N-S delimitado por dos fallas; al oeste con la Falla Tehuacán-Tequila que lo hace colindar con el Bloque Atlalaquian y al este con la Falla Tlilapan que lo hace colindar con el Bloque Tonalixco-Rafael Delgado. (Figura 31)

III.- RESULTADOS

Este bloque presenta 3 macroestructuras tipo polje así como una gran cantidad de dolinas y uvalas, la presencia de alrededor de 20 cuevas en el poblado de Tequila y su límite sur revelan una fuerte karstificación en la zona.

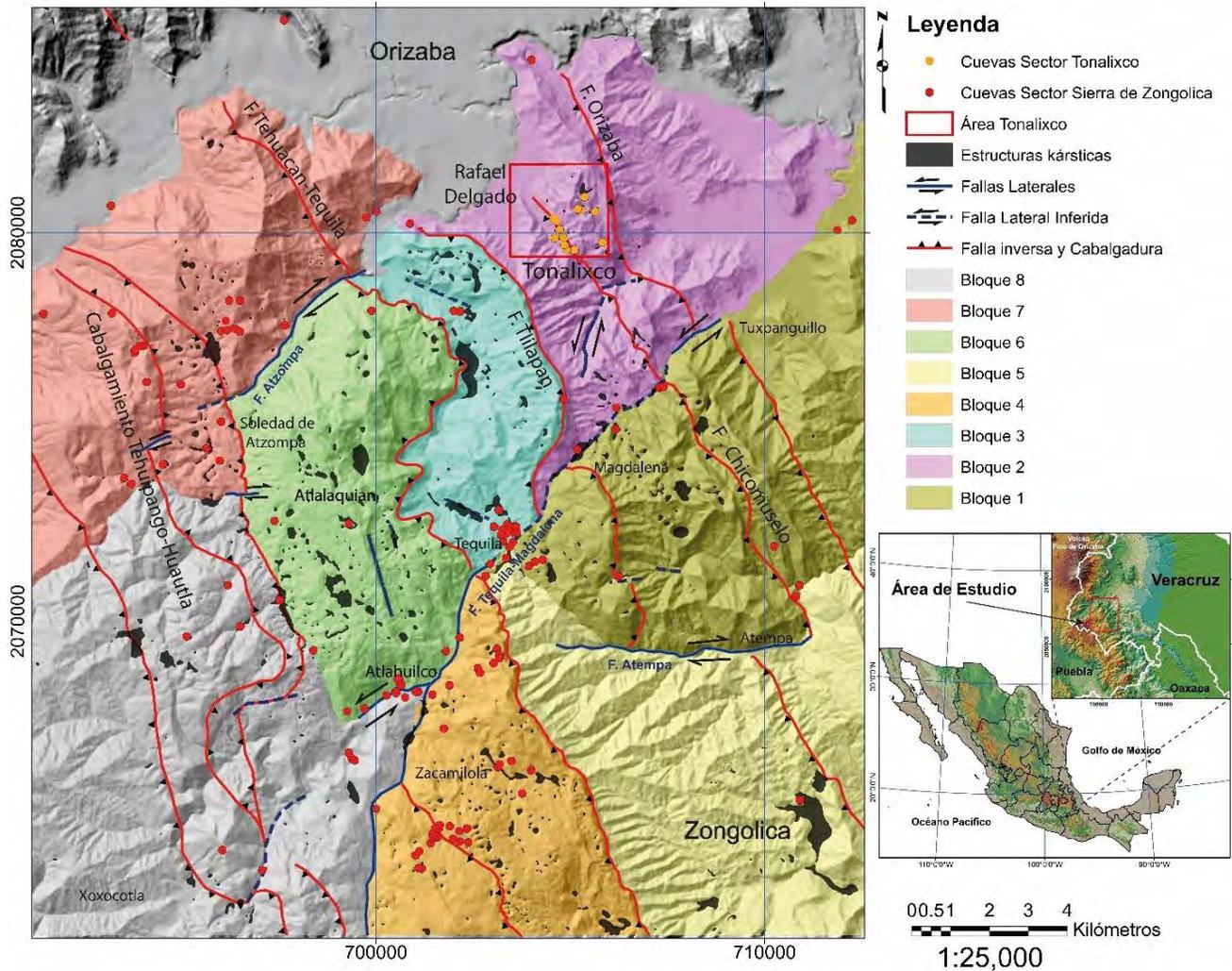


Figura 31.- Mapa de Bloques Morfotectónicos

Bloque 4.-Zacamilola

El Bloque Zacamilola se ubica en el sector sur de la zona de estudio, presenta un área de 37 km², se caracteriza por tener como límites la Falla Tequila-Magdalena al NE que hace que colinda con los bloques Atlaquian y Atlahuilco. En el sector este colinda con el Bloque de Zongolica por medio de la Falla Tehuacán-Tequila.

Esta zona se caracteriza por presentar una textura rugosa-redondeada con abundantes macroestructuras kársticas, así como 34 cuevas. (Figura 31)

III.- RESULTADOS

Bloque 5.- Zongolica

Este bloque se ubica en el sector SE y presenta un área de 60.7 km², sus límites están establecidos por dos fallas principales, la primera es la Falla Atempa de dirección E-W que se ubica en el sector N y que hace que colinde en contacto lateral con el bloque Atempa-Magdalena, la segunda es la Falla Tehuacán-Tequila con una dirección 150° y se ubica en el sector W que hace que colinde con el Boque Zacamilola. (Figura 31)

En el sector SE este bloque presenta dos estructuras tipo polje así como pequeñas dolinas a su alrededor y 2 cuevas, mientras que sus límites en el sector NW y NE existen algunas dolinas y cuevas.

Bloque 6.- Bloque Atlalaquian

Este bloque se encuentra en la porción central del área de estudio y está rodeado por seis bloques diferentes, cabe mencionar que este bloque se encuentra en la parte más alta del área y presenta características similares al Bloque Zacamilola.

El área que abarca es de 45.3 km² que se delimita por 4 fallas muy importantes, la primera es la Falla Atzompa de dirección 50°-70° que es de tipo lateral derecha, esta falla lo separa del Bloque Mendoza.

En el sector E colinda con el bloque Tequila por medio de la Falla Tehuacán-Tequila, mientras que en el sector W colinda con el Bloque Xoxocotla por medio de una falla normal denominada Falla Atlalaquian.

Finalmente, en el sector sur colinda con los bloques Atlahuilco y Zacamilola por medio de la Falla Tequila-Magdalena. Este bloque presenta una gran cantidad de estructuras kársticas como poljes, uvalas y dolinas distribuidas en zonas rugosas de poca pendiente, así mismo presenta 19 cuevas ubicadas principalmente en el sector sur en el poblado de atlahuilco. (Figura 31)

Bloque 7.- Mendoza

Este bloque presenta un área de 65 km² y colinda en el sector norte con los depósitos del cuaternario y aluviones, mientras que en el sector SE está delimitado por la Falla Atzompa de tipo lateral derecha que hace que colinde con el Bloque Atlalaquian.

III.- RESULTADOS

En el sector sur este bloque colinda con el Bloque Xoxocotla por medio de un fuerte morfolineamiento que presenta la misma dirección que la Falla Atzompa, en este lugar no se logró determinar cinemática alguna de dicha falla.

Este bloque presenta afectación por fallas inversas de gran extensión, una de ellas es el Cabalgamiento Tehuipango-Huautla que genera klipes y ventanas tectónicas. (Figura 31)

Este bloque presenta 22 cuevas, así como una gran cantidad de dolinas y uvalas que lo que muestra una fuerte karstificación.

Bloque 8.- Xoxocotla

Este bloque es el que presenta mayor área con 86.1 km², se caracteriza por presentar una textura moderadamente homogénea, a pesar de las fallas que lo afectaron, es posible que presente más bloques internos, pero en este trabajo sólo se dejara como un bloque general.

En el sector este, colinda con el Bloque Zacamilola por medio de la Falla Tequila-Magdalena. Es muy probable que esta falla tenga ramificaciones hacia la parte interna del Bloque Xoxocotla.

En el sector NE, colinda con el Bloque Atlalaquian por medio de la Falla Tequila-Magdalena, donde presencia el desarrollo de 15 cuevas.

Finalmente, en el sector norte colinda con el Bloque Méndez por medio de un lineamiento que puede corresponder a la traza de la Falla Atzompa, (Figura 31) así como cabalgaduras pertenecientes al Cabalgamiento Tehuipango-Huautla que presenta algunas dolinas y uvalas sobre su trazo.

3.2.- Geología estructural regional

Dentro del análisis regional y con ayuda de SIG se determinaron varias estructuras geológicas que son el reflejo de diferentes eventos de deformación, algunas de ellas ya estaban reportadas por los autores antes mencionados, pero algunas más se determinaron por medio de análisis morfométrico.

3.2.1.- Estratificación y fallas inversas

Una de las principales familias de estructuras mayores que topográficamente son evidentes son las fallas inversas, estas estructuras presentan un rumbo preferencial N150°/45°SW y una vergencia NE.

En la Figura 22 se muestran las principales fallas inversas, entre las que destacan el Cabalgamiento Tehuipango-Huautla, Falla Tehuacán-Tequila, Falla Tlilapan, Falla Chicomuselo y la Falla Orizaba, esta última afecta el área de estudio local, en la Figura 32 se muestra un diagrama de roseta donde se observan los rumbos preferenciales de las fallas inversas.

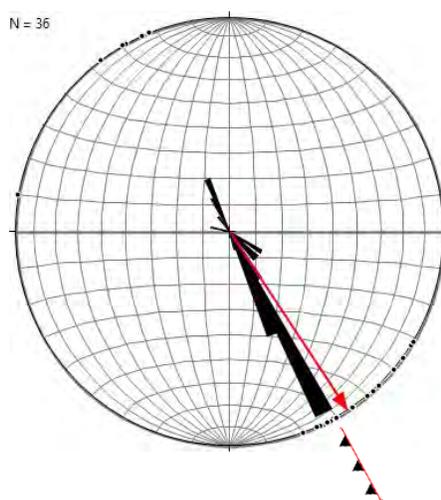


Figura 32.- Diagrama de roseta de los rumbos de las principales fallas inversas en la Sierra de Zongolica, en rojo se muestra la dirección del vector principal (Datos obtenidos por medio de análisis morfométrico).

3.2.2.- Fallas Laterales

Con ayuda del análisis morfométrico y principalmente de facetas triangulares, se detectó un sistema de falla lateral que afectó a la mayoría de rocas del área de estudio con una clara expresión en la topografía.

III.- RESULTADOS

La evidencia de este sistema de fallas se observa claramente en las Figuras 22, 32 y 33, se muestra la Falla Tequila-Magdalena con una longitud un poco mayor a los 20 km, esta falla se ubica a unos 6 km al este de la comunidad de Xoxocotla con un rumbo N 55° y corre por los poblados de Atlahilco, Tequila, Magdalena y Tuxpanguillo, la cinemática que presenta es lateral izquierda.

La Falla Atempa corresponde a una estructura un poco mayor a los 10 km, inicia en el pueblo de Tequila y corre hacia el ESE con un rumbo N100° hacia el poblado de Atempa, la cinemática presenta es de tipo lateral derecho.

De manera general, estos son los sistemas de fallas regionales que afectaron la roca y por consecuencia constituyen una red de debilidades que si se compara con las estructuras kársticas presentes es muy poca la relación entre ellas, pero si comparamos el desarrollo de cuevas se observa una relación muy clara y mayormente sobre la traza de la Falla Tequila-Magdalena. (Figura 33)

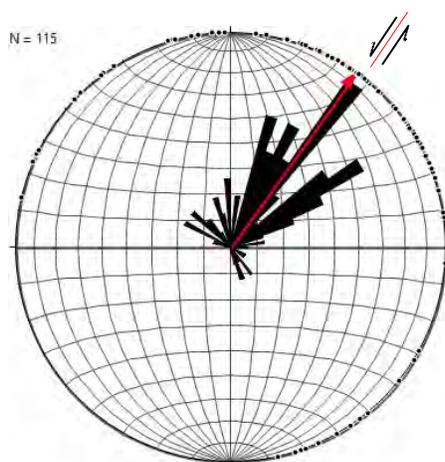


Figura 33.- Diagrama de roseta que muestra los rumbos preferenciales de las fallas laterales principalmente asociadas a la Falla Tequila-Magdalena, en rojo se muestra la dirección del vector principal (Datos obtenidos por medio de análisis morfométrico).

3.3.- Morfometría local

3.3.1.- *Inclinación del Terreno en el sector de Tonalixco*

Este mismo análisis se realizó en el área de estudio local donde se encuentra la Cueva Atl, el objetivo fue determinar las principales zonas con mayor inclinación del terreno y relacionarlas a fallas medidas en campo.

En el sector oeste se determinó un escarpe de dirección NNW-SSE que en su fondo corre el agua de la Barranca Atlaca, dicho escarpe corresponde a una falla normal y corrimientos interestrato que generan una variación de 200 metros de desnivel en un poco más 150 metros lineales generando pendientes mayores a 45°. En el sector este se observó un escarpe de dirección N-S mayor a los 45° de inclinación. De manera regional este escarpe corresponde a un frente de cabalgadura que concuerda con la traza de la Falla Orizaba.

En la zona centro se tiene una combinación de zonas de montaña escarpada que contrastan con zonas de planicies y lomeríos que corresponde a estructuras kársticas como dolinas y uvalas. Mientras que en la zona donde se ubica la Cueva Atl se tienen zonas escarpadas de dirección 50° a 70° que contrastan con zonas de planicies y lomeríos que en el mapa geológico corresponden a zonas de sedimentos y karst cubierto. (Figura 34)

La variación de la inclinación del terreno genera que la zona de Tonalixco esté delimitada por dos escarpes en sus sectores este y oeste lo que genera un desnivel que tiene implicaciones en la energía del relieve, así como una fuerte variación en la elevación lo que influye en la variación del nivel freático y por ende mayor posibilidad de desarrollo de cuevas.

3.3.2.- Energía del Relieve del sector de Tonalixco

Esta información nos ayudó a determinar la relación que existe entre la energía del relieve y el gradiente hidráulico de la zona de Tonalixco donde se observó que el 68% de las cuevas documentadas en este trabajo, corresponden a zonas con una baja energía del relieve, mientras que el 32% corresponde a zonas de moderada energía del relieve.

En este mapa se muestra la relación que existe en la zona de captación de agua de la Cueva Atl que corresponde a una energía moderada a baja, esto debido a la morfología y tipo de roca, así como de la poca pendiente, lo que genera que los puntos donde converge el agua estén condicionados por un gradiente hidráulico bajo. (Figura 35)

De este punto en dirección SW, que es la dirección del desarrollo de dicha cueva, se tiene una zona con una alta energía del relieve, que finaliza en la base de la Barranca Atlaca, que en este caso funciona como el nivel de base de agua local. (ver Figura 35)

III.- RESULTADOS

Esta variación en la energía del relieve influye directamente en el desarrollo de la cueva lo que es evidenciado en los conductos vadosos descritos anteriormente.

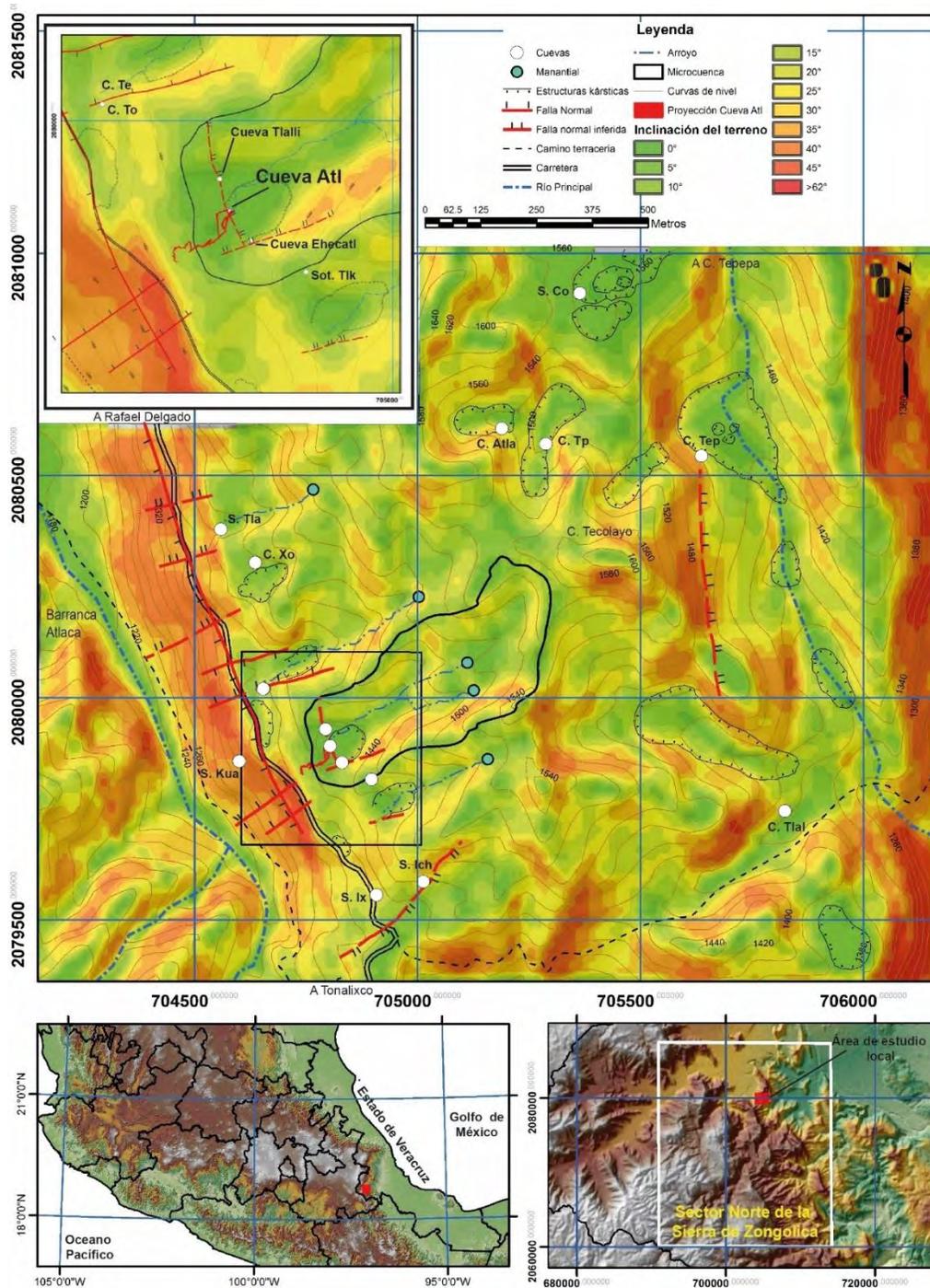


Figura 34.- Mapa de Inclinación del Terreno de la zona de Tonalixco

III.- RESULTADOS

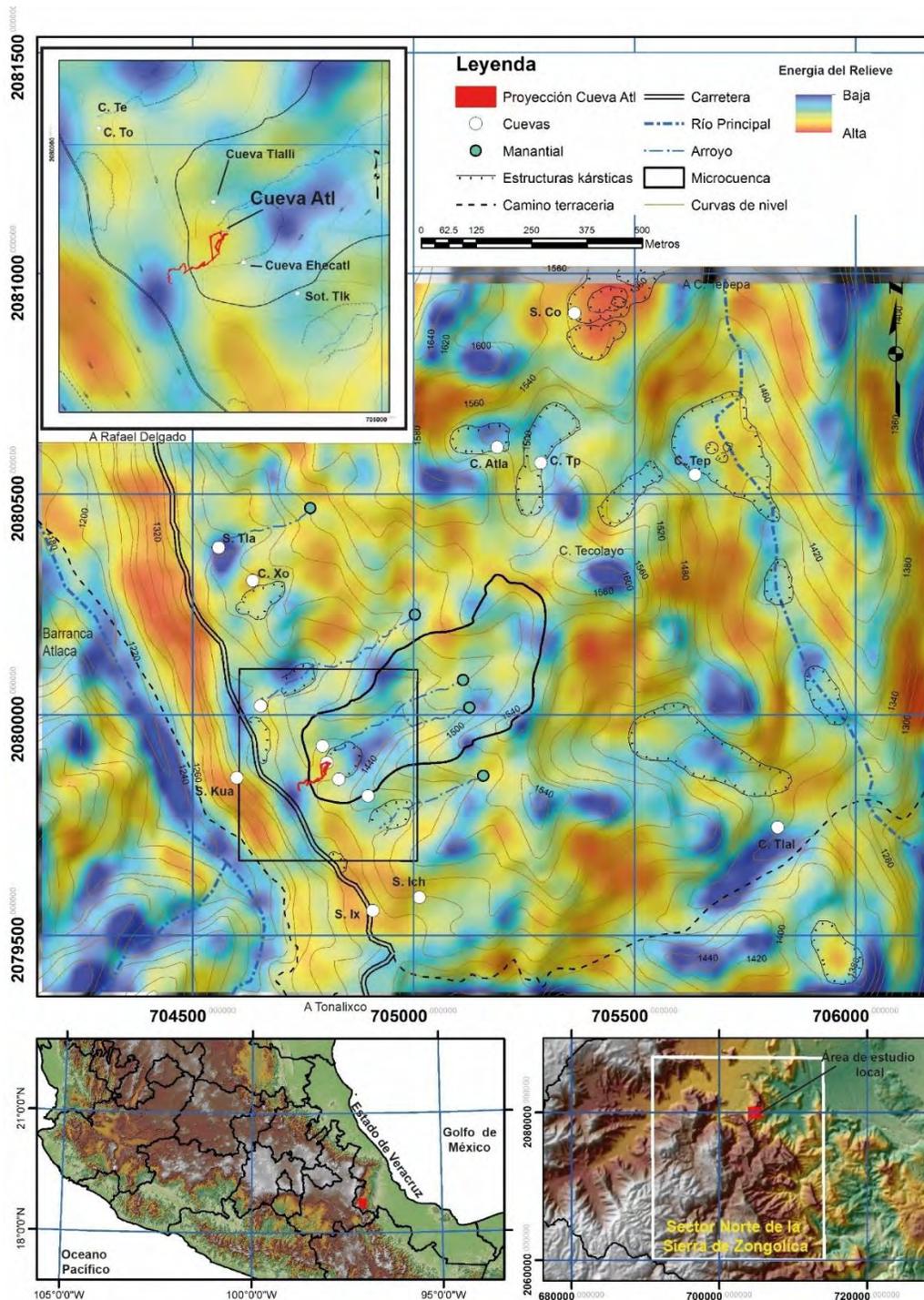


Figura 35.- Mapa de Energía del Relieve de la zona de Tonalixco

3.4.- Estratigrafía local

La cartografía geológica local se realizó con el fin de caracterizar las condiciones geológicas a detalle en el área ubicada entre los poblados Tonalixco y Rafael Delgado los cuales se

III.- RESULTADOS

ubican en el sector NE del área, en esta zona se realizó la cartografía geológica-estructural a escala 1:10 000.

Las formaciones geológicas que se identificaron corresponde con las que describió Salinas-Estrella (1960) y corresponden a la Formación Orizaba de edad Albiano-Cenomaniano, la Formación Maltrata de edad Turoniano-Coniaciano y la Formación Necoxtla-Atoyac de edad Santoniano-Campaniano las cuales se describen a continuación. (Figura 36)

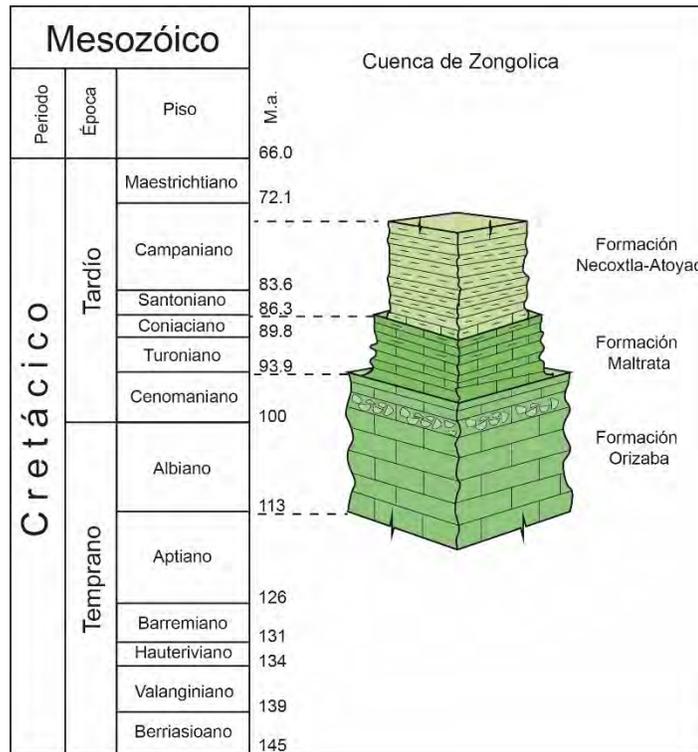


Figura 36.- Columna estratigráfica local, sector Tonalixco.

3.4.1.- Formación Orizaba (Albiano-Cenomaniano)

Distribución

Esta formación Abarca alrededor de un 50% del área cartografiada, principalmente aflora en el sector W en la carretera pavimentada que comunica a las comunidades de Tonalixco con Rafael Delgado y en el camino viejo de terracería sobre la Barranca Atlaco. En el sector E y NE esta formación aflora y corona los altos topográficos de los cerros Tecolayo y Tepepa. (Figura 37)

III.- RESULTADOS

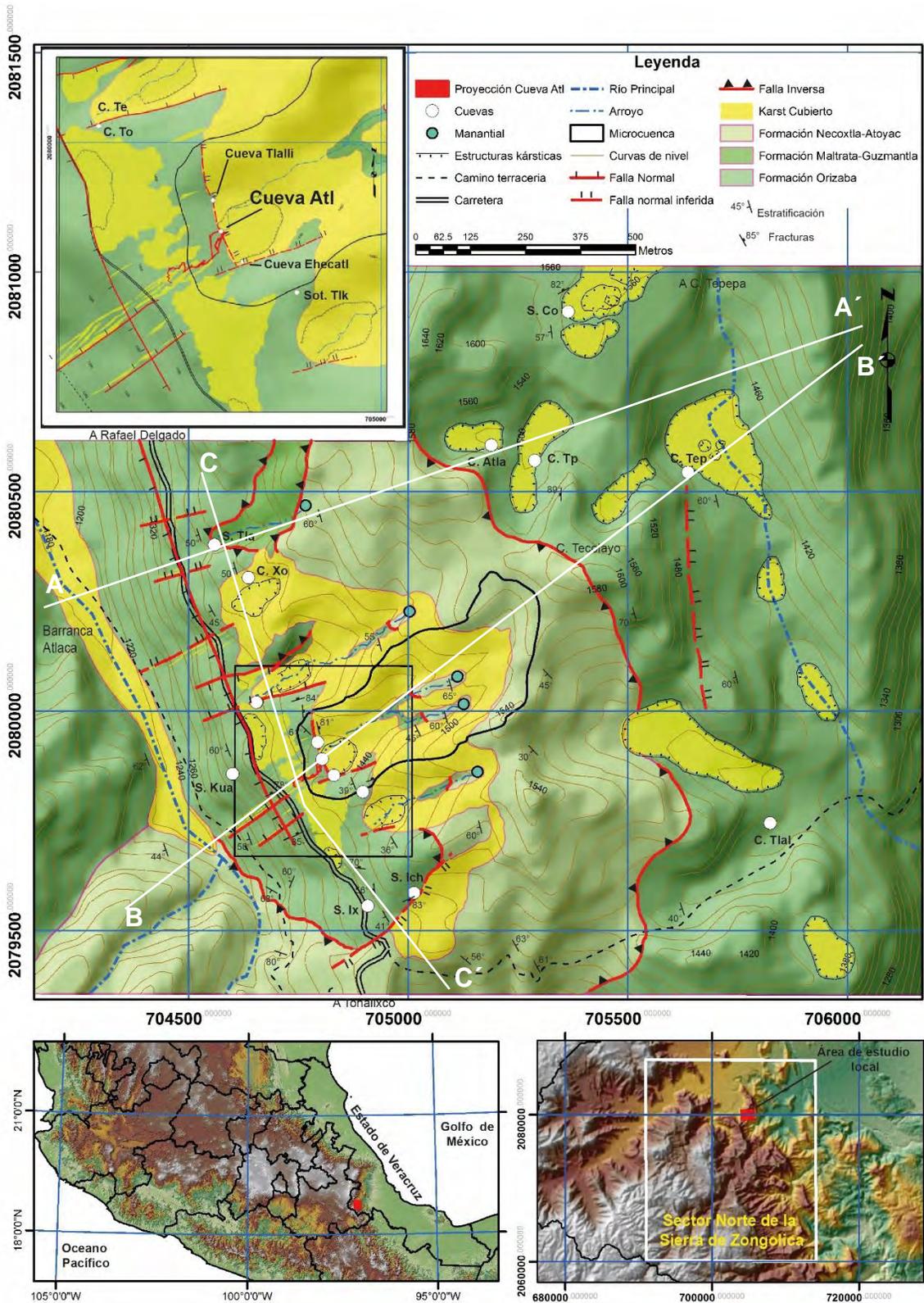


Figura 37.- Mapa geológico del área de estudio.

III.- RESULTADOS

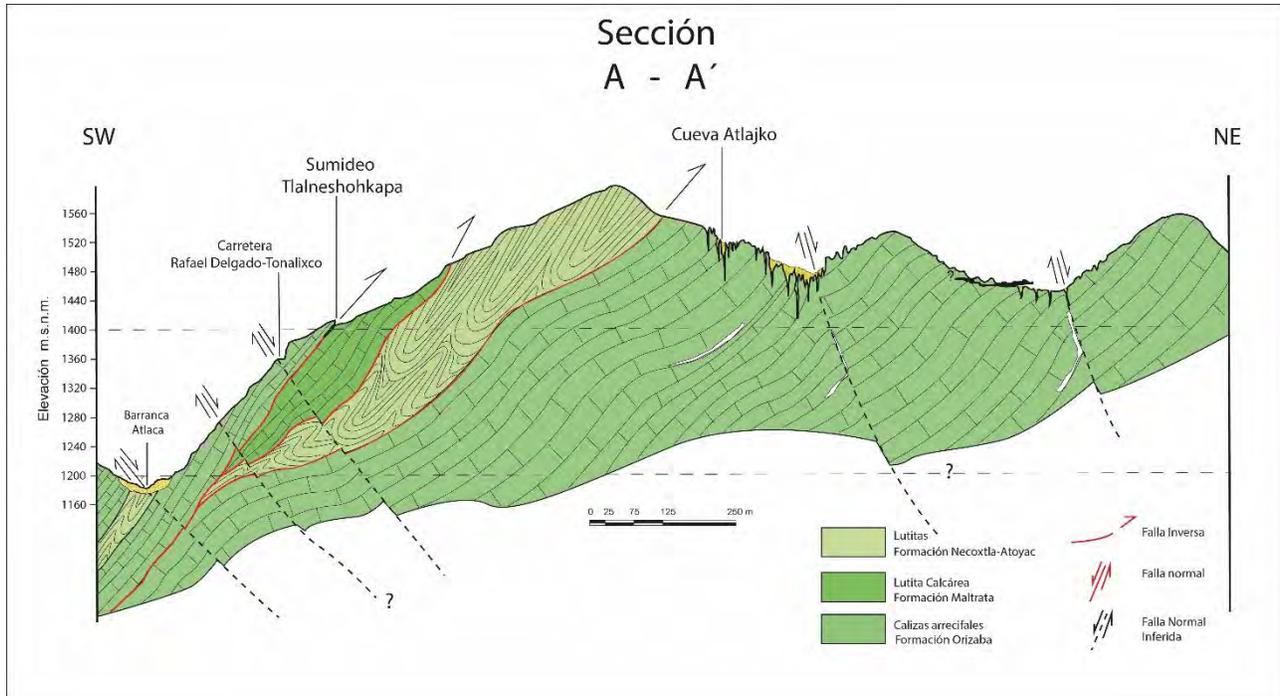


Figura 38.- Sección A-A' ubicada en el sector norte del área de estudio.

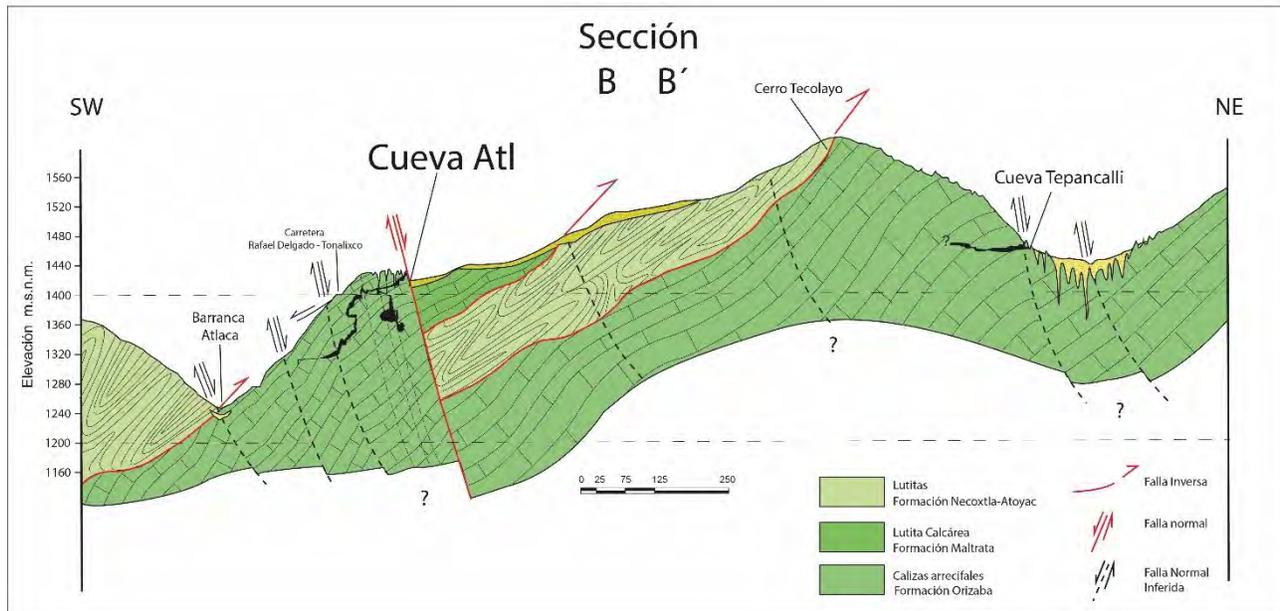


Figura 39.- Sección B-B' ubicada en el sector centro del área de estudio que presenta la proyección

III.- RESULTADOS

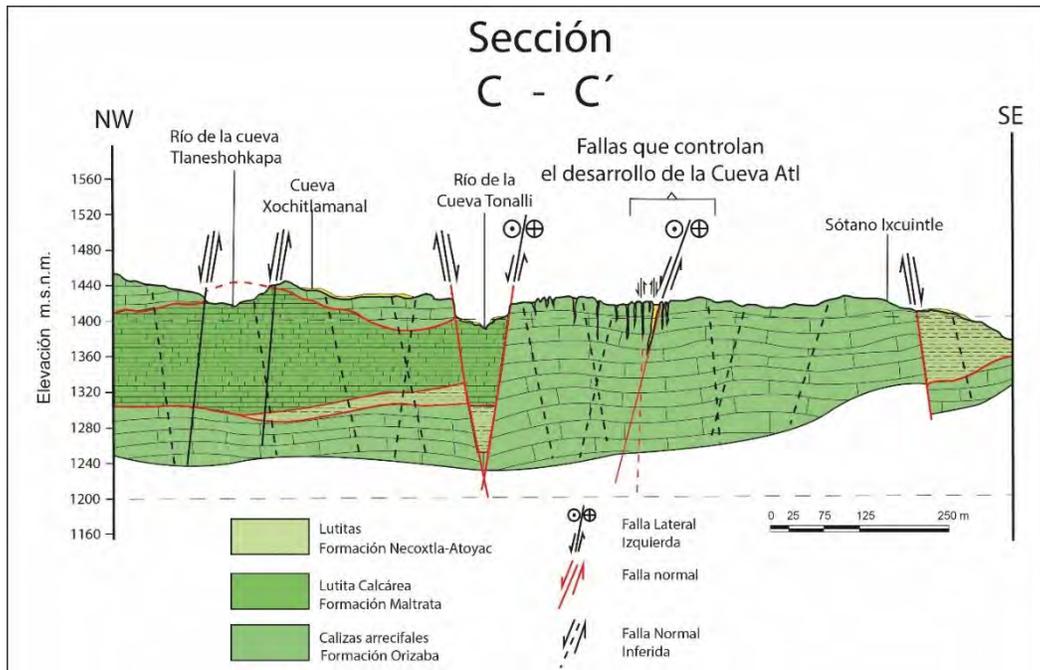


Figura 40.- Sección C-C' ubicada en el sector centro del área de estudio con un rumbo NW-SE.

Litología

La formación Orizaba se constituye de estratos que van de 2 a 4 metros de espesor, en algunos puntos como en el sector de la Barranca Atlaco dichos estratos son menores a 1 m y presentan horizontes llenos de miliólidos, de manera general esta formación presenta color gris al intemperismo y corte sano que en ocasiones se observa gris claro (estratos menores a 1 m) a nivel de afloramiento se observan texturas que varían de Wackestone a Packestone-Rudstone este último con gran cantidad de rudistas, gasterópodos y algas. (Figura 41)

Se realizó una lámina de estos dos tipos de texturas y se clasificaron de la siguiente manera:

La primera muestra con la clave CA-17 fue colectada en los estratos de la entrada de la Cueva Atl y corresponde a un Packestone de Pelets, Peloides y Foraminíferos, esta roca se caracteriza por presentar una textura lodosoportada por micrita y microesparita con poros obliterados con esparita presenta pelets y peloides cementados por esparita y escasamente aglutinados, los foraminíferos presentes son de tipo miliólido con

III.- RESULTADOS

esparitización en sus cámaras internas, lo globigerínidos también presentan relleno de esparita en sus

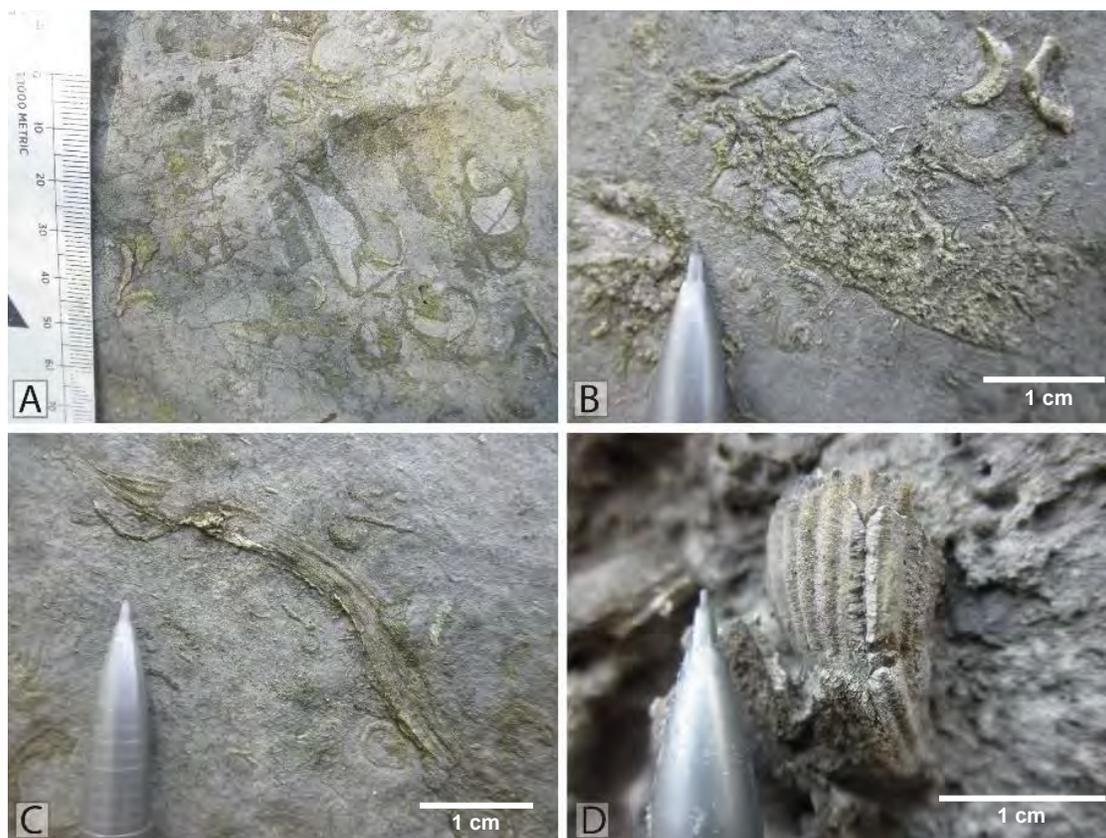


Figura 41.- A) Caliza de la Formación Orizaba Packestone-Rudstone, B) Gasterópodos de hasta 5 cm, C) y D) Rudistas.

cámaras internas, se observaron escasas calciesferas obliteradas con esparita y mínimamente fragmentos de corales. (Figura 42 A-B)

Esta roca presenta porosidad interpartícula obliterada por esparita, así mismo presenta matriz micrítica que sostiene a los componentes aloquímicos no esqueletales.

Presenta fabricas fenestrales muy irregulares con obliteración a esparita, fracturas rellenas de microesparita color café y otro sistema perpendicular de microvetillas rellenas de calcita, algunas estilolitas se observan a manera de poros sin rellenar.

La segunda muestra con clave CA-20 corresponde a un Rudstone de Bioclastos principalmente rudistas, gasterópodos, algas y menormente peloides y pelets. Esta roca

III.- RESULTADOS

inicialmente fue matriz soportada y actualmente se observa grano soportada con poros obliterados por esparita que se observa entre todos los bioclastos. (Figura 42 C y D)

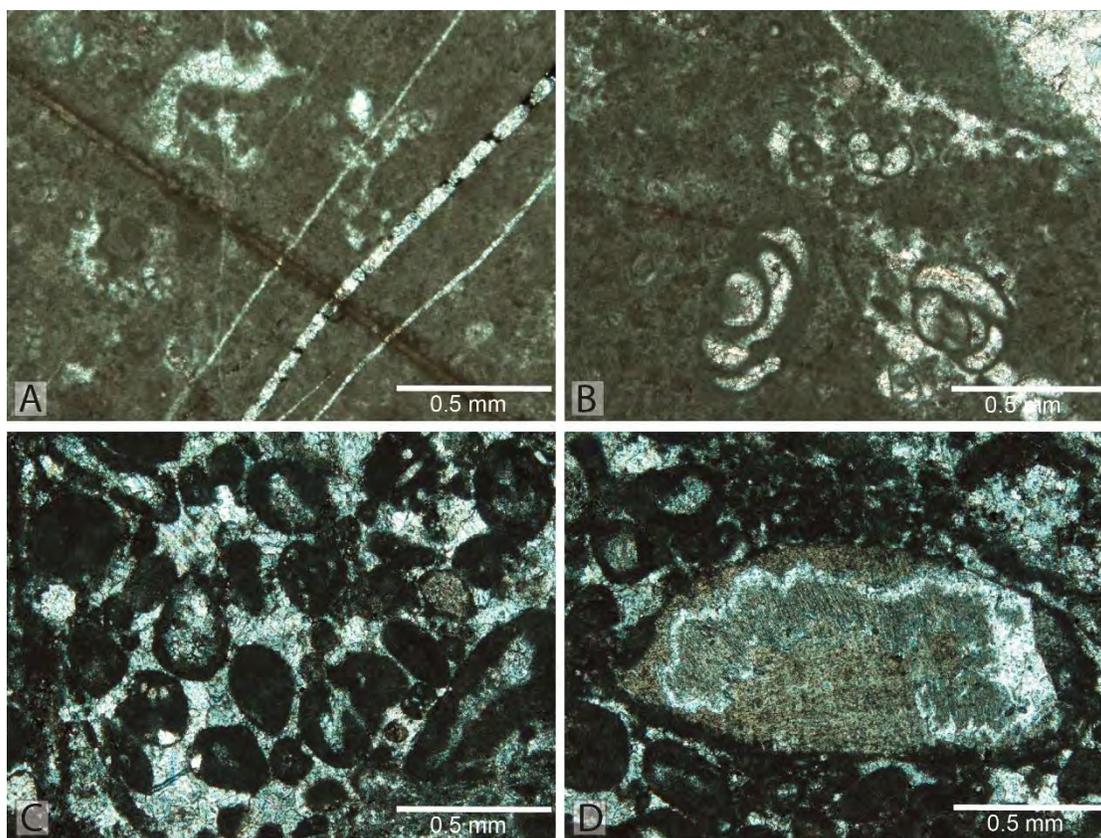


Figura 42.- A y B) Muestra CA-17 que muestra un Packstone de Pelets, Peloides y Foraminíferos. C) y D) Muestra C-20 que corresponde a un Rudstone de (Bioclastos) rudistas, gasterópodos, algas cortoides y pelets, Las fotomicrografías muestran la matriz que cementa los bioclastos.

Los briozoarios, fragmentos de rudista y gasterópodos se encuentran reemplazados a esparita, en algunas zonas se observan acumulaciones de algas y escasos miliolidos 1% con concha micrítica y porosidad intrapartícula.

Esta muestra presenta borrows irregulares, bird eyes y fábricas fenestrales, así como fracturas rellenas de calcita.

En la carretera que comunica la localidad de Tonalixco con Rafael Delgado se observan rocas ligeramente dolomitizadas intercaladas con los estratos de caliza antes descritos.

Debido a los espesores y estilo de deformación es difícil seguir con continuidad estos niveles de roca, por lo tanto, se considera que todas las rocas calizas masivas que afloran en la cara oeste de los Cerros Tepepa y Tecolayo hasta la Barranca Atlaco pertenecen a esta formación.

Relaciones estratigráfico-estructurales

Esta formación se encuentra afectada por diversos eventos de deformación que generaron una secuencia de dúplex debido a las fallas inversas que se observan en el sector norte, en dicha zona las rocas de la Formación Orizaba se encuentran sobreyaciendo a las rocas de las formaciones Maltrata y Necoxtla-Atoyac. (Figura 37 a 40)

En el sector centro y oeste esta formación se encuentra en contacto lateral con las rocas de las formaciones antes mencionadas a causa de diferentes sistemas de fallas laterales y normales principalmente con direcciones de 60° y 340°.

En el sector NE se encuentra subyaciendo a las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac las cuales presentan un corrimiento por falla inversa sobre las rocas de la Formación Orizaba. (Figura 37 a 40)

Según Salinas-Estrella (1960) esta unidad sobreyace de manera transicional a la Formación Capolucan y subyace de manera concordante a la Formación Maltrata y a la Formación Tamaulipas Superior la cual no aflora en el área.

3.4.2.- Formación Maltrata (Turoniano-Coniaciano)

Distribución

Esta formación aflora solo en el sector centro del área de estudio a manera de una franja de dirección NW-SE en contacto con las rocas de la Formación Orizaba. Los afloramientos son muy limitados ya que están cubiertos por suelo y arcilla proveniente de las partes altas correspondientes a la erosión de las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac. (Figura 37 a 40)

Litología

Corresponde a una roca color gris oscuro y verdoso, con estratos que van de 10 a 30 cm de espesor que se constituyen principalmente de lutita calcárea. Hacia la cima esta

formación presenta intercalaciones de lutitas y pasa de manera transicional a la Formación Necoxtla-Atoyac. (Figura 43 A y B)



Figura 43.- A) Afloramiento de las rocas de la Formación Maltrata en el sector sur del área de estudio, B) Detalle de los estratos de lutita calcárea al NE de la Cueva Ehekatl.

Se realizó una lámina delgada de la muestra CA-33 que corresponde a esta formación la cual se clasificó como un Wackestone-Packestone de foraminíferos planctónicos. Se caracteriza por ser una roca matriz soportada de micrita que altera a microesparita, presenta escasos fósiles de foraminíferos planctónicos, principalmente globigerinidos y menormente *praeglobotruncana?* y *orbulina?*. La roca presenta porosidad vugular-enrejada, irregular, en fracturas y menormente fenestral con karsticidad mínima, finalmente presenta fabricas fenestrales irregulares. (Figura 44 A a D)

Relaciones estratigráfico-estructurales

En el sector oeste esta formación se encuentra subyaciendo por medio de una cabalgadura que genero corrimiento intracapa con las rocas de la Formación Orizaba, así mismo se encuentra sobreyaciendo de manera transicional a las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac. (Figura 37 a 40; Figura 45 A y B)

3.4.3.- Formación Necoxtla-Atoyac (Santoniano-Campaniano)

Distribución

Esta formación cubre el sector centro del área de estudio a manera de una franja NW-SE, así como en el sector SW en el camino de terracería que comunica el poblado de Tonalixco con Rafael Delgado. (Figura 37 a 40)

III.- RESULTADOS

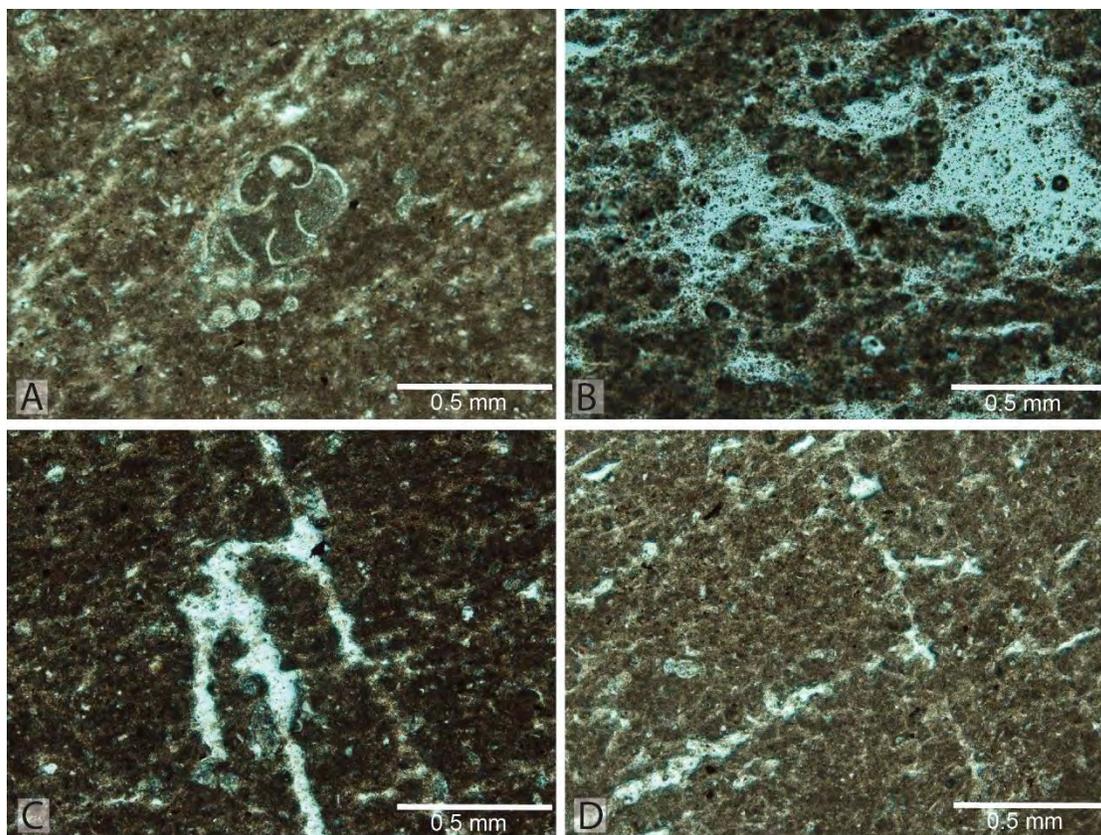


Figura 44.- A) Foraminífero planctónico, B) Fabricas fenestrales irregulares, C y D) Fracturas tipo vugular-
enrejada con esparita.

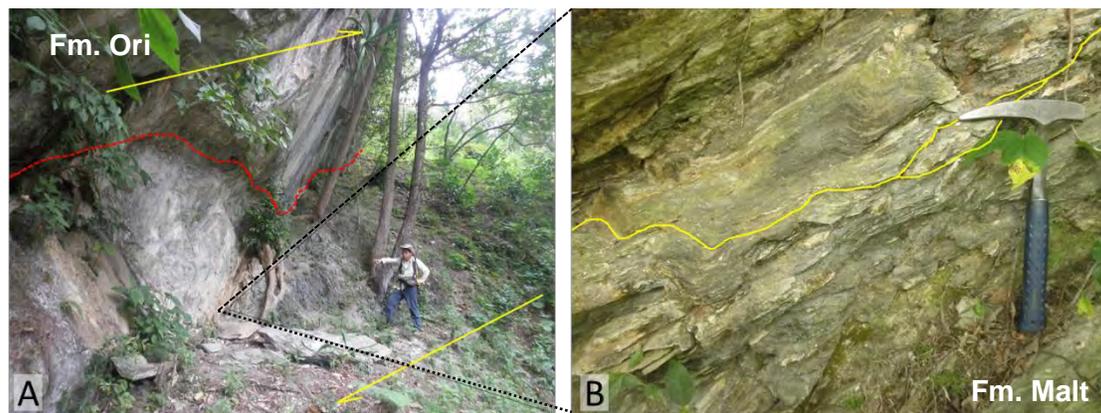


Figura 45.- A) Cabalgadura, rocas de la Formación Orizaba sobreyaciendo a las rocas de la
Formación Maltrata. B) Lutitas calcáreas de la Formación Maltrata a la base del contacto.

Litología

Corresponde a una roca de color de intemperismo café, ocre y rojizo con estratos delgados que van de 1 a 15 cm de espesor constituida principalmente por limos y arcilla. (Figura 46 A y B)

III.- RESULTADOS



Figura 46.- A) Afloramiento de las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac en el sector sur del área de estudio, la línea negra punteada indica el límite del afloramiento y la cobertura edáfica, B) Detalle de los estratos de litutas de la Formación Necoxtla-Atoyac.

En algunas zonas como en el sector centro-norte y al SW sobre la terracería se observa una roca lutita con mayor contenido de arena y carbonatos, lo que indica el cambio transicional de la Formación Maltrata a la Formación Necoxtla-Atoyac.

En el sector centro esta formación es erosionada y sus sedimentos son entrampados en los pequeños escarpes formados por rocas caliza, en estos puntos se observan entradas a cuevas las cuales reciben aporte de ese sedimento.

En lámina delgada esta roca sólo presenta arcillas y minerales color verde claro posiblemente glauconita, lo que sí es apreciable son líneas estilolíticas, así como evidencias de cizalla que en ocasiones presenta porosidad secundaria. (Figura 47)

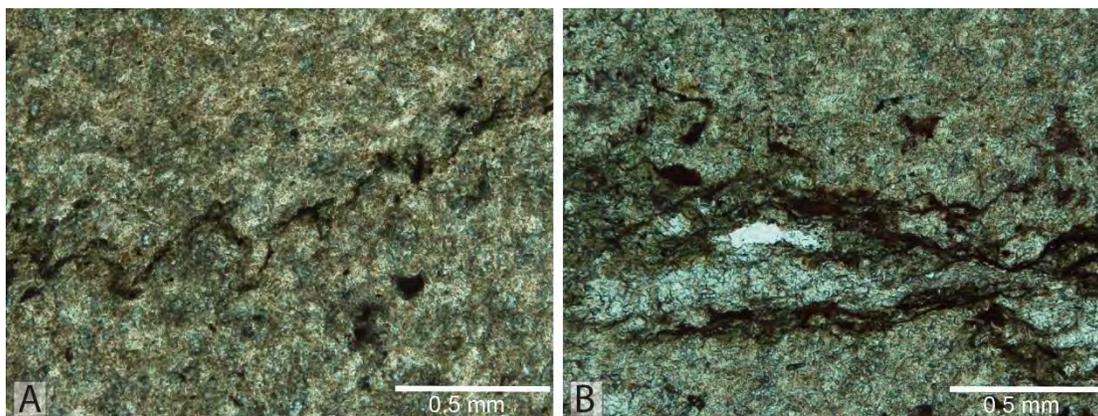


Figura 47.- A) Lutita con estilolitos, B) Lutita con cizalla y porosidad secundaria

Relaciones estratigráfico-Estructurales

En la comuna estratigráfica local esta formación es la que se encuentra a la cima, pero la secuencia en la localidad de Tonalixco- Rafael Delgado se encuentra invertida debido a las fallas inversas regionales, por lo tanto, en el sector centro oeste esta formación es sobreyacida por las rocas de la Formación Maltrata mientras que en el sector centro este existe un contacto donde sobreyace a las rocas de la Formación Orizaba. (Figura 37 a 40)

3.5.- Geología estructural y su relación con estructuras mayores

De acuerdo con Eguiluz *et al.*, (2000) en el sector de Zongolica existieron por lo menos 3 eventos de deformación que corresponden a:

- 1.- Deformación compresiva de origen Laramídico con acortamiento de orientación ENE-WSW (65°).
- 2.- Evento de tipo extensivo con orientación NE-SW y acortamiento WNW-ESE con efectos transtensionales que formaron la cuenca de Tehuacán al oeste y al este la cuenca de Veracruz.
- 3.- Evento de tipo transtensivo con acortamiento NNE-SSW (23°) y extensión ESE, con fallas normales de rumbo NNE y lateral dextral NNW.

Mientras que Ortuño *et al.*, (2003) menciona que existen 8 temporalidades en los estados de deformación o eventos que van desde el Paleoceno hasta el Cuaternario. (Tabla 2)

Los eventos que mencionan los dos autores se ven reflejados en las características estructurales de la zona de estudio, ya sea a gran escala o de manera local.

| Estado | Época | Evento |
|---------------------------|----------------------|---|
| Estado 1 (65 a 60 m.a.) | Paleoceno | Inicio de la deformación laramide |
| Estado 2 (60 a 56.5 m.a.) | Paleoceno | Propagación de deformación a través de la plataforma de Córdoba |
| Estado 3 (56.5 a 50 m.a.) | Eoceno | Deformación frontal donde alcanza su presente localización |
| Estado 4 (50 a 42 m.a.) | Eoceno | Exhumación y erosión de la plataforma de Córdoba; Continua sedimentación de la Cuenca de Veracruz |
| Estado 5 (42 a 35 m.a.) | Eoceno | Exumación y erosion de la plataforma de Cordoba |
| Estado 6 (35 a 23 m.a.) | Oligoceno | Continuación de sedimentación en la Cuenca de Veracruz |
| Estado 7 (23 a 5 m.a.) | Mioceno | Erosión y karstificación en la plataforma de Córdoba; menor inversión y transpresión en la Cuenca de Veracruz |
| Estado 8 (5 a 0 m.a.) | Plioceno-Cuaternario | Erosión y Karstificación en la plataforma de Córdoba; continuación de la sedimentación de la Cuenca de Veracruz |

Tabla 2.- Mayores estados tectónicos y geodinámicos determinados con el software "Thrustpack" de modelado cinemático frontal. (Ortuño *et al.*, 2003)

3.5.1.- Deformación Dúctil

Las rocas de las secuencias de plataforma y cuenca que se encuentran en el área de estudio presentan rasgos estructurales claros y similares a los observados a nivel regional, dentro del área de estudio se tiene una estratificación que se mantiene en las tres formaciones geológicas involucradas con un rumbo que varía de N130°-165° con echados al SW e inclinaciones que van de 35° hasta los 60° con zonas de pliegues similares y de cizalla.

Así mismo se observa que la mayoría de los estratos que constituyen esta secuencia presentan corrimiento intracapa, estas estructuras se observan dentro de la Cueva Atl y en superficie, esto a causa de los esfuerzos compresivos que afectaron la zona lo que generó pliegues, fallas inversas y cabalgaduras con vergencia N 50°-60°.

En el sector sur del área se observan pliegues similares abiertos y menormente cerrados, con un fuerte corrimiento intracapa que genera sigmoides generados por la cizalla en las lutitas calcáreas de la Formación Maltrata, mientras que en las lutitas estos pliegues son más apretados. (Figura 48)

Sólo en este punto se observó plegamiento con estas características debido a que se encontraron pocos cortes para su descripción, sin embargo, el estilo de deformación es similar en toda la unidad. (Figura 49)

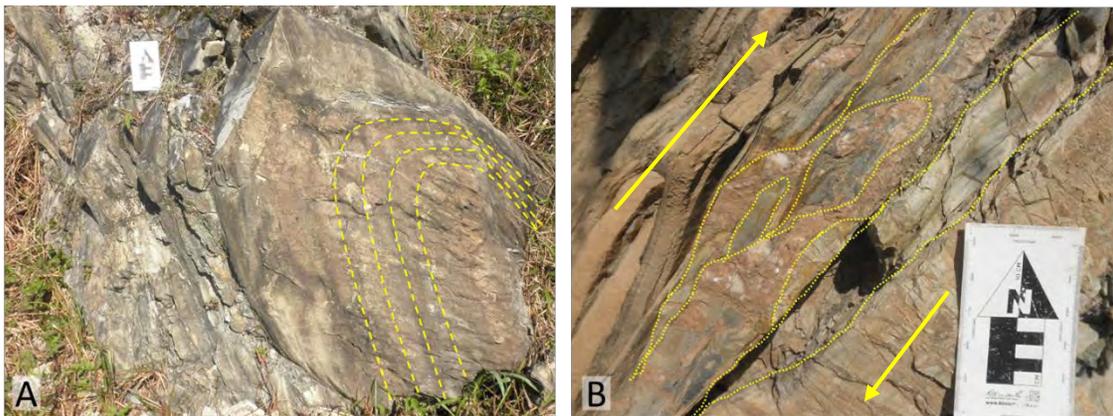


Figura 48.- A) Pliegue similar abierto en rocas de la Formación Maltrata, B) Sigmoides anastomosados con aparente dirección de falla inversa.

III.- RESULTADOS

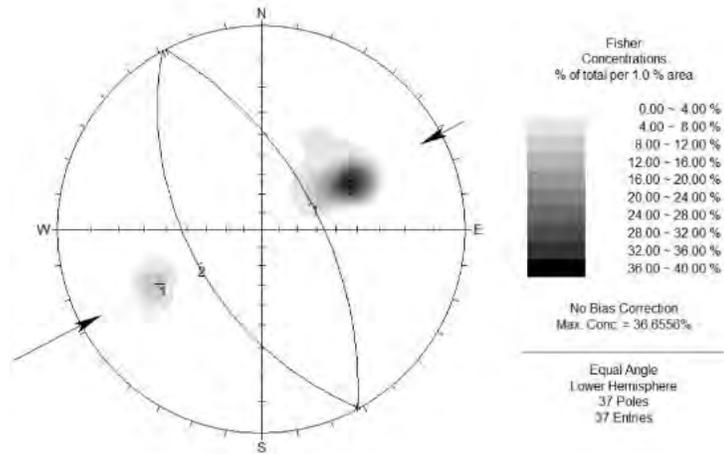


Figura 49.- Estereograma que muestra el plegamiento de las rocas de la formación Maltrata y Necoxtla-Atoyac.

3.5.2.- Deformación Dúctil-Frágil

Dentro del área de estudio se observaron evidencias de este tipo de deformación ligada al plegamiento y posterior fallamiento de las unidades estratigráficas para establecer una serie de fallas inversas que generan un arreglo tipo dúplex, así como sigmoides que se generan en los límites de las tres formaciones geológicas estudiadas. (Figura 50)

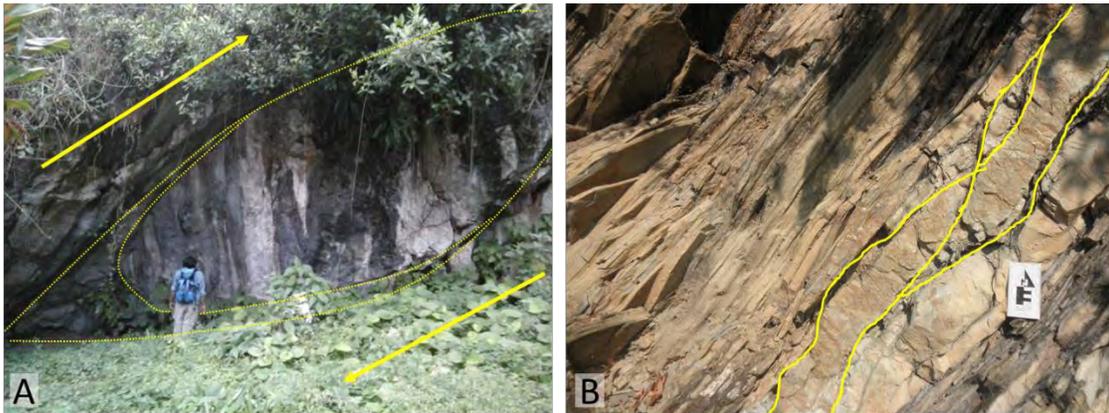


Figura 50.- A) Sigmoides en las rocas de la Formación Orizaba, B) corrimiento intracapa con sigmoides anastomosados.

Esto concuerda con lo mencionado por (Salinas-Estrella, 1960; Ortuño et al., 1992, 2003; Eguiluz *et al.*, 2000) y se observa de manera regional en la Falla Orizaba, la Falla Tehuacán-Tequila, Falla Chicomuselo y el Cabalgamiento Tehuipango-Huautla. (Figura 22)

En el sector centro-norte del área se observa una secuencia invertida, donde las calizas de la Formación Orizaba están sobreyaciendo a las rocas de la Formación Maltrata y Necoxtla-Atoyac.

Asociado a este esfuerzo compresivo se tiene la generación de fallas transpresivas con direcciones N35°-N55° y N100°-N120° (Ortuño *et al.*, 1992) este último corresponde a la orientación de la Falla Mazateca la cual no se observa en el área, pero se ubica a pocos kilómetros al sur. De manera local presenta una homóloga denominada Falla Atempa con un importante desplazamiento lateral derecho. Otra falla que se identificó fue la Falla Tequila-Magdalena que tiene una cinemática lateral izquierdo, pero con un rumbo general que varía de N45°-55°. (Figura 22)

En el área de estudio se observan fracturas y lineamientos que pertenecen a este último sistema de falla lateral, así mismo algunos desplazamientos que posteriormente se reactivan a causa de eventos distensivos y relajación que causaron fallas normales.

3.5.3.- Deformación Frágil

Dentro de las familias de lineamientos y su comparación con las fracturas encontradas a nivel local, se observó que existen familias de debilidades que se sobreponen como: N70°, N250°, N335°, N140° y menormente N20°, N45°.

Estas familias están asociadas a diferentes eventos, algunos transpresivos como los de dirección N70°, N250° y N100° esta última no se refleja de manera local. Las familias N335°, N25° y N45° están asociadas a eventos distensivos que generaron fallas que presentan estrías con un pitch de 70° a 85° de inclinación que corresponden a fallas de tipo normal, las cuales cortan a las familias correspondientes a fallas inversas y cabalgaduras, así como lo menciona (Ortuño *et al.*, 1992). (Figura 51 y 52)

El sector centro donde se ubican las cuevas Atl, Tlalli y Ejekatl se observa un escarpe que posiblemente pertenezca a una falla normal de tipo tijera de rumbo N345° que no se refleja en el sector norte pero que en esta zona afecta a las rocas de la Formación Orizaba.

III.- RESULTADOS

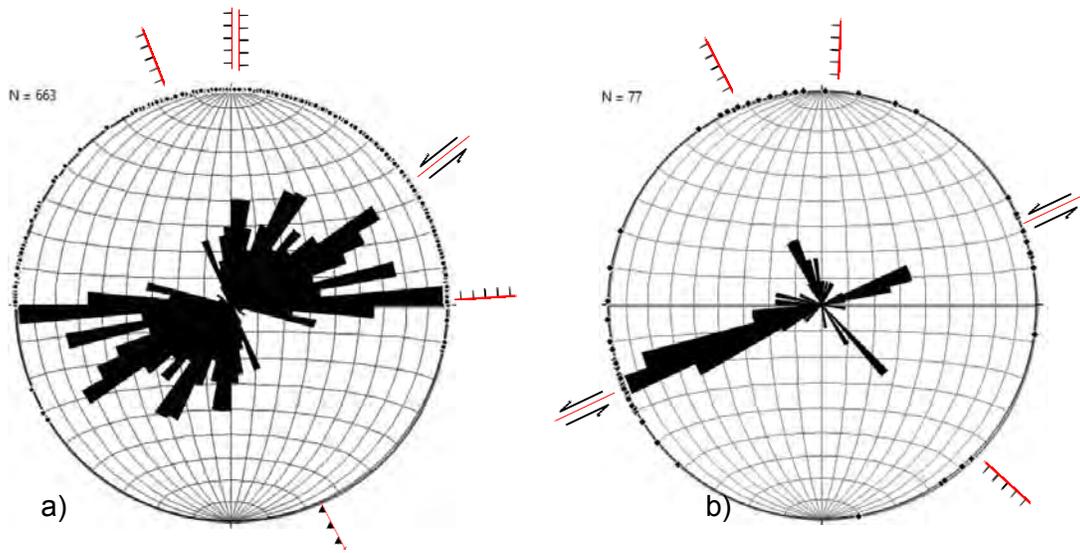


Figura 51.- a) Análisis de lineamientos en la Sierra de Zongolica, b) Fracturas medidas dentro del área de estudio. Obsérvese la relación directa de 4 familias de fracturas.

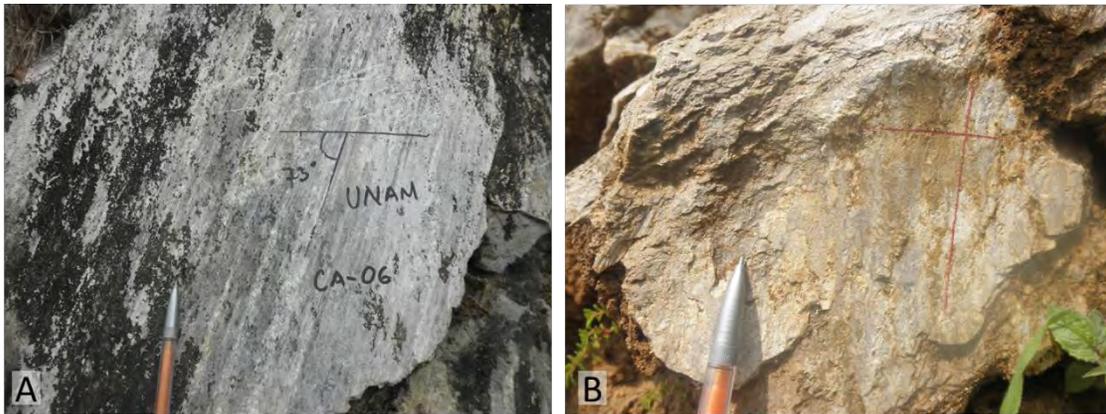


Figura 52.- A) Falla normal observada de rumbo N 335° E observada en la carretera Tonalixco- Rafael Delgado, B) Falla normal de rumbo N 60°E observada sobre la carretera Tonalixco-Rafael Delgado.

3.6.- Caracterización del Karst del sector Tonalixco-Rafael Delgado

Como se comentó en el apartado anterior, el área de estudio presenta características geológico-estructurales particulares que en su conjunto configuran la sierra de Zongolica, así mismo de manera local tienen una expresión particular en la zona del poblado de Tonalixco-Rafael Delgado, donde se ubica el bloque morfotectónico con el mismo nombre.

Estas estructuras generan una gran cantidad de expresiones en el Exokarst las cuales se describen a continuación.

3.6.1.- Exokarst

Alrededor del 75% de las rocas que afloran en el área de estudio regional y que constituyen a la Sierra de Zongolica, están asociadas a depósitos de carbonato de calcio en diferentes proporciones debido a la variedad de los ambientes de depósito de las diferentes formaciones geológicas.

Por tal motivo, el paisaje kárstico es dominante en el área y está constituido por diferentes zonas kársticas a diferentes elevaciones, las cuales se caracterizan por presentar macroestructuras como: el Polje de Zongolica, Polje San Andrés Tenejapan, Polje Atlalaquián, así mismo se localizaron algunas uvalas como la de Tequila, Necoxtla, Magdalena y Los Reyes, finalmente se determinaron cientos de dolinas que van de decenas hasta cientos de metros de diámetro, estas estructuras fueron detectadas con análisis morfométrico con ayuda de SIG. (Figura 54)

En total se determinaron 673 estructuras las cuales se graficaron en un histograma de frecuencias para observar la abundancia en relación a la elevación, este gráfico se realizó de los 800 a 2650 m.s.n.m. con rangos a cada 50 metros (Figura 53 y 54)

En el histograma de frecuencias se observa que la elevación donde existe mayor desarrollo de estructuras kársticas está entre el rango de los 2050 a 2400 m.s.n.m. y principalmente en el 2250 a 2300 m.s.n.m. donde se tienen 68 estructuras (Barra color rojo).

Además de las estructuras negativas también se observaron estructuras positivas, principalmente cockpits en zonas muy específicas como el que se tiene en los cerros

III.- RESULTADOS

Tepepa y Tecolayo en el sector de Tonalixco-Rafael Delgado. Existen más zonas con este tipo de estructuras, pero no fueron integradas en este trabajo.

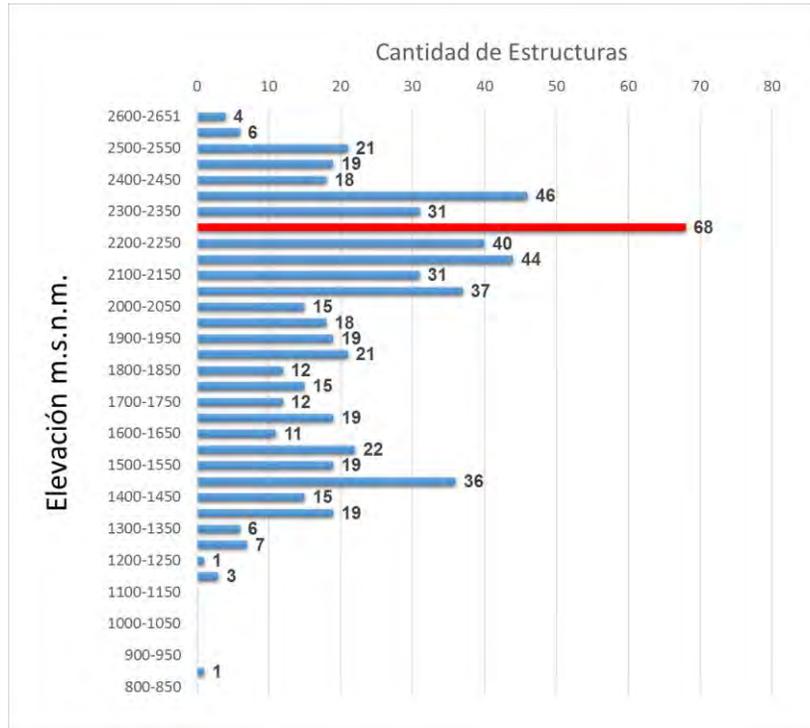


Figura 53.- Histograma de frecuencia que muestra la abundancia de estructuras kársticas de la Sierra de Zongolica vs elevación.

Características generales del Exokarst de la zona de Tonalixco-Rafael Delgado

La zona de Tonalixco-Rafael Delgado presenta elevaciones que van de los 800 m.s.n.m. en el sector NE hasta los 1700 m.s.n.m. en el Cerro Tepepa, ubicado al N de Tonalixco y al E de Rafael Delgado. (Figura 37)

Estos cerros generan un cambio abrupto en la topografía y son controlados por pendientes con inclinaciones que van de los 40° hasta zonas escarpadas con inclinaciones de hasta 85°.

Macroestructuras

Dentro del área de estudio local se determinaron estructuras asociadas a debilidades que al interactuar con la disolución generan diferentes formas kársticas.

III.- RESULTADOS

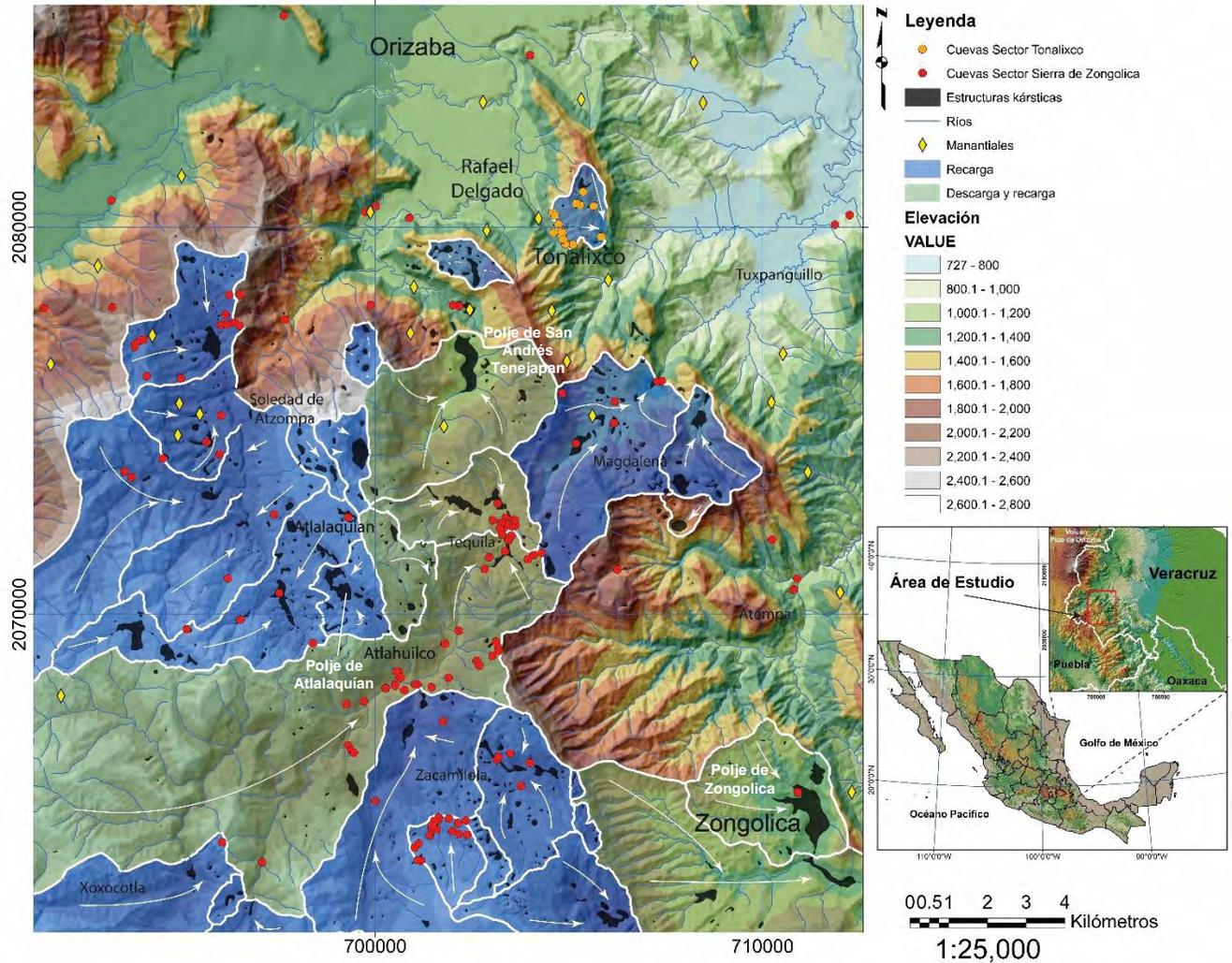


Figura 54.- Mapa del sector norte de la Sierra de Zongolica donde se observan las principales estructuras kársticas y cuevas reportadas hasta el momento. Todas las cuevas suman un total de 147 (Información proporcionada por Sprouse, 2016), el polígono azul indica las microcuencas que funcionan como zonas de captación dispersa y puntual, en polígono verde las zonas de descarga y que a su vez funciona como recarga intermedia con comportamiento endorreico, las flechas blancas indican la dirección del flujo de agua superficial.

Principalmente se determinaron valles de 100 a 200 m con presencia de dolinas y menormente uvalas con acumulación de sedimento y suelo, dichas estructuras presentan evidencias de sufusión y subsidencia como las del sector NE. (Figura 55)

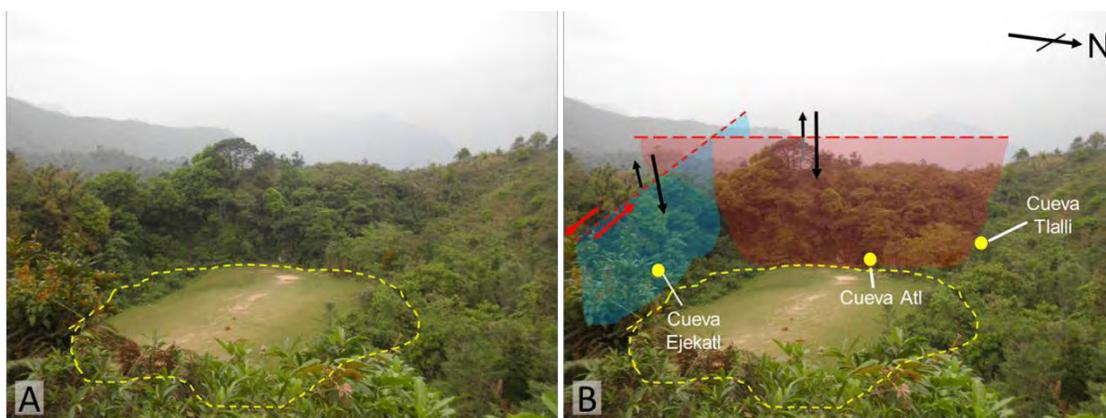
Existe una margen muy importante en el sector W del área, específicamente en el contacto entre las rocas de la Formación Orizaba y la Formación Maltrata, donde existen estructuras de dimensiones que van entre 100 a 150 metros de largo por 50 a 80 metros de ancho, configuradas por la presencia de una falla normal de dirección N340° que generó escarpes de hasta 20 metros.

III.- RESULTADOS



Figura 55.- Dolinas de hasta 10 metros en el sector NE del área de estudio.

El dicho escarpe se desarrollan 5 cuevas, de las cuales 3 de ellas presentan una zona de aporte de agua puntual, así mismo presentan una fuerte carga de sedimentos, debido a la presencia de estas estructuras, los sedimentos se acumulan generando pequeñas planicies. Estas características son muy similares al funcionamiento de un polje estructural, pero a una escala de decenas de metros. (Figura 56)



Fotografía 56.- Micro polje estructural A) Fotografía que muestra el relleno de la estructura con sedimentos, B) Ubicación de las fallas que generan la estructura y cuevas.

Estructuras de Karren

La zona de estudio presenta dos fases de desarrollo de estructuras de karren, la primera corresponde a estructuras de karst cubierto generado por lámina de agua saturada en CO_2 ,

La segunda pertenece a estructuras de karst expuesto generadas por lluvia directa, ambas se explican a continuación. (Figura 57)

III.- RESULTADOS

Las estructuras de karst cubierto principalmente dan como resultado grikekarren y vúgulos rellenos de sedimento (Figura 57 A y B), en algunas zonas como en la carretera Tonalixco-Rafael Delgado corresponden a estructuras de roundkarren moderadamente anastomosado de 5 a 30 cm de profundidad y de 5 a 20 cm de ancho, estas estructuras se observan principalmente en zonas poco fracturadas. (Figura 57 C y D)

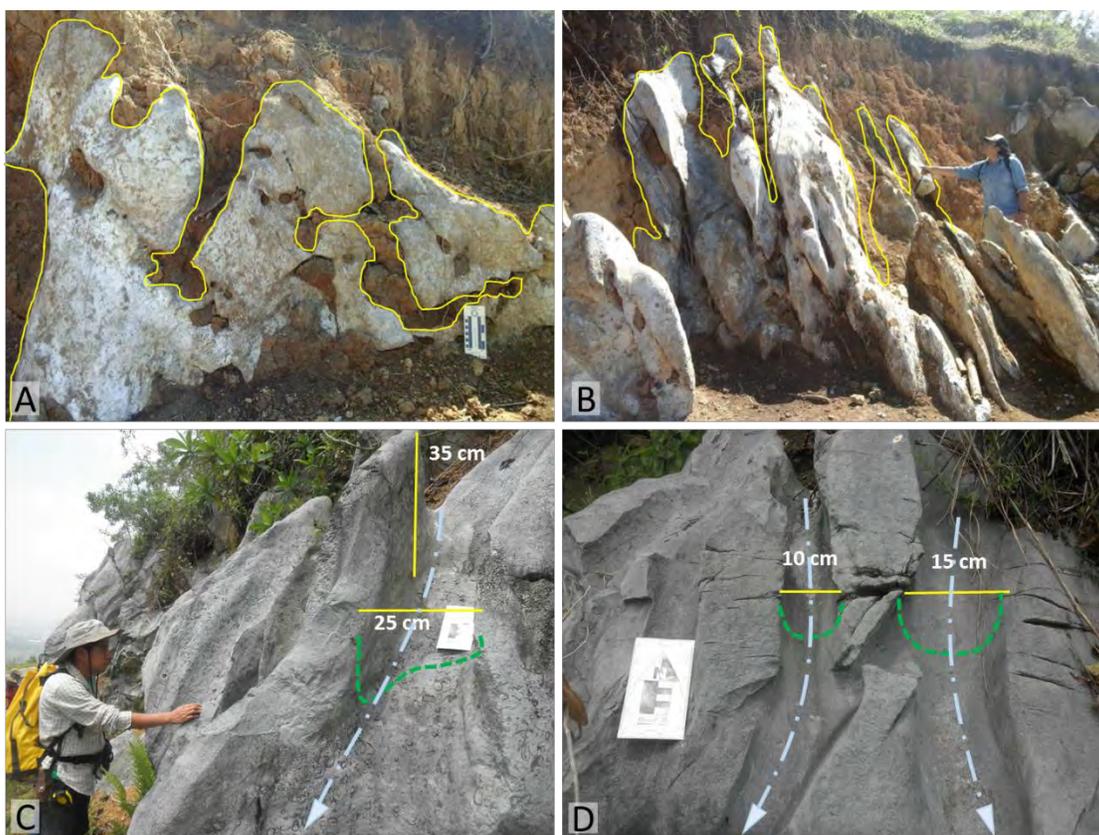


Figura 57.- A) Vúgulos rellenos de sedimento, B) Grikekarren cubierto de sedimento, C y D) Roundkarren expuesto.

En las zonas donde se observan intersección de fracturas como al SW de las cuevas Atl, Tlalli y Ehekatl y al NE de las Cuevas Tlaltempa y Atlajko se observan estructuras de grikekarren las cuales se encuentran cubiertas por sedimento y forman pináculos de hasta 3 metros de altura. (Figura 58 A y B)

Las estructuras de karst expuesto se observan poco evolucionadas debido a que la mayor disolución de ha generado en zonas cubiertas de suelo, sin embargo, en la actualidad existe un evento importante de remoción de sedimentos principalmente arcilla y suelo bien desarrollado, por lo tanto, estas estructuras de karren son muy “jóvenes” y poco

desarrolladas, principalmente se trata de pequeños lapiáz o mejor definidos como rillenkarrén de 1 a 2 cm de ancho por 5 a 10 de largo y < 1cm de profundidad, en zonas más altas topográficamente y expuestas, se tiene el desarrollo mínimo de rinenkarrén o canales de disolución de acuerdo con la clasificación de Gines *et al.* (2009).



Figura 58.- A) Pináculos ubicados a unos 40 metros al SW de la entrada de la Cueva Atl, B) Pináculos observados al sur de Sumidero Colohuas, ambos derivados de griekarrén cubierto.

3.6.2.- Epikarst

De acuerdo con lo que plantea Bakalowicz (2013) el epikarst presenta variaciones en cuanto a su profundidad.

En la zona de Tonalixco-Rafal Delgado y principalmente en el macizo rocoso que corresponde a el área de estudio, esta interfaz de la superficie con el endokarst varía debido a que las rocas calizas estuvieron cubiertas por rocas arcillosas. Ésta cubierta abarcó la mayor parte del área y desarrolló suelo arcilloso con una cubierta vegetal abundante, esto genera que se tenga mayor aporte de CO₂ para acidificar el agua que entrará al endokarst.

La exposición de las rocas calizas está asociada a movimientos de corrimiento y a una fuerte erosión de las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac, un rasgo claro que se tiene en la zona del epikarst son estructuras cubiertas y un episodio de relleno de grietas, las cuales se pueden observar a lo largo del corte de la carretera Tonalixco-Rafael Delgado. (Figura 59)

III.- RESULTADOS

Estos conductos colmatados que podrían clasificarse como paleokarst, corresponden a un sistema de falla normal de rumbo N60°/75°SE y que llegan a ser verticales, presentan estrías de falla con un pitch de 78°, las aperturas van desde los 30 cm hasta los 5 metros y alturas de hasta 10 metros. En el mismo corte se observan conductos freáticos que van de los 20 cm hasta 2.5 metros de diámetro los cuales presentan espeleotemas en su interior. (Figura 59 A, B, E y F)

El primer rasgo es que en los conductos vadosos y freáticos presentan un desarrollo de espeleotemas en su interior, la diferencia es que los conductos freáticos están libres de sedimento, mientras que los conductos vadosos están rellenos por arcilla. (Figura 59 C y D)

Cuevas y sótanos del sector Tonalixco

Dentro de esta zona se detectaron 16 cavidades las cuales se agruparon en 5 sectores diferentes los cuales se describen a continuación.

Al suroeste se tienen los sótanos Ichkatl e Ixcuintle, mientras que en el sector centro-oeste en la estructura que se denominó micro polje estructural se encuentra las cuevas Atl, Tlalli y Ejekatl (Figura 28, Tabla 3). A unos 250 metros al NE se tiene otro micro polje estructural con menor carga de sedimento donde se encuentran las cuevas Tonalli y Tepoz. Los sótanos Kualankayotl y Tlacuapak se ubican en las partes altas del macizo rocoso de este sector.

| Sector | Nombre | Clave | Coordenadas UTMWGS84 | |
|---------------------|-------------------------------|-------------|----------------------|---------|
| | | | E | N |
| Sector Suroeste | Sótano Ichkatl | Ich | 705103 | 2079551 |
| | Sótano Ixcuintle | Ix | 704908 | 2079556 |
| Sector Centro-Oeste | Sótano Tlacuapak | Tlk | 704897 | 2079816 |
| | Sótano Kualankayotl | Kua | 704600 | 2079857 |
| | Cueva Tlalli | Tla | 704794 | 2079929 |
| | Cueva Atl | Atl | 704804 | 2079891 |
| | Cueva Ehekatl | Ehe | 704831 | 2079854 |
| | Cueva Tonalli | To | 704635 | 2080020 |
| | Cueva Tepoz | Te | 704630 | 2080020 |
| Sector Noroeste | Sumidero Tlaneshohkapa | Tlan | 704569 | 2080369 |
| | Cueva Xochitlamanal | Xo | 704636 | 2080304 |
| Sector Noreste | Sótano Colohuas | Co | 705364 | 2080910 |
| | Cueva Tlaltempa | Tp | 705288 | 2080571 |
| | Cueva Atlajko | Atla | 705189 | 2080606 |
| | Cueva Tepancalli | Tep | 705637 | 2080544 |
| Sector Sureste | Cueva Tlalatl | Tlal | 705824 | 2079745 |

Tabla 3.- Inventario de cuevas y sótanos del sector Tonalixco-Rafael Delgado.

III.- RESULTADOS



Figura 59.- A) Fracturas con relleno de sedimento arcilloso paralelas a la falla de dirección 60°, B) Paleokarst con espeleotemas expuestos, C) Fragmento de *flowstone* ubicado en la fotografía B como Esp. A, D) *Flowstone* ubicado en la fotografía B como Esp. B, E) Conducto freático expuesto con columnas en su interior, F) Conducto freático en un horizonte de inyección.

En el sector noroeste, en el contacto de las rocas de la Formación Orizaba con la Formación Maltrata-Guzmantla se encuentra el Sumidero Tlalneshokapa y en la parte alta de este sector se ubica la Cueva Xochitlamanal.

En la zona NE del área existe un desarrollo de cuevas en diferentes condiciones, principalmente en borde de uvalas o dolinas donde se encuentran cuevas subhorizontales y sótanos como son: Sótano Colohuas y las cuevas Atlajko, Tepancalli y Tlaltempa, finalmente, en el sector sureste se tiene el Sótano Tlalatl. (Tabla 3)

Existen más cuevas que no han sido localizadas pero la zona tiene mayor potencial del que se muestra en este pequeño inventario.

3.6.3.- Endokarst

La generación de conductos en un macizo rocoso afectado por diversos eventos tectónicos está sujeto a la forma, distribución y disposición de los horizontes de tectonoincepción, así como los horizontes de incepción ya generados durante el depósito de la roca.

Un ejemplo claro para establecer la relación de la generación de conductos con la configuración de las debilidades en la roca, es la configuración y morfología de la Cueva Atl.

Datos generales de la Cueva Atl

La Cueva Atl se ubica a 500 metros al N de la comunidad de Tonalixco en las coordenadas UTM WGS84 14Q 704798 E, 2079903 N a 1426 m.s.n.m. en el sector este de una pequeña estructura de 100 x 70 metros de ancho similar a un polje estructural a escala micro, la cueva presenta un desarrollo horizontal de 256 m y una profundidad de -120 m. (Figura 60 y 61)

De manera general la cueva presenta una tendencia de desarrollo con direcciones N40°-50° y N70°-80° con pequeñas familias N-S (Figura 60 A), los pasajes freáticos en su conjunto tienen un desarrollo total de 126.7 metros mientras que los pasajes vadosos presentan un desarrollo total de 138.3 metros.

Las direcciones preferenciales de los conductos freáticos son: N40°-50°, N60°-70° y menormente N20°-40°, los conductos vadosos presentan una dirección principal de dirección N70°-80° y menormente N50°-60°. (Figura 60 B y C)

III.- RESULTADOS

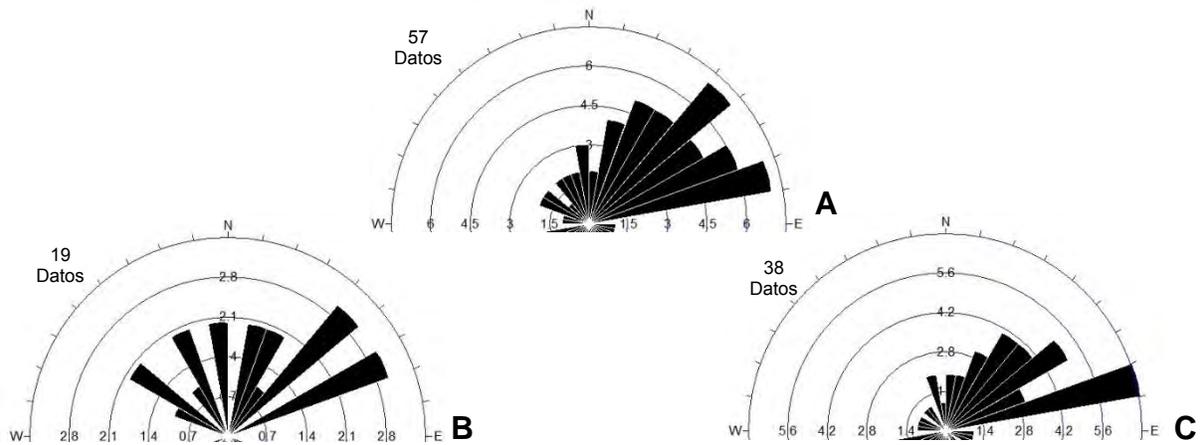


Figura 60.- A) Diagrama de roseta de todas las direcciones de los conductos de la Cueva Atl, B) Diagrama de roseta de conductos freáticos de la Cueva Atl, C) Diagrama de roseta de conductos vadosos de la Cueva Atl

Tendencias de desarrollo

La Cueva Atl se caracteriza por presentar un desarrollo multinivel donde se combinan pasajes freáticos y vadosos con una distribución específica, lo que genera un desarrollo de pasajes subhorizontales y pozos verticales de hasta 23 metros que están controlados principalmente por las características estructurales de la zona.

Geología estructural

Se realizaron dos estaciones estructurales dentro de la cueva, la primera de estratificación y la segunda de fracturamiento, estos datos nos ayudaron a determinar los horizontes de inyección y tectoinyección que dan origen a los conductos de la Cueva Atl, así como su correlación con estructuras geológicas superficiales.

La estratificación presenta un dato que varía de N140° a 168° con inclinación al SW que varía entre 29° a 45°, mientras que en las fracturas se determinaron 2 familias principales, la primera con rumbo de N230° a 252° con echados al NW e inclinaciones que van de los 78° a 90°, la segunda corresponde a una familia de rumbo N340° con echados al NE e inclinaciones que van de los 66° a 90°. (Figura 64 A y B)

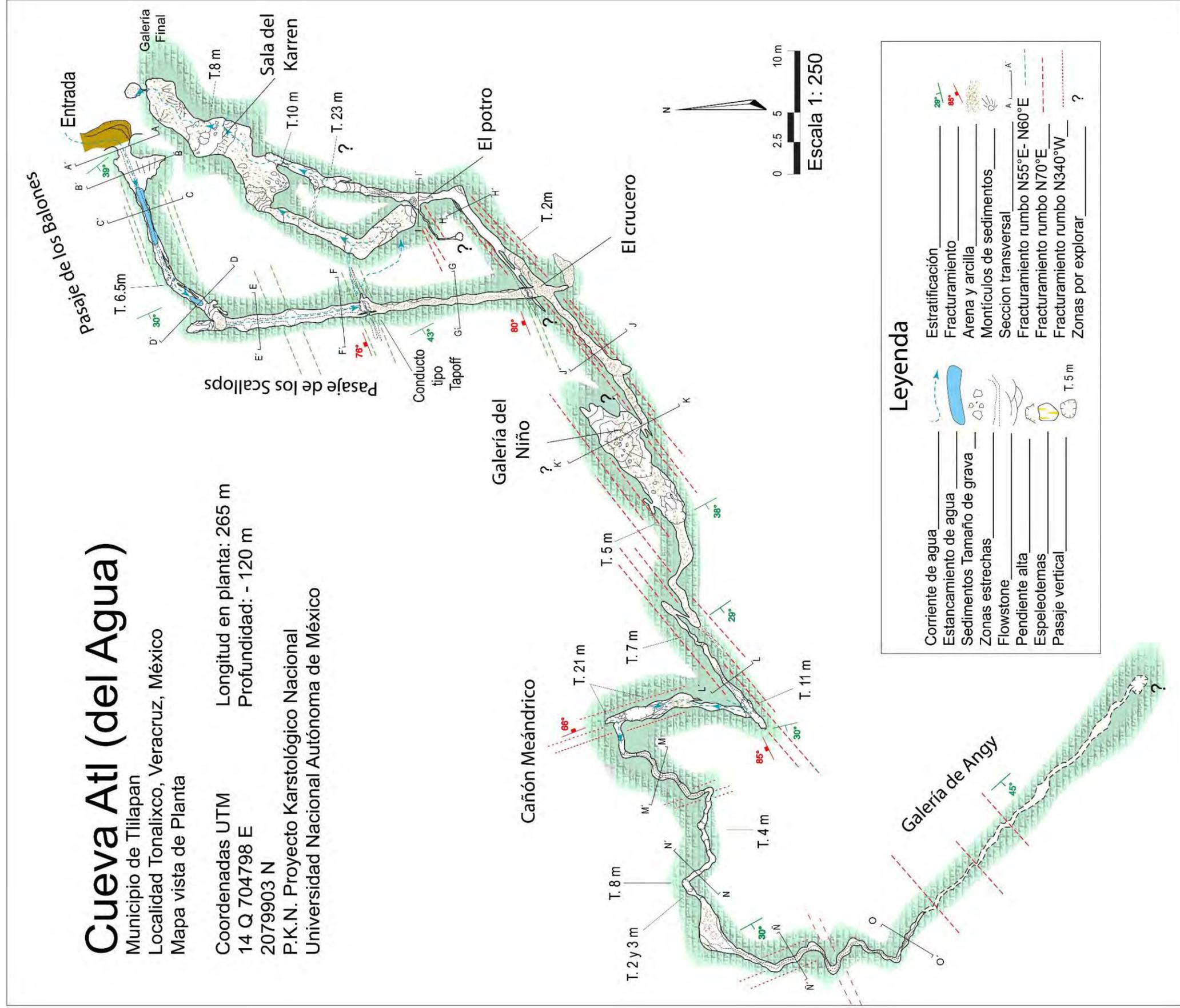


Figura 61.- Mapa en vista de planta de la Cueva Atl.

Cueva Atl (del Agua)

Municipio de Tlilapán
Localidad Tonalixco, Veracruz, México
Mapa vista de Perfil

Coordenadas UTM
14 Q 704798 E
2079903 N
Longitud en planta: 265 m
Profundidad: - 120 m
P.K.N. Proyecto Karstológico Nacional
Universidad Nacional Autónoma de México

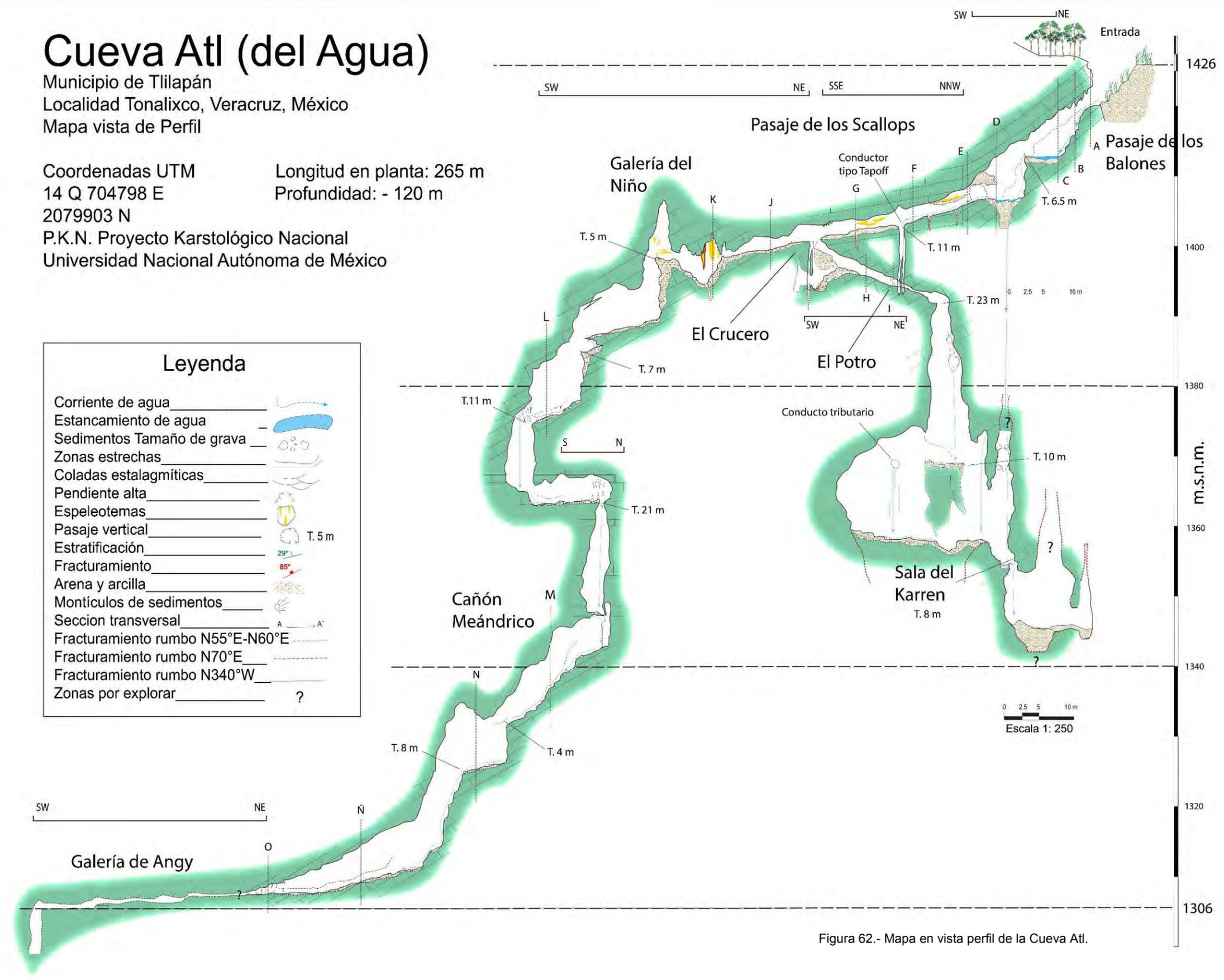
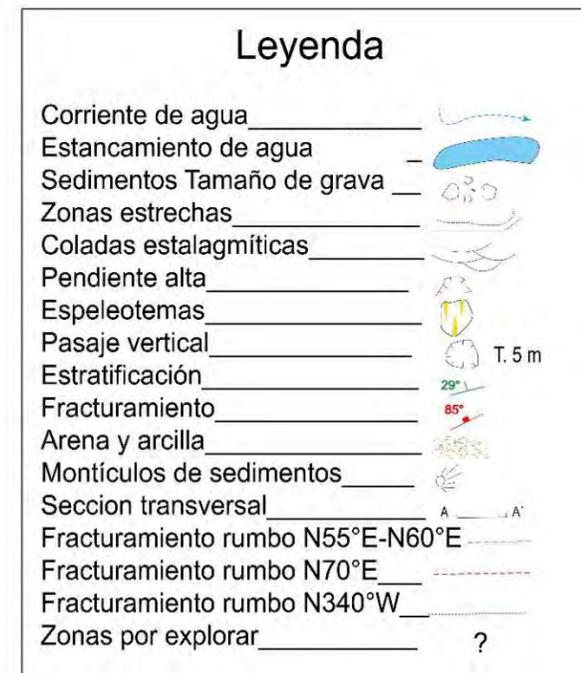


Figura 62.- Mapa en vista perfil de la Cueva Atl.

III.- RESULTADOS

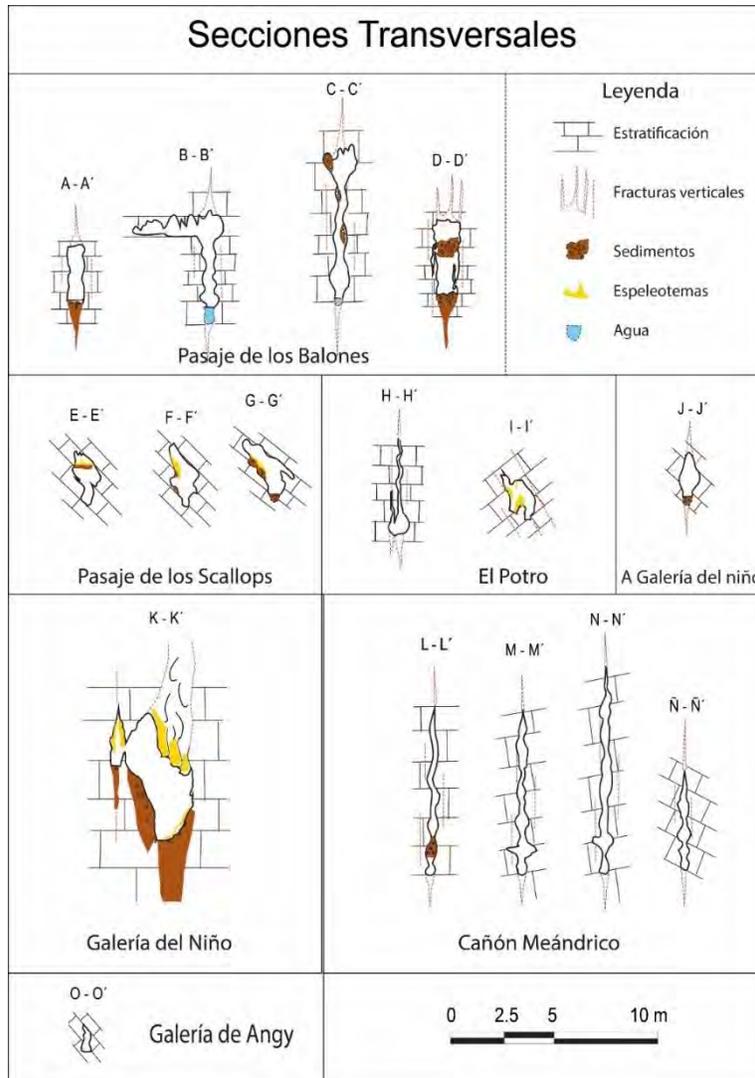


Figura 63.- Secciones transversales de la Cueva Atl.

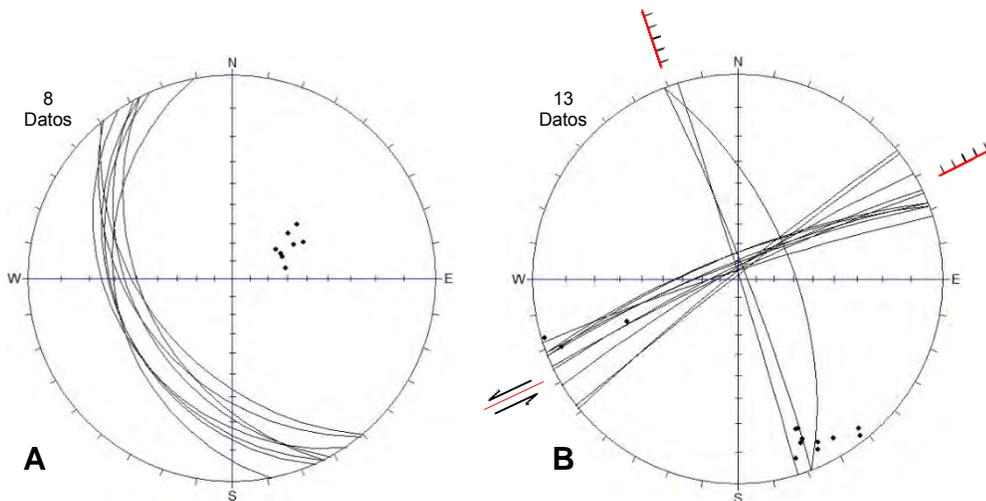


Figura 64.- A) Estereograma de estratificación dentro de la Cueva Atl, B) Estereograma de las principales fracturas dentro de la Cueva Atl.

Macromorfología de la Cueva Atl

Como se mencionó anteriormente, la Cueva Atl presenta un desarrollo multinivel que se caracteriza por la presencia de conductos freáticos y vadosos, los cuales, en su conjunto representan un 100% del desarrollo que hasta el momento se tiene topografiado, se debe señalar que el sistema de conductos presenta mucho más desarrollo del que se pudo acceder, por lo tanto, las estimaciones y descripciones que se realizaron funcionan como un ejemplo del patrón preferencial en el desarrollo, mas no como un 100% de conductos reales en el macizo rocoso.

De los conductos que se trabajaron en un total de 265 metros de desarrollo horizontal se tiene que el 47.81 % presenta características de conductos que tuvieron una etapa freática con un desarrollo de 126.7 metros, mientras que el 52.18% pertenece a conductos vadosos con un desarrollo de 138.3 metros.

Conductos Paleofreáticos

Se les denominó conductos paleofreáticos a aquellos que corresponden a una morfología freática inicial con cambios debido a que existen fases sobrepuestas a dichos conductos. Los cuales son evidentes desde la entrada de la Cueva Atl donde se observa una forma rectangular-vertical de 1 x 2.80 mts, este conducto presenta un desarrollo en la intersección de una fractura con dirección 250° con un estrato de roca caliza que presenta un rumbo N152°/30°SW y 1 m de espesor, en este punto se observa claramente en el techo un conducto semicircular alargado sobre el plano de estratificación y que posteriormente presenta una incisión de tipo vadosa (Figura 63 Sección transversal A-A' y Figura 65 A)

Esta morfología se conserva en el primer conducto al cual se le dio el nombre de "Pasaje de los balones" que presenta un techo con configuración semicircular seguida de incisión vertical acompañado de eventos freáticos de poca duración lo que genera pequeñas terrazas. De manera general esta zona corresponde a una morfología *Keyhole passage distorted* o cerradura distorsionada. (Figura 63 Sección transversal B-B' a D-D')

El siguiente conducto de nombre "Pasaje de los Scallops" presenta una morfología diagonal ligeramente incisiva donde sus principales ejes de desarrollo están favorecidos por una zona de corrimiento interestrato que presenta clivaje de falla inversa en los límites de los estratos de roca caliza (Figura 65 B y D) y una fractura de dirección N174°. Esta sección se

III.- RESULTADOS

divide en dos zonas: la primera que trasmite agua hasta una estructura de *tapoff*, que es un conducto vertical generado en una grieta de rumbo N240°/76°NW donde el agua es secuestrada a un nivel inferior donde no se puede acceder. (Figura 63 Sección transversal E-E' y F-F')



Figura 65.-A) Entrada de la Cueva Atl, en amarillo conducto freático, en rojo conducto incisivo, B) Pasaje de los scallops, donde se observa, dos fases una paleo-freática y una fase paragenética, C) Conducto en la Galería de Angy donde se observa un conducto paleo-freático, sedimento a la base y un desarrollo paragenético. D) Horizonte de inyección en el Pasaje de los scallops con una zona clara de foliación por plano de falla inversa, E) Conducto freático evolucionado con un conducto vadoso que se relleno y genero paragénesis en la parte superior en la zona de "El potro".

La segunda zona presenta una morfología elíptica alargada sobre el plano de estratificación con distorsiones debido a eventos paragenéticos posteriores, en su base se observaron varias capas de *flowstone* intercalados con sedimentos. (Figura 63 Sección transversal G-G')

III.- RESULTADOS

Este conducto llega a una zona de intersección que se encuentra a una elevación de 1402 m.s.n.m., la cual se denominó “El Crucero”, donde la cueva se divide en dos secciones conectadas por un pasaje con rumbo N44° debido a una fractura que domina su desarrollo, este pasaje conecta con una pequeña galería denominada “Galería del Niño” en el sector SW y con “El potro” al NE. Este pasaje se caracteriza por presentar base de sedimentos limo-arcillosos y una morfología semicircular alargada en el eje de la fractura vertical, esto debido a que presenta una gran cantidad de sedimentos de roca lutita y lodo. (Figura 63 Sección transversal K-K’)

El siguiente nivel freático se observa en la sección sureste de la cueva, en la denominada “Galería de Angy”, se ubica en la sección final de la cueva a una elevación de 1304.2 m.s.n.m., esta galería es de tipo subhorizontal y presenta una morfología semicircular con el eje vertical alargado en el techo que muestran una fase paragenética sobrepuesta, la circulación de agua es evidenciada por la presencia de escasos scallops menores a 3 cm. Esta zona presenta algunos espeleotemas, por los tanto se cree que este último desarrollo está en una fase de abandono del nivel freático. (Figura 65 C y Figura 63 Sección transversal O-O’)

Las principales direcciones de desarrollo de estos conductos son: N-S con 34.5 metros, N40° a 50° con 26.2 metros y N60° a 70° con 21.3 metros. (Figura 66 A)

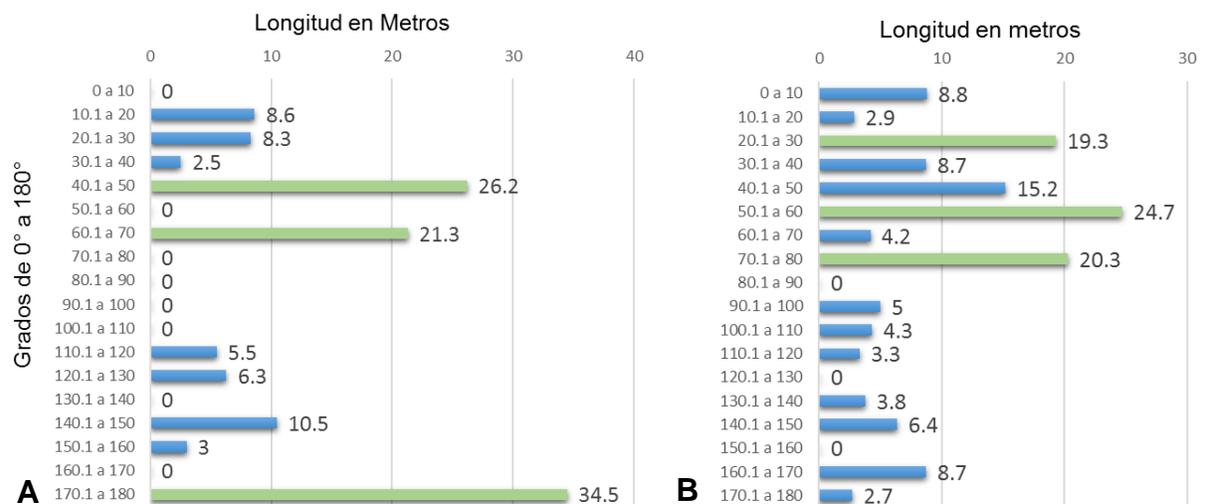


Figura 66.- Longitud de pasajes de acuerdo con su orientación, A) Conductos Freáticos, B) Conductos Vadosos.

Conductos Vadosos

Dentro de la cueva se tienen dos secciones que son dominadas por conductos vadosos, la primera, se ubica en el sector NE después del paso “El Potro” (Figura 65 E y Figura 63 Sección transversal I-I´) el cual presenta una morfología diagonal ligeramente incisivo, este conducto llega a la base de un conducto vertical de 23 metros que tiene como base una pequeña repisa de escasos 6 metros de largo que se ubica a una elevación de 1368.9 m.s.n.m

El siguiente conducto vadoso presenta una altura de 10 metros el cual se desarrolló en una grieta de 1 a 1.5 metros con una dirección de N24°, este conducto vertical llega a una repisa generada en unas grietas de la misma dirección y se caracteriza por presentar entrada de agua por medio de varios conductos tributarios a 11 metros de altura, en esta zona se observa una gran cantidad de sedimentos de roca lutitas y arcillas ubicadas a 1357.7 m.s.n.m. (Figura 67 B, C y D)

En la zona denominada “Sala del Karren” se observaron 2 escalones de 1 metro de altura con abundante *rinenkarren* y *scallops* que reciben agua de un conducto tributario de las paredes, en este punto se tiene el último conducto vertical de 8 metros de altura que finaliza en una galería con mucho sedimento arcillo-limoso que en temporada de lluvia genera una pequeña poza. (Figura 67 E)

En la sección SW la cueva después de la Galería del Niño, el desarrollo está definido por fracturas y posiblemente fallas pertenecientes a las familias de dirección N60°-70° que van generando un cañón meándrico en zigzag con ángulos cerrados y demasiado estrechos de 1 hasta 0.20 metros de ancho con techos que llegan a los 8 metros de altura, este desarrollo vertical llega a dos repisas, la primera a 1374.8 m.s.n.m. que corresponde a la base de un conducto vertical de 11 metros y la segunda a 1362.7 m.s.n.m. que corresponde a la base de un conducto vertical de 21 metros, la base de estos conductos son demasiado estrechas ya que pueden llegar a tener hasta 0.50 metros de ancho, dichos conductos presenta pequeños scallops orientados en dirección SW.

La morfología de estos conductos es similar a un *key hole* invertido, debido a que está dominado por las fracturas y el conducto de a base es semicircular. (Figura 63 Sección transversal L-L´ a Ñ-Ñ´)

III.- RESULTADOS

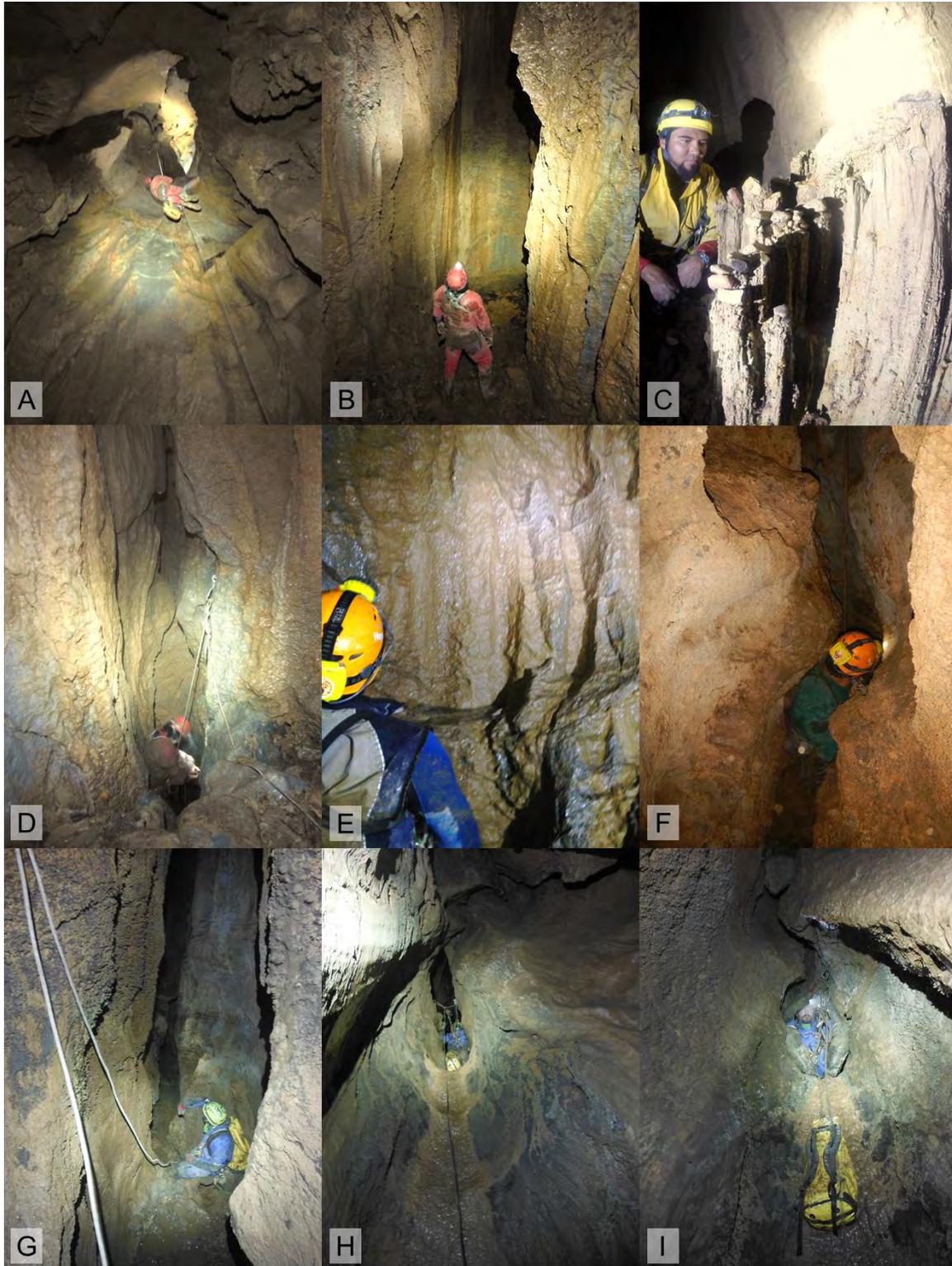


Figura 67.- A) Conducto vertical de tipo vadoso de 23 metros en el sector NE de la cueva, B) Base del conducto vadoso de 23 metros, C) Relleno de sedimento con erosión piramidal tipo hoodoo, D) Conducto vertical tipo vadoso de 10 metros de altura, E) Sala del Karren con estructuras de *rinnenkarren* y *scallops*, F) Cañón meándrico confinado en pasaje vertical de 7 metros en el sector SW de la Cueva Atl, G) Conductos vadosos en la zona de cañón meándrico, H) Pasaje vertical de 21 metros en la zona de cañón meándrico, I) Conducto vertical de tipo vadoso de 3 metros al final de la zona de cañón meándrico.

De este punto el desarrollo continúa de manera vertical y estrecho con conductos vadados con presencia de pequeños scallops, la parte final de este sector se encuentra a 1315 m.s.n.m. que conecta con la Galería de Angy. (Figura 67 F a I)

Micromorfología

Lauritzen y Lundberg (2000) en su clasificación de macro y micromorfología mencionan que los conductos paragenéticos son microestructuras que modifican un macroconducto, las cuales dejan estructuras características que ayudan a reconstruir las últimas fases evolutivas de una cueva.

Conductos paragenéticos

Dentro de la Cueva Atl, los macroconductos son indicadores de la génesis y su relación con los principales horizontes de inceptión y tectonoincepción, pero algunas zonas presentan modificaciones debido a un evento de paragénesis que se generó a causa de un importante aporte de sedimentos.

Las zonas que presentan evidencias claras de paragénesis se ubican desde la base del “Pasaje de los balones y de los scallops” (Figura 68) hasta “El potro” en el sector NE y hasta la “Galería del Niño”, así como en la “Galería de Angy” en el sector SW.

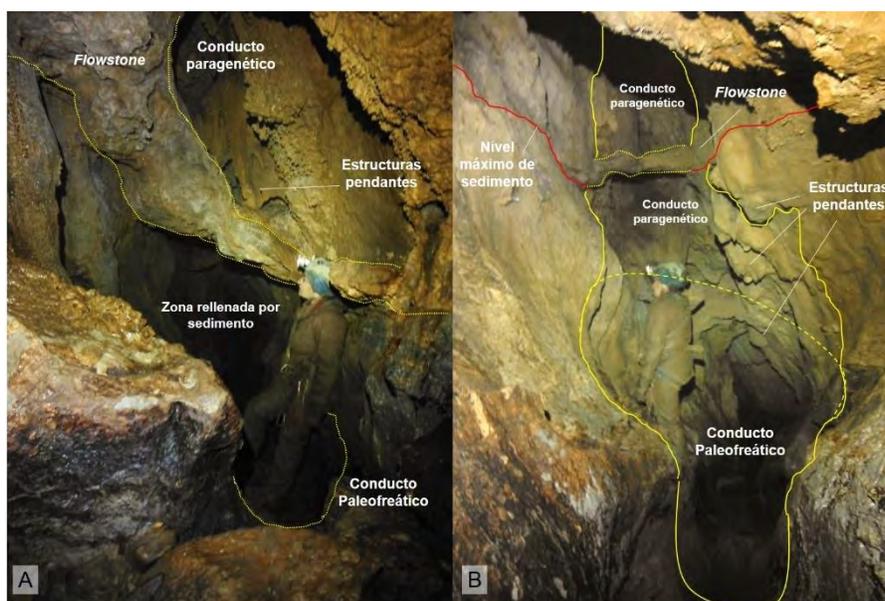


Figura 68.- A) Paragénesis en la entrada del “Pasaje de los Scallops”, B) Evidencias de paragénesis en la parte intermedia del “Pasaje de los Scallops”

III.- RESULTADOS

Los primeros metros del “Pasaje de los *scallops*” se caracteriza por presentar un conducto freático que fue rellenado por sedimentos a una altura de 2.5 metros aproximadamente, esto se evidencia por presentar marcas de sedimento en las paredes y un techo que presenta un *flowstone* que cubrió el suelo, sobre este *flowstone* se tiene el desarrollo de un techo paragenético con estructuras pendantes de roca caliza típicas de estos conductos. (Figura 68 A y B)

En la zona denominada “El crucero” se tienen conductos con las mismas características debido al relleno de conductos freáticos con intercalaciones de sedimentos que van del tamaño de arcilla, arenas hasta bloques discoidales de 50 cm de diámetro. (Figura 69 A y B) Este evento también relleno conductos vadados que ya estaban funcionando como es el caso de las grietas en las paredes y techos de “El Crucero” (Figura 69 C)

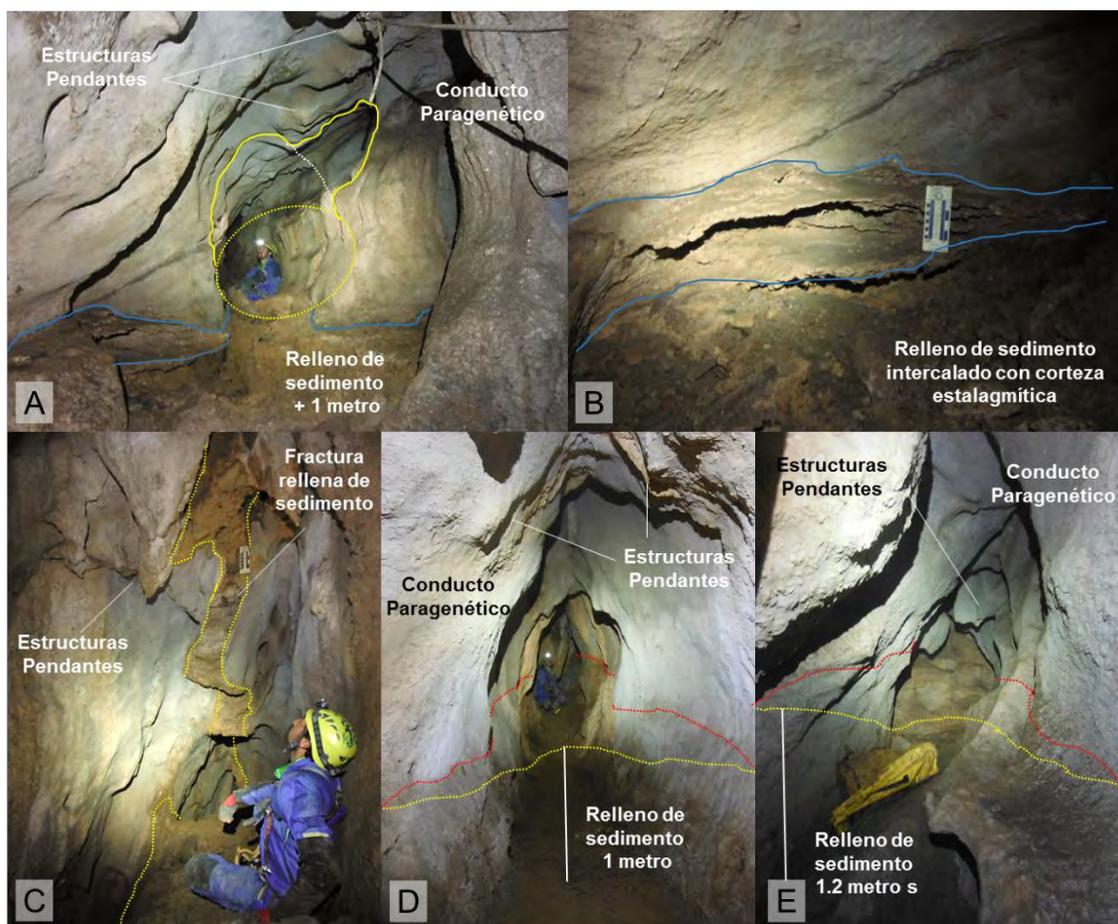


Figura 69.- A) “Pasaje de los *scallops*” visto desde “El crucero” donde se observa claramente la fase paragenética del conducto, B) Intercalación de sedimentos y corteza estalagmítica en el “Pasaje de los *Scallops*”, C) Grietas rellena de sedimentos en la sección “El Crucero”, D) Conducto paragenético antes de la “Galería del Niño” donde se observa un nivel máximo de sedimentación de 1 metro, E) Conducto paragenético en la zona de “El potro” con un nivel máximo de sedimentación de 1.2 metros.

III.- RESULTADOS

En el sector NE en el pasaje “El potro” se tiene un nivel de relleno de 1.2 metros, mientras que en el conducto que va a la “Galería del Niño” se tiene un registro de 1 metro de relleno. (Figura 69 D y E

Estado actual (erosión)

Debido a la ubicación geográfica, así como la estructura de la microcuenca de captación de agua, la Cueva Atl se caracteriza como una cueva activa debido a que es el principal colector puntual de agua, la cual circula dentro de los primeros conductos como son: “Pasaje de los Balones” y “Pasaje de los *Scallops*” es secuestrada por un conducto de tipo *tapoff* y conduce el agua a conductos inferiores, en temporadas de lluvia el aporte de agua aumenta y alimenta los conductos de la zona de “El Crucero” lo que genera erosión y transporte de los sedimentos que se encuentran relleno los conductos y fracturas. (Figura 70)

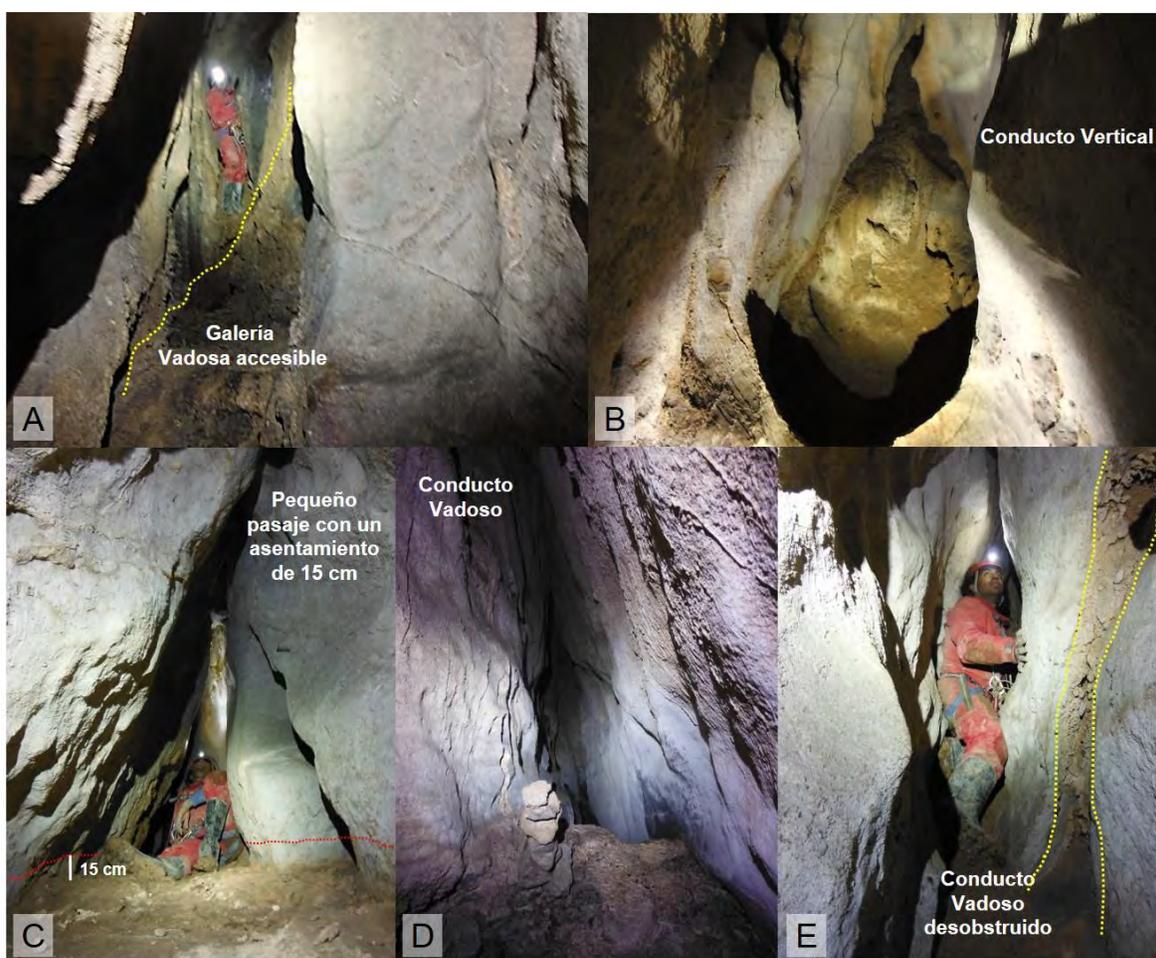


Figura 70.- Galerías accesibles en el año 2016, A) Conducto vadoso accesible en la parte inferior de “El crucero”, en amarillo se observa el antiguo nivel de sedimentos, B) Conducto vertical de 6 metros en el fondo del brazo de “El potro”, C) Brazo de “El potro” con un descenso del nivel del suelo de 15 cm, D) Conducto vertical de 4 metros en la sección inferior de “El crucero”, E) Paso estrecho del brazo de “El potro”.

III.- RESULTADOS

Las evidencias de la erosión se determinaron en zonas donde se detectó una fuerte acumulación de sedimentos como: “El crucero”, “El Potro”. “Galería del Niño” y la “Galería de Angy”, en las cuales, en el mes de Noviembre del 2014 no se pudo acceder, pero en la visita realizada en el mes de Abril del 2016 se logró acceder, con el registro de nuevos conductos que faltan por explorar.

En el punto de “El crucero” en la sección inferior se logró acceder a un conducto vadoso que se desazolvó y que al parecer tiene continuación (Figura 70 A y D), mientras que en el paso “El potro” existe un brazo con dirección al NW que tuvo un importante asentamiento del piso de hasta 15 cm, lo cual permitió acceder a un nuevo pasaje en un conducto vadoso, que conduce a un tiro de 6 metros aproximadamente y que parece tener continuación. (Figura 70 B, C y E)

IV.- DISCUSIÓN

4.1.- Relación de la geomorfología y el paisaje kárstico regional

El relieve del norte de la Sierra de Zongolica presenta rasgos que son de suma importancia ya que a lo largo del tiempo han ido configurado la geomorfología kárstica. Autores como (Ford y Williams, 2000) mencionan que para llegar a entender el funcionamiento hidrogeológico es importante entender la geomorfología de la zona y viceversa. La complejidad geológica-estructural del área de estudio está reflejada en los rasgos geomorfológicos que se obtuvieron en este trabajo, los cuales se agruparon en dos principales zonas.

La primera se caracteriza por presentar lomeríos y montañas que generan zonas de *cockpits* ubicadas en las partes más altas del área donde se da la captación de agua de manera difusa y en masa, estas zonas de recarga presentan una energía de relieve moderada con rugosidad alta, presencia de estructuras kársticas como dolinas, uvalas, poljes y cuevas alineadas de manera errática, lo que muestra que la disolución se concentra siguiendo direcciones de fracturas preferenciales. Esto concuerda con (Palmer, 2011) que menciona que características como estas, están relacionadas con el paisaje reciente y que son típicas del karst epigenético.

La segunda zona se ubica en bajos topográficos con energía de relieve moderada-alta donde abundan estructuras kársticas como dolinas, uvalas y poljes que siguen la traza del río Mazinga y de la Falla Tequila-Magdalena, así mismo la concentración de cuevas es abundante con alineaciones en esa misma dirección.

Con los datos obtenidos se determinó que el desarrollo de karst a nivel regional está siendo favorecido por diversos factores que se enumeran en el siguiente orden de influencia: 1.- Zonas de falla lateral y normal de extensión kilométrica, 2.- Zonas de fracturas o lineamientos de dirección NNW-SSE, 3.- Zonas de recarga difusa con energía de relieve moderada y 4.- Zonas que obedecen a planos de falla inversa y cabalgadura.

Estos resultados presentan características similares que los estudios realizados en la parte norte de los Picos de Europa, España por (Ballesteros *et al.*, 2011) donde determina que existe una relación de la geología y la dirección de fracturas con las estructuras kársticas

que configuran el relieve, con la diferencia que el karst de esa zona es de tipo Alpino con influencia de deshielo y nieve que disuelve rocas de edad Paleozoica.

Por otra parte, en el sector de Tonalixco existen rasgos que coinciden directamente con los obtenidos de manera regional, ya que la mayor cantidad de estructuras kársticas como dolinas y uvalas presentan un eje alargado en dirección de debilidades NE-SW y menormente NNW-SSE, la zonas de lomeríos con energía de relieve baja se caracterizan por presentar cuevas que transmiten el agua a la parte interna del karst, dichas cuevas están a decenas de metros de zonas de montañas escarpadas con energía de relieve alta lo que es un factor importante para favorecen el desarrollo de conductos verticales debido al cambio de nivel de base del agua.

4.2.- Influencia de la geología en el desarrollo de karst

4.2.1.- Tipo de roca

Existen eventos que modifican la porosidad y la estructura interna de la roca a lo largo de las diferentes fases diagenéticas de las rocas carbonatadas, la mayor parte de la porosidad que ayuda a la karstificación se genera cuando son sometidas a esfuerzos y generan porosidad secundaria que favorece la transmisión de agua.

Ortuño *et al.* (2003) mencionan que los eventos de karstificación de la fase telogenética en la Plataforma de Córdoba iniciaron en el Mioceno, documentados por la presencia de poros y vúgulos generados por fluidos hidrotermales profundos que afectaron rocas susceptibles como las lutitas y areniscas calcáreas de la Formación Atoyac, dicho autor reporta que los eventos de karstificación continúan hasta el Plioceno y Cuaternario.

Estas estructuras se observaron a nivel microscópico en las láminas delgadas realizadas en este trabajo, las cuales evidenciaron fábricas fenestrales irregulares, así como vúgulos enrejados menores a 4 mm, y líneas estilolíticas presentes en las rocas de las formaciones Maltrata y Orizaba, estas estructuras juegan el papel de porosidad primaria la cual es mínima para el desarrollo de karst a gran escala, debido a que son sistemas independientes y los poros se abren y sellan continuamente. (Ortuño *et al.*, 2003)

Por otra parte, las rocas de las formaciones Orizaba y Guzmantla son las únicas del área que se caracterizan por presentar facies arrécifales con abundante macrofauna que

aumenta su porosidad primaria, esto influye directamente en la karstificación, a diferencia de rocas de otras facies que contienen arcillas, las facies arrécifales son más susceptibles a la disolución.

Este parámetro de karstificación se potencializa cuando existen pliegues, fallas y fracturas que aumentan substancialmente la porosidad de las rocas carbonatadas generando horizontes de tectonoincepción tal como lo menciona (Faulkner, 2006 y Filipponi *et al*, 2009).

Las zonas donde afloran estas dos formaciones geológicas constituyen las principales zonas de recarga de la zona y abarcan gran parte de poblados de Atlalaquian, Zacamilola, Tlilapan y Tequila, donde se observa la mayor parte de los rasgos que caracterizan la morfología kárstica de la zona.

De manera local, la karstificación se desarrolló en rocas de la Formación Orizaba a manera de macro estructuras como dolinas, uvalas y cuevas, así como estructuras de karren cubierto que tienen a desarrollarse en las aperturas de los diferentes sistemas de fallas presentes.

4.2.2.- Configuración estructural

La configuración estructural del área de estudio es de suma importancia para poder ligar las características geomorfológicas con el desarrollo del exokars y endokarst. Ortuño *et al*, (1992; 2003) y Eguluz *et al*, (2000) reportan tres principales eventos de deformación.

El primero de tipo compresivo genero una serie de pliegues y cabalgaduras con un estilo de deformación tipo dúplex, el segundo evento fue de tipo extensional que generó fallas normales con fases transcurrentes y el tercero de tipo transcurrente que generó fallas normales y laterales.

Los datos obtenidos en el análisis regional que corresponden a estratificación, familias de falla inversa y cabalgadura, fallas laterales conjugadas, fracturas y lineamientos concuerdan con las direcciones que reportan los autores antes mencionados (Figura 71), pero no todas favorecen la generación de karst, esto se puede observar en la Figura 22 donde la

IV.- DISCUSIÓN

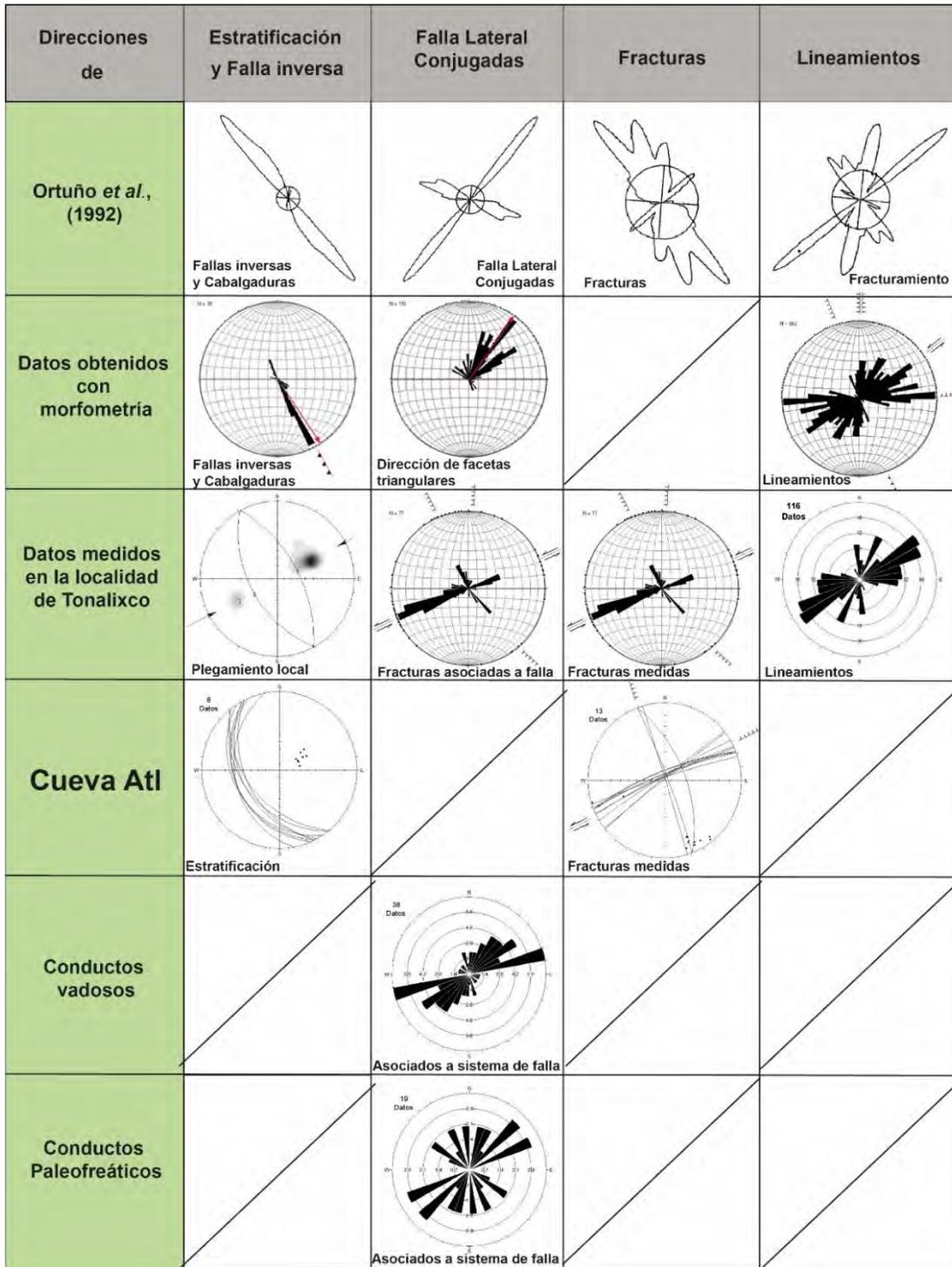


Figura 71.- Comparación de las diferentes familias de debilidades con las tendencias de desarrollo de los conductos de la Cueva Atl.

combinación de fallas inversas con rocas de las formaciones Orizaba y Guzmantla, así como los contactos con otras formaciones y su intersección con fallas laterales o normales, favorecen el desarrollo de estructuras kársticas y cuevas.

Otro rasgo importante es la continuidad en el desarrollo de cuevas sobre la traza de la falla Tequila-Magdalena que corresponde a los sistemas de fallas conjugadas de rumbo N45°-55° y N65°-70°.

Estas mismas tendencias de desarrollo se reflejan en el sector de Tonalixco donde existen tres sistemas de debilidades preferenciales: El primero corresponde a la dirección de estratificación que presenta los mismos rumbos e inclinaciones que las fallas inversas y cabalgaduras regionales, estas direcciones se conservan dentro de la Cueva Atl e influyen mínimamente en la generación de conductos.

El segundo sistema corresponde a fallas y fracturas conjugadas de orientaciones N45°-55° y N65-70°, por lo cual la tendencias de desarrollo de la mayoría de conductos de tipo vadoso presentes en la cueva están controlados por este sistemas de debilidades, la tercer familia de dirección N335°-345° presenta menor influencia en el desarrollo de conductos y comúnmente está generando horizontes de tectonoicepción con los planos de estratificación (Figura 72 E) esto concuerda con lo establecido por (Palmer, 2007) donde menciona que las fallas inversas tienen a sellar la porosidad mientras que las fallas normales y menormente las laterales generan porosidad secundaria y son altamente aptas para la generación de conductos.

4.3.- Espeleogénesis

En este apartado se discute la influencia de los parámetros antes descritos con la configuración del endokarst y la generación de conductos, así mismo las fases espeleogénéticas que se describen muestran los cambios que ha sufrido la cueva.

4.3.1.- Fase 1.- Freática-incisiva

El desarrollo conductos freáticos se considera la primera fase en la génesis de la Cueva Atl, ya que la morfología que se observó desde la entrada hasta el punto conocido como “El crucero” presenta características de esta fase. (Figura 72 E)

IV.- DISCUSIÓN

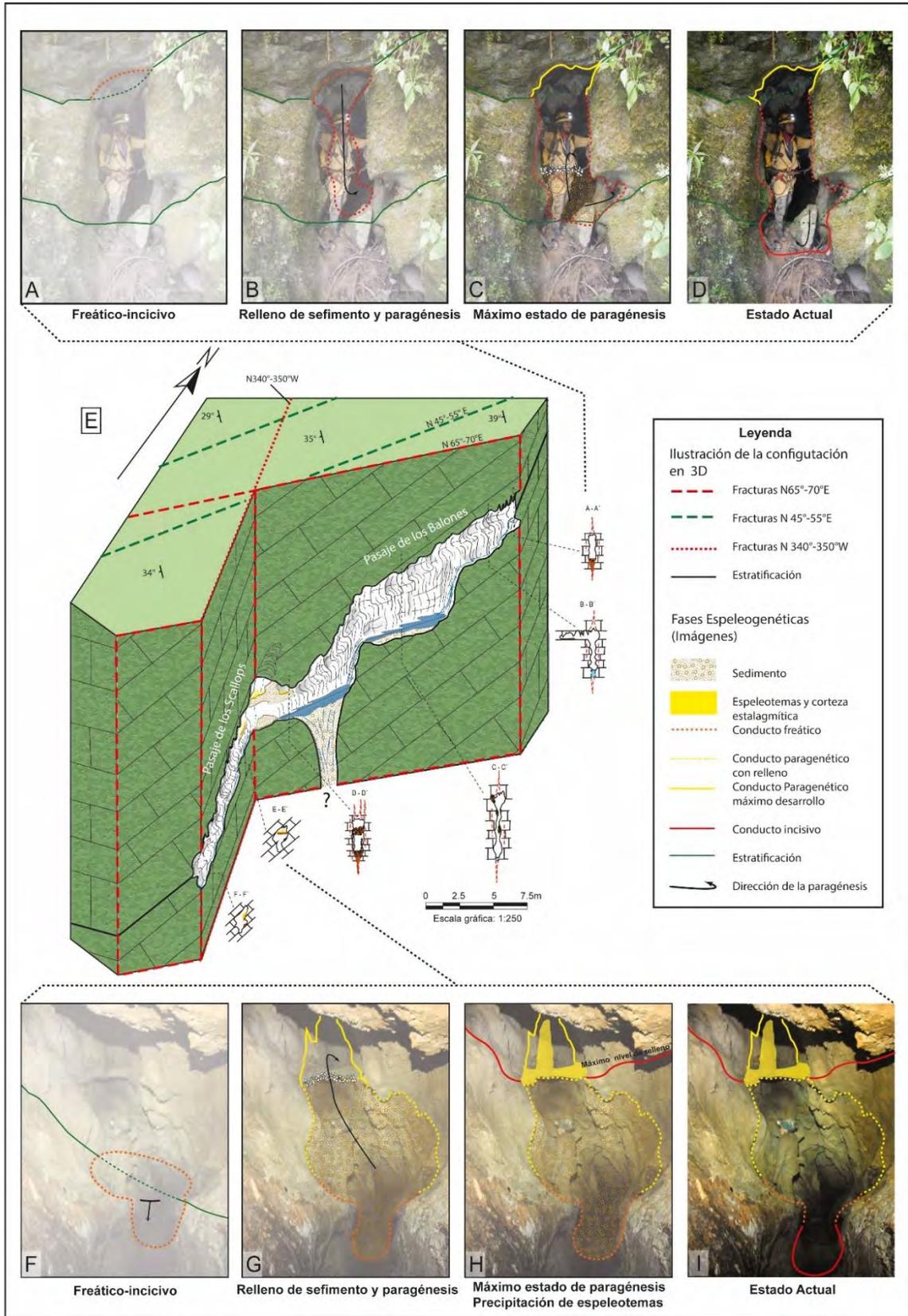


Figura 72.- Pasaje de los Balones A) Etapa 1.- freático, B) Etapa 1.- Freática-Incisivo C) Conducto con relleno de sedimentos, D) Etapa 4.- estado actual, E) Modelo 3D y su relación genética con la estratificación y las diferentes familias de fracturas. Pasaje de los Scallops. F) Etapa 1.- freático-incisivo, G) Relleno y paragénesis, H) Máximo relleno y depósito de espeleotemas, I) Estado Actual.

Esto se puede apreciar en la Figura 72 A y F, donde se tiene un conducto inicial en la entrada con una sección transversal de forma elipsoidal alargada en el eje de la estratificación que se origina en un horizonte de tectonoincepción donde converge la estratificación con fracturas de dirección N70° y N345°.

Es este mismo conducto continúa hasta la zona del pasaje de los scallops que se caracteriza por presentar una sección transversal elipsoidal-diagonal-distorsionada y que es guiado por una zona de clivaje de falla inversa en intersección con una fractura de dirección N345°, en ambas zonas se observan scallops menores a los 5 cm que indican que actualmente este pasaje tiene un funcionamiento freático, reactivado después del vaciado del sedimento de las galerías que corresponden a la fase 2, estas mismas características se observan en la Galería de Angy, con la diferencias que los pasajes son menores a 1 m de altura.

Algunas familias de fracturas verticales generadas por fallas funcionaron como conductos freáticos verticales o lo que denomina Palmer (2007) como *Parched Tubes* con presencia de *scallops*, esta variación en la verticalidad en la cueva generó que los conductos freáticos tengan una fase incisiva que evolucionó a conductos tipo *Key Hole* Figura 72 A, B y F.

4.3.2.- Fase 2.- Vadosa

Esta fase está ligada a dos factores importantes que afectaron la zona, el primero a la alta densidad de fracturas de apertura presentes, el segundo son los procesos hidrogeológicos que regulan los cambios de nivel de base, transmitiendo el agua por conductos verticales que generaron cañones meándricos hasta llegar a un nivel freático. Por lo cual, la incisión en los conductos freáticos, la ampliación de los *parched tubes* y la generación de conductos vadosos, son los principales indicadores de esta fase que generó meandros favorecidos por las intersecciones de tres sistemas de fracturas de dirección N 45-65°, N65-70° y menormente N335°-345° las cuales controlan su desarrollo que coincide directamente con las direcciones de los sistemas de fallas de fallas conjugadas, fracturas y lineamientos de la zona. (Figura 71, 73 A y E).

IV.- DISCUSIÓN

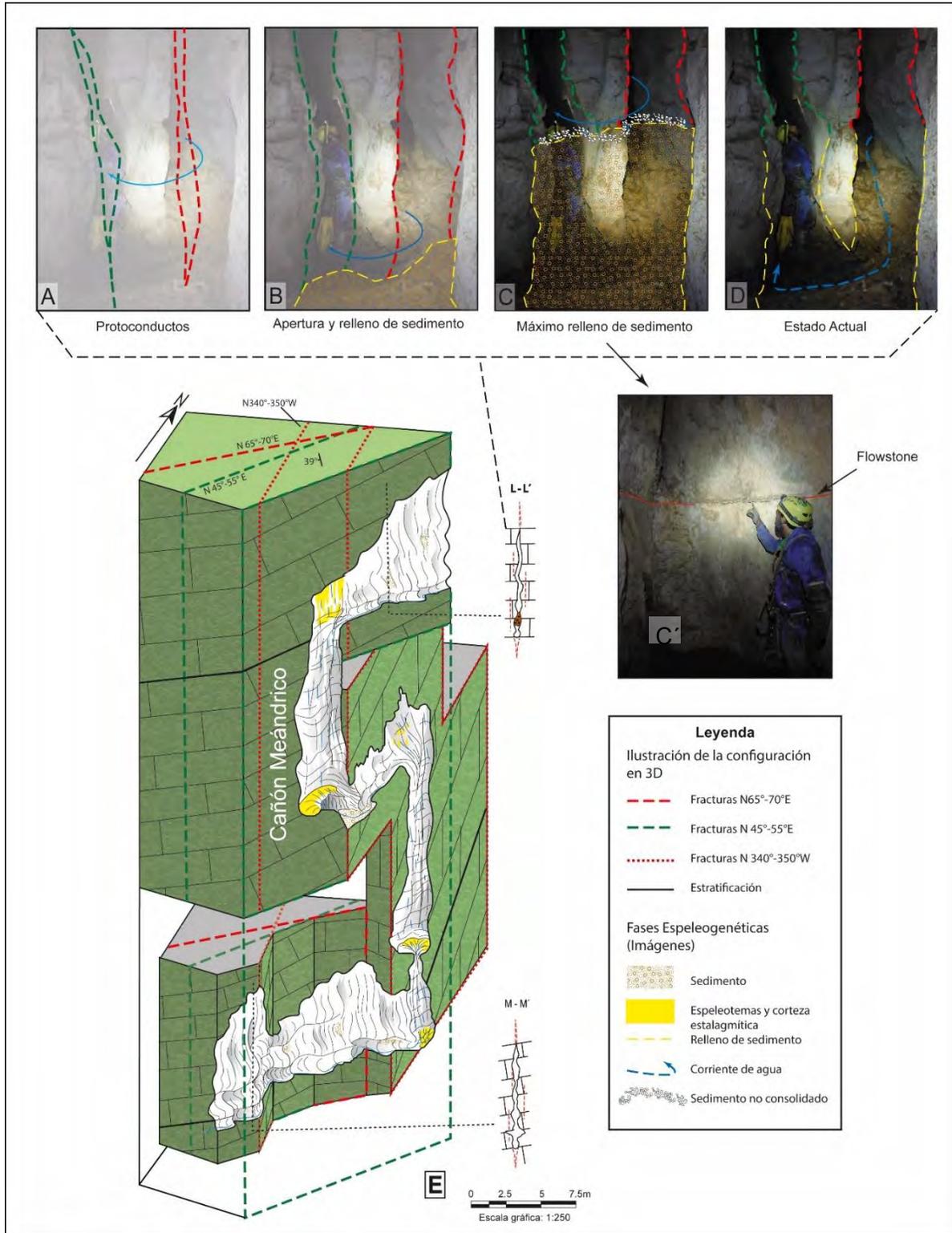


Figura 73.- Cañón meándrico A) Protoconductos en dos sistemas de fracturas diferentes, B) ampliación de conductos vadosos y relleno con sedimentos, C) Máximo nivel de relleno de sedimento, D) Estado actual, cañón meándrico, E) Modelo 3D y su relación genética con las diferentes familias de fracturas

Este tipo de evolución de conductos es muy parecida a la reportada por (Szczygiel, 2015) en sus estudios realizados en los Montes Tatra en los límites de Polonia y Eslovaquia, donde muestra el desarrollo de cuevas en zonas de pliegues, estratificación y densas redes de discontinuidades en una zona de karst alpino desarrollado en un cinturón de pliegues y cabalgaduras. Lo que muestra que los resultados obtenidos en este trabajo coinciden con lo establecido con los trabajos de (Klimchouk y Ford, 2000; Ford y Williams, 2007; Palmer, 2007; De Waele *et al.*, 2009; Piccini, 2011; Häuselmann, 2013; Tîrlă y Vijulie, 2013, 2014; Lenart y Pánec, 2014; Juraj *et al.*, 2015; Ballesteros, 2016; entre otros) donde mencionan que uno de los principales factores que favorecen el desarrollo de sistemas de cuevas y karst son las redes de fracturas existentes en la roca.

4.3.3.- Fase 3.- Paragénesis (Relleno de conductos con sedimentos y generación de flowstone)

El inicio de la fase 3 es evidenciado por la modificación en la morfología de los conductos preexistentes, esto, a causa del relleno total y/o parcial de algunos conductos con una fuerte carga de sedimentos asociada al aumento de las precipitaciones en la zona o algún evento tectónico que generó mayor remoción de estas partículas.

Las evidencias que se tienen para esta fase son: el relleno de conductos principalmente freático-incisivos del “Pasaje de los balones” hasta “El crucero” así como en la zona vadosa del “Cañón Meándrico” y “El potro” donde es claro el relleno del piso, grietas en las paredes y techos con partículas del tamaño de gravas, arenas, pero principalmente arcillas provenientes de los afloramientos de la Formación Necoxtla-Atoyac que afloran en toda la microcuenca de captación.

Los efectos de este relleno fueron la modificación de los conductos de la cueva tal como lo mencionan (Lauritzen y Lundberg, 2000; Farrant y Smart, 2011) donde muestran que la paragénesis y la ampliación de conductos se desarrollada siguiendo planos preferenciales y/o directamente en la porosidad de la roca debido a la obstrucción o relleno de un conducto mediante la sedimentación. En este caso la Cueva Atl presenta conductos freático-incisivos con un evento de paragénesis en el eje de la estratificación generando formas tipo *loop* y estructuras pendants en el techo, así como un desarrollo en el eje vertical que coincide con las fracturas en el caso de los conductos vadosos, en estas zonas se detectaron rellenos de hasta 2.5 metros de altura, marcados por la presencia de *flowstone* con

estalagmitas, así como coloraciones en las paredes que indican antiguos rellenos. (Figura 72 H y G).

En las zonas del Cañón meándrico se tienen evidencias de relleno de hasta 1.65 metros con pequeños *flowstone* en las paredes. (Figura 73 C')

4.3.4.- Fase 4.- Estado actual (Vaciado de conductos y reactivación de conductos)

Se considera que el inicio de la fase 4 está marcado por el vaciado de los sedimentos de los conductos antes descritos y que actualmente continua. Seguramente un cambio en el régimen hidrológico de la zona está asociado a este evento, lo que generó el transporte de sedimentos a un punto que no se ha logrado identificar pero que podría estar asociado a un nivel de base de agua local, así como zonas de descarga de ríos de la zona.

Esto debido a que actualmente se tiene una erosión de hasta 15 cm por año y el transporte de sedimentos continua en temporadas de lluvia. La mayoría de estructuras generadas actualmente se pueden observar en las zonas activas que en este caso es hasta la mitad del "Pasaje de los Scallops" donde se tiene la estructura de *tapoff* que lleva el agua a conductos vadosos inferiores por medio de conductos tributarios, en esta zona es común encontrar pequeños *scallops*, así como pequeñas protomarmitas de hasta 15 cm de diámetro con un pequeño canal de decantación.

En la zona de "Cañón meándrico" también se observaron estructuras similares con aporte de goteo de conductos tributarios que están asociados a los acuíferos colgados generados en las zonas de recarga debido a que esta zona presenta baja permeabilidad pueden aportar agua en épocas de poca lluvia.

Estas evidencias muestran que la Cueva Atl podría presentar más desarrollo en conductos que aún no se han descubierto o son inaccesibles y que son de suma importancia en la transmisión de agua a un acuífero. (Figura 72 D, I Figura 73 D)

V.- CONCLUSIONES

De acuerdo con los resultados obtenidos en este trabajo de investigación y su comparación con los objetivos planteados se concluye lo siguiente.

1.- Los datos obtenidos en el análisis morfométrico regional ayudaron a establecer el tipo de karst presente en la zona y a definir con mayor precisión la información geológico-estructural que existe hasta la fecha del sector norte de la Sierra Zongolica, donde se propone la existencia de las fallas, Tequila -Magdalena de dirección que varía de N 35° a 45° en el sector SW a N 60°-70° en el sector NE del área con una cinemática lateral izquierda con una longitud aproximada de 18.5 km.

La Falla Atempa de dirección WNW-ESE con una longitud aproximada de 6.7 km y la Falla Atzompa de dirección N45° a 65°, una longitud aproximada de 5.2 km, ambas con una cinemática lateral derecha. Estas estructuras, así como los rasgos obtenidos en dicho análisis ayudaron a definir la presencia de ocho bloques morfotectónicos.

2.- La cartografía geológico-estructural del sector Tonalixco-Rafael Delgado reveló tres formaciones geológicas, en las cuales se determinó que las rocas de la Formación Orizaba de edad Albiano- Cenomaniano, son las más propensas a la karstificación mientras que las rocas de la Formación Necoxtla-Atoyac de edad Santoniano-Campaniano son las más susceptibles a la erosión y aporte de sedimentos a la Cueva Atl.

Así mismo se determinaron las diferentes familias de fracturas siendo la dirección N60°-70° y N45°-55° las más dominantes, mientras que el rol de la estratificación en las calizas tiene un rumbo general N150°/45°SW que se mantiene en todo el sector.

3.- Con ayuda de la topografía a detalle, el análisis morfológico y las tendencias de desarrollo, se determinó que la Cueva Atl pertenece a un sistema epigenético multinivel de poco desarrollo con 4 etapas evolutivas siendo estas: Freático-Incisivo, Vadoso, Paragénesis y Estado actual (Erosión), las cuales configuran una cueva con conductos subhorizontales combinados con conductos vadosos y cañones meándricos.

V.- CONCLUSIONES

4.- Las tendencias de desarrollo de los conductos de la Cueva Atl, tienen una relación directa con las tendencias de desarrollo N60°-70° y N45°-55° que corresponden a la traza de la Falla Tequila-Magdalena y menormente a las fracturas de dirección N335° así como la estratificación y falla inversa de rumbo N155°/45°SW. Estos patrones en el desarrollo también se observan de manera regional en el paisaje kárstico y la geomorfología que se caracteriza por la presencia de estructuras kársticas, así como cuevas que siguen la traza de la Falla Tequila-Magdalena y tendencias estructurales regionales.

Con estas conclusiones se comprueba que los sistemas kársticos en zonas como el Cinturón de Pliegues y Cabalgadura, y específicamente en el sector de la Sierra de Zongolica, están directamente ligados a las condiciones geológico-estructurales generadas por diferentes eventos tectónicos que afectaron la roca, teniendo como respuesta la configuración de un paisaje kárstico asociado a las debilidades presentes.

Así mismo se demuestra que la Cueva Atl, como caso de estudio y un ejemplo del endokarst, obedece dicha configuración, siendo este patrón, un factor dominante en la configuración de los demás sistemas subterráneos de la zona.

VI.- REFERENCIAS

- Álvarez, M.Jr, 1961, Provincias Fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 24 (2), 5-20.
- Audra, Ph., Bini, A., Gabrovsek, F., Hauselmann, Ph., Hoglea, F., Jeannin, P.-Y., Kunaver, J., Monbaron, M., Sustersic, F., Tognini, P., Trimmel, H., Wildberger, A., 2007, Cave and karst evolution in the Alps and their relation to paleoclimate and paleotopography: Acta Carsologica, 36 (1), p 53-67
- Bakalowicz, M., 2013, Epikarst processes. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), Treatise on Geomorphology, Academic Press, San Diego, CA, Karst Geomorphology, 6, 164–171.
- Ballesteros, D., 2009, El control estructural de la Cova da Ceza (Noceda, Pedrafita do Cebreiro, SE de Lugo): Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruna. 34, 121-126.
- Ballesteros, D., Jimenez-Sánchez, M., Borreguero, J., García-Sansegundo., 2011, El valor científico de las topografías espeleológicas en los estudios de cavidades kársticas: un ejemplo en los Picos de Europa (Norte de España: Resúmenes, XIII Reunión Nacional de Cuaternario Andorra, 2011.
- Ballesteros, D., Jiménez Sánchez, M., García Sansegundo, J., Giralt S., 2012, Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain): Carbonates Evaporites, 26, 29–40.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., García-Sansegundo, J., Meléndez-Asencio, M., 2015, A multi-method approach for speleogenetic research on alpine karst caves. Torca La Texa shaft, Picos de Europa (Spain): Geomorphology, 35–54.
- Ballesteros, P.D., 2016, Geomorfología y evolución geomorfológica de las cuevas alpinas de los Picos de Europa, Cordillera Cantábrica (España): España, Universidad de Oviedo, Programa de doctorado en geología, tesis doctoral, 366 p.
- Barbosa-Gudiño, J.F., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luís Potosí, México: Boletín de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, (3), 299-319.

VI.- REFERENCIAS

- Bezuidenhout, C.A., y Enslin, J.F., 1970, Surface subsidence and sinkholes in the dolomite areas of the Far West Rand, Transvaal, Republic of South Africa: International Association of Hydrological Sciences, Publication No 89, 482- 495.
- Bonet. F., 1971, Espeleología de la región de Cacahuamilpa: Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 90.
- Brink, A.B.A., 1984, A brief review of the South Africa sinkhole problem. In: Beck B.F. (Ed.) Sinkholes: their geology, engineering and environmental impact, Balkema, Rotterdam, 123-127.
- Čalić, J., 2011, Karstic uvala revisited: Toward a redefinition of the term: Geomorphology, Elsevier, 134. 32-42.
- Campa, M. F., y Coney, P. J., 1982, Los Terrenos Tectonoestratigraficos y La Metalogenesis en México: Sociedad Geológica Mexicana, 6a Convención Nacional,
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México: in Symposium entitled provide a different vision of the tectonics of Mexico and "Metallogeny and Tectonics of the North American": Joint Annual Meeting evolution of the southern part of the North American in Calgary, Alberta, 1981.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1984, Terrenos sospechosos de aloctonía y acreción del occidente y sur del continente americano: Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 1 (1), 1-24.
- Carrasco, V.B.E., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., Solé-Viñas, J., 2008, Estratigrafía de la Formación Metztlán del Plioceno (estado de Hidalgo, Centro-Este de México): Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60 (1), 83-99.
- Carrillo-Bravo, J. 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23 (1-6), 102.
- De Waele, J., Plan, L., Audra, P., 2009, Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction: Geomorphology, 106, 1–8.
- Drumm, E.C., Kane, W.F., and Yoon, C.J., 1990, Application of limit plasticity to the stability of sinkholes: Engineering Geology, 29, 213-225.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- Espinasa-Pereña, R., 1990, Propuesta de clasificación del Karst en la República Mexicana: México DF, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de licenciatura, 132 p.

VI.- REFERENCIAS

- Espinasa-Pereña, R., 2007, Atlas Nacional de México, Tomo II, IV. Naturaleza, Relieve, Geomorfología II, IV.3.4: México, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa.
- Faulkner, T., 2006, Tectonic inception in caledonide marbles: *Acta Carsologica*, 35, 7–21.
- Filipponi, M., Pierre-Yves, Y., y Tacher, L., 2009, Evidence of inception horizons in karst conduit networks: *Geomorphology*. 106, 86–99.
- Fish, J.E., 1977, Karst hydrogeology and geomorphology of the Sierra de El Abra and the Valles-San Luis Potosí Region, Mexico, McMaster University, Ph.D. thesis, 469 p.
- Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., y Tolson, G., 2011, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt: *Geological Society, Special Publication*, 349, 149–167.
- Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., Pluijm, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56 (6), 734–755, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.896228>
- Ford, D., Williams, P., 2007, *Karst Hidrogeology and Geomorphology*: Chichester, England, The Atrium, John Wiley & Sons Ltd, Southern Gate, 556 p.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks; Analysis, Interpretation and Application*: Berlin Heidelberg. Editorial Springer-Verlag, Second edition, 984 p.
- Gabrovšek, F., Häuselmann, P., Audra, P., 2014, ‘Looping caves’ versus ‘water table caves’: The role of base-level changes and recharge variations in cave development: *Geomorphology*, 683–691.
- Ganter, J., 2000, *A guide to Cave Mapping*: National Speleological Society Library, Second Eddition.
- Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W., 2009, Karst Rock Features Karren Sculpturing: *Acta Carsologica*, Publishingin Postojna/Ljubljana, 9, 561 p.
- Garofalo, P.S., Günther, D., Forti, P., Lauritzen S.E., Constantin, S. 2007, The fluids of the giant selenite crystals of Naica (Chihuahua, Mexico): *European Current Research on Fluid Inclusions*, University of Bern, Switzerland, 17–20 July, 2007. Abstract Volume, 1.

VI.- REFERENCIAS

- Gary, M.O., 2009, Karst hydrogeology and speleogenesis of Sistema Zacatón, Tamaulipas, Mexico: Austin, Texas, U.S.A., The University of Texas at Austin, Doctoral Thesis, 232 p.
- Gázquez, F., Calaforra, J.M., Forti, P., Rull, F., Martínez-Frías, J., 2012, Gypsum–carbonate speleothems from Cueva de las Espadas (Naica mine, Mexico): Mineralogy and palaeohydrogeological implications: *International Journal of Speleology*, 41 (2), 211–220.
- Häuselmann, Ph., 2013. Large epigenic caves in high-relief areas. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, Karst Geomorphology, 6, 207–219.
- Häuselmann, Ph., 2011, UIS Mapping Grades: Technical Note, *International Journal of Speleology*, Official Journal of Unio Internationale de Spéléologie.
- Hose, L. D. 1996a, Hydrology of a large, high relief, subtropical cave system: Sistema Purificación, Tamaulipas, Mexico: *Journal of Caves and Karst Studies*, 58 (1), 22-29.
- Hose, L. D. 1996b, Geology of a large, high-relief, sub-tropical cave system: Sistema Purificación, Tamaulipas, México. *Journal of Caves and Karst Studies*, 58, 6-21.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2015, Mapa de provincias Fisiográficas de México. En línea <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/fisiografia/>. consultado el 19 de Mayo del 2016.
- Juraj, L., Hók., J., Bella, P., 2015, Cavitonics: Using caves in active tectonic studies (Western Carpathians, case study): *Journal of Structural Geology*, 80, 47 -56.
- Kambesis, P.N., and Coke IV, J.G. 2013, Overview of the controls on eogenetic cave and karst development in Quintana Roo, Mexico: In *Coastal Karst Landforms*, Springer Netherlands. 347-373.
- Klimchouk, A.B., 2011, *Hypogen Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*: Carlsbad, NM, National Cave and Karst Research Institute, Second edition, 106 p.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A., Dreybrodt, W., and contributors., 2000, *Speleogenesis, evolution of Karst Aquifers*: Huntsville, Alabama. U.S.A. National Speleological Society, Inc., 527 p.

VI.- REFERENCIAS

- Klimchouk, A., and Ford, D., 2000, Types of Karst and Evolution of Hydrogeologic setting: in Klimchouk A. B. 2000, Speleogénesis. Evolution of Karst Aquifers. Huntsville, Alabama, U.S.A. National Speleological Society. 527 p.
- Lauritzen, S.E. Lundberg, 2000, Solutional and erosional morphology: in Klimchouk A. B. 2000, Speleogénesis. Evolution of Karst Aquifers, Huntsville, Alabama, U.S.A. National Speleological Society, 527 p.
- Lenart, J. and Pánec, T., 2014, Comments on “structural–tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges: Southern Carpathians, Romania” by L. Tîrlă and I. Vijulie, *Geomorphology* 197 (2013), 123–136: *Geomorphology*, 223, 90–95.
- Ortuño A.S., Jean-Paul X., Delfaud, J., 1992, Análisis tectónico estructural de la cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS: *Revista mexicana del petróleo, Informe técnico*. 24, (1).
- Ortuño A.S., Ferket, H., Marie-Christine, C., Swennen, R. y Roure, F., 2003, Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoirs*, 79, 476– 514.
- Palmer, A.N., 1991, Origin and morphology of limestone caves: *Geological Society of America. Bulletin*, 103, 1e 21.
- Palmer, A.N, 2007, *Cave Geology: Cave Books*, Dayton, OH, U.S.A. 454 p.
- Piccini, L., Drysdale, R., Heijnis, H., 2003, Karst morphology and cave sediments as indicators of the uplift history in the Alpi Apuane (Tuscany, Italy): *Quaternary International* 101–102. 219–227.
- Piccini, L., 2011a, Recent developments on morphometric analysis of karst caves: *Acta Carsologica, Postojna*, 40 (1), 43-52.
- Piccini, L., 2011b, Speleogenesis in highly geodynamic contexts: The quaternary evolution of Monte Corchia multi-level karst system (Alpi Apuane, Italy), *Geomorphology*, 134, 49-61.
- Rodríguez, F. D., Toríz, G. J., Banda, H. J., y Meneses, R. J., 1997, Hydrocarbon habitat in the Zongolica sector of the Sierra Madre Oriental: Second Joint American Association Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Hedberg Research Symposium, Veracruz, México.

VI.- REFERENCIAS

- Rosales, L.L., 2013, Sulfidic karst springs and Speleogenesis in the Sierra de Chiapas: Austing, Texas, U.S.A. Bulletin of Association for Mexican Cave Studies (AMCS), 24.
- Salinas-Estrella. S., 1960, Características petrográficas de la región la Perla-Orizaba-Tequila, edo. de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 12, 1-6.
- Sanna, L., Forti, P., Lauritzaen, S.E., 2011, Preliminary U/Th dating and the evolution of gypsum crystals IN Naica caves (Mexico): Acta Carsologica, Postojna, 40 (1), 17–28.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez F., Speed R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of American Special Paper, 278, 153 p.
- Smart, P. L., Beddows, P. A., Coke, J., Doerr, S., Smith, S., & Whitaker, F. F. 2006, Cave development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico: Geological Society of America, Special Papers, 404, 105-128.
- Smith, J.H. Jr., 2002, Hydrogeology of the Sistema Huautla, Karst Groundwater Basing: Austing, Texas, U.S.A. Association for Mexican Cave Studies (AMCS). Bulletin, 9, 154.
- Sprouse, P. 2016, Inventario de sótanos y cuevas del sector norte de la Sierra de Zongolica. Comunicación personal.
- Szczygieł, J., 2015, Cave development in an uplifting fold-and-thrust belt: case study of the Tatra Mountains, Poland: International Journal of Speleology, Tampa U.S.A., 44 (3). 341-359.
- Tharp, T. M., 1999, Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes: Engineering Geology, 52, 23-33.
- Thomas, T. M., 1974, The South Wales interstratal karst. Transactions of the British Cave Research Association, 1, 131-152.
- Tîrlă, L. y Vijulie, I., 2013, Structural–tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges: Southern Carpathians, Romania: Geomorphology. 197, 123–136.
- Tîrlă, L. y Vijulie, I., 2014, Reply to “Comments on “Structural–tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges” by L. Tîrlă and I. Vijulie, Geomorphology 197 (2013), 123–136” by J. Lenart and T. Pánek: Geomorphology, 223, 129–133.

VI.- REFERENCIAS

- Toriz, J., 1990, Informe final Prospecto Orizaba, Compilación geológica. I.G.P.R. 288: Córdoba, Veracruz, Petróleos Mexicanos (PEMEX), Informe Inédito. 70 p.
- Veress, M., 2007, Karst Enviroments; karren formation in high mountain: Springer, Dordrecht Heidelberg, London New York. 230 p.
- Waltham, T., Bell, F., Culshaw, M., 2005, Sinkholes and Subsidence; karst and cavernous rocks in engineering and construction: Editorial Springer, Praxis Publishing, Chichester, UK. 382 p.
- Waltham, T., 2011, Fengcong, fenglin, cone karst and tower karst: Cave and Karst Science, 35 (3), 77-88
- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R., 1988, Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica: Geomorphology, 1, 239–265.
- White, W.B., White, E.L., 2013, Karst landforms: scope and processes in the early twenty-first century. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Frumkin, A. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, Karst Geomorphology, 6, 14–22.
- Zhongcheng, J., 2015, Karst Landforms in China: International Training course for International Research Center on Karst (IRCK). Nanning, China.
- Zuchiewicz, W.A., McCaplin, J.P., 2000, Geometry of faceted spurs on an active normal fault: Case study of the Central Wasatch Fault, Utah, U.S.A: Annals Societatis Geologorum, Poloniae, 70, 231–249.