



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA

ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES

INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

**Paleomagnetismo, Magnetoestratigrafía y Análisis de Procedencia de la Formación Caltepec, Sur del Estado de Puebla, México.**

TESIS PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL

PRESENTA:

**DANIEL SERRANO GARCÍA**

**DIRECTOR**

DR. MÀRIUS RAMÍREZ CARDONA

**CODIRECTOR**

DR. ROBERTO STANLEY MOLINA GARZA

Mineral de la Reforma, Hidalgo, Junio 2016



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO**  
**Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería**  
*Institute of Basic Sciences and Engineering*  
**Dirección**  
 Dean

ICBI-D/570/2016

M. en C. Julio César Leines Medécigo  
 Director de Administración Escolar de la  
 Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo  
 Presente

Por este conducto le comunico que el Jurado asignado al pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental: **Daniel Serrano García**, quien presenta el trabajo de **"Paleomagnetismo, Magnetoestratigrafía y análisis de procedencia de la Formación Caltepec, sur del Estado de Puebla, México"**, después de revisar el trabajo ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del Jurado:

PRESIDENTE:	Dr. José Luis Cadena Zamudio	
PRIMER VOCAL:	Dr. Marius Ramírez Cardona	
SEGUNDO VOCAL:	Dr. Roberto Stanley Molina Garza	
TERCER VOCAL:	M. en I. Patricia Candelaria Montiel García	
SECRETARIO:	Dr. Kinardo Flores Castro	
PRIMER SUPLENTE:	Dr. Enrique Cruz Chávez	
SEGUNDO SUPLENTE:	Ing. Ramón Lugo López	

Sin otro particular, le reitero a usted la seguridad de mi atenta consideración.

Atentamente,  
 "Amor, Orden y Progreso"  
 Mineral de la Reforma, Hgo., 24 de Mayo de 2016

Dr. Orlando Ávila Cobos  
 Director



Ciudad del Conocimiento  
 Carretera Pachuca - Tulancingo km. 4.5  
 Colonia Carboneras  
 Mineral de la Reforma, Hidalgo, México, C.P. 42184  
 Tel. +52 771 7172000 exts 2231, Fax 2109  
 direccion\_icbi@uaeh.edu.mx



www.uaeh.edu.mx



## *Dedicatoria*

*Este trabajo se lo dedico a mi hija Daniela Serrano Cruz, a ti mi nena hermosa que cambiaste mi manera de ver el mundo, de tener un motivo de superarme cada día más. Te amo hija.*



## *Agradecimiento*

Primero que nada agradezco a la vida y a Dios por este logro

Agradezco especialmente al Dr. Roberto Molina Garza por darme la oportunidad y aceptarme en su grupo, por todo el apoyo y consejos que me ha dado, y sobre todo gracias por la paciencia para la realización de este trabajo de tesis.

También agradezco a la Dr. María Isabel Sierra Rojas, gracias Mari por el apoyo incondicional que me has dado, por esos días que has estado ocupada y a pesar de eso me has apoyado en las dudas que he tenido, gracias por todo lo que me has ensañado en campo.

Agradezco a Marius Ramírez Cardona por su asesoramiento y apoyo brindado en este trabajo.

A Rosario, gracias chayito por el apoyo que me brindaste desde que llegue a Querétaro hasta ahora. Violeta por esa paciencia que es inspiradora, a Paola Catalina por esos regaños que yo sé que son de buena fe, a Giovanni Nova por todos esos buenos y divertidos momentos, también gracias a Jesús Roberto (Tito) amigo por esa actitud tan positiva, confianza y alegría que contagias.

Agradezco a Karen Andrea Mendoza y a Elisandra, chicas gracias por ese tiempo que las e molestado y desvelado para que me den una opinión sobre este trabajo y por sus consejos.

Agradezco al técnico Marco de laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas por su ayuda en el manejo de los instrumentos.

Gracias a Paola Botero, Paco, Myrna, Diego, Edgar Juárez, Berlaine, Hugo, Erik Juárez, Erik Medina, a Betty, a Ahmed, Juan Manuel y todo Centro de Geociencias que me han hecho pasar en verdad a gusto en Querétaro.

Gracias a CONACYT 129862 por financiar este trabajo al centro de Geociencias UNAM campus Juriquilla.



## *Agradecimientos Especiales*

Agradezco de forma muy especial a mis Padres Nicolás Serrano Castañeda y María Luisa García Hernández este logro es realmente de ustedes, la terminación de una etapa de este proyecto que empezaron ya hace algunos años, gracias por todo su apoyo y paciencia, por todos esos días de desvelo, por todas las alegrías, enojos, lagrimas que han tenido que pasar. Pero sobre todo gracias por el amor incondicional que me han dado. Quiero que sepan que son unas grandes personas y espero algún día y si Dios me lo permite ser la mitad de lo que son.

A mis hermanos, Omar Serrano García, Luis Ángel Serrano García; mis compañeros de travesuras

Gracias a toda mi familia

Agradezco mi acompañante de vida, de risas y de aventuras Karina Cruz Flores gracias por el apoyo y amor que me has brindado y de más de una ocasión de hacerme ver que las cosas son más fáciles de lo que parecen.



# ÍNDICE

<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	iii
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	vii
<b>RESUMEN</b> .....	ix
<b>ABSTRACT</b> .....	xi
<b>CAPÍTULO I</b>	
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Justificación.....	2
1.3 Objetivos .....	3
1.3.1 Objetivos Específicos .....	3
<b>CAPÍTULO II</b>	
<b>MARCO TEÓRICO</b>	
2.1 Rocas Sedimentarias .....	5
2.1.1 Clasificación de Rocas Sedimentarias.....	6
2.1.2 Rocas Químicas o No Clásticas.....	9
2.2 Paleomagnetismo.....	10
2.2.1 Introducción al Paleomagnetismo.....	10
2.2.2 Campo Magnético Terrestre .....	10
2.2.3 Origen del Campo Magnético Terrestre.....	13
2.2.4 Modelo del Dipolo Geocéntrico Axial .....	15
2.2.5 Variación Secular .....	16
2.2.6 Propiedades Magnéticas de los Materiales.....	17
2.2.7 Dominios Magnéticos .....	20
2.2.8 Tipos de Magnetización.....	22
2.3 Magnetoestratigrafía.....	27
2.4 Petrografía y Análisis de Procedencia .....	32
<b>CAPÍTULO III</b>	
3.1 Localización y vías de acceso .....	35
Marco Geológico Regional .....	37
3.2 Terrenos Geológicos .....	37
3.2.1 Terreno Oaxaca.....	37
3.2.2 Terreno Mixteco.....	38

3.2.3	Granito Cozahuico .....	42
3.2.4	Formación Matzitzi.....	42
3.2.5	Formación Tecamazuchil/Otlaltepec.....	43
3.2.6	Formación La Compañía .....	44
3.2.7	Formación Zapotitlán .....	45
3.2.8	Formación San Juan Raya .....	45
3.2.9	Caliza Coyotepec .....	46
3.3	Geología Local .....	47
3.3.1	Formación Caltepec.....	47
<b>CAPÍTULO IV</b>		
<b>METODOLOGÍA</b>		
4.1	Metodología de Campo .....	49
4.1.1	Levantamiento Sedimentológico.....	49
4.1.2	Conteo de clastos en Conglomerados .....	50
4.1.3	Toma de muestras para estudios Paleomagnéticos.....	50
4.2	Trabajo de Laboratorio .....	52
4.2.2	Visualización y Análisis de Datos:.....	58
4.2.3	Dirección Media de Fisher .....	58
<b>CAPÍTULO V</b>		
<b>RESULTADOS</b>		
5.1	Sedimentología .....	61
5.2	Análisis de Procedencia.....	68
5.2.1	Conteo de clastos de Conglomerados .....	68
5.2.2	Análisis Modal de Areniscas .....	70
5.3	Desmagnetización e Interpretación Paleomagnética .....	77
5.4	Magnetoestratigrafía y Tasa de Sedimentación .....	83
5.5	Discusión.....	86
<b>CAPÍTULO VI</b>		
6.	Conclusión.....	91
	Referencias .....	92

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Clasificación de rocas sedimentarias, modificado de (Nichols, 2009).....	6
<b>Figura 2.</b> Clasificación de areniscas de acuerdo a Pettijohn, et al., (1987).....	9
<b>Figura 3.</b> Se ilustra la diferencia angular entre el polo norte geográfico y el polo norte geomagnético, la cual es de $11.5^\circ$ (Lanza y Meloni, 2006). .....	11
<b>Figura 4.</b> Representación de los componentes principales del campo magnético, declinación <b>D</b> es el azimut entre el norte geográfico y el meridiano magnético, es decir el ángulo entre el norte y la proyección horizontal del vector magnético <b>F</b> , mientras que la inclinación <b>I</b> es el ángulo que hay entre el vector magnético <b>F</b> y el plano que conforma la horizontal. (Lanza y Meloni, 2006) .....	12
<b>Figura 5.</b> Modelo de dinamo auto-excitado, la lámina de cobre gira sobre un eje que transporta una corriente eléctrica, la cual se muestra con flechas negras que van de su centro a su borde, esto da lugar un campo magnético (AfterElsasser, 1958; redibujado de Butler, 1992).....	14
<b>Figura 6.</b> Modelo dipolo geocéntrico axial donde <b>M</b> se coloca en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación, la latitud geográfica es $\lambda$ ; el radio de la Tierra es $r_e$ , las direcciones del campo magnético en la superficie de la Tierra producida por el (DGA) se muestra esquemáticamente por la inclinación <b>I</b> (Butler, 1992). .....	15
<b>Figura 7.</b> Registro histórico de la dirección del campo geomagnético en Greenwich, Inglaterra. Se muestra la declinación $e_h$ inclinación en cada punto con los años correspondientes. (Redibujado por Butler, 1992). .....	17
<b>Figura 8.</b> Magnetización inducida <b>J<sub>i</sub></b> en comparación con el campo magnético <b>H</b> en sustancias diamagnéticas y paramagnéticas, (Lanza y Meloni, 2006). .....	18
<b>Figura 9.</b> Saturación de magnetización normalizada, en relación a la temperatura para magnetita y hematita. (Butler, 1992). .....	19
<b>Figura 10.</b> Se representa algunos comportamientos de acoplamientos a). Ferromagnetismo; tiene un acoplamiento paralelo con una dirección lo cual da una dirección preferencial, b) Anti-ferromagnético; ya que el acoplamiento es anti paralelo y $M=0$ se anulan entre sí, c) Ferromagnetismo; Acoplamiento de capas desiguales ya que aunque tienen sentido anti paralelo la resultante es mayor a una dirección <b>M</b> . tomado de Butler, 1992 .....	20
<b>Figura 11.</b> Representación gráfica de los diferentes dominios magnéticos a). Dominio magnético simple, b) y c) Dominio magnético múltiple Tauxe, 2005).....	22
<b>Figura 12.</b> Distribución de temperatura de bloque típico de una roca basáltica. Línea solida TRM indica la cantidad de TRM restante después de la etapa de calentamiento para cada temperatura. Los bloques de colores muestran la cantidad de TRM muestran el TRM faltante (pTRMs) (Tauxe, 2005). .....	24
<b>Figura 13.</b> a) Colada de lava b) Formación de cristales a altas temperaturas c) Cristales ya formados, roca en enfriamiento, se adquiere el magnetismo de ese tiempo. (Tauxe, 2005) .....	24
<b>Figura 14.</b> Ilustración donde se muestra la magnetización remanente detrítica (DRM), se muestra la deposición de la partículas en una interfaz agua-sedimento, se resaltan procesos post-deposicionales como es la bioturbación. A medida que se depositan las partículas adquiere la magnetización remanente detrítica. (Tauxe, 2005).....	27

<b>Figura 15.</b> Escala geomagnética para el periodo Plioceno-Pleistoceno de Mankinen y Dalrymple (1979), se representan polaridades normales (negro) y polaridades reversas (blanco). Tomado de (Butler, 1992).	29
<b>Figura 16.</b> Formación de anomalías magnéticas en una dorsal oceánica, (tomado de Butler, 1992)	30
<b>Figura 17.</b> Correlación de zonas de polaridad magnética en la sección de Gubbio (Italia) correlacionadas con tres zonas de perfiles de anomalías magnéticas marinas; muestran a la derecha de cada secuencia de polaridad interpretado, se representa con una línea roja punteada el límite Cretácico/Paleógeno, (Tomado de Butler, 1992).	31
<b>Figura 18.</b> Triángulo parte superior; diagrama de clasificación composicional de rocas Folk (1968). Triángulos parte inferior. Distribución de arenas derivadas de diferente procedencia con base a los diagramas FQtl, FQmLt de Dickinson (1985).	33
<b>Figura 19.</b> Mapa de Localización de la zona de estudio.	36
<b>Figura 20.</b> Mapa Geológico Simplificado del sur de México. El mapa de la parte superior muestra los terrenos tectonoestratigráficos de México (Modificado de Keppie et al., 2004). Mapa inferior muestra la distribución de las rocas del basamento mesoproteriozoico y paleozoico y la cobertura sedimentarias mesozoicas (Modificado de Ferrari et al., 2007).	41
<b>Figura 21.</b> Se muestra las zonas donde se realizó el muestreo. Mapa Geológico Regional modificado de (Mendoza, 2010).	48
<b>Figura 22.</b> Localización del muestreo paleomagnético en la columna	49
<b>Figura 23.</b> Muestreo con perforadora portátil de gasolina con diámetro de 25 cm y 6 a 12cm de profundidad	51
<b>Figura 24.</b> a) Microscopio petrográfico de luz transmitida marca Nikon, b) Platina del contador que permite desplazar la sección delgada en (X-Y), c) Contador electrónico con 12 canales para contar las clases modales.	52
<b>Figura 25.</b> Se muestra el procedimiento para cortar las muestras. A) cortadora para los núcleos. B) Núcleos cortados de 2.5X2.1 cm en total 98 especímenes	55
<b>Figura 26.</b> Magnetómetro de giro JR-5.	55
<b>Figura 27.</b> Desmagnetizador por campos alternos, en la parte A) y B) se muestra desmagnetizador LDA-3 A y C) Bobina aislada donde se introduce la muestra con el campo magnético deseado.	56
<b>Figura 28.</b> Desmagnetizador Térmico, A) Consola la cual permite el manejo de temperaturas del horno, B) Porta muestras y C) Horno donde son calentadas las muestras	57
<b>Figura 29.</b> Construcción de diagramas ortogonales donde se visualiza (a) Proyección de vector NRM la flecha que está ligeramente punteada es la proyección horizontal del vector NRM eliminado durante la desmagnetización en los niveles del 1 al 3 (componente secundaria) niveles del 3 al 6 (componente primaria), (b) Proyección del vector de NRM norte-sur orientado en plano vertical, (c) Proyecciones horizontal y vertical combinando en un diagrama único el componente del vector. Los círculos sólidos (abierto) corresponden a la proyección en el plano horizontal (vertical). Imagen tomada de (Butler, 1998).	60
<b>Figura 30.</b> Columna estratigráfica de la Formación Caltepec. Paquete 1 (P1) y paquete 2 (P2) representación gráfica de la parte basal de la columna estratigráfica, se representa	

el contacto con el granito cozahuico y los potentes estratos de conglomerados en los 2 m – 60 m, se muestran la ubicación de las muestras obtenidas para paleomagnetismo, petrografía y conteo de clastos de conglomerados. ....	62
<b>Figura 31.</b> Columna estratigráfica de la Formación Caltepec. Paquete 3 (P3). Descripción gráfica de la parte intermedia de columna estratigráfica, alternancia de conglomerados areniscas y lutitas. ....	64
<b>Figura 32.</b> Columna estratigráfica de la Formación Caltepec. Paquete 3 (P3). Descripción gráfica de la parte distal de columna estratigráfica, alternancia de conglomerados areniscas y lutitas. Se puede observar que se tienen estratos de areniscas potentes que llegan a los 10m y lutitas de espesores de 5m. ....	66
<b>Figura 33.</b> Figura a) Representa sección de P1 intercalación de conglomerados y areniscas con estratificación burda. b) corresponde a P3 intercalación de areniscas de espesores con mayor grosor y conglomerados con clastos homogéneos se puede observar contactos erosivos. c) acercamiento a P1 parte basal de la columna se visualizan tamaños de clastos de andesitas, granitos, esquistos, areniscas, anfibolita. d) corresponde a P4 intercalación de areniscas masivas de color verde con clastos de conglomerados. e) y f) corresponde a P1 y P2 contactos erosivos y estratos lenticulares de areniscas. ....	67
<b>Figura 34.</b> Resultado de conteos de clastos de conglomerados; se obtuvieron 5 tipo de clases diferentes; Arenisca, Anfibolita, Esquistos Granito Milonítico, Rocas Volcánicas. .	69
<b>Figura 35.</b> Fotomicrografía de areniscas líticas con mala selección de la Formación Caltepec. Se muestran granos de Cuarzo monocristalino (Qzm), cuarzo policristalino (Qzp), Feldespatos potásicos (Fk), plagioclasas (Plg), Líticos sedimentarios (L.s) micas. Figuras a) 2.5X LPA corresponde a LCC3b y figura b) 2.5x LPA corresponde a LCC6b..	70
<b>Figura 36.</b> Conteo de granos contados en el microscopio para la Formación Caltepec Folk, (1968). ....	73
<b>Figura 37.</b> Fotomicrografía de areniscas de la Formación Caltepec. Se muestran diversos clastos componentes del armazón de las clases modales que se encontraron en las secciones delgadas, a) y b) Cuarzo policristalino en LPNA y LPA a 10x muestra de LCC6b. c) y d) grano de plagioclasa en LPNA y LPA a 10x muestra de LCC3b. e) y f) se muestra un grano compuesto por Qzp, Plg y Fk lo que indica un (granito/gneiss) en LPNA y LPA a 10x muestra de LCC13. g) granos de micas se identificó un sentido preferencial en LPA muestra LCC18.h) grano de Esquisto en LPA a 10x muestra de LCC15.....	74
<b>Figura 38.</b> Diagramas de discriminación tectónica basados en el análisis modal de granos del armazón de areniscas de la Formación Caltepec. a) Diagrama QFL de Dickinson et al., (1983) para discriminación de marco tectónico de área de procedencia, b) Diagrama QmFLt de Dickinson et al., (1983) para discriminación de marco tectónico de área de procedencia. ....	75
<b>Figura 39.</b> Diagramas ternarios de clasificación de rocas (Dickinson, et al., 1983) .....	76
<b>Figura 40.</b> Diagramas ortogonales de desmagnetización que muestran polaridad normal y reversa para la Formación Caltepec, los círculos cerrados indican la componente horizontal y los abiertos la componente vertical. ....	79
<b>Figura 41.</b> Diagramas de desmagnetización térmica donde se indica la desmagnetización paso por paso, en LCC3EZ se puede distinguir que la desmagnetización se produjo en los	

últimos paso por arriba de los 600°C. Muestra LCC19BZ se observa que no se desmagnetizó la muestra..... 81

**Figura 42.** Red estereográfica de 10 de los 19 sitios. La estrella y la elipse corresponden a la Media de Fisher, Los rombos cerrados indican polaridades normales con dirección NW y los abiertos indican polaridades reversas con direcciones SE para la Formación Caltepec. La media de los sitios seleccionados Dec=352.6° / Inc=24.3°. La ..... 82

**Figura 43.** Muestreo magnetoestratigráfico de la columna de la Formación Caltepec. Las barras negras representan intervalos de polaridad normal y la blanca polaridad reversa. En la parte derecha se muestra la relación con la escala geomagnética (Gradstein et al., 2004). ..... 83

**Figura 44.** Correlación grafica que muestra la relación en Ma (abscisas) y metros de depositación (ordenadas). Se compara también la secuencia local de polaridad magnética obtenida del perfil de la Formación Caltepec con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (Gradstein et al., 2004). ..... 85

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Clasificación de rocas detríticas en función al tamaño, tomado de (Tarbuck y Lutgens, 2010).....	<b>7</b>
<b>Tabla 2.</b> Cálculos realizados para diagramas Ternarios donde Qt: cuarzo total, F: Feldespatos, Lt, L: Líticos, Lvm: Líticos volcánicos y metamórficos, Lsm: Líticos sedimentarios y metamórficos tomado de (Ingersoll et al., 1984).....	<b>54</b>
<b>Tabla 3.</b> Conteo y porcentaje de conglomerados para la Formación Caltepec. ....	<b>68</b>
<b>Tabla 4.</b> Cantidad de totales de conteo de granos de secciones delgadas de la Formación Caltepec. ....	<b>72</b>
<b>Tabla 5.</b> Resultados estadísticos de los datos paleomagnéticos de la Formación Caltepec .....	<b>77</b>



## RESUMEN

Se presentan resultados de un estudio de estratigrafía, paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de una secuencia de lechos rojos del Cretácico Inferior en el municipio de Caltepec, ubicado al sur del Estado de Puebla. La Formación Caltepec se encuentra descansando discordantemente sobre los esquistos del Complejo Acatlán y el Granito Cozahuico; consiste de una intercalación de conglomerados matriz soportados, predominantes hacia la base, intercalados con capas tabulares de areniscas gruesas a medias, algunas capas de limolitas y finalmente, hacia la cima, presencia de margas, lutitas y grainstones. Esta secuencia fue depositada en un ambiente de abanico aluvial cercano a la costa y marino marginal. Se levantó una columna estratigráfica a detalle, se realizó conteo de clastos de conglomerado. En una investigación que se realizó de forma paralela a esta trabajo, se recolectaron muestras de clastos de roca volcánica para ser fechados mediante el método U/Pb en circones. La edad obtenida de la Formación Caltepec es más joven que Titoniano, determinada por la edad de la población más joven en circones ( $153 \pm 2$  Ma) y comparable a la edad paleontológica de las calizas de la Formación La Compañía de Hauteriviano-Barremiano determinada en estudios previos. Los estudios de proveniencia (petrografía de areniscas y clastos de conglomerados) indican erosión de fuentes volcánicas Jurásicas y con una menor contribución del basamento Paleozoico. Para los análisis paleomagnéticos se obtuvieron muestras de areniscas de color rojo de grano grueso a medio, en 19 sitios de muestreo distribuidos en 250 m lo cual cubre 2/3 partes de los 410 m en la columna estratigráfica levantada en campo, obteniendo un total de 98 especímenes. Se realizaron pruebas piloto por campos alternos en un espécimen por cada sitio lo que permitió determinar que la magnetización reside en hematita. Se procedió luego a la desmagnetización térmica progresiva, calentando las muestras en el desmagnetizador térmico de 100°C hasta 660°C en 22 pasos. Se determinó la presencia de dos componentes de magnetización: Una dirigida al norte correspondiente al campo presente y otra primaria de alta temperatura entre los 600°C y 660°C con inclinación positiva

(negativa) y dirigida al NW o (SE). Los sitios de mayor estabilidad de la remanencia tienen una dirección media corregida estructuralmente de  $D=340.2^\circ$  e  $I=39.0^\circ$  ( $k=32.4$ ,  $n=8$ ,  $\alpha_{95}=8.6^\circ$ ) corregida por la actitud estructural de las capas. La dirección media es concordante para el cratón de Norte América en el Cretácico Inferior (Kent e Irving, 2010), dentro del error estadístico. La Magnetoestratigrafía es consistente con depósitos durante el Hauteriviano con una tasa de sedimentación de unos 35m/my. El intervalo muestreado se ubica aparentemente dentro de los crones M5, M3 y M1, donde M5 corresponde a Hauteriviano tardío, M3 al Barremiano temprano y M1 al Barremiano tardío. El margen continental del sur de México durante el Jurásico está representado por el depósito de capas rojas y depósitos fluviales y marinos someros depositados sobre el basamento metamórfico de los complejos Acatlán y Oaxaqueño en cuencas extensionales asociadas al rompimiento de Pangea y la apertura del Golfo de México. Una serie de migmatitas e intrusivos intermedios a félsicos del Jurásico Medio (Migmatita Magdalena, Intrusivos San Miguel y Chilixtlahuaca) han sido reconocidos en el área emplazados a lo largo de las fallas que favorecieron la extensión, sin embargo en la zona no se reconocen sus equivalentes volcánicos a subvolcánicos. Los depósitos de la Formación Caltepec que contienen clastos volcánicos de edad Jurásico Superior indican que la extensión del arco Jurásico continental en el sur de México es de mayor dimensión que lo que sugieren los escasos afloramiento de rocas volcánicas en esta región.

## ABSTRACT

Results of a study of stratigraphy, paleomagnetism and magnetostratigraphy of a sequence of Lower Cretaceous red beds in the town of Caltepec, located south of the State of Puebla are presented. The Caltepec Formation is resting unconformably on the Acatlán Complex schists and granite Cozahuico; it consists of interleaving matrix supported conglomerates, prevailing towards the base, interspersed with layers of thick tabular coarse sandstones, siltstones in some layers and finally to the top, the presence of marl, shales and grainstones. This sequence was deposited in an alluvial fan environment near the coast and marine marginal. A stratigraphic column was measured in detail, and a count was made of clasts in conglomerate. In a study that was conducted in parallel with this work, samples of clasts of volcanic rock to be dated were collected by the U / Pb method on zircons. The age obtained from the Caltepec Formation is younger than Tithonian determined by the age of the youngest population in zircons ( $153 \pm 2$  Ma) and comparable to the paleontological age of the limestones of the The Company Formation Hauteriviano-Barremiano determined in previous studies. Provenance studies (petrography of sandstones and conglomerates clasts) indicate erosion of Jurassic volcanic arc and a smaller contribution from the Paleozoic basement. Paleomagnetic analysis for samples of red sandstones coarse medium were obtained at 19 sampling sites distributed in

250 m which covers 2/3 of the 410 m in the stratigraphic column erected in the field, obtaining a total of 98 specimens. Pilot tests were performed by alternating fields in a specimen by allowing each site to determine the magnetization lies in hematite. We then proceeded to progressive thermal demagnetization by heating the samples in the thermal demagnetizing  $100^{\circ}\text{C}$  to  $660^{\circ}\text{C}$  in 22 steps. the presence of two components magnetization was determined: A north directed corresponding to the present day field this and another primary high temperature between  $600^{\circ}\text{C}$  and

660 ° C with positive inclination (negative) and directed to NW or (SE). The sites of greatest stability remanence have an average structurally corrected direction

I =

39.0° D= 340.2° (k = 32.4, n = 8, a95 = 8.6°) corrected by the attitude layers.

The average direction is concordant for the North American craton in the Early Cretaceous (Kent and Irving, 2010), within the statistical error. The Magnetostratigraphy is consistent with deposits during the Hauteriviano with a rate of sedimentation of about 35m / my. The sampling interval is apparently located within the M5, M3 and M1 chronos, which correspond to late Hauteriviano M5, M3 and M1 to Barremiano early to late Barremian. The continental margin of southern Mexico during the Jurassic is represented by the deposit of red beds and river deposits and shallow marine deposited on the metamorphic basement of the Acatlán and Oaxaca complexes in extensional basins associated with the breakup of Pangea and the opening of the Gulf of Mexico. A series of migmatites and intermediate intrusive to felsic Middle Jurassic (Migmatite Magdalena, Intrusive San Miguel and Chilixtlahuaca) have been recognized in the emplaced to along faults that favored the extension area; however, in the zone equivalents are recognized volcanic to subvolcanic, Caltepec deposits of volcanic clasts containing of Upper Jurassic age indicate that the extension of Jurassic continental arc in southern Mexico is larger than suggested by the scarce outcrops of volcanic rocks in this region.

## CAPÍTULO I

### 1.1 ANTECEDENTES

El primero en describir geológicamente la zona fue Aguilera (1906) en Tehuacán, después Calderón (1956) quienes propone por primera vez el término de “Lechos Rojos” a una secuencia de conglomerados polimíctico de composición variable de clastos con intercalaciones de capas de areniscas de grano medio a grueso (Calderón 1956; Hernández-Láscares, 2000). Posteriormente Hernández-Estévez (1980) los considera de edad Triásico pertenecientes a la Formación Huizachal, Gonzales-Hervert *et al.*, (1984) encuentra clastos de caliza en los conglomerados, los cuales contiene *Textularia sp.*, lo que indica una posible edad Cretácica, este autor establece que dichos lechos rojos no pertenecen a la Formación Huizachal e incluso considera que son de edad más joven. Finalmente varios autores proponen el nombre de Conglomerados Rojos para la unidad descrita (López-Ticha, 1985 Castro-Mora y Pacheco en Torres *et al.*, 1986 y Buitrón-Sánchez, 1992).

Hernández-Láscares (2000) hace una descripción más detallada del extremo suroriental del estado de Puebla y considera dejar el término que Calderón (1956) establece como “Lechos rojos”.

Ramírez-Vargas (2009) describe por primera vez la Formación La Compañía en la localidad del mismo nombre; este autor considera tres miembros (Miembro Caltepec, Miembro Dixiñado y Miembro Yistepec). Posteriormente Mendoza Rosales *et al.*, (2010) propone formalmente la Formación La Compañía, y en la misma asciende el miembro Caltepec a Formación Caltepec, describiéndola como sucesión de conglomerados y areniscas rojas que afloran cerca de los poblados de La Compañía y Caltepec.

---

## 1.2 JUSTIFICACIÓN

La justificación para la realización de este estudio es llegar a un mejor entendimiento del contexto geológico estratigráfico, para el Sur de Estado de Puebla. Mendoza-Rosales (2010) propone ascender a Formación al Miembro Caltepec perteneciente a la Formación La Compañía, esto lo propone en base a que el Miembro se puede cartografiar, así como también su fácil reconocimiento en campo. Este trabajo planea apoyar esa propuesta de establecer o subir de rango a Formación Caltepec, ya que será posible establecer una edad más precisa con base a la Magnetoestratigrafía para dicha unidad litológica, como también se podrá saber la proveniencia y el ambiente depósito lo que permitirá descartar a este miembro como parte de la Formación la Compañía. Además los datos paleomagnéticos para la Formación Caltepec permitirán determinar la paleolatitud al tiempo de depósito.

La Formación Caltepec caracterizada por depositación de lechos rojos continentales (conglomerados, areniscas y limolitas con una pigmentación rojiza), carece de rocas volcánicas intercaladas o unidades fosilíferas que permiten obtener una edad de depósito precisa, conociéndose solamente por bioestratigrafía la edad de la unidad sobreyace a los depósitos de lechos rojos. Es en estos casos, que la magnetoestratigrafía es una herramienta cronoestratigráfica útil.

---

## 1.3 OBJETIVOS

Caracterizar sedimentológica y magnetoestratigráficamente a la Formación Caltepec a partir de un levantamiento sedimentario y análisis de procedencia así como una correlación de la polaridad magnética con la Carta de Polaridad Magnética Global.

### 1.3.1 Objetivos Específicos

- ✓ Levantar una sección estratigráfica para realizar los estudios de paleomagnetismo y análisis de procedencia representativa de la Formación Caltepec del sur del Estado de Puebla, México.
- ✓ Realizar un estudio de petrología sedimentaria para clasificar las areniscas muestreadas en la zona de estudio.
- ✓ Identificar las zonas fuentes de los sedimentos de la Formación Caltepec, y con ello determinar si los aportes son de escala regional o local.
- ✓ Obtener datos paleomagnéticos, a partir de las muestras, para poder determinar declinación e inclinación medias de la Formación Caltepec.
- ✓ Establecer una edad más precisa de la Formación Caltepec para el Cretácico Inferior, a partir de la magnetoestratigrafía.



## CAPÍTULO II

### MARCO TEÓRICO

#### 2.1 Rocas Sedimentarias

Sedimentología es el estudio de los procesos de formación, el transporte y la deposición de material que se acumula como un sedimento en ambientes continentales y marinos para finalmente formar rocas sedimentarias (Nichols, 2009).

Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia primaria para las rocas sedimentaria. La palabra *sedimentaria* indica la naturaleza de esas rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). Dado que la meteorización del lecho de roca, el transporte y el depósito de los productos de meteorización son continuos, se encuentran sedimentos en cualquier parte. Conforme se acumulan estos sedimentos sufren procesos geológicos los que permiten que se compacte y cemenen en varios ambientes sedimentarios formando así una roca solida (Tarbuck y Lutgens, 2010).

Las rocas sedimentarias representan el 5% (en volumen) de la corteza terrestre de la Tierra, más sin en cambio alrededor del 75% de todos los afloramientos de rocas de los continentes están compuestas por rocas sedimentarias (Tarbuck y Lutgens, 2010); lo que podemos decir que la extensión de rocas sedimentarias es delgada pero de grandes extensiones, por lo que es importante el estudio de las rocas sedimentarias, pues en éstas contienen un buen registro de la historia de la tierra, su formación, su transporte y su pos-deposición, además de contener registros fósiles y estructuras sedimentarias lo cual dan indicios de procesos geológicos que sufrieron estas rocas en su formación.

---

### 2.1.1 Clasificación de Rocas Sedimentarias

Una roca sedimentaria puede ser acumulada como resultado de la erosión y el intemperismo de rocas preexistentes. Los depósitos de este tipo se denominan *detritos* y las rocas son denominadas; **rocas sedimentarias detríticas**. Otra fuente principal de sedimento es aquel producido por precipitación química ya sea por procesos orgánicos o inorgánicos, se conoce como sedimento químico y las rocas son **rocas sedimentarias químicas** (Tarbuck y Lutgens, 2010) (Figura 1).

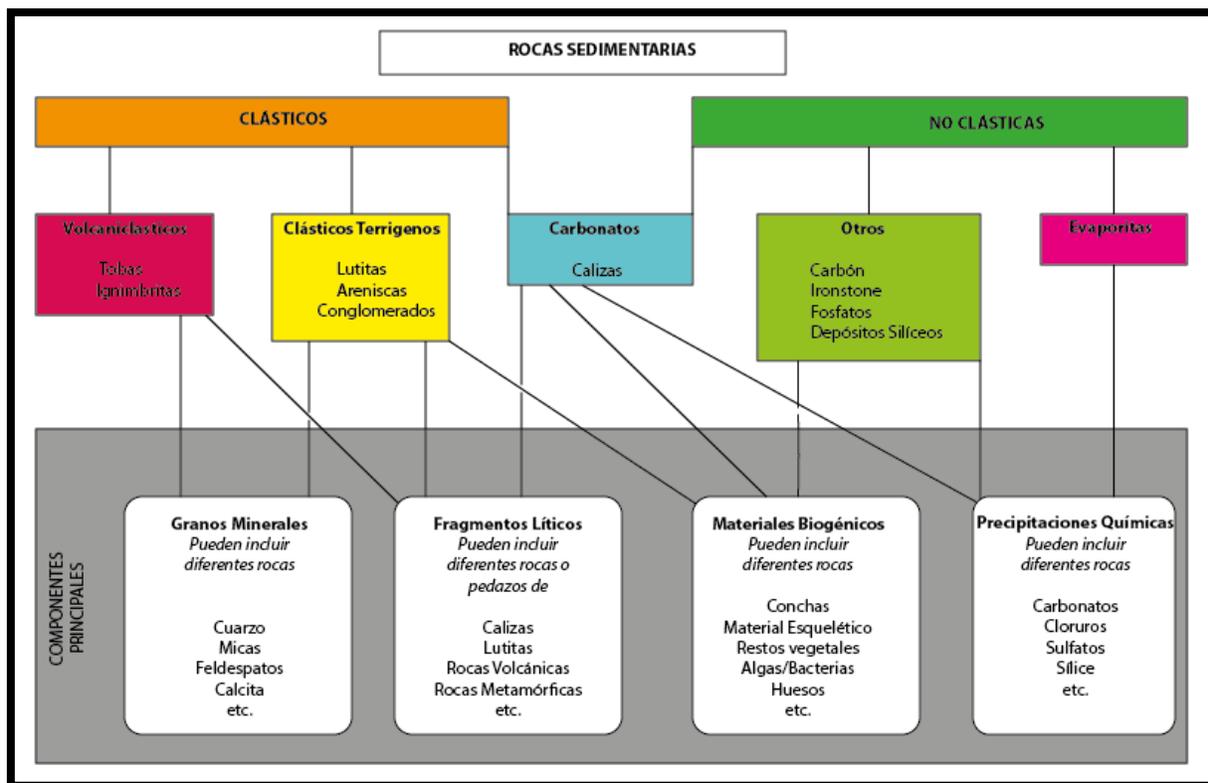


Figura 1. Clasificación de rocas sedimentarias, modificado de (Nichols, 2009)

#### 2.1.1.1 Las rocas siliciclásticas y/o detríticas

Son aquellas compuestas predominantemente por minerales, tales como cuarzo y feldespatos y fragmentos de roca (clastos). Estos materiales posiblemente originarios de rocas preexistentes como ya se dijo anteriormente, proveniente de rocas ígneas, metamórficas e incluso sedimentarias. En este grupo de rocas detríticas la clasificación que se maneja está en función al tamaño de la partícula o

del grano y a su composición mineral (Tabla 1) formando; Conglomerado, Brecha, Arenisca, Limolita y Lutita. En este grupo también se incluyen productos de rocas volcánicas; rocas *piroclásticas*; tefra, ceniza, lapilli y bombas volcánicas (Boggs, 2006)

Se puede distinguir o dar nombre del sedimento en campo, en general es sedimento suelto, se dan nombres como Grava, arena, limo, arcilla, cuando pasan por un proceso geológico como es la **litificación** la cual deja de ser sedimento y se convierte en roca (Tabla 1).

**Tabla 1.** Clasificación de rocas detríticas en función al tamaño, tomado de (Tarbuck y Lutgens, 2010).

Tamaño de clasto	Nombre de sedimento	Nombre de la roca
Grueso (más de 2 mm)	Grava (clastos redondeados)	conglomerado
	Grava (clastos angulosos)	Brecha
Medio (de 1/16 a 2 mm)	Arena (Sí el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)	Arenisca
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)	Limo	Limolita
Muy fino (menos de 1/256 mm)	Arcilla	Lutita

### **Grava y Conglomerado/Brecha**

Lo conforman clastos de tamaño de 2mm, compuesta de grava, los clastos pueden ser tan grandes que se permite su fácil identificación, son valiosos porque se puede saber el origen de los sedimentos, es frecuente que en este tipo de sedimentos estén mal clasificados. En un conglomerado, los clastos gruesos

---

reflejan la acciones de la corriente en consecuencia sus esquinas son redondeadas o semi-redondeadas por el gran transporte que ha tenido el clasto y por consiguiente ha recorrido grandes distancias. Por su parte si los clastos son angulosos la roca se denomina *brecha* lo que indica poca erosión y por consiguiente se depositan cerca de su roca de origen.

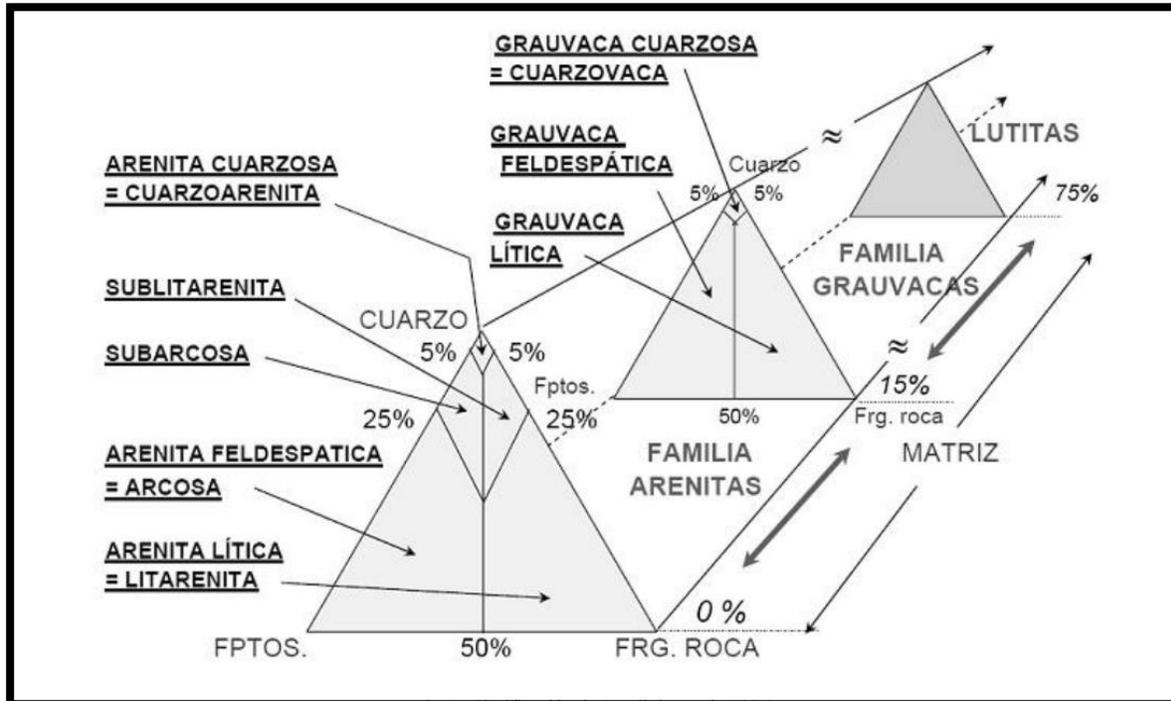
### **Arena y Arenisca**

La *arenisca* es el nombre que se le da a las rocas en las que predominan los clastos del tamaño de la arena. Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante; constituye el 20% aproximadamente de todo el grupo. Las areniscas se forman en diversos ambientes y a menudo contienen pistas significativas de su origen (Tarbuck y Lutgens, 2010).

La arena se divide en cinco intervalos; muy fino, fino, medio, grueso y muy grueso. Esta nomenclatura se refiere únicamente al tamaño de grano. Los principales componentes de una arenisca son cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos (ígneos, metamórficos y sedimentarios).

### **Clasificación de Arenisca**

La clasificación de areniscas está en función de sus componentes minerales así como ya se mencionó en el apartado anterior en su contenido en matriz, se utiliza la nomenclatura de Pettijohn *et al.*, (1987); esta consiste en un diagrama triangular, en cada extremo se encuentra el 100% de contenido de Cuarzo (Q), feldespatos (F), fragmentos de roca (FR), donde reciben el nombre dependiendo el contenido, si tenemos el 100% de cuarzo por citar un caso y sabiendo que el contenido en matriz es menor que un 15%, el nombre de la arena se llamara Arenita cuarzosa o cuarzoarenita, si tiene el 100% de Feldespatos, recibirá el nombre de Arenita Feldespática o Arcosa y Arena lítica sí contiene el 100% de fragmentos líticos, véase la (Figura 2).



**Figura 2.** Clasificación de areniscas de acuerdo a Pettijohn, et al., (1987)

Si el contenido en matriz en una arenisca es mayor a 15% pero menor a 75% recibirá el nombre de Grauvacas (wacke) pero no dejarán de ser arenas, el contenido de los minerales son los mismos solo que ahora en vez de recibir el nombre de Cuarzoarenitas se llamarán Grauvacas Cuarzosa, al igual que Grauvacas Feldespáticas y Grauvacas Líticas ya que poseen entre 15-75% contenido en matriz.

### 2.1.2 Rocas Químicas o no clásticas

Estas son rocas compuestas de precipitaciones químicas principalmente tanto en el océano, en lagos o en un sistema fluvial en continente, esta precipitación puede ser de origen orgánico (procesos biogénicos) o por procesos inorgánicos (químico). En este grupo se incluyen las calizas, chert, evaporitas tales como

---

(yeso, fosforitas, *sulfatos*). Las evaporitas son resultado de procesos inorgánicos, como también por procesos biogénicos este tipo de rocas juegan un papel muy importante en la precipitación de calizas, fosforitas, sílice (*chert*), o bandas de hierro (*iron-rich*), carbón (Nichols, 2009).

## **2.2 Paleomagnetismo**

### **2.2.1 Introducción al Paleomagnetismo**

El Paleomagnetismo es una disciplina relativamente joven empleada en Europa, Asia y Norte América, en la actualidad ha crecido mucho ya que en el campo de aplicación se ha diversificado dentro del área de Ciencias de la Tierra.

El Paleomagnetismo es la ciencia que estudia el campo geomagnético del pasado. Algunas rocas tienen la cualidad de grabar el campo magnético existente en el momento de su formación, es posible mediante técnicas de laboratorio obtener datos para leer el magnetismo primario en las rocas, para después procesar estos datos y descifrar aspectos que tienen que ver con la evolución tectónica y estructural, además de estudiar la variación del campo magnético en términos de intensidad y dirección. También una aplicación importante es la determinación de edad relativa, haciendo correlaciones estratigráficas con cambios de polaridad a lo largo del tiempo geológico.

El paleomagnetismo fue una pieza clave en el entendimiento de la Geología del planeta, e inclusive en la comprensión de la Geología moderna, pues confirmaría la teoría de la expansión del piso oceánico, ya que se observó el patrón de anomalías magnéticas.

### **2.2.2 Campo Magnético Terrestre**

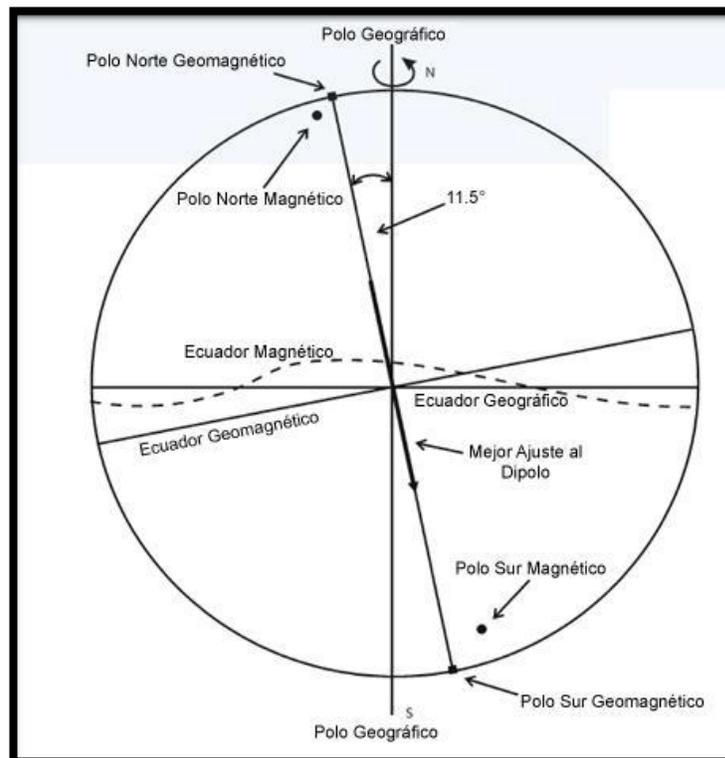
La existencia del campo magnético es conocida por la humanidad desde la antigüedad, en su aplicación de la navegación por medio de la brújula. Por muchos años se manejó que la dirección de la aguja señalaba el norte geográfico,

---

---

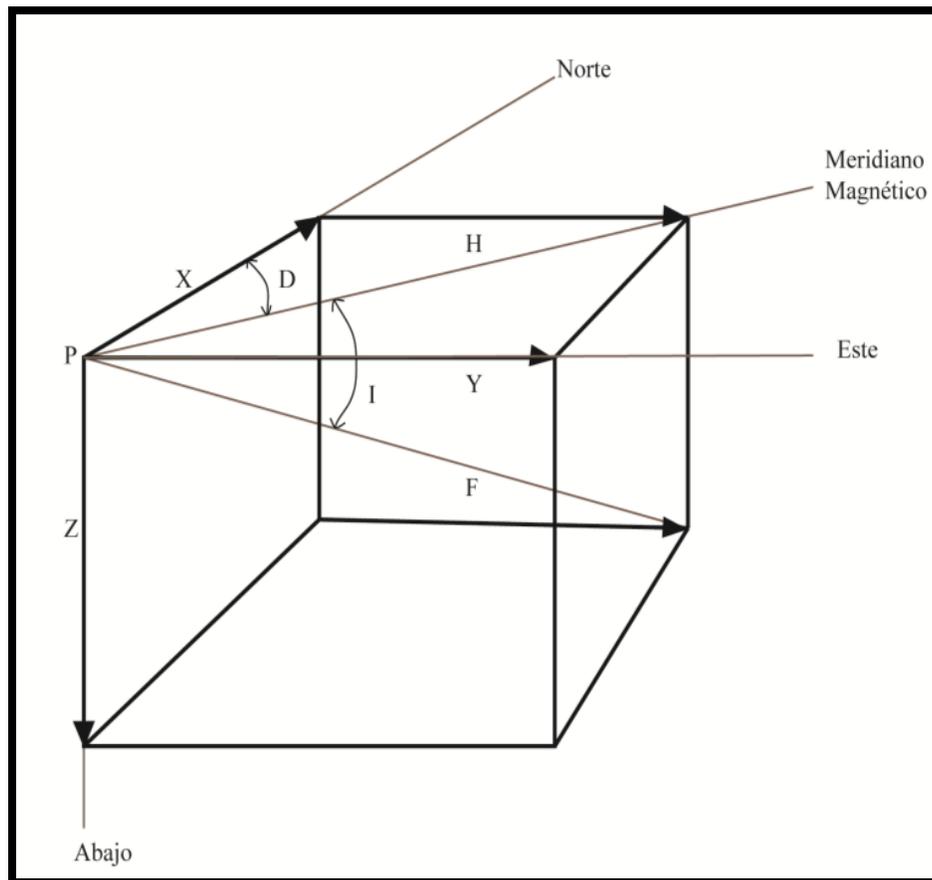
con el tiempo se estableció que en realidad era el polo magnético el cual está desfasado del polo geográfico con  $11.5^\circ$  (Figura 3).

El campo magnético terrestre actual (**CMT**) se pueden aproximar como un dipolo, pero este tiene una inclinación con respecto al polo geográfico de 11.5 grados. Los dos polos donde los ejes imaginarios del dipolo intersectan la superficie de la Tierra (en los hemisferios norte y sur) son conocidos como los polos geomagnéticos; éstos son diferentes de los polos magnéticos, los cuales son definidos como los dos puntos en la Tierra, donde el campo es vertical (Merrill *et al.*, 1998).



**Figura 3.** Se ilustra la diferencia angular entre el polo norte geográfico y el polo norte geomagnético, la cual es de  $11.5^\circ$  (Lanza y Meloni, 2006).

Para comprender más el CMT, tenemos que tener en cuenta tres principales componentes; declinación, inclinación y la intensidad, con esto podemos ver el vector del campo magnético terrestre en cualquier parte del planeta tierra. Esto se puede ilustrar en un sistema cartesiano eje horizontal Norte y eje horizontal Este, y aumentamos un eje vertical (Z) (Figura 4).



**Figura 4.** Representación de los componentes principales del campo magnético, declinación  $D$  es el azimut entre el norte geográfico y el meridiano magnético, es decir el ángulo entre el norte y la proyección horizontal del vector magnético  $F$ , mientras que la inclinación  $I$  es el ángulo que hay entre el vector magnético  $F$  y el plano que conforma la horizontal. (Lanza y Meloni, 2006)

La declinación se define, como el ángulo que forma la componente horizontal del CMT con el meridiano local y su rango de medición va de  $0^\circ$  a  $360^\circ$  a favor de las manecillas del reloj.

La inclinación: es la medida de la desviación vertical, con respecto al plano horizontal esta medición puede variar de  $0^\circ$  a  $90^\circ$ .

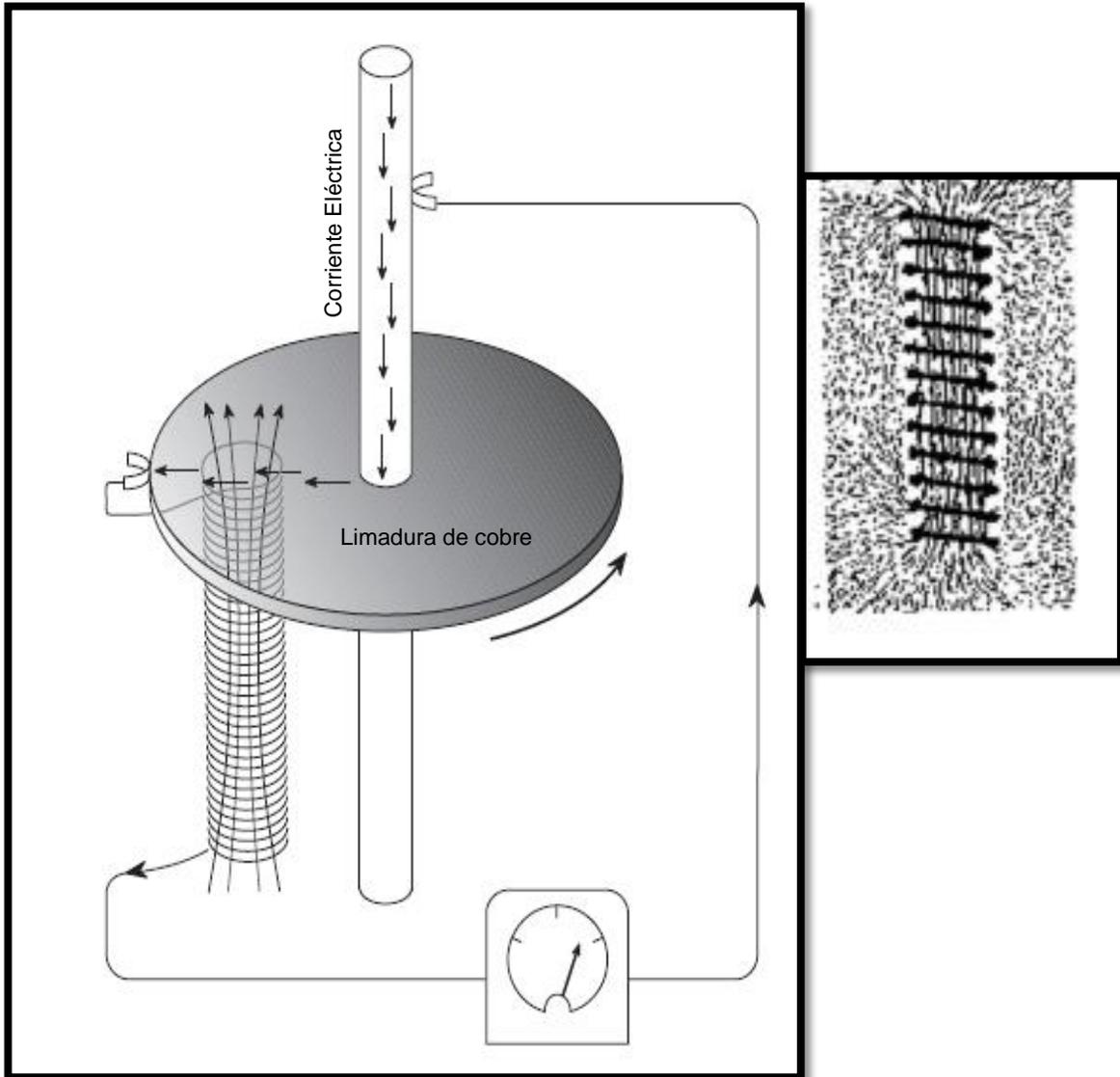
Para el estudio de las componentes de la intensidad del campo magnético terrestre se toma como referencia un sistema de coordenadas cartesiano XYZ, donde el plano XY es el plano perpendicular a la vertical, es decir el plano horizontal referenciado al Norte geográfico, mientras que Z es la componente correspondiente a la vertical o normal al plano XY, también esta componente es conocida como “Nadir”. La intensidad del campo magnético es **F**, su proyección horizontal, en el plano XY, es **H**. La dirección **H** señala hacia el norte magnético, y al ángulo que forma este con el norte geográfico es la declinación magnética **D**, positiva hacia el Este y negativa hacia el Oeste.

### **2.2.3 Origen del Campo Magnético Terrestre**

El origen del CMT no es un problema sencillo, implica un modelo aún más avanzado que la hipótesis que lo describe como dipolo geocéntrico axial. Investigaciones han establecido que el campo magnético lo explica un dipolo en un 90%, pero éste se debe añadir fuentes cerca de la frontera entre el núcleo y el manto. Además el campo magnético tiene variaciones temporales con escalas de tiempos desde segundos, a anuales y hasta millones de años (Butler, 1992).

Una de las hipótesis más aceptadas hasta ahora para el origen del campo es la del Geodínamo autoexcitado. Esta puede describirse de manera simple: en el núcleo exterior ocurre gran parte de la actividad magnética, ya que este se encuentra en forma fluida o fundido. Gran parte de los elementos que componen el núcleo son de tipo metálico (Fe y Ni.) y se encuentran en movimiento por acción de la convección, esto da a lugar a que el núcleo sea un conductor eléctrico, y como tal se comporte de acuerdo a la ley de Inducción de Faraday, la cual establece que si se hace pasar un flujo eléctrico a través de un material eléctricamente conductor se producirá un campo magnético perpendicular a la dirección del flujo eléctrico (Figura 5).

La energía calorífica que mueve este “motor magnético” proviene del núcleo mismo que ha permanecido caliente desde la formación de la Tierra, y otra gran parte de la energía proviene de la fisión de isotopos radioactivos presentes en el núcleo ( $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{Th}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , por mencionar algunos). El decaimiento radioactivo produce la energía necesaria para mantener un campo magnético.



**Figura 5.** Modelo de dinamo auto-excitado (AfterElsasser, 1958; redibujado de Butler, 1992)

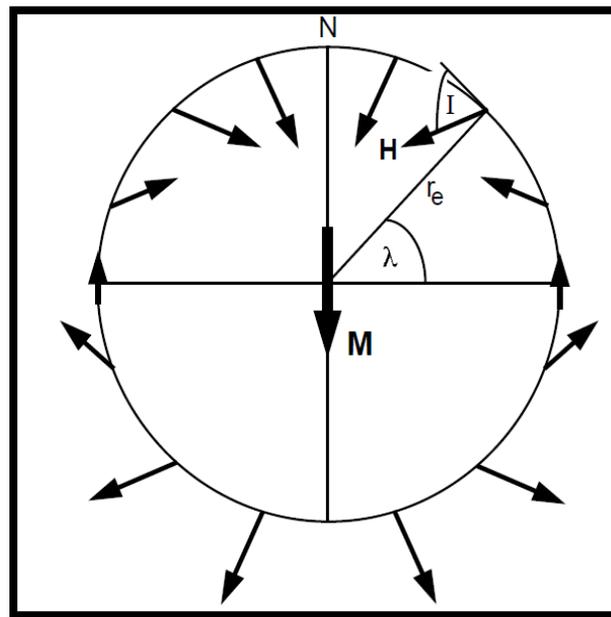
---

### 2.2.4 Modelo del dipolo geocéntrico axial

El concepto fundamental para muchos principios de paleomagnetismo es la del dipolo axial geocéntrico (DGA) ver (Figura, 6). Este modelo, el campo magnético producido por un solo dipolo magnético en el centro de la Tierra y alineado con el eje de rotación corresponde al “promedio” del campo geomagnético por un tiempo suficiente largo. La acción de un dipolo con estas características se expresa en la ecuación 1;

$$H_h = \frac{M \cos \lambda}{r_e^3}$$

Donde **M** es el momento dipolar del dipolo geocéntrico axial,  **$\lambda$**  es la latitud geográfica el rango de esta es de -90 polo geográfico sur de +90 al polo geográfico norte,  **$r_e$**  es el radio medio de la tierra.



**Figura 6.** Modelo dipolo geocéntrico axial, las direcciones del campo magnético en la superficie de la Tierra producida por el (DGA) se muestra esquemáticamente por la inclinación **I** (Butler, 1992).

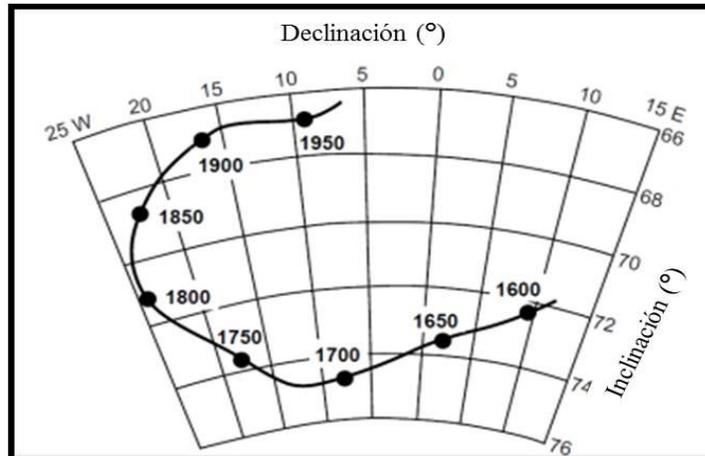
---

### 2.2.5 Variación secular

Se sabe que las componentes del campo geomagnético terrestre no tienen un valor constante a lo largo del tiempo, estos cambios fueron observados y tomados en cuenta por el científico Gellibrand en 1635 para el uso de la declinación en la navegación. A estos cambios se les conoce variación secular (SV por sus siglas en inglés), y ocurren en escalas de tiempo de 1 año a 100,000 años aproximadamente. Los cambios de unos pocos años no son tan apreciables como los de miles de años (Merrill, 1998).

Uno de los objetivos principales en el paleomagnetismo es determinar este fenómeno, y se ve claramente en los datos por la declinación y la inclinación, medidos en varios observatorios geomagnéticos desde el siglo XVI que el campo geomagnético ha sufrido una variación secular SV. Por ejemplo en Europa central alcanza un máximo de  $20^\circ$ , con una gama de declinación  $-25^\circ$  a  $+10^\circ$  y una inclinación de  $66^\circ$  a  $75^\circ$ . Los patrones de variación secular son similares sobre regiones subcontinentales. Por ejemplo el observado en París y en Londres es similar. Sin embargo la SV entre continentes son muy diferentes los patrones de la SV. Estas observaciones probablemente reflejadas por fuentes no-dipolares del campo geomagnético en el núcleo externo de la Tierra (Figura 7).

Los orígenes de la variación secular geomagnética puede dividirse en dos; **1.** Cambios no-dipolares los cuales controlan los periodos más cortos de tiempo, estos los cuáles van de años a decenas de años. **2.** Variaciones provocadas por el cambio de campo geomagnético dipolar para periodos más largos de tiempo, cuyos intervalos alcanzan miles de años. En escalas de tiempo de cientos de años, ha habido una tendencia de algunas de las características o rasgos del campo no dipolo a ser predominantemente negativas (campo de menor intensidad) y los rangos migran al oeste con una velocidad de  $0.4^\circ$  de longitud por año (westward-drift). Se cree que esta tendencia estrechamente ligada a la dinámica del núcleo de la Tierra (Butler, 1992).



**Figura 7.** Registro histórico de la dirección del campo geomagnético en Greenwich, Inglaterra. Se muestra la declinación e inclinación en cada punto con los años correspondientes. (Redibujado por Butler, 1992).

## 2.2.6 Propiedades Magnéticas de los Materiales

En la naturaleza existen ciertos materiales con la capacidad de adquirir magnetismo, ya sea del tipo natural o inducida, esto dependerá de los minerales que estén presentes. Hay tres categorías importantes de comportamiento ante la presencia de un campo magnético: **dia**, **para**, y **ferromagnetismo**.

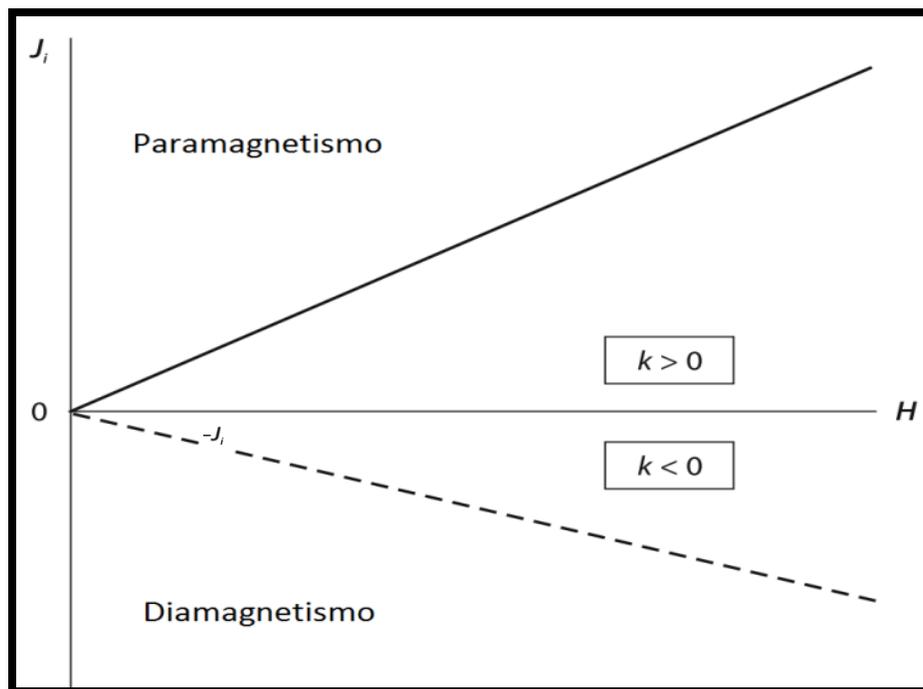
### 2.2.6.1 Diamagnetismo

El diamagnetismo responde que al aplicarse un campo magnético, se adquiere una pequeña inducción magnética  $J_i$  opuesta al campo magnético  $H$ . La aplicación de un campo magnético perturba el movimiento de los electrones en las órbitas y produce pequeñas magnetizaciones opuesta al campo aplicado. Esta respuesta diamagnética es una propiedad de toda la materia, un ejemplo mineral es el cuarzo  $SiO_2$  (Figura 8).

### 2.2.6.2 Paramagnetismo

El paramagnetismo se presenta cuando el material posee átomos con momentos magnéticos propios (spin u orbitas) que al alinearse paralelamente a  $H$  un campo magnético inducido  $J_i$ , pero la magnetización se reduce a cero cuando se elimina el campo de magnetización. Un ejemplo de un mineral paramagnético es

Piroxenos [(Mg, Fe) SiO<sub>3</sub>], Biotita [K (Mg, Fe)<sub>3</sub> AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub>]. En los sólidos paramagnéticos, los momentos magnéticos reaccionan de forma independiente a los campos magnéticos aplicados en la energía térmica. A cualquier temperatura por encima del cero absoluto, la energía térmica vibra la red cristalina, causando los momentos magnéticos atómicos oscilan rápidamente y aleatoriamente en la orientación. En ausencia de un campo magnético aplicado, los momentos atómicos se distribuyen por igual en todas las direcciones con la magnetización resultante  $J_i = 0$ . (Butler, 1992).

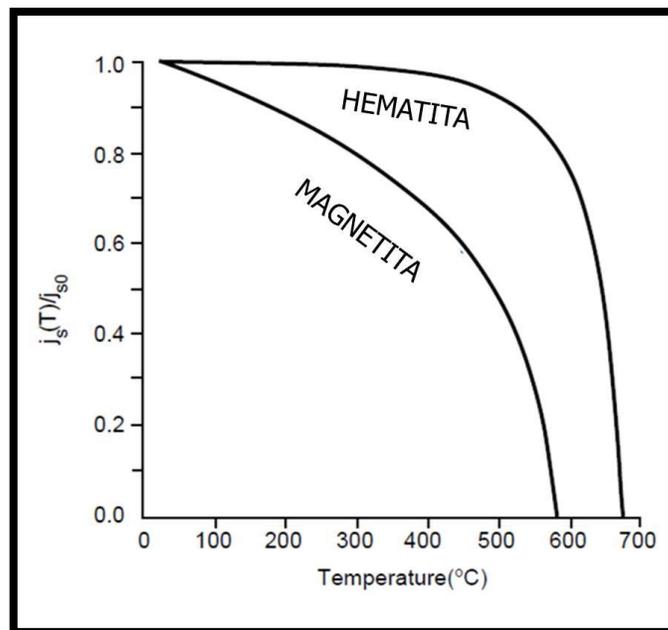


**Figura 8.** Magnetización inducida  $J_i$  en comparación con el campo magnético  $H$  en sustancias diamagnéticas y paramagnéticas, (Lanza y Meloni, 2006).

### 2.2.6.3 Antiferromagnetismo y Ferrimagnetismo

Algunas sustancias dan lugar a un campo magnético propio aun en ausencia de un campo aplicado. Esta magnetización se llama remanente o magnetización espontánea, también conocido como ferromagnetismo *sensu-lato*. La remanencia magnética es causada por las fuertes interacciones entre espines vecinos que se producen en ciertas redes cristalinas (Tauxe, 2005). Estos tienen un límite de adquisición de magnetización que se llama saturación magnética  $J_s$  cuando todos

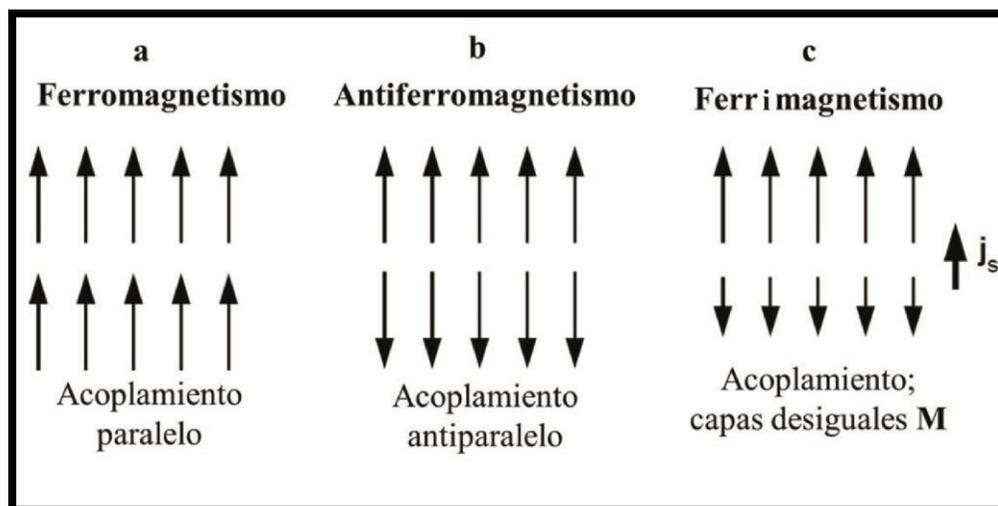
los espines están alineados en la misma dirección. La saturación magnética decrece con el aumento de temperatura hasta llegar a la temperatura de Curie (**TC**), es característico en materiales ferromagnéticos en particular para la magnetita 580°C y hematita 680° (Figura 9), es importante que si se rebasa la TC el material deja de ser ferromagnético y se convierte en paramagnético, si disminuye su temperatura por debajo de la de Curie, los momentos magnéticos tenderán a orientarse en una misma dirección, también llamada “Easy direction” esta es en la dirección en la que hay menos resistencia (Butler, 1992).



**Figura 9.** Saturación de magnetización normalizada, en relación a la temperatura para magnetita y hematita. (Butler, 1992).

Los materiales anti-ferromagnéticos presentan partículas con momentos magnéticos propios pero no generan un campo magnético externo porque los momentos de la red cristalina se cancelan. En sentido estricto, el ferromagnetismo se refiere a sólidos cristalinos con acoplamiento en paralelo de los momentos magnéticos atómicos adyacentes, en la (Figura 10) se muestra los momentos magnéticos atómicos. Implican acoplamientos paralelos dentro de las capas de

átomos en la red cristalina, pero anti paralelos de acoplamiento entre las ellas. Si las capas tienen un momento magnético igual, las capas opuestas se cancelan, con resultantes  $\mathbf{j_s}=\mathbf{0}$ . Este tipo de acoplamiento es anti-ferrimagnético. Si las capas magnéticas desiguales son anti paralelas, los puntos  $\mathbf{j_s}$  resultantes en la dirección de la capa dominante. Este tipo de acoplamiento se llama ferromagnético entre las capas. El término “ferromagnéticos *sensu lato*” se utiliza en el sentido general para designar materiales de intercambio acoplado. Cuando el tipo de acoplamientos es imperfecto el anti-ferromagnetismo se generan campos magnéticos débiles.



**Figura 10.** Se representa algunos comportamientos de acoplamientos a) Ferromagnetismo; tiene un acoplamiento paralelo con una dirección lo cual da una dirección preferencial, b) Anti-ferromagnético; ya que el acoplamiento es anti paralelo y  $M=0$  se anulan entre sí, c) Ferrimagnetismo; Acoplamiento de capas desiguales ya que aunque tienen sentido anti paralelo la resultante es mayor a una dirección  $M$ . tomado de Butler, 1992

### 2.2.7 Dominios magnéticos

La formación de dominios magnéticos ocurren con el propósito de minimizar la energía magneto estática por que el porcentaje de las cargas magnéticas de la superficie se reduce, el signo de los dominios internos son opuestos pero el grano entero tiene una magnetización neta. En la (Figura 11) se considera una partícula

---

esférica de material ferromagnético con magnetización uniforme, para esta partícula tiene una carga positiva y otra negativa y entre estas cargas hay energía almacenada producida por la misma repulsión a esto se le llama **energía magnetoestática**

#### **2.2.7.1 Dominio Simple (SD)**

Con la disminución del tamaño de grano, el número de dominios magnéticos disminuye, el grano es tan pequeño que la energía necesaria para hacer una pared de dominio es mayor que la energía electrostática resultante de dividir el grano en dos dominios; no es energéticamente favorable dividirlos, como resultado el grano solo tendrá un dominio a esto se le conoce a Dominio Simple o (*single-domain SD*) véase (Figura 11a). Algo que cabe resaltar que el volumen juega un papel importante en este dominio como también la forma de este, si el diámetro del grano puede ser de forma alargada; por ejemplo, gran parte de la hematita tiene dominios simples.

#### **2.2.7.2 Dominio Múltiple (MD)**

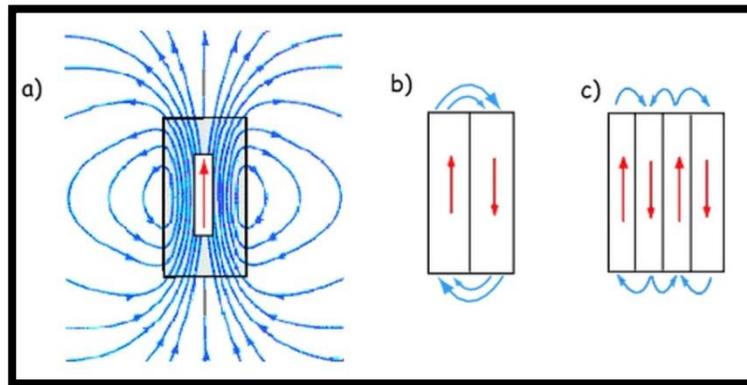
Este dominio se identifica partículas de tamaños grandes, lo cual permite que se establezcan rotaciones de momentos magnéticos, lo cual las rotaciones son variables entre los dominios, la coercitividad es más pequeña y una alta susceptibilidad, ya que un campo extremo se alinea gradualmente a los distintos ámbitos en su dirección, alta. El MD se caracteriza por tener una magnetización remanente menor a la magnetización de saturación, una fuerza de coercitividad débil y una susceptibilidad alta. (Fig. 11b, c). (Butler, 1992, Lanza y Meloni, 2006).

#### **2.2.7.3 Dominio Seudo-simple (PSD)**

No existe claro el límite entre grandes granos de SD y pequeños granos de MD a este límite se le llama seudo-simple (*PSD* por sus siglas en inglés) y son importantes para la magnetización de rocas que contienen magnetita y titanomagnetita. Por su parte la magnetita tiene tamaño de 1-10 $\mu$ m este rango contiene un pequeño número de dominios (Butler, 1992).

#### 2.2.7.4 Dominio Súper-paramagnético

Ocurre cuando los tamaños de grano decrecen aún más del límite de los SD, la magnetización remanente y la coercitividad tienden a cero. Esto hace referencia a una susceptibilidad más alta que los materiales paramagnéticos



**Figura 11.** Representación gráfica de los diferentes dominios magnéticos a). Dominio magnético simple, b) y c) Dominio magnético múltiple Tauxe, 2005)

Para ello es necesario tener conocimiento de las propiedades químicas cristalinas de los óxidos de Fe-Ti, esto incluye fases formadoras de cristales primarios a partir de fundidos ígneos, de las reacciones durante la cristalización como es el caso de la exsolución.

#### 2.2.8 Tipos de magnetización

La adquisición de la remanencia magnética depende principalmente de la energía anisotrópica magnética la cual controla la probabilidad del magnetismo de los granos que cambien sus momentos de una fácil dirección a otra. Sin esta anisotropía los momentos magnéticos de los granos individuales se moverían libremente y no podrían retener el magnetismo, “memoria” de la dirección del campo magnético primario. Sin embargo, un campo magnético no queda grabado para siempre, ya que existe un decaimiento en la magnetización denominado tiempo de relajación. (Butler, 1992, Tauxe, 2005).

---

El tiempo de relajación se define como una constante de tiempo para la descomposición de la magnetización de un conjunto de granos magnéticos cuando se coloca un campo nulo.

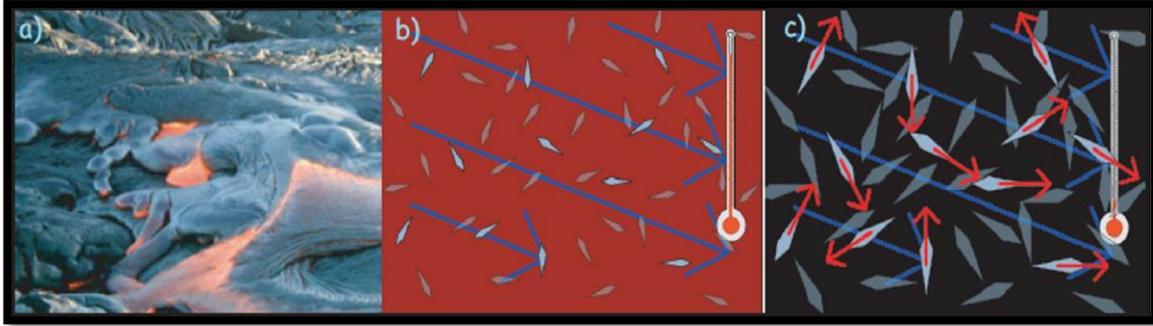
#### **2.2.8.1 Magnetización Remanente Natural (NRM)**

Magnetismo remanente natural o **NRM** (*Natural remanent magnetization*) es la magnetización remanente presente en una muestra de roca antes de ser procesada en el laboratorio. El NRM depende del campo geomagnético y procesos geológicos que haya pasado la roca desde su formación. El NRM tiene varios componentes, el componente natural adquirido durante la formación de la roca NRM primario y en realidad este es el componente al que la mayoría quiere llegar de los paleomagnetistas. Los NRM secundarios son adquiridos posteriores a la formación de la roca y en la mayoría de los casos alteran. El NRM primario, y el NRM secundario constituyen una suma vectorial como se muestra en la siguiente expresión:

$$\mathbf{NRM} = \mathbf{NRM\ primaria} + \mathbf{NRM\ secundaria}$$

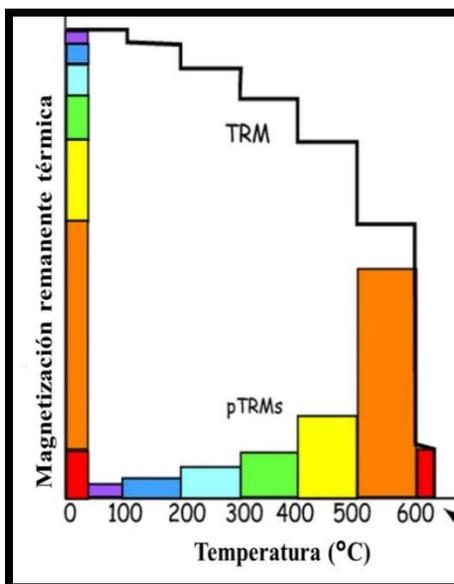
#### **2.2.8.2 Magnetización Remanente Térmica (TRM)**

El magnetismo remanente térmico o (*TRM* por sus siglas en inglés) es la forma del magnetismo remanente adquirido por la mayoría de las rocas ígneas. Los momentos magnéticos de los granos ferromagnéticos serán más estables a tiempo de decaimiento o por debajo de la temperatura de Curie  $T_c$ . Como la temperatura disminuye el grano forma más dominios sencillos (SD por sus siglas en inglés), este experimentará un aumento de tiempo de relajación  $\tau$  y cambiará el comportamiento súper-paramagnético de bloqueo al dominio único estable. A temperaturas de superficie esta remanencia puede ser estable en el tiempo geológico y resistente a los efectos de los campos magnéticos después del enfriamiento inicial. (Butler, 1992; Tauxe, 2005).



**Figura 12.** a) Colada de lava b) Formación de cristales a altas temperaturas c) Cristales ya formados, roca en enfriamiento, se adquiere el magnetismo de ese tiempo. (Tauxe, 2005)

La distribución de las temperaturas de bloqueo depende de la distribuciones de tamaños de granos y su forma en las rocas, y se determina mediante el calentamiento de la muestra en el campo cero a una cierta temperatura  $\tau$ , con tiempos de relajación que son súper-paramagnéticos a esa temperatura; un proceso al que se llaman desmagnetización térmica la cual no permite determinar la parte de la TRM, conforme aumenta la temperatura, se elimina progresivamente la TRM. (Figura 12 y 13).



**Figura 13.** Distribución de temperatura de bloque típico de una roca basáltica. Línea sólida TRM indica la cantidad de TRM restante después de la etapa de calentamiento para cada temperatura. Los bloques de colores muestran la cantidad de TRM que falta (pTRMs) (Tauxe, 2005).

---

### 2.2.8.3 Magnetización Remanente Química (CRM)

Los cambios químicos que forman minerales ferromagnéticos debajo de sus temperaturas de bloqueo en presencia del campo magnético tienen como resultado la adquisición de magnetismo remanente químico o (*CRM por sus siglas en inglés*). Son producto de reacciones químicas que implican minerales ferromagnéticos incluyendo la magnetita y hematita.

Un ejemplo es la alteración de un mineral preexistente (posiblemente de otro mineral ferromagnético). La precipitación de un mineral ferromagnético en solución también es un proceso común; aunque existen excepciones el CRM se encuentran en rocas sedimentarias y se asocia a reacciones de diagénesis.

Durante la formación del magnetismo remanente químico, la temperatura es constante (temperatura ambiente o ligeramente más alta). En consecuencia la fuerza coercitiva y la magnetización son constantes, durante la formación del CRM. Los granos minerales ferromagnéticos individuales crecen de volumen en relación al inicial, granos con pequeños volumen tienen tiempos de relajación corto y son paramagnéticos. Cuando el grano va aumentando su volumen por aporte de soluciones químicas, su tiempo de relajación aumenta dramáticamente y cambia de súper-paramagnético a un grano estable de dominio sencillo SD (Tauxe, 2005).

Un ejemplo de CRM es la formación post-deposicional de hematita, principalmente en sedimentos rojos. Una intensidad magnética típica en lechos rojos es de  $10^{-5}$  ( $10^{-2}$  A/m). Una variedad de reacciones de oxidación y deshidratación juegan un papel importante en la formación de hematita.

Cuando la hematita se produce poco después de la deposición, el CRM registra la dirección del campo magnético esencialmente contemporáneo con la deposición y es considerado como magnetización primaria (Butler, 1992). Sin embargo la forma y tiempo de adquisición de la MQR en sedimentos rojos es controversial.

La magnetización remanente química se origina en la alteración de minerales preexistentes (remanencia química por alteración) o la precipitación de un mineral ferromagnético desde una solución (remanencia química por crecimiento de

---

---

granos). Los cambios químicos que ocurren después que una roca se ha formado pueden alterar la mineralogía magnética. Las capas rojas tienen su coloración características gracias a la presencia de hematita pigmentaria la cual se forma por cristalización en algún momento posterior al depósito, mientras que la transición de magnetita a maghemita es un ejemplo de adquisición de magnetización química por alteración (Butler, 1992; Tauxe, 2009).

La magnetización químico remanente ocurre a temperatura ambiente donde la magnetización de saturación del mineral ferromagnético en formación y la fuerza coercitiva son estables. Durante la formación por procesos químicos de un mineral ferromagnético se parte de volumen cero donde las partículas son muy pequeñas y super-paramagnéticas a un aumento de volumen hasta partículas de dominio sencillo. A medida que se pasa a un volumen mayor para el cual el tiempo de relajación es mayor se registra el campo magnético que es aplicado en ese momento y se puede producir una magnetización químico remanente que puede ser estable durante el tiempo geológico (Butler, 1992).

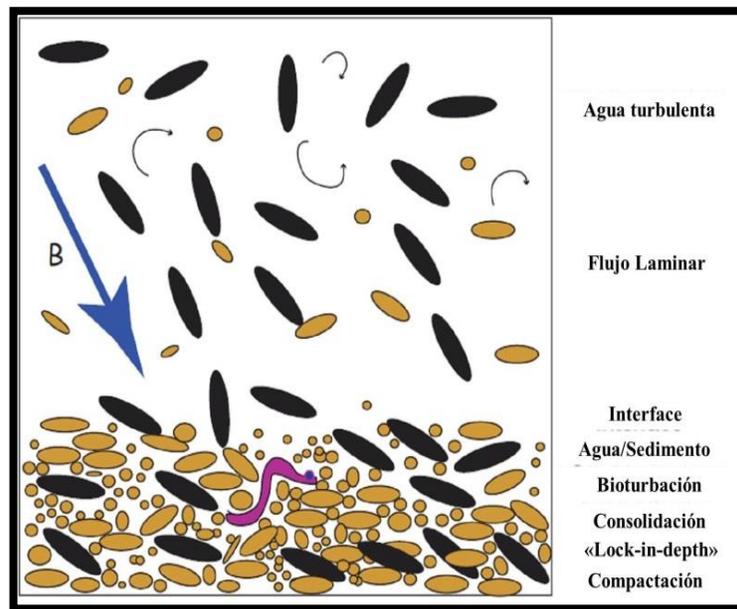
#### **2.2.8.4 Magnetización remanente detrítica (DRM)**

La magnetización detrítica remanente o (*DRM por sus siglas en inglés*) es adquirida durante la deposición y litificación de una roca sedimentaria (Butler, 1992). En la mayoría de los casos el mineral ferromagnético detrítico es la magnetita. Los procesos involucrados en la deposición y litificación de una roca sedimentaria pueden ser resultado de procesos post-deposicionales (bioturbaciones, compactación, procesos químico) que pueden eliminar alterar o eliminar el registro paleomagnético (Figura 14).

#### **2.2.8.5 Magnetización remanente Viscosa (VRM)**

Magnetización remanente viscosa (*VRM, por sus siglas en inglés*) esta magnetización se adquiere gradualmente durante la exposición a campos magnéticos débiles. Es una magnetización secundaria resultado de la acción del campo magnético después de la formación de la roca. Generalmente este tipo de magnetización es ruido indeseable para los análisis en el laboratorio para llegar a la magnetización primaria.

---



**Figura 14.** Ilustración donde se muestra la magnetización remanente detrítica (DRM), se muestra la deposición de la partículas en una interfaz agua-sedimento, se resaltan procesos post-deposicionales como es la bioturbación. A medida que se depositan las partículas adquiere la magnetización remanente detrítica. (Tauxe, 2005)

## 2.3 Magnetoestratigrafía

La Magnetoestratigrafía es una técnica que se basa en las correlaciones estratigráficas y geocronológicas de una secuencia de rocas con base en los cambios de polaridad registrados en la secuencia o zoneación magnética. (Butler, 1992). Para poder emplear la Magnetoestratigrafía se emplea la escala de tiempo de polaridad magnética que se calibra usando las anomalías de pisos oceánicos, la bioestratigrafía y los fechamientos absolutos.

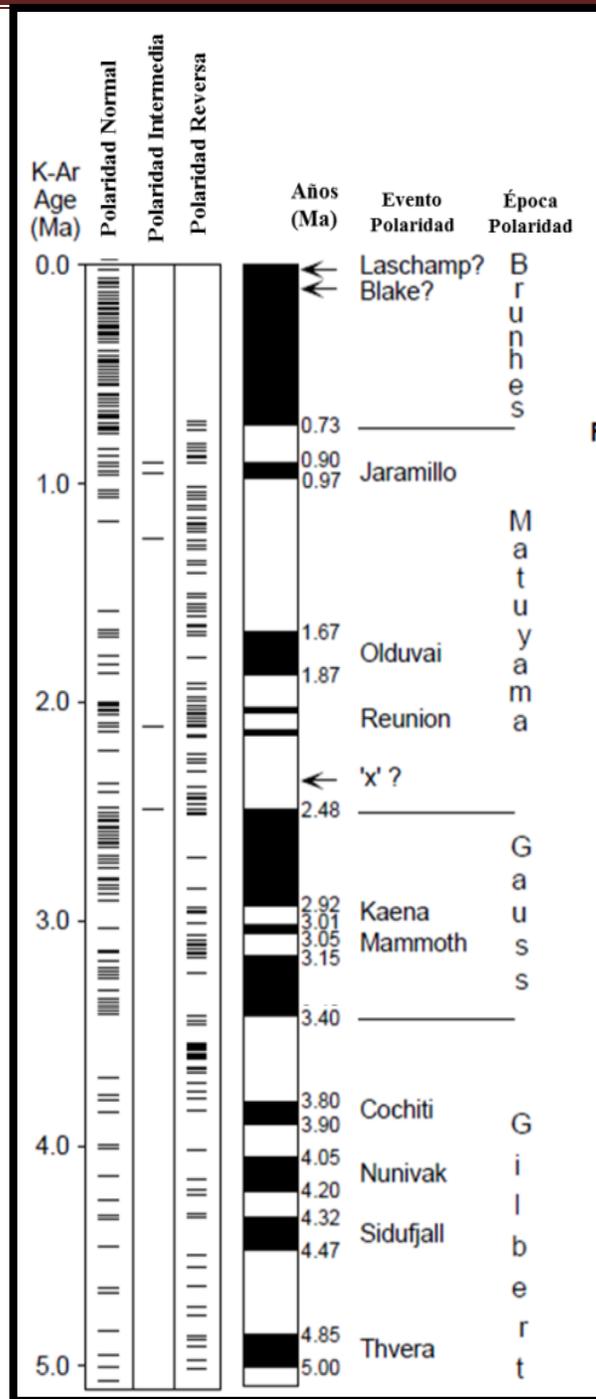
El hecho de que ciertas rocas estaban magnetizadas en la dirección del campo de la tierra fue descubierto por Delesse en 1849 y Melloni en 1853. Folgheraiter amplió el estudio de magnetización fósil a las propiedades magnéticas de los materiales en este caso restos arqueológicos horneados en 1899. David 1904 y Brunhes 1906 en el curso de sus investigaciones, descubrieron materiales adyacentes a las rocas normalmente magnetizados los cuales tenían una dirección opuesta al campo magnético de la Tierra. Esta primera aplicación

---

llevaría a especular que el campo de la Tierra se había invertido de polaridad en el pasado. Fue hasta que con el uso combinado de datación K-Ar permitieron a los investigadores aceptar la noción de las inversiones de polaridad magnética en todo el mundo (Tauxe, 2005) (Figura 15).

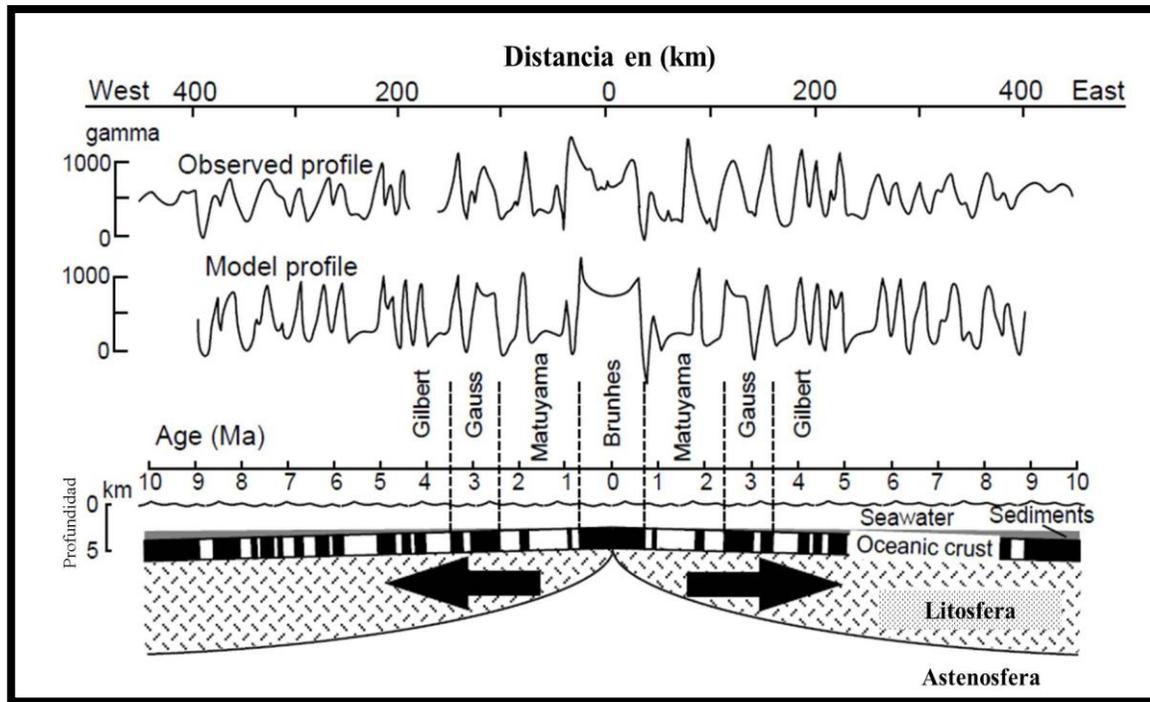
Para el desarrollo moderno de la escala de polaridad magnética como ya se mencionó se precisó con ayuda del método K-Ar que data de Plioceno-Pleistoceno en rocas ígneas, en general estas rocas tienen la misma edad pero en localidades diferentes y lo importante tienen la misma polaridad. Esta información fue compilada y se desarrolló las primeras escalas de tiempo de polaridad magnético con intervalos de 0 a 5Ma. (Butler, 1992). La Magnetoestratigrafía para tiempos anteriores a la existencia de anomalías de piso oceánico se basa en los cambios de polaridad geomagnética terrestre en un periodo determinado, correlacionados con los registros estratigráficos de ese mismo periodo alrededor del mundo.

Los datos de anomalías magnéticas marinas contribuyen de manera importante al paleomagnetismo, ya que de esta se obtienen secuencias de intervalos de polaridad magnética desde el Jurásico (Butler, 1992). Las anomalías magnéticas positivas en el hemisferio norte representan periodos donde el campo magnético apuntaba al norte como el hoy en día, mientras que negativo representa periodos donde el campo magnético apuntaba hacia el polo sur. Estos datos del piso oceánico se convirtieron en una piedra angular para lo que hoy conocemos la teoría de la tectónica de placas. Durante la expansión del fondo oceánico, se crea corteza nueva a partir de dorsales oceánicas, esta nueva corteza se solidifica en los bordes de salida, conforme se va retirando se enfría y adquiere una magnetización remanente térmica (TRM), conforme se expande queda grabado el campo magnético presente a lo largo del tiempo geológico (Figura16).



**Figura 15.** Escala geomagnética para el periodo Plioceno-Pleistoceno de Mankinen y Dalrymple (1979), se representan polaridades normales (negro) y polaridades reversas (blanco). Tomado de (Butler, 1992).

Se ha observado la escala de Plioceno-Pleistoceno en un sistema de nomenclatura de épocas y acontecimientos de polaridad. En la (Figura 15) la polaridad de Gilebert se designa en la época 4, la época anterior es 5 y así etc., pero al dar el nombre de época causaba conflictos con el uso previo de “época” en la escala de tiempo geológico ya establecida, se desarrolló un sistema de crones

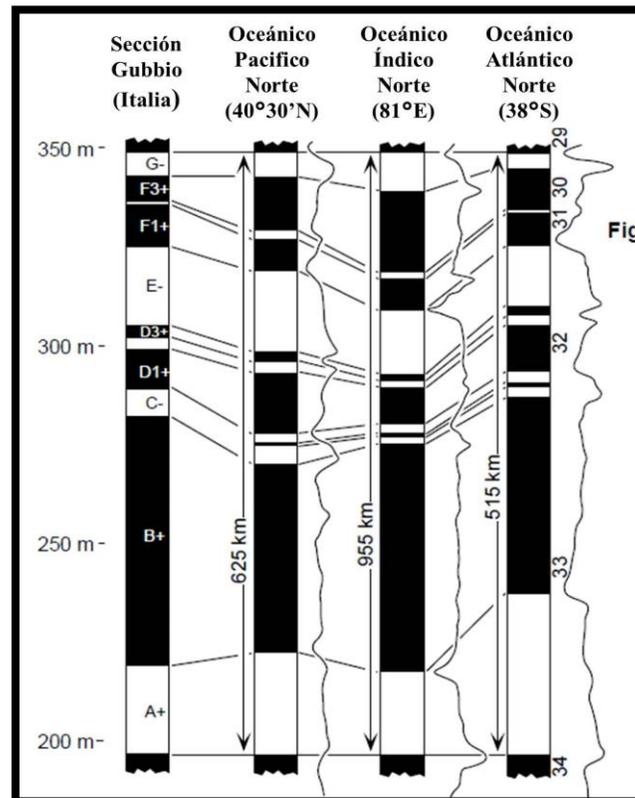


**Figura 16.** Formación de anomalías magnéticas en una dorsal oceánica, (tomado de Butler, 1992)

de polaridad geomagnética. Los intervalos de tiempo de polaridad magnética están designados por **cron** el cual a su vez está ligado a un sistema de numeración. Por ejemplo, un cron de polaridad es **cron 25** y se le aumenta una “r” si es inversa; 25r cron (Butler, 1992)

Los sedimentos marinos más antiguos depositados en las cuencas marinas o en el piso oceánico empezaban a dar datos más detallados sobre la adquisición de magnetismo entre ellos, ya sea CRM o DRM, al igual que contenían microfósiles que daban información para su datación con paleontología. Investigaciones de secuencias sedimentarias marinas también han proporcionado calibraciones bioestratigráficas detalladas en el Mesozoico y Cenozoico.

Una de las contribuciones más importantes de la Magnetoestratigrafía en Gubbio fue la determinación de que el límite Cretácico/Paleógeno ocurrió dentro del cron 29r de polaridad. Se comparó la sección de Gubbio con el patrón de polaridad de tres anomalías magnéticas marinas. (Figura 17)



**Figura 17.** Correlación de zonas de polaridad magnética en la sección de Gubbio (Italia) correlacionadas con tres zonas de perfiles de anomalías magnéticas marinas; muestran a la derecha de cada secuencia de polaridad interpretado, se representa con una línea roja punteada el límite Cretácico/Paleógeno, (Tomado de Butler, 1992).

---

## 2.4 Petrografía y Análisis de Procedencia

La petrografía es el estudio detallado de la composición mineralógica de los sedimentos terrígenos y de sus rasgos texturales; características texturales como el tamaño, la forma de los granos; la composición mineralógica aportan información sobre el ciclo sedimentario, el clima, el tipo de ambiente de depósito, y las características de las cuencas donde se depositó el sedimento. Esto hace que la petrografía junto con otras técnicas de laboratorio sea una herramienta importante en el análisis de procedencia de sedimento.

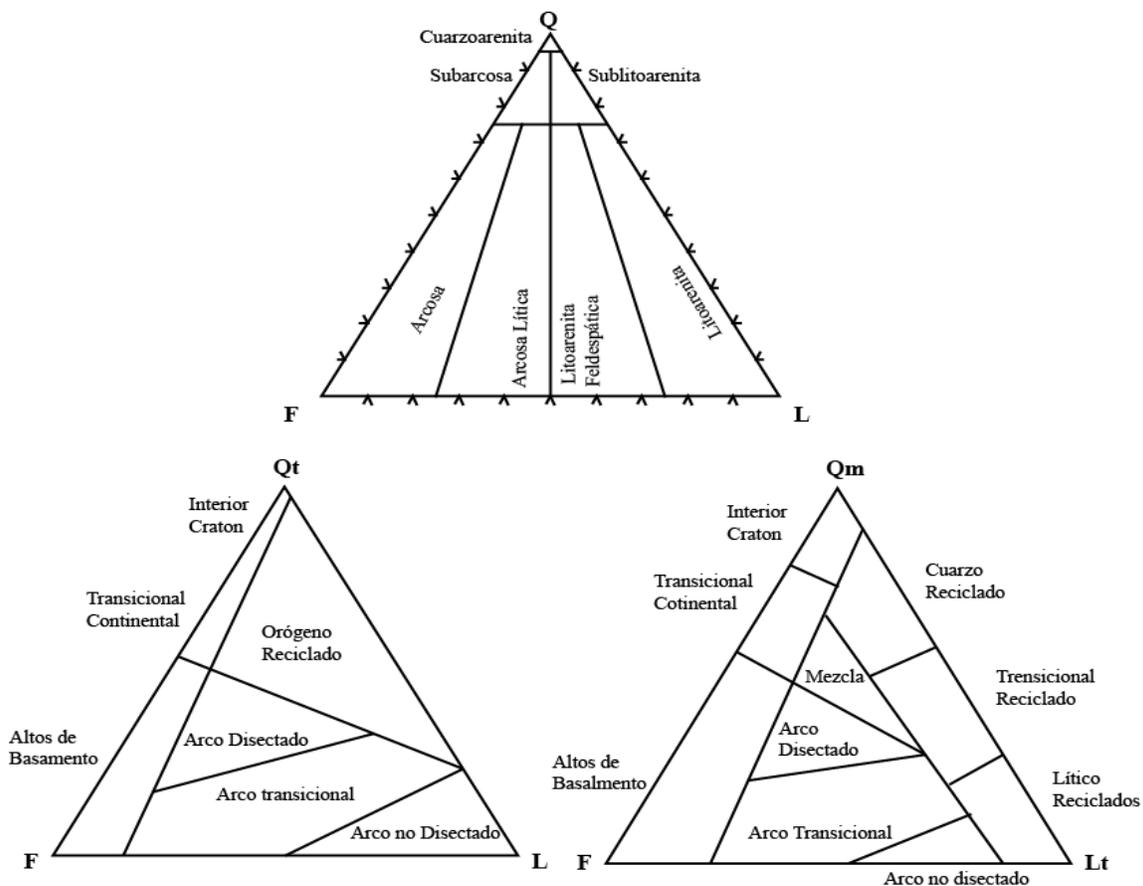
Las arenas son los sedimentos detríticos más utilizados en estudios de procedencia porque conservan la composición y textura original. Cuando están formadas por fragmentos líticos, a pesar del transporte y de los procesos diagenéticos, éstos están casi inalterados, además guardan información sobre la roca de la cual se derivaron. Las texturas (tamaño y forma de grano, entre otras) permiten determinar la madurez del sedimento original. Se entiende como madurez el grado de abrasión y/o de transporte que se refleja en una mayor esfericidad en los sedimentos conforme son acarreadas a mayores distancias.

Los análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos son fundamentales para la determinación de la procedencia. El análisis cualitativo consiste en una observación cuidadosa y detallada de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos tanto monominerales como poliminerales (Sánchez-Zavala y Centeno García, 2016).

El método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arena, es el conteo de éstos en el microscopio, utilizando una platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y). En esta técnica se registra por cada punto la composición del grano localizado en el centro de la retícula.

Autores como Dickinson (1986) encontraron una relación muy estrecha entre la composición de las areniscas y el ambiente tectónico al que se asocian las grandes cuencas sedimentarias donde se depositan. Dickinson generó una serie de diagramas ternarios. Las areniscas en general derivadas de zonas continentales y depositadas en márgenes pasivas, zonas de rift intracontinental, y cuencas cratónicas, están compuestas de cuarzo y feldespato principalmente.

En el caso de las areniscas depositadas en las cuencas asociadas a cinturones de deformación están enriquecidas en cuarzo y líticos, estos últimos de muy variada composición. En cambio, las cuencas asociadas a arcos volcánicos, contienen areniscas con abundantes fragmentos feldespáticos y líticos (principalmente volcánicos y plutónicos) y menor cantidad de cuarzo (Sánchez-Zavala, Centeno-García, 2106). (Figura 18).



**Figura 18.** Triángulo parte superior; diagrama de clasificación composicional de rocas Folk (1968). Triángulos parte inferior. Distribución de arenas derivadas de diferente procedencia con base a los diagramas *FQtL*, *FQmLt* de Dickinson (1985).



## CAPÍTULO III

### 3.1 Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en el municipio de Caltepec al Sur del estado de Puebla, ubicado al NW del poblado de Caltepec, donde se obtiene el nombre de dicha formación. El área se encuentra en las coordenadas 18° 11' 47.63"N 97° 29' 53.25" W.

El municipio de Caltepec colinda al Norte con el municipio de Zapotitlán y San Gabriel Chilac, al Este con San José Miahuatlán, y al Sur como en el Oeste con el Estado de Oaxaca. Sus coordenadas geográficas son los paralelos 17° 56'42" y 18° 14'30" de latitud norte y los meridianos 97° 18'06" 97° 37'18" de longitud occidental, se encuentra a 1980 metros sobre el nivel del mar.

El acceso al área de estudio se localiza partiendo de la ciudad de Puebla, se toma la carretera federal núm. 150D y posteriormente la 135D hasta llegar a la ciudad de Tehuacán, Puebla, se continúa por la carretera federal 125 Huajuapán-Tehuacán, en la altura del poblado de Acatepec, Puebla se toma la carretera libre en dirección al este, pasando los poblados de Atecoxco y la Compañía, hasta llegar a la cabecera municipal de Caltepec, Puebla. La zona de estudio está próxima a la carretera de los poblados de Caltepec y la Compañía aproximadamente a 4 km partiendo de poblado de Caltepec (Figura19)

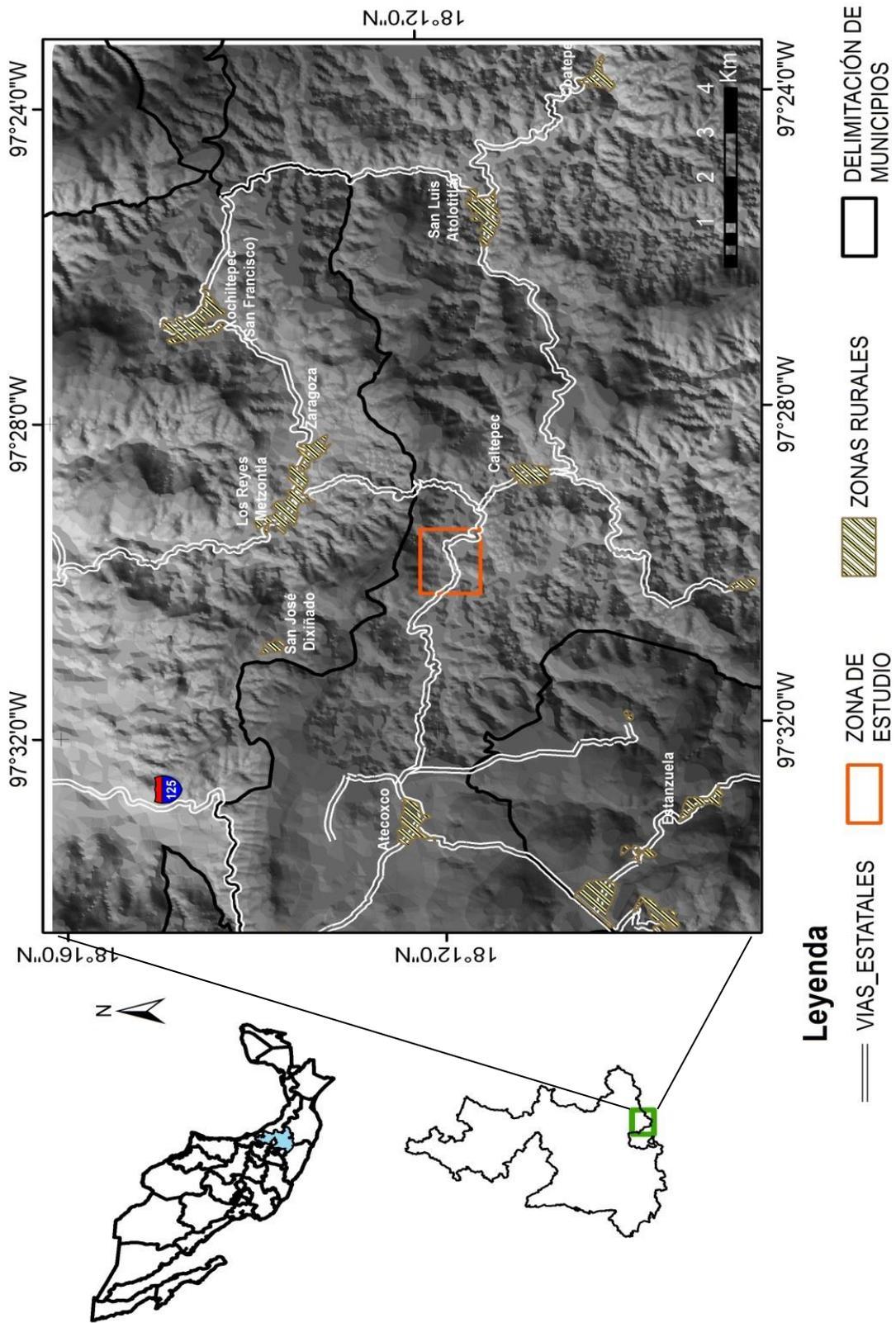


Figura 19. Mapa de Localización de la zona de estudio.

---

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

---

El área de estudio de la Formación Caltepec se encuentra entre los límites del terreno Mixteco y Oaxaquia (Campa y Coney, 1983).

### 3.2 Terrenos Geológicos

El concepto de terrenos se utiliza para nombrar a bloques limitados por fallas que tienen una historia geológica diferente con respecto a las de los bloques adyacentes (Coney *et al.*, 1980). La diferencia estratigráfica de cada terreno adyacente, sugiere que los terrenos se transportaron tectónicamente y se acrecieron, al continente o a un terreno adyacente después de su formación.

México ha sido dividido en terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004, Centeno-García *et al.*, 2008). El nombre de cada terreno varía dependiendo de cada autor, por ejemplo Sedlock *et al.*, (1993) considera al terreno Oaxaca como Zapoteco mientras Keppie (2004); Centeno-García *et al.*, (2008) lo consideran como Oaxaquia (Figura 20).

Se describe a continuación las características generales de los terrenos Mixteco, Oaxaca.

#### 3.2.1 Terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca o Zapoteco está constituido por un basamento metamórfico en facies granulita, con una cubierta sedimentaria que inició en el Paleozoico (Campa y Coney, 1983). El complejo Oaxaca está compuesto principalmente por ortogneis cuarzo feldespático, charnokita, metasedimentos (calco-silicatos), metagabro y mármol intrusionado por anortosita (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1993). Con una edad que va de 990 a 1300 Ma (Solari *et al.*, 2003). La asociación

---

mineral granulítica en los gneis gabróticos consiste en plagioclasa, clinoproxeno, ortopiroxeno, granate, anfíbol titanífero, biotita titanífera, cuarzo, ilmenita. La composición mineralógica de los gneises graníticos es cuarzo, feldespato potásico perfitico, plagioclasa, granate, biotita titanífera, ilmenita, y allanita.

Oaxaquia representa una gran masa cortical de edad precámbrica de ~990-1200Ma que se propuso como la parte este del país cubriéndose una superficie de alrededor de 1 000,000 km<sup>2</sup> (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1993), de esta manera existe una distinción entre Oaxaquia y el terreno Oaxaca. El basamento del terreno Oaxaca es el Complejo Oaxaqueño compuesto por ortogneises graníticos, sieníticos y gabro-dioríticos (migmatizados) , una secuencia de metasedimentos y una secuencia de rocas máficas constituidas por anortositas, gabros y charnoquitas de granate, que presentan facies de granulita (Solari *et al.*, 2000, 2003).

### 3.2.2 Terreno Mixteco

El Terreno Mixteco tiene un basamento metamórfico del Paleozoico, este basamento es cubierto por una secuencia de rocas sedimentarias marinas del Carbonífero-Pensilvánico y por rocas volcánicas con edades del Paleozoico al Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). El terreno abarca la porción oriental y el noreste del Estado de Guerrero, la parte sur de Puebla y se extiende al noroeste y oeste de Oaxaca.

El terreno Mixteco, de edad Ordovícico-Pérmico, está delimitado al oeste por el terreno Guerrero y al este del terreno Oaxaca. El basamento del terreno Mixteco está representado por el Complejo Acatlán, que está formado por sedimento y rocas volcánicas de afinidad oceánica a continental, con evidencias de metamorfismo (Ortega-Gutierrez *et al.*, 1994; Keippie, 2004). Las rocas del Complejo Acatlán presentan metamorfismo regional de tipo polifásico, ya que varían de rocas en facies de eclogita a pizarras con bajo grado de metamorfismo. El metamorfismo y deformación penetrativa parece ser anterior al depósito de las formaciones Olinalá y Matzitizi del Pérmico.

---

Estas unidades están intruídas por granitos y han sido influenciadas por procesos de migmatización (Keppie *et al.*, 2004). El metamorfismo y la deformación de estas unidades han sido interpretados como el efecto de la acreción del Complejo Acatlán a un núcleo continental representado por el Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994) El complejo Acatlán está cubierto por secuencias ígneas y sedimentarias, que incluyen rocas del Paleozoico Tardío y del Jurásico Medio-Cretácico (Moran-Zenteno *et al.*, 1999)

Las rocas metamórficas expuestas en la Mixteca de los estados de Puebla y norponiente de la localidad tipo se encuentra a los largo de la Carretera Federal México-Oaxaca desde el entronque con el camino a Tecomatlán hasta los poblados de Petlalcingo y Chila de las Flores, al oeste del área de estudio. El Complejo Acatlán está cubierto por una discordancia por formaciones sin metamorfismo, cuya edad van del Jurásico Inferior, hasta el Holoceno. En la región de Los Reyes Metzontla, al sur de Tehuacán, el complejo está cubierto por la Formación Matzitzzi; sin embargo, esta relación discordante no ha sido confirmada y pudiera ser tectónica. En esta misma región, el límite oriental del Complejo Acatlán está constituido por una amplia zona de falla, al oriente de la cual se encuentra yuxtapuesto el Complejo Oaxaqueño precámbrico.

El Complejo Acatlán se subdivide en dos subgrupos uno inferior para-autóctono llamado Petlalcingo y un alóctono llamado Acateco en el primero se distingue tres formaciones; Cosoltepec, Chazumba y Magdalena y en el segundo subgrupo se distingue Xayacatlán y Granito Esperanza. (Ortega-Gutiérrez, 1978).

### **3.2.2.1 Subgrupo Petlalcingo**

La migmatita Magdalena está cubierta discordantemente por rocas volcaniclásticas terciarias, está constituida por una migmatita clásica de composición diorítico-tonalítica. Su textura es granoblástica y forman plagioclasas, cuarzo, horblenda, biotita y feldespatos potásicos, entre los minerales de alteración retrograda más comunes se tienen moscovita, clorita, epidota, calcita, sausurita, hematita y esfena.

---

Formación Chazumba: Consiste principalmente de esquistos lit-par-lit, esquistos de biotita con intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquisto pelítico, el componente litológico más característico de esta formación es el esquisto de biotita.

Formación Cosoltepec. Consiste en su parte basal rocas verdes y cuarcitas con intervalos pelíticos; en su parte media predominan esquistos que incluyen algunas capas de esquistos calcáreos, esquistos de talco roca verde, metapedernal y rocas manganesíferas finamente laminadas. La parte está conformada de rocas metapelíticas (filitas).

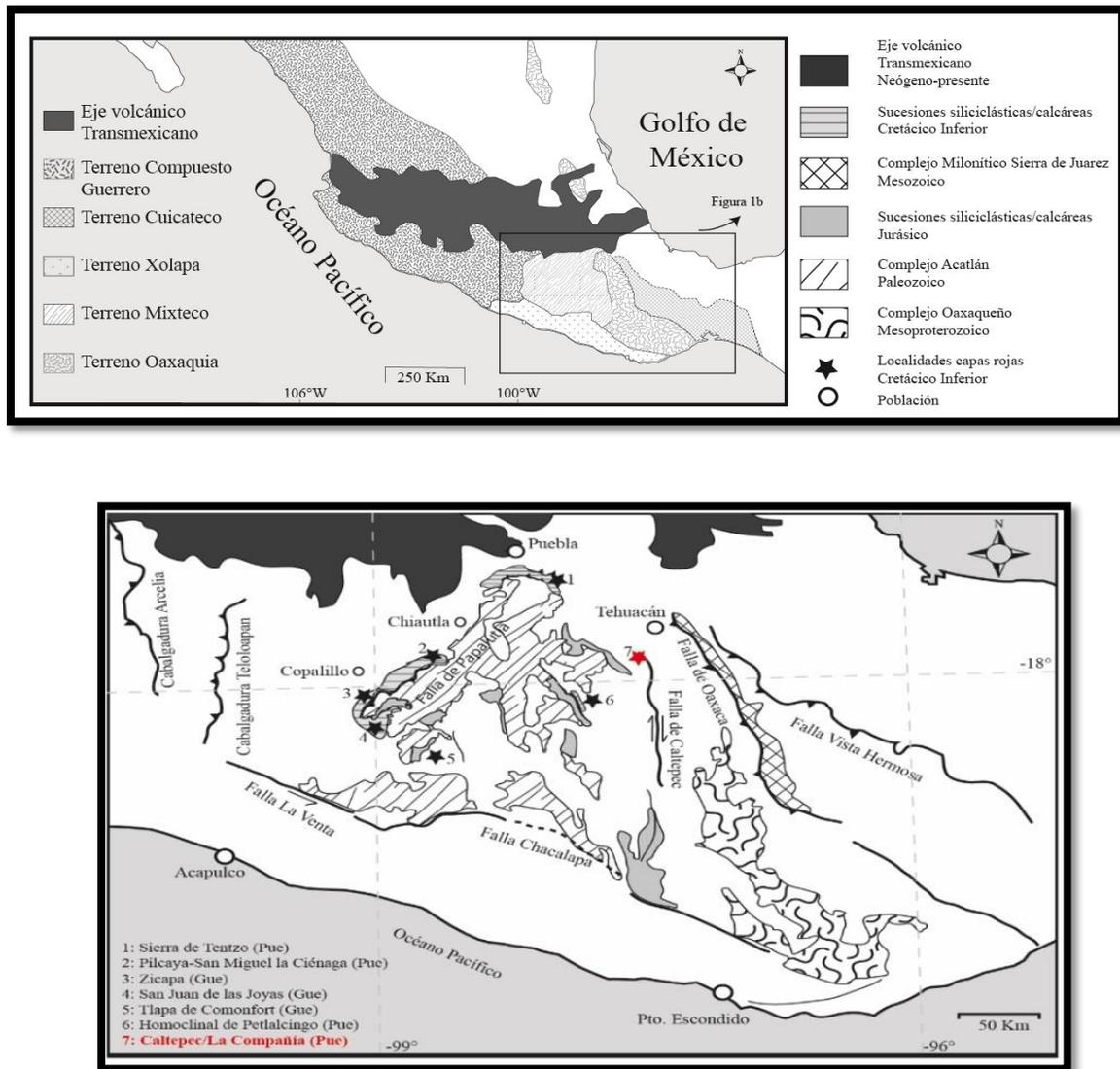
### **3.2.2.2 Subgrupo Acateco**

Formación Xayacatlán. En esta formación se reconocieron rocas eclogíticas, consiste de esquistos verdes, anfibolitas, metagabros, eclogita, serpentinita, milonita, esquistos pelíticos (filonítico) y cuarzita.

Granito la Esperanza rocas graníticas y granodioríticas metamorfoseadas y deformadas cataclásticamente a una secuencias de protomilonita, .milonita-ultramilonita, con restos de rocas verdes y metasedimentos filoníticos.

Formación Tecomate. Rodríguez Torres (1970) utilizo el nombre al referirse a una secuencia de rocas marinas formadas por limos, grauvacas (turbiditas), conglomerados deformados, areniscas cuarzosas y calizas laminadas” dándole una edad Paleozoica tardía. Esta altamente deformada tiene un estimado de 3,000 m de espesor, la Formación Tecomate sobreyace a la Formación Xayacatlán, se distingue por la presencia metacaliza y metaconglomerado, psamitas y semipelitas finamente bandeadas de origen parcialmente tobáceo (?), en menor medida filitas carbonosas y cloríticas. La Formación Tecomate es el contacto ente los subgrupos de Acateco y Petlalcingo, lo cual la hace una secuencia fuertemente deformada (Cerca, 2004).

Talavera *et al.* (2005) realizó estudios de geocronología de U-Pb en algunas formaciones del Complejo Acatlán, y obtiene edades de Devónico-Pensilvánico basándose en la Formación Cosoltepec, la Migmatita Magdalena y la Formación Chazumba.



**Figura 20.** Mapa Geológico Simplificado del sur de México. El mapa de la parte superior muestra los terrenos tectonoestratigráficos de México (Modificado de Keppie *et al.*, 2004). Mapa inferior muestra la distribución de las rocas del basamento mesoproterozoico y paleozoico y la cobertura sedimentarias mesozoicas (Modificado de Ferrari *et al.*, 2007).

---

### 3.2.3 Granito Cozahuico

El granito Cozahuico aflora en el cañón del mismo nombre, es un Plutón de grano medio a grueso alargado, delimitado en sus bordes por fallas, que se extienden a lo largo de la zona de falla Caltepec. El borde oriental del granito es un contacto por falla normal una reactivación en el Cenozoico. El borde occidental es un contacto de cabalgadura con deformación dúctil asociada probablemente a un contacto de falla a lo largo de una zona de debilidad (Ortega-Gutiérrez, 1975). El Granito Cozahuico tiene una mezcla de minerales ígneos, metamórficos y de alteraciones tardías relacionadas con cataclasis posterior. Los minerales primarios son feldespatos potásicos, cuarzos, plagioclasas, biotitas, hornblendas, ilmenitas, titanita, allanita/epidota, apatito y circones. El granito tiene un significado tectónico porque está milonitizado y es sintectónico con respecto a la falla de Caltepec que pone en contacto los terrenos Mixteco y Oaxaca. Su edad es de 276+/-1 Ma (Elías Herrera y Ortega Gutiérrez, 2002)

### 3.2.4 Formación Matzitzi

La Formación Matzitzi se localiza en el sur del Estado de Puebla entre los poblados de Los Reyes Metzontla, Xochiltepec, San Luis Atlotitlán y Coatepec. Constituye uno de los afloramientos más extensos del Paleozoico en el sur de México, fue reconocida formalmente por Aguilera en el año de 1986 resaltando desde ese año la importancia paleobotánica, por su alto contenido en fósiles.

Estudios posteriores realizados por Silva (1970), Weber *et al.*, (1987), y Hernández-Lascares (2000) demostraron la edad Paleozoico tardío. La Formación Matzitzi se compone de una sucesión clástica principalmente arenisca y, en menor proporción paquetes de lutitas, lodolitas carbonosa, areniscas conglomeráticas y conglomerados. En la parte basal afloran estratos masivos de conglomerados

---

gruesos, formados por fragmentos metamórficos de tamaño de *pebbles* a bloques procedentes principalmente del Complejo Oaxaqueño.

La Formación Matzitzi tiene un origen de depósito fluvial, con presencia de flujos de escombros conglomeráticos y abundantes depósitos de canales arenosos (ríos anastomados). Los clastos que presenta los conglomerados y areniscas indican una fuente principal de basamento cristalino, en su mayoría son gneises y granitos con texturas miloníticas, clastos de esquistos, areniscas y rocas ígneas que sugieren un orógeno reciclado.

La Formación Matzitzi tiene una edad Leonardiano ~280-270.6 Ma. (Gradstein *et al.*, 2004). Su significado tectónico reside en que es una unidad de traslape depositada sobre los terrenos Oaxaca y Mixteco.

### **3.2.5 Formación Tecmazuchil/Otlaltepec**

Su localidad tipo se localiza entre los poblados de San Juan Ixcaquixtla y Totoltepec, al sur del estado de Puebla y al Norte con el estado de Oaxaca, donde forma el macizo de Loma Encinera y de los cerros El Encinal, La Víbora, Tres Cerros y Alegría (Ortega-Guerrero, 1989).

Ramos-Leal (1989) menciona informalmente como miembro Otlaltepec, lo describe como una secuencia constituida por conglomerados oligomícticos con matriz litarenítica, interestratificada con litarenitas, grauvacas líticas, limolitas y tobas híbridas que aflora al norte y suroeste de Santo Tomás Otlaltepec, llegando hasta los poblados de San Pablo Ameyaltepec y San Felipe Otlaltepec. Ortega-Guerrero (1989) menciona a la Formación Otlaltepec como una secuencia alternada de arenisca, lutita y limolita con diastratificación y restos de tallos que aflora entre los poblados de San Juan Ixcaquixtla y Totoltepec. Morán-Zenteno *et al.* (1993) coincide con la descripción de Ortega-Guerrero (1989). Cruz-Cruz (2012) la describe como una alternancia de areniscas de grano fino a grueso, limolitas, lutitas y ocasionalmente unidades conglomeráticas que aflora sobre el

---

Río Acatlán al suroeste de Santo Domingo Tianguistengo y a lo largo del Cerro la Colorada en la margen derecha del Río Acatlán.

El ambiente de depósito de la Formación Otlaltepec es un sistema fluvial trenzado formadas durante el pre-cretácico (Jurásico Medio) (Morales Tolentino, 2014).

### **3.2.6 Formación La Compañía**

La formación La Compañía fue cartografiada como parte de la Formación Zapotitlán por Aguilera (1906). Calderón (1956) la consideró como parte del Miembro Agua de Burro de la Formación Zapotitlán Hernández-Láscares y Buitron Sánchez (1992) la describen informalmente como “Caliza Cretácico Inferior” Hernández-Láscares (2000) la denomina Caliza San Luis.

Mendoza (2010) llama de manera informal como formación La Compañía a la sucesión de areniscas, conglomerados y calizas que afloran en la región de La Compañía-Los Reyes Metzontla. La formación La Compañía se divide en tres miembros: Miembro Caltepec el cual Mendoza (2010) propone ascender a formación, el cual se está abordando en este trabajo y consiste en un conglomerado rojo polimíctico, en estratos masivos irregulares, inmaduros, con una mala clasificación entre ellos que van de clastos angulosos a subredondeados de esquistos verdes, granitos rocas volcánicas máficas a félsicas y cuarzos metamórficos. El Miembro Dixiñado está constituido por una intercalación rítmica entre conglomerados y areniscas y una segunda intercalación de arenisca calcárea-caliza con abundantes fósiles. Le sigue el Miembro Yistepec consiste en una intercalación de calizas, calcarenitas y lodolitas.

Las rocas de la Formación La Compañía se depositaron en discordancia sobre los esquistos del Complejo Acatlán y el Granito Cozahuico estos están en contacto por una falla inversa lateral derecha (Elías-Herrera *et al.*, 2005).

En la formación La Compañía hay numerosos fósiles y estructuras sedimentarias como bioturbación, equinodermos, radiolas, icnofósiles del tipo de los *skolithos* y *thalassinoides* entre otros. La presencia del género *Toxaster* en la base de dicha

---

formación indica una edad más antigua para la Formación La Compañía; este género se ha encontrado en afloramientos en Colombia y está establecido en el Hauteriviano. También se ha descrito en la región de Marruecos (Masrour *et al.*, 2004) por lo tanto la Formación La Compañía podría estar comprendida entre los pisos Hauteriviano y Barremiano del Cretácico (Mendoza, 2010). En este trabajo se espera determinar un rango de edad aproximado por medio de la Magnetoestratigrafía.

### **3.2.7 Formación Zapotitlán**

Aguilera (1906) la define por primera vez, Calderón (1956) la define como secuencia compuesta de conglomerados polimícticos, calizas (micritas) de interperismo nodular, estratos medianos y lutitas-limolitas y bancos de caliza con abundante monopleuras y Nerineas (Gonzales-Hervert, 1984). Dicha Formación se encuentra aflorando desde el norte de San Antonio Texcala, hasta el sur de los Reyes Metzontla; al este desde las Sierras de Miahuatepec y Atzingo. Barceló-Duarte (1978), Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte (1980) mencionan que esta unidad está constituida por lutita, lutita calcárea, marga y arenisca y resaltan que en la parte e basal presentan una mayor abundancia de carbonatos los cuales disminuyen conforme se avanza a la cima.

Con base a su contenido fósil, Alencaster (1956) y Buitrón-Sánchez (1970) le asignan una edad del Barremiano temprano.

### **3.2.8 Formación San Juan Raya**

La Formación San Juan Raya se le ha dado mayor importancia a su contenido fósil más que a su litología, está constituida por lutita y grauvaca lítica con intercalaciones de lutita calcárea, en las que se encuentran una diversidad

---

---

fosilífera, tiene un espesor de 800m. Esta unidad descansa concordantemente sobre las Formaciones Zapotitlán y Agua de Burro y se interdigita con la Formación Agua de Cordero. La Formación San Juan Raya es del Aptiano (Calderón-García, 1956; Alencáster, 1956, Buitrón-Sánchez, 1970, González-Arreola, 1974, Feldmann *et al.*, 1995 entre otros) y se ha correlacionado con la Formación Xochicalco (Fries, 1960; Bonet 1971) de los estados de Guerrero y Morelos (Buitrón-Sánchez y Barceló-Duarte 1980).

La Formación San Juan Raya se depositó en un sistema costero, probablemente en un delta con una fuerte influencia de oleaje (Bhattacharya y Giosan, 2003; Mendoza, 2010) Conforme se avanza al norte cambia a una zona predominantemente de lagunas y barras y las aportaciones de silisiclasticos estuvo asociado a un alto estructural como Alto Zapotitlán (Meneses-Rocha *et al.*, 1996).

### **3.2.9 Caliza Coyotepec**

El primer autor en estudiar esta formación fue Aguilera (1906) quien asignó el nombre de Formación Cipiapa, Salas (1949) da el nombre de Caliza Petlancingo, Calderon-García (1956) utilizó el nombre de Formación Cipiapa, para referirse a un cuerpo de caliza que aflora al oeste de Tehuacán. Ortega-Guerrero (1989) propone el nombre de Caliza Coyotepec y la divide en tres miembros constituidos por micritas: miembro inferior medio y superior.

Esta unidad sobreyace discordantemente a múltiples formaciones; descansa al norte sobre la Formación Zapotitlán y San Juan Raya, Agua de Cordero y Agua de Burro en la parte sur, Barceló-Duarte (1978) y Fedmann *et al.*, (1995) infieren una edad de Albiano-Cenomaniano.

---

### 3.3 Geología Local

#### 3.3.1 FORMACIÓN CALTEPEC

Los primeros estudios de esta localidad fueron por Aguilera (1906), después Calderón (1956) y posteriormente Hernández-Lascares (2000) propone llamarle por primera vez “Lechos rojos” a una secuencia de conglomerados polimíctico de composición variable de clastos con intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso.

La Formación Caltepec como ya se mencionó en apartados anteriores forma parte de la Formación La Compañía, la cual consta de tres miembros; Caltepec, Dixiñado y Yistepec. Ramírez Vargas (2009) considera el Miembro Caltepec “caracterizado por conglomerados rojos polimícticos, en estratos masivos irregulares, texturalmente inmaduros, mal clasificados, con clastos angulosos a subredondeados de esquistos verdes, granito, cuarzo metamórfico”.

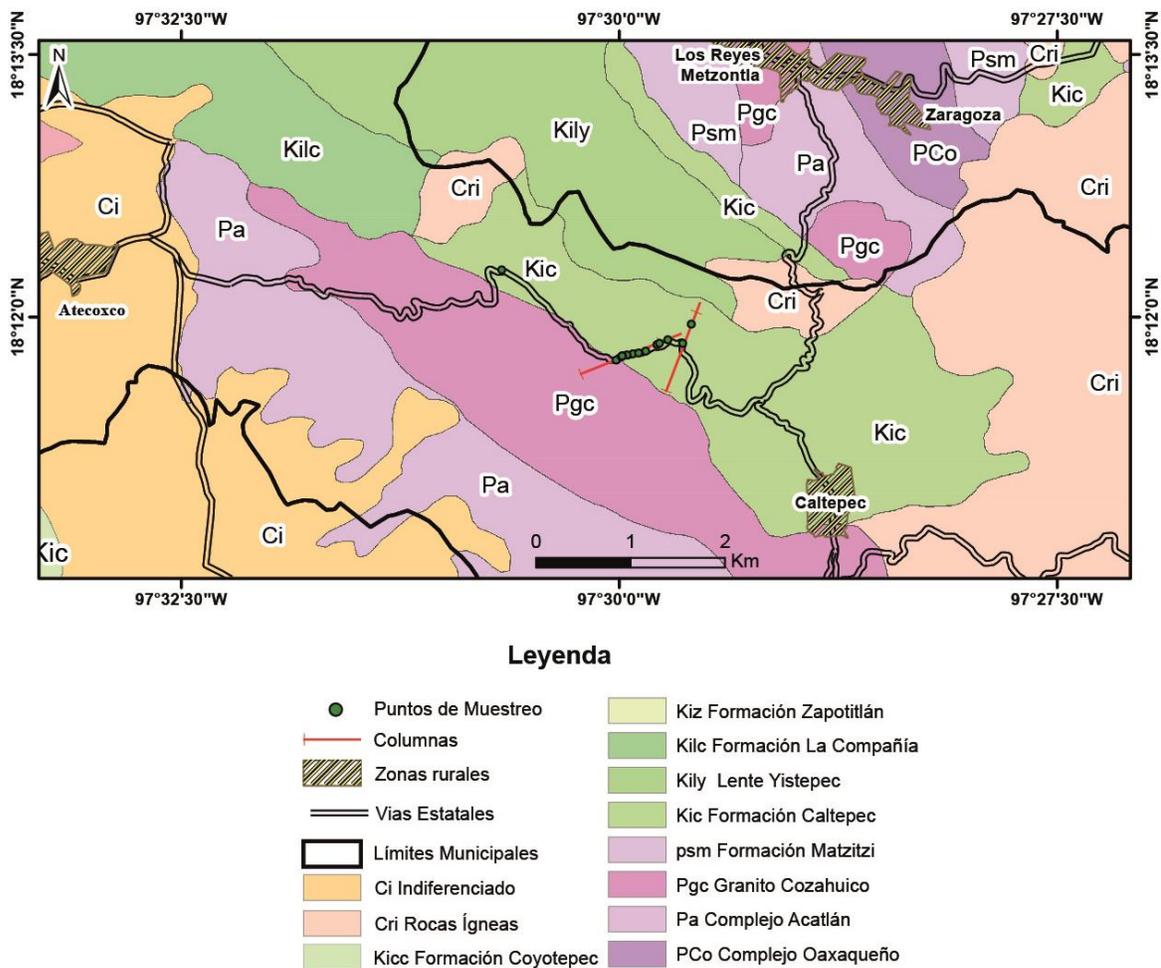
Por su parte Mendoza (2010) lo define como “intercalación rítmica entre conglomerados y subarcosas, areniscas conglomeráticas y lodolitas en una sucesión grano decreciente, conglomerados presentes en estratos masivos y lenticulares, en algunas zonas se presentan estratos, con estratificación cruzada planar, texturalmente mal clasificados, meteorización de colores ocres o pardos, soportados por matriz arenoso en su mayoría, con abundantes clastos de esquistos verdes, granito, cuarzo metamórfico, y en menor porcentaje milonitas, micas, fragmentos de rocas volcánicas y areniscas; la granulometría varía de gravas a guijarrons (*pebbles*), los clastos presentan lados angulosos a subredondeados con clastos de centímetros a metros”.

Aflora en los poblados de Caltepec, La Compañía, Metzontla Puebla, descansa de forma angular sobre el Complejo Acatlán y el Granito Cozahuico (Figura 21).

Se levantó una columna estratigráfica en el poblado de Caltepec de 400m, se empleó una vara de Jacobo la cual sirvió para medir la potencia de los estratos. Se midió estratos que varían de centímetro a metros, dentro de la litología descrita

---

se encontró una alternancia rítmica de conglomerados, arenas y lutitas, que en su base se encuentran estratos de conglomerados polimícticos de granos aproximadamente de 10cm a 70 cm de composición variable tal como fragmentos volcánicos y metamórficos, conforme se asciende en la columna estratigráfica se encuentran arenas probablemente subarcosas con una textura inmadura con mala clasificación (Figuras 30, 31, 32).



**Figura 21.** Se muestra las zonas donde se realizó el muestreo. Mapa Geológico Regional modificado de (Mendoza-Rosales, 2010).

---

## CAPÍTULO IV

### METODOLOGÍA

#### 4.1 METODOLOGÍA DE CAMPO

Se realizaron dos visitas a campo en diferentes fechas durante el 2013 y 2014 con el fin de reconocer la zona de estudio para después hacer un levantamiento geológico, sedimentológico, estructural así como muestreo paleomagnético, para posterior análisis en laboratorio (Figura 22).

##### 4.1.1 Levantamiento Sedimentológico

El levantamiento en las secciones geológicas que comprende la litología que aflora en la zona se empleó la vara de Jacob para medir la potencia de los

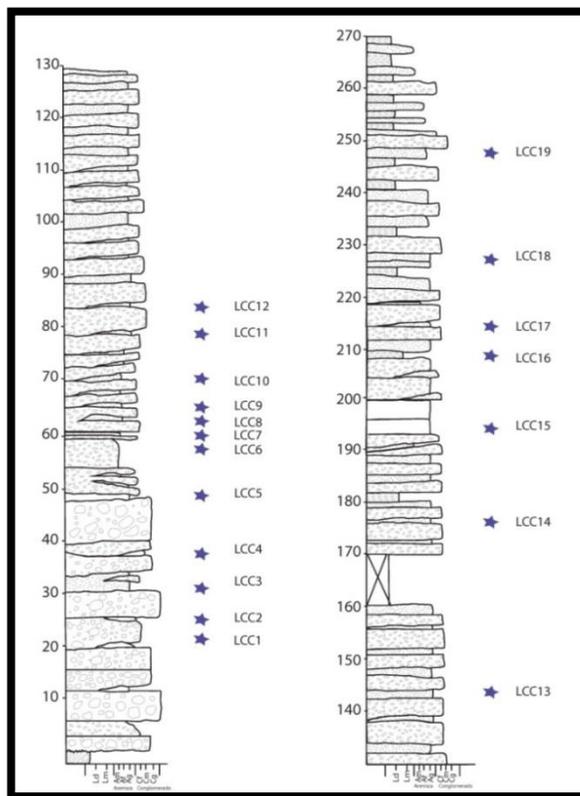


Figura 22. Localización del muestreo paleomagnético en la columna

---

estratos. El instrumento consta de una vara metálica graduada, que permite ubicar hasta una altura de 1,5 metros un nivel el cual puede ser ajustado de acuerdo al echado de las capas, permitiendo medir con precisión el espesor de capas inclinadas. Los estratos medidos van de centímetros a metros.

Se detalló la litología presente desde la base a la cima de la columna estratigráfica, así como también características geométricas de las capas, litología, granulometría y presencia de estructuras sedimentarias primarias y secundarias.

#### **4.1.2 Conteo de clastos en conglomerados**

La textura y composición de un conglomerado o brecha se estudia directamente del afloramiento por lo que es imposible recolectar ejemplares suficientes para el estudio en laboratorio, es necesario hacer un análisis cuantitativo del tamaño forma, redondez y la composición del conglomerado. Y como resultado de estos análisis se puede inferir la fuente o procedencia de los sedimentos.

La comparación estadística entre conjuntos de clastos se puede utilizar para la correlación de diferentes localidades, para analizar terrenos sospechosos o para evaluar falla o incluso si ha habido reciclaje de sedimentos (Howars, 1993).

Para este estudio se utilizó una malla de 1m X 1m con una separación de 10cm entre cada punto, se localizó un área homogénea con clastos lo más homogéneos posibles, y se tomaron datos tales como; tipo de clastos, tamaño de clastos, redondeo y esfericidad y se calculó un aproximado de tamaño máximo y tamaño mínimo entre clastos.

#### **4.1.3 Toma de muestras para estudios paleomagnéticos**

Para el estudio paleomagnético de la Formación la Caltepec es necesario realizar un muestreo de la zona de estudio, la cual consiste en recolectar muestras orientadas representativas de la Formación Caltepec, entre mayor número de muestras mejores resultados obtendremos esto permitirá que por medio de la estadística el error se reduzca. Algo que también se tomó en cuenta es repartir muy bien el muestreo en toda la zona de estudio. En el caso de la Formación Caltepec como ya se ha mencionado son “lechos rojos” una intercalación de

---

---

brechas, conglomerados, areniscas, lutitas y limolitas por lo que tuvo su grado de complejidad para obtener las muestras.

Se muestrearon un total de 19 sitios, cada sitio corresponde a varios núcleos, que se toman de cada nivel estratigráfico (una capa) y cada uno puede ser dividido de 1 hasta 3 especímenes (dimensiones de 2.5 cm de diámetro y 2.1 de alto). Para esta zona se obtuvieron un total de 98 especímenes.

Las muestras fueron tomadas con una perforadora portátil de gasolina con un diámetro de ~25 cm y 6 a 12 cm de profundidad (Figura 23). Los núcleos fueron orientados *in situ* con un inclinómetro para determinar el ángulo entre el núcleo y la horizontal (dip) y con una brújula magnética para determinar el azimut del eje del núcleo, también es necesario tomar datos estructurales de los estratos (rumbo y echado en este caso) que están siendo muestreados. Posteriormente se procede a realizar una marca fiducial en dirección a la zona intemperizada esta línea es importante para el corte y la medición de los núcleos, la orientación se realiza con un alambre de bronce mientras aún se encuentran *in situ* en el núcleo, para el manejo de las muestras obtenidas se asigna un código; nombre de la localidad (iniciales), sitio (número), muestras (muestras de la A-Z) y espécimen (número).



**Figura 23.** Muestreo con perforadora portátil de gasolina con diámetro de 25 cm y 6 a 12 cm de profundidad

---

## 4.2 Trabajo de Laboratorio

### 4.2.1.1 Análisis Petrográfico

A partir de las muestras recolectadas en campo, se realizaron un total de 6 láminas delgadas para el análisis petrográfico y de esta manera identificar los componentes minerales y sus características texturales (Figura 24).

Primero se escogieron los núcleos restantes de las muestras para el análisis de paleomagnetismo, los núcleos de (2.5X2.1cm) las muestras seleccionadas son LCC3, 6B, 12, 13D, 15C, 18, se realizaron secciones delgadas de 2.5cm de ancho por 4.5cm de largo, y de grosor  $30\mu$ . Cada sección delgada se tiñó en un 50% de Cobaltinitrito de sodio  $\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$ , posteriormente se realizó la petrografía en el microscopio petrográfico.



**Figura 24.** a) Microscopio petrográfico de luz transmitida marca Nikon, b) Platina del contador que permite desplazar la sección delgada en (X-Y), c) Contador electrónico con 12 canales para contar las clases modales

---

Para la identificación de los componentes minerales se utilizó un microscopio de luz transmitida marca Nikon y se discriminó la composición mineral de las muestras utilizando el análisis modal. Se determinó el contenido de cuarzos monocristalinos (Qm) tanto ondulantes como no ondulantes, cuarzo policristalinos (Qp), feldespatos potásicos (Fk), plagioclasas (P) y fragmentos líticos (metamórficos, volcánicos y sedimentarios).

Se realizó una descripción general de cada lámina, tomando en cuenta los componentes minerales, la textura (la forma de los cristales, el tamaño de grano, la fábrica y su mineralogía), si presenta cemento o matriz y la madurez textural.

Para el análisis de las muestras se utilizó un conteo puntual estándar, con un contador eléctrico Swift modelo F. Este contador consiste en utilizar una platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y), en esta técnica, se registra el grano que se está visualizando en el microscopio con un panel electrónico que está a un costado, lo cual se va acumulando hasta llegar a 400, en dicho panel se identificaron 12 clases modales.

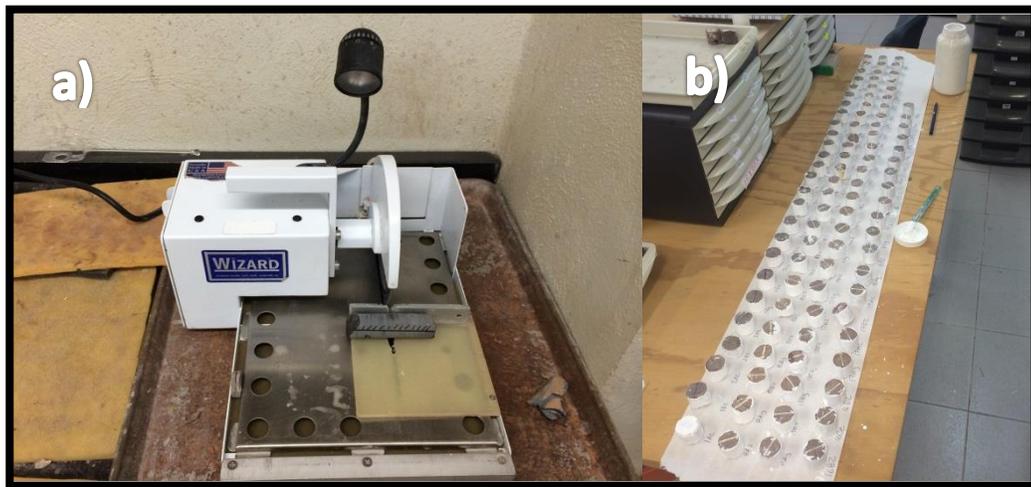
Cuarzo monocristalino (Qm) tanto de extinción ondulante como no ondulante, cuarzo policristalino (Qp), feldespatos potásicos (Fk), plagioclasas (Plg) metapelitas, esquistos, pizarras, granos meta-volcánicos, líticos sedimentarios, epidota y micas. Se elaboró diagramas ternarios de las clases modales que se contaron en las muestras utilizando la metodología propuesta por Ingersoll *et al.*, (1985). En la Tabla 2 se muestran los cálculos realizados para obtener los diagramas ternarios.

**Tabla 2.** Cálculos realizados para diagramas Ternarios donde Qt: cuarzo total, F: Feldespatos, Lt, L: Líticos, Lvm: Líticos volcánicos y metamórficos, Lsm: Líticos sedimentarios y metamórficos tomado de (Ingersoll et al., 1984).

$QtFL\%Qt$	$100Qt/(Qt+F+L)$
$QtFL\&F$	$100F/(Qt+F+L)$
$QtFL\%L$	$100L/(Qt+F+L)$
$QmFLt\%Qm$	$100Qm/(Qm+F+Lt)$
$QmFLt\%F$	$100F/(Qm+F+Lt)$
$QmFLt\%Lt$	$100Lt/(Qm+F+Lt)$
$QpLvmLsm\%Qp$	$100Qp/(Qp+Lvm+Lsm)$
$QpLvmLsm/Lvm$	$100Lvm/(Qp+Lvm+Lsm)$
$QpLvmLsm\%Lsm$	$100Ls/(Qp+Lvm+Lsm)$
$QmKP\%Qm$	$100Qm/(Qm+K+P)$
$QmKP\%K$	$100K/(Qm+K+P)$
$QmKP\%P$	$100P/(Qm+K+P)$

#### 4.2.1.2 Análisis Paleomagnético y Magnetismo de Rocas

Las muestras se analizaron en el laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de Rocas del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla. Después del trabajo en campo y que las muestras estén debidamente marcadas y rotuladas se procede a cortarlas de una medida de 2.5 cm. Se utilizó una cortadora con un disco especial (el disco que se utilizó debe tener poco magnetismo) con polvo de diamante para que no alterara o contaminara las lecturas de las muestras. Cabe mencionar que se marcan los especímenes con marcadores que resistan altas temperaturas las cuales serán sometidos por la desmagnetización térmica, por la fragilidad de las muestras que presentan se decidió a cubrirlas con **alúmina** para que tuviera mayor resistencia a los trabajos de laboratorio y no se desgastaran fácilmente, este material no influye ni altera las lecturas de las muestras (Figura 25).



**Figura 25.** Se muestra el procedimiento para cortar las muestras. A) cortadora para los núcleos. B) Núcleos cortados de 2.5X2.1 cm en total 98 especímenes

#### 4.2.1.3 Medición de Magnetismo Remanente Natural (MRN)

Como primer paso se procedió a medir el Magnetismo remanente natural (MRN), con un magnetómetro de giro JR-5 de cada espécimen en forma cilíndrica con un volumen de  $10\text{cm}^3$ . Dicho magnetómetro permite orientarlos de forma manual, permitiendo la dirección e intensidad del vector del MRN, este instrumento de medición tiene una sensibilidad de  $2.4 \times 10^{-6}$  A/m o ( $2.4 \times 10^{-9}$  emu) (Figura 26).

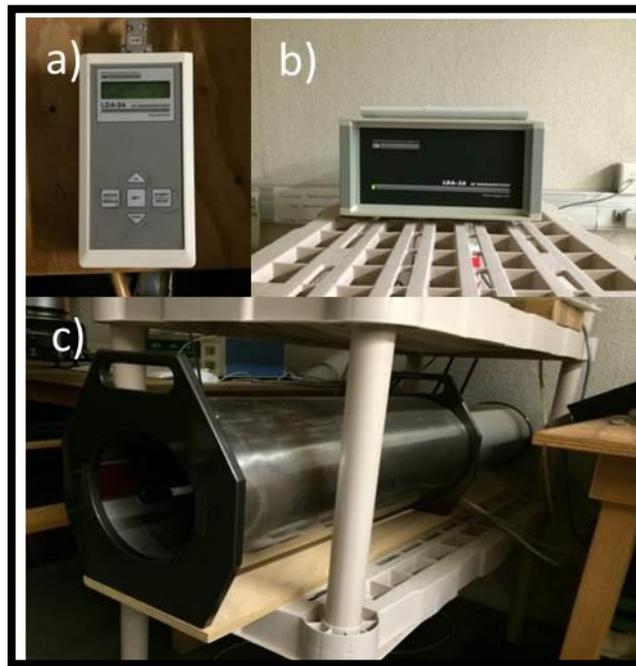


**Figura 26.** Magnetómetro de giro JR-5

---

**4.2.1.4 Desmagnetización progresiva por campos alternos (Prueba piloto)**

Después de obtener la medición del MRN (19 muestras de las 98), una muestra por cada núcleo fueron sujetas a unas pruebas piloto mediante desmagnetización de campos alternos, donde cada muestra se expone a un campo alterno inducido. Los granos de baja coercitividad perderán la magnetización de coercitividad inferior al campo aplicado mientras aquellos con coercitividades más altas o los más estables conservarán las direcciones remanentes (Butler, 1998). Se llevaron pasos que van de los 4mT hasta los 60mT con una alternancia de 4 mT y, a partir de la medición 20mT, se alterna cada 5mT. Este paso se lleva a cabo en un desmagnetizador de campos alternos LDA-3 A con tres capas de aislamiento con metal “mu” el cual induce un campo alterno sobre el espécimen que gira dentro de una bobina. El campo magnético de la muestra decae de forma lineal o exponencial eso dependerá del mineral en el que este residiendo la magnetización (Figura 27).

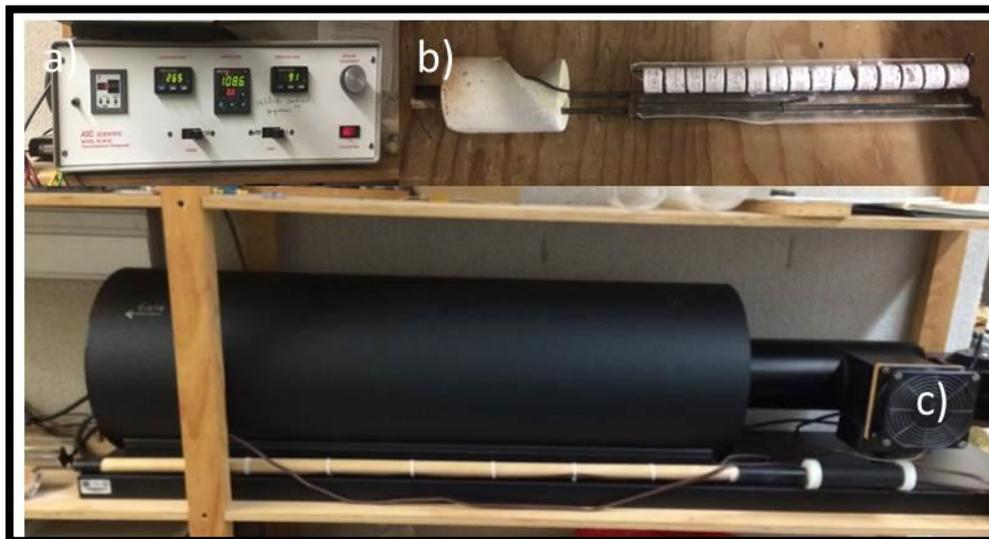


**Figura 27.** Desmagnetizador por campos alternos, en la parte A) y B) se muestra desmagnetizador LDA-3 A y C) Bobina aislada donde se introduce la muestra con el campo magnético deseado.

---

#### 4.2.1.5 Desmagnetización térmica

Una vez que obtuvimos los resultados de las 19 muestras pilotos, se procedió al desmagnetizador térmico. Se utilizó un horno tipo TD-48 SC, con inducciones máximas de 750°C, con una capacidad de 20 muestras y ciclos de calentamiento y enfriamiento que van de 30 minutos hasta 1.5 horas (Figura 28). La desmagnetización térmica consiste en calentar a una temperatura establecida los especímenes hasta llegar a lo que se conoce como la temperatura de bloqueo, durante el enfriamiento del espécimen hay un campo magnético nulo. Los granos con poca estabilidad perderían la magnetización con temperaturas de bloqueo menor al paso respectivo, a este proceso se le determina Magnetización Remanente parcial Térmica (pTRM). Se calentaron las muestras empezando por 100° hasta llegar a 660°C en 18 o más pasos; no se llevó una continuidad en la alternancia establecida entre cada medida, ya que en una primera etapa se llevaba una alternancia de 40°C a medida que se obtenían los datos se pudo observar decaimiento en la intensidad, mientras menor eran las alternancias entre las temperaturas, mayor sería la precisión en las medidas, se sabía que se estaba llegando a la temperatura límite de la magnetita y hematita y se estaba acercando a la temperatura de Curie. Se calentaron las muestras con saltos de 10°C; 630, 640, 650, 660°C.



**Figura 28.** Desmagnetizador Térmico, A) Consola la cual permite el manejo de temperaturas del horno, B) Porta muestras y C) Horno donde son calentadas las muestras

---

Para la desmagnetización de las muestras de la Formación Caltepec se llegaron a temperaturas a partir de 100 y se siguió con 150, 200, 240, 280, 320, 360, 400, 450, 475, 500, 525, 550, 570, 590, 610, 630, 640, 650, 660 grados centígrados.

#### 4.2.2 Visualización y análisis de datos:

##### *Diagramas de Zijderveld*

Una vez teniendo los resultados de las mediciones de desmagnetización tanto por campos alternos y térmicos de las muestras pertenecientes a la Formación Caltepec, fueron analizados en los diagramas ortogonales de desmagnetización o diagramas de Zijderveld, en los cuales se puede visualizar gráficamente la dirección del vector de magnetización remanente al proyectarlos en sus componentes de XY. Esta proyección permite separar las magnetizaciones primarias  $J_r$  y las magnetizaciones secundarias  $J_i$  (Figura 29).

#### 4.2.3 Dirección Media de Fisher

RA Fisher desarrolló una función de densidad de probabilidad aplicable a muchos conjuntos de datos paleomagnéticos direccionales, conocidas como la distribución de Fisher (Fisher, 1953). En estadística Fisher cada dirección se da unidad de peso y se representa por un punto en una esfera de radio unidad. La función de distribución Fisher  $P_{dA}(\alpha)$  da la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de una zona angular,  $dA$ , centrada en un ángulo  $\alpha$  de la media verdadera. La zona angular,  $dA$ , se expresa en steradians, con el área angular total de una esfera es  $4\pi$  steradians. Direcciones se distribuyen de acuerdo a la densidad de la probabilidad de Fisher, dada por:

$$P_{dA}(\alpha) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh \kappa} \exp(\kappa \cos \alpha),$$

Donde  $\alpha$  es el ángulo entre el vector unitario y la dirección verdadera y  $\kappa$  es una precisión parámetro de tal manera que como  $\kappa \rightarrow \infty$ , la dispersión tiende a cero.

Debido a que la intensidad de la magnetización tiene poco que ver con la validez de la medición (a excepción de magnetizaciones muy débiles), es habitual asignar unidad de longitud en todas las direcciones. La dirección media se calcula convirtiendo primero las instrucciones momento individual ( $m_i$ ) que puede ser expresado como la declinación y la inclinación ( $D_i, I_i$ ), en coordenadas cartesianas ( $x_1, x_2, x_3$ ), la longitud de la suma vectorial o vector resultante  $R$ , viene dada por:

$$R^2 = \left(\sum_i x_{1i}\right)^2 + \left(\sum_i x_{2i}\right)^2 + \left(\sum_i x_{3i}\right)^2,$$

La relación de  $R$  a los  $N$  vectores unitarios individuales  $R$  es siempre  $<N$  y se acerca a  $N$  sólo cuando los vectores están estrechamente agrupados. Los componentes dirección media están dados por:

$$\bar{x}_1 = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_{1i}\right); \quad \bar{x}_2 = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_{2i}\right); \quad \bar{x}_3 = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_{3i}\right).$$

Una vez calculada la dirección media, lo siguiente es determinar una estadística que puede proporcionar una medida de dispersión de la población de direcciones desde la que se extrajo la muestra.  $K$  se calcula con:

$$\kappa \simeq k = \frac{N-1}{N-R},$$

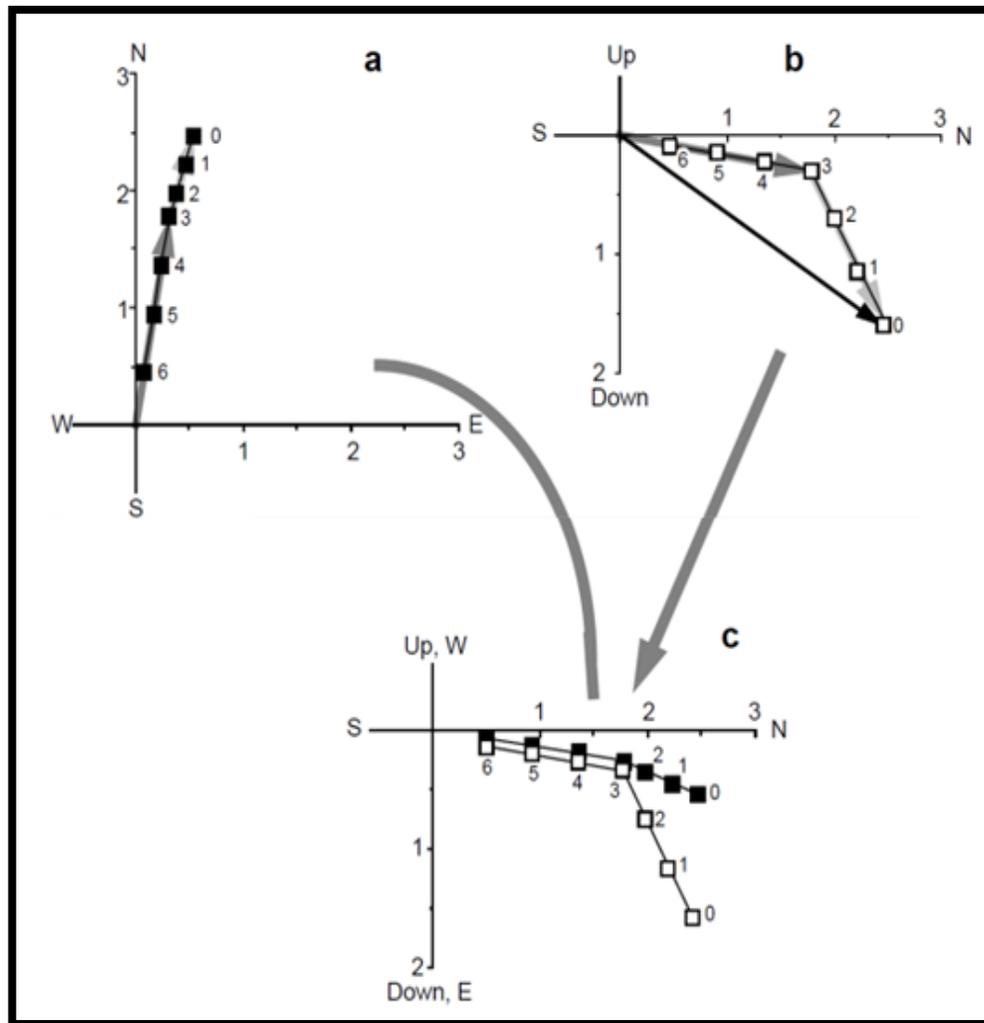
Donde  $N$  es el número de vectores y  $R$  es el vector resultante. Utilizando  $K$ , estimamos el círculo de confianza del 95% sobre la media  $\alpha_{95}$

$$\alpha'_{95} \simeq \frac{140}{\sqrt{kN}},$$

El límite de confianza  $\alpha_{95}$  es una medida del error asociado con la determinación de la dirección media verdadera según se ha estimado un número de muestras.

Uno de ellos es 95% seguro de que la dirección media del verdadero desconocido se encuentra dentro de  $\alpha$  95 de la media calculada.

Para la determinación de estos valores se calcula por medio de un software llamado PmagTools y Remasoft30, el cual utilizamos para obtener los resultados de inclinación y declinación,  $k$  y  $\alpha$  95.



**Figura 29.** Construcción de diagramas ortogonales donde se visualiza (a) Proyección de vector NRM la flecha que está ligeramente punteada es la proyección horizontal del vector NRM eliminado durante la desmagnetización en los niveles del 1 al 3 (componente secundaria) niveles del 3 al 6 (componente primaria), (b) Proyección del vector de NRM norte-sur orientado en plano vertical, (c) Proyecciones horizontal y vertical combinando en un diagrama único el componente del vector. Los círculos solidos (abierto) corresponden a la proyección en el plano horizontal (vertical). Imagen tomada de (Butler, 1998).

## CAPÍTULO V

### RESULTADOS

#### 5.1 Sedimentología

Para una mejor comprensión y entendimiento de la columna estratigráfica se hizo una separación de cuatro paquetes (Paquete 1-4).

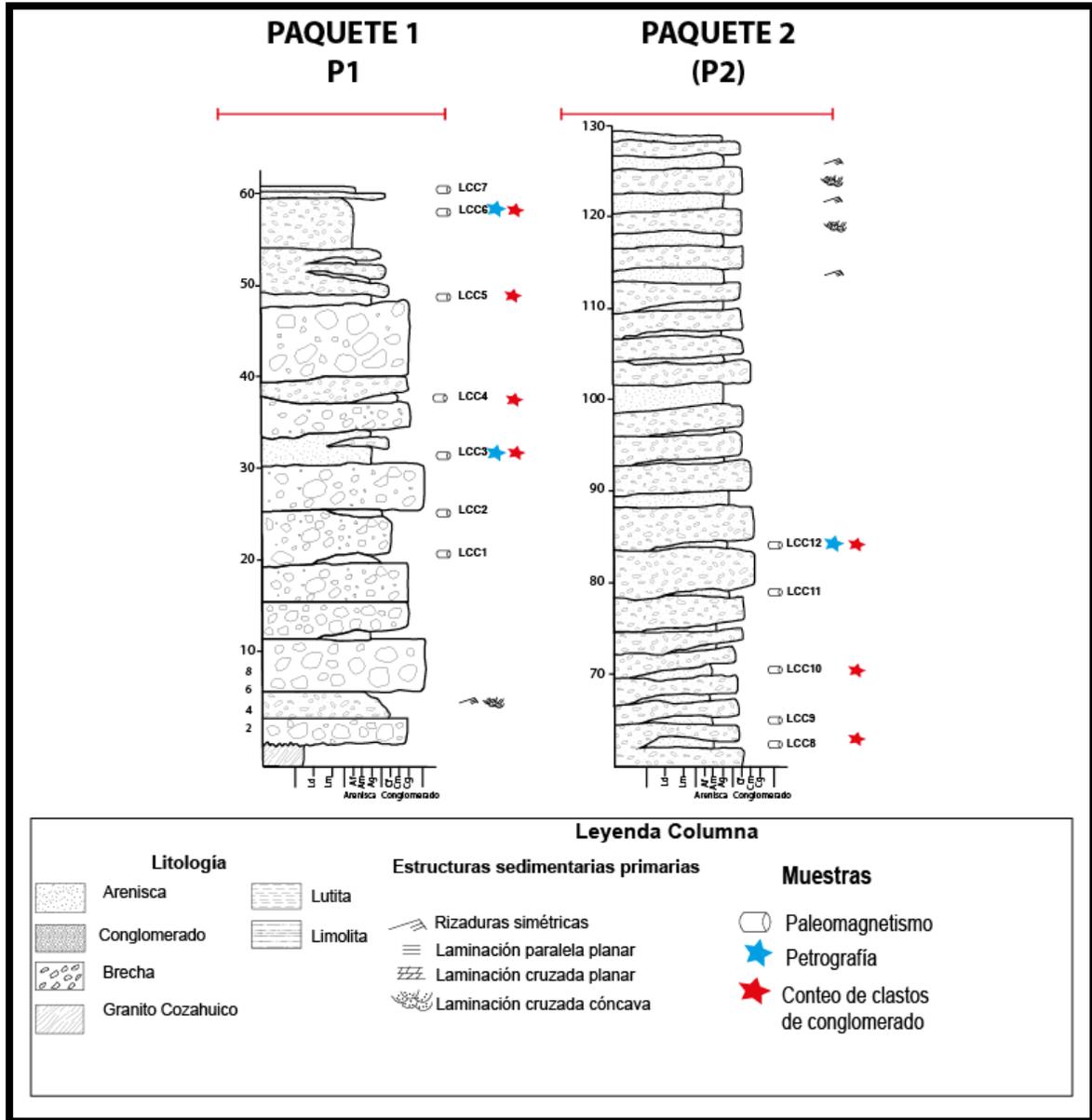
Paquete 1 (**P1**) tiene una longitud de 60 m de la base al techo de la columna.

En la parte baja de la columna se observa en contacto con el Granito Cozahuico, estratos de conglomerados con espesores de 10 m aproximadamente con geometría tabular y estratificación burda. Generalmente los conglomerados son pobremente seleccionados, matriz soportados a clasto soportados donde la forma de los clastos varía de angulosos a sub-redondeados. Presenta contactos erosivos con los estratos de areniscas (Figura 33a y 33c).

Son conglomerados polimícticos en los cuales se pueden observar estructuras sedimentarias grano-decreciente, contiene clastos en menor proporción de granitos miloníticos, andesitas, esquistos, cuarzos lechosos, anfibolita, y en mayor abundancia rocas volcánicas intermedias, los clastos varían de tamaño de bloques guijarros a bloques.

Los conglomerados se alternan con estratos lenticulares de areniscas con espesores delgados. Las areniscas están moderadamente bien clasificados con estructuras sedimentarias de laminación paralela planar.

Se pueden observar en el P1 aumento en la proporción de estratos de areniscas de la base y más frecuentes en la cima. Las arenisca están constituidos de tamaño de grano grueso compuestas de fragmentos líticos (Figura 30).



**Figura 30.** Columna estratigráfica de la Formación Caltepec. Paquete 1 (P1) y paquete 2 (P2) representación gráfica de la parte basal de la columna estratigráfica, se representa el contacto con el granito cozahuico y los potentes estratos de conglomerados en los 2 m – 60 m, se muestran la ubicación de las muestras obtenidas para paleomagnetismo, petrografía y conteo de clastos de conglomerados.

---

Paquete 2 (**P2**) se midió una longitud de 60 m de la base al techo de la columna estratigráfica.

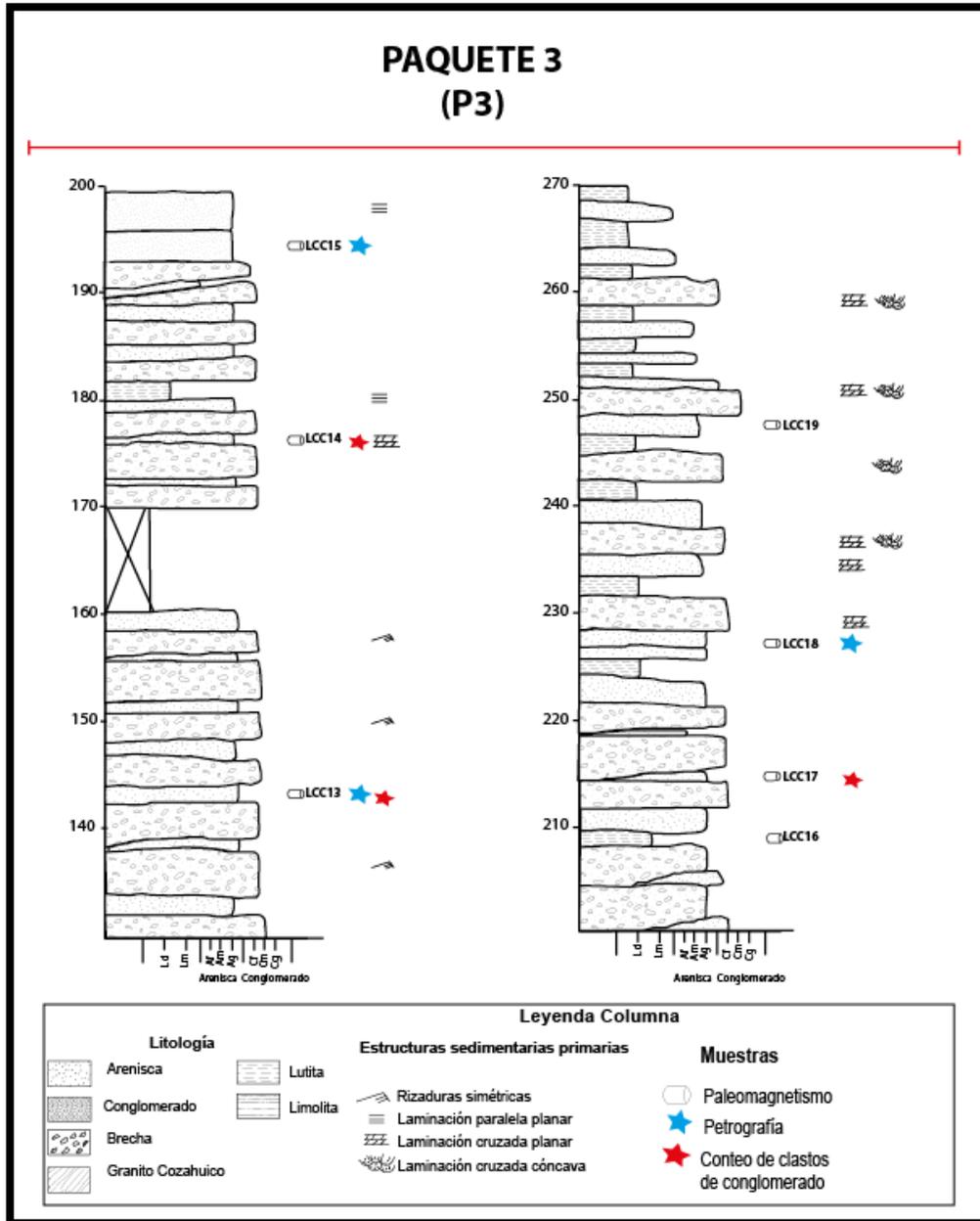
Se midieron estratos de conglomerados con espesores continuos de 2 m a 5 m, se puede notar una estratificación burda, presenta contactos marcados y erosivos con las capas de areniscas (Figura 33e). La forma de los clastos varía de angulosos a sub-redondeados. La selección de los estratos de conglomerados es moderadamente bien seleccionada, contiene clastos gruesos con matriz soportada. Se observan estructuras granos decrecientes hasta llegar a los estratos de areniscas. Conglomerados polimícticos contiene clastos en menor proporción de granitos miloníticos, andesitas, esquistos, cuarzos lechosos, anfibolita, y en mayor abundancia rocas volcánicas intermedias el tamaño de los clastos de 20 cm se puede apreciar que el tamaño es uniforme en los estratos.

En estos paquetes de conglomerados se interdigitan areniscas rojiza de espesor continuo y delgados de 3 m. Se alcanzaron a observar estructuras de laminación cruzada. En el P2 dominan tamaños de grano grueso de composición de rocas volcánicas intermedias. Se observa en este paquete una alternancia rítmica mayor entre los conglomerados y las areniscas (Figura 30).

Paquete 3 (**P3**) en este paquete se llegó a una longitud de 120 metros desde la base que se encuentra a los 70 m de la columna general hasta 130 m.

Este paquete está dominado por estratos de areniscas con algunos estratos de conglomerados que se irterdigitan con areniscas y lodolitas. Los conglomerados tienen contactos erosivos muy marcados y espesores que varían de 2 m a 5 m. Los clastos de los conglomerados presenta formas subredondeados y se presenta una selección moderadamente buena; se alcanzan a observar gradación normal. Hacia la cima de P3 disminuye el tamaño de clasto de los conglomerados y cambia la proporción de rocas volcánicas sobre rocas metamórficas, siendo, los clastos de rocas volcánicas intermedias en mayor proporción que granitos miloníticos, esquistos, cuarzos lechosos y anfibolita.

Las areniscas se presentan en estratos lenticulares con una mayor potencia entre ellos y tiene espesores de 1 m a 5 m. El tamaño de grano grueso a muy finos (limolita) con una selección de moderada a buena (Figura 33b). Presentan estructuras de laminación paralela y laminación cruzada y rizaduras simétricas, las areniscas se componen principalmente de fragmentos volcánicos pero también contienen clastos de conglomerados flotantes (Figura 31).



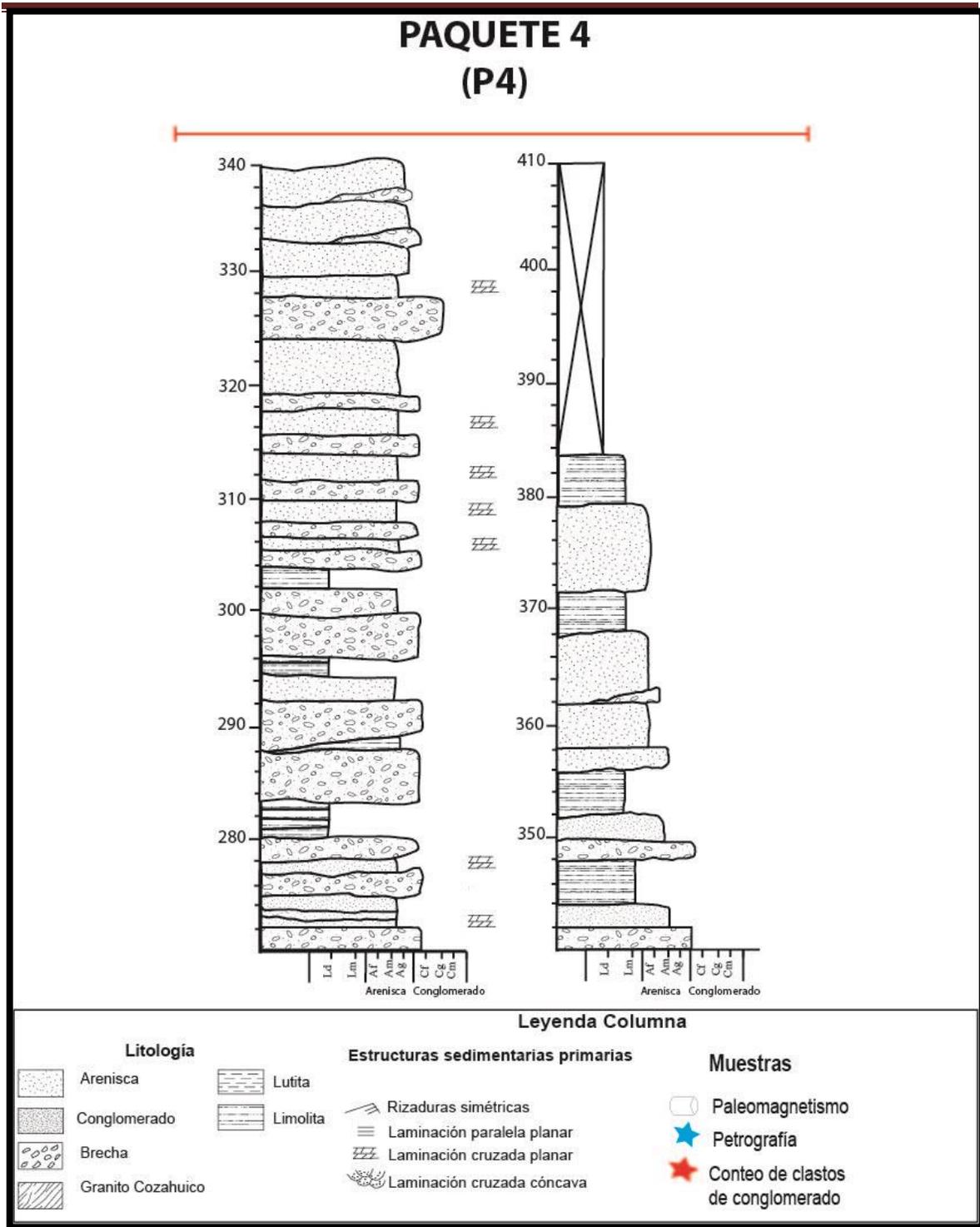
**Figura 31.** Columna estratigráfica de la Formación Caltepec. Paquete 3 (P3). Descripción gráfica de la parte intermedia de columna estratigráfica, alternancia de conglomerados areniscas y lutitas.

---

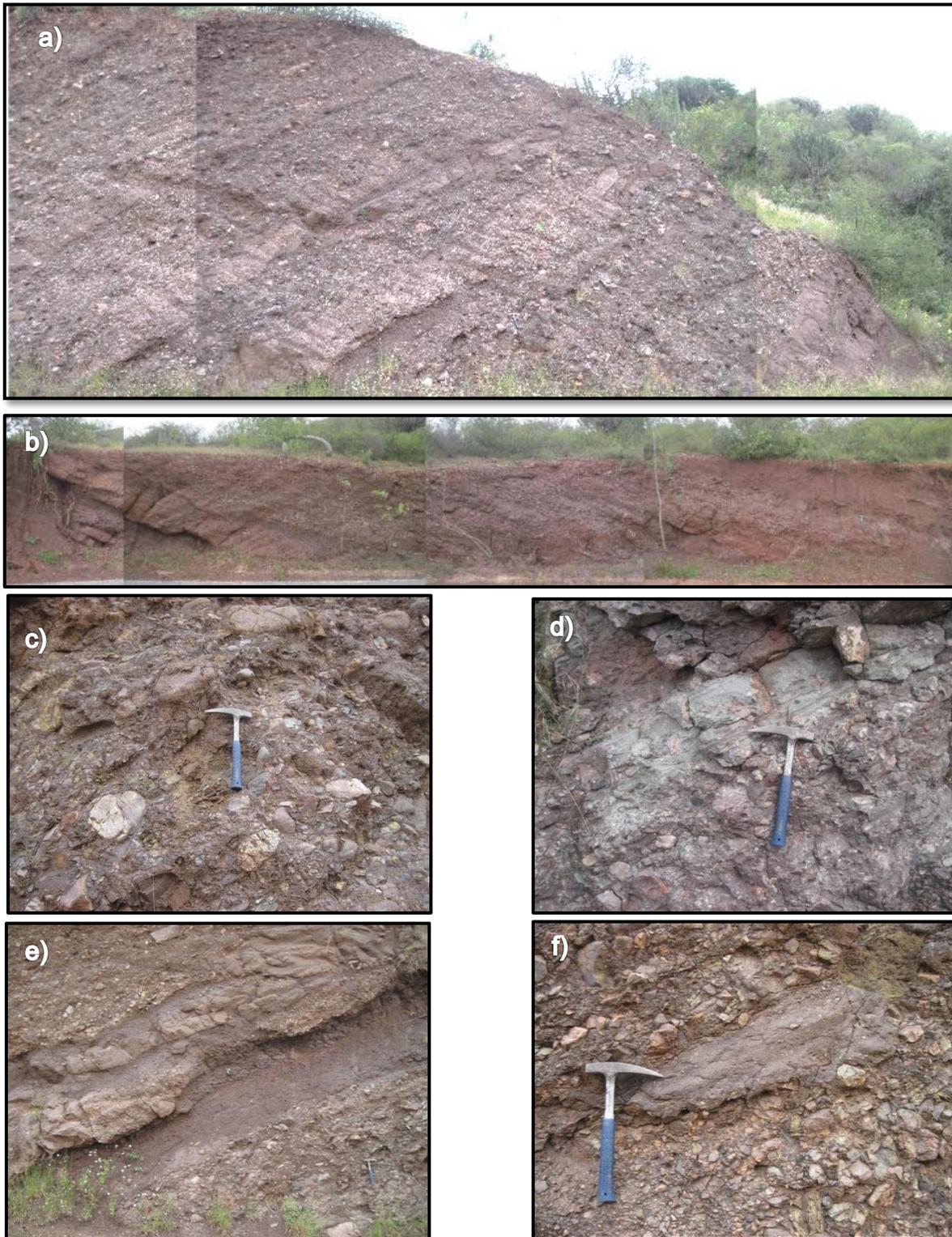
Paquete 4 (**P4**) tiene una longitud de 110 m de la base al techo de la columna estratigráfica (Figura 32).

Se trata de una alternancia de areniscas y lutitas y en menor proporción de estratos de conglomerado. Los conglomerados presentan contactos difusos con las areniscas, se tienen espesores de 1 m a 2 m y los estratos son irregulares, presenta clastos sub-redondeados con una mala selección y son grano soportado. Los clastos varían de 10 cm a 30 cm de diámetro. Y de composición en mayor proporción de esquistos y granito milonítico y en menor proporción rocas volcánicas, andesitas, cuarzos lechosos, anfibolita. Los conglomerados se alternan con estratos de areniscas conglomerática.

Las areniscas tienen contactos difusos con los conglomerados, geometría tabular con espesor que varía de 1 m a 10 m, estratos masivos con estructuras de laminación cruzada planar. El tamaño de grano de las areniscas de grano grueso a fino; la característica de estas areniscas es que presentan un color verde ocre (Figura 33d).



**Figura 32.** Columna estratigráfica de la Formación Caltepec. Paquete 3 (P3). Descripción gráfica de la parte distal de columna estratigráfica, alternancia de conglomerados areniscas y lutitas. Se puede observar que se tienen estratos de areniscas potentes que llegan a los 10m y lutitas de espesores de 5m.



**Figura 33.** Figura **a)** Representa sección de **P1** intercalación de conglomerados y areniscas con estratificación burda. **b)** corresponde a **P3** intercalación de areniscas de espesores con mayor grosor y conglomerados con clastos homogéneos se puede observar contactos erosivos. **c)** acercamiento a **P1** parte basal de la columna se visualizan tamaños de clastos de andesitas, granitos, esquistos, areniscas, anfibolita. **d)** corresponde a **P4** intercalación de areniscas masivas de color verde con clastos de conglomerados. **e)** y **f)** corresponde a **P1** y **P2** contactos erosivos y estratos lenticulares de areniscas.

## 5.2 Análisis de Procedencia

Con el objetivo de conocer la fuente de la Formación Caltepec se realizó un análisis de procedencias de conglomerados y areniscas. En el presente trabajo se pretende dar una explicación al proceso de sedimentación que se llevó a cabo para depositar la Formación Caltepec, haciendo un conteo de clastos de conglomerado. Se llevó a cabo un conteo de clastos de conglomerados en la zona de estudio ubicada en el municipio de Caltepec, con el fin de conocer el tamaño, forma, redondez y composición de los clastos y así elaborar un análisis estadístico y un análisis modal de areniscas.

### 5.2.1 Conteo de clastos de Conglomerados

Se utilizó una maya reticulada de 1 m de ancho por un metro de largo con espacio de cada 10 cm, se trató siempre de colocar sobre un conglomerado de composición homogénea. En los nodos donde coincidían el clasto se tomaba el conteo. Se tomaron en total 12 sitios a lo largo de la columna estratigráfica y se contaron aproximadamente 750 clastos. También se determinó el tamaño máximo y mínimo de los clastos (Tabla 3).

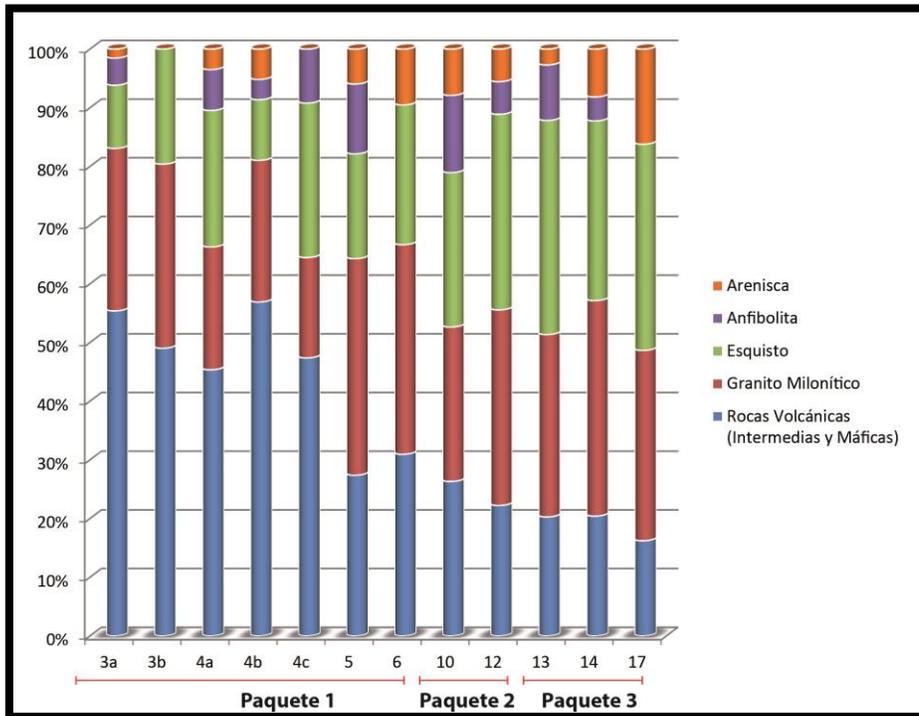
**Tabla 3.** Conteo y porcentaje de conglomerados para la Formación Caltepec.

Sitio	3a	3b	4a	4b	4c	5	6	10	12	13	14	17
<b>Rocas Volcánicas (Intermedias y Máficas)</b>	55.4	49.0	45.3	56.9	47.4	27.4	31.0	26.3	22.2	20.3	20.4	16.2
<b>Granito Milonítico</b>	27.7	31.4	20.9	24.1	17.1	36.9	35.7	26.3	33.3	31.1	36.7	32.4
<b>Esquisto</b>	10.8	19.6	23.3	10.3	26.3	17.9	23.8	26.3	33.3	36.5	30.6	35.1
<b>anfibolita</b>	4.6	0.0	7.0	3.4	9.2	11.9	0.0	13.2	5.6	9.5	4.1	0.0
<b>arenisca</b>	1.5	0.0	3.5	5.2	0.0	6.0	9.5	7.9	5.6	2.7	8.2	16.2

En los conglomerados fueron identificados 5 diferentes tipos de clastos; arenisca, anfibolita, esquisto, granito milonítico y rocas volcánicas (intermedias y máficas).

En el **P1** las fracciones de rocas volcánicas tienen una tendencia abundante en la base de la columna estratigráfica y conforme se asciende en la misma hay una disminución gradual de esta clase de clasto, el granito milonítico se mantiene estable durante el conteo en toda la columna. Caso contrastante de las rocas volcánicas. Los esquistos van de menos a más abundantes, también se obtuvieron datos de menor proporción de anfibolita y arenisca.

En **P2 y P3** se tienen dos sitios de conteo de clastos para cada paquete. Se tiene una disminución gradual de clastos de rocas volcánicas, el granito milonítico se mantiene constante, se notó un aumento en esquistos en los sitios 12, 13 y 17. Las anfibolitas se vuelve muy intermitente en el aporte de clasto incluso en el sitio 17 no se encontró clasto de anfibolita, mientras que clastos de areniscas se mantiene constante en todas las muestras (Figura 34).

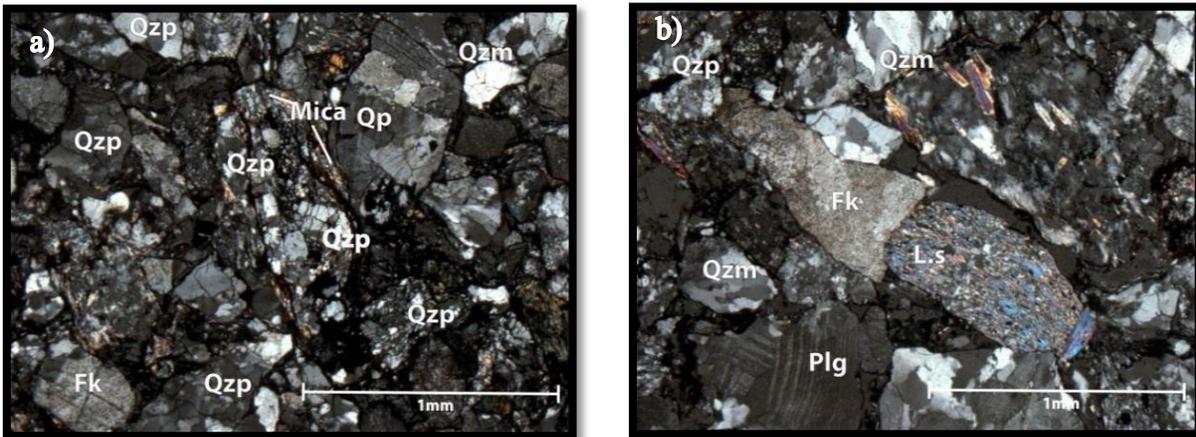


**Figura 34.** Resultado de conteos de clastos de conglomerados; se obtuvieron 5 tipo de clases diferentes; Arenisca, Anfibolita, Esquistos Granito Milonítico, Rocas Volcánicas.

### 5.2.2 Análisis modal de areniscas

Se analizaron 6 secciones delgadas para la Formación Caltepec, las cuales varían de areniscas finas pobremente seleccionadas a areniscas gruesas con igual selección. En su composición mineralógica presentan una mayor abundancia en cuarzos tanto monocristalinos como policristalinos aproximadamente un 45% seguidos de fragmentos metamórficos (metapelítas, esquistos, pizarras) y un contenido importante de micas, también presenta mayor feldespatos alcalinos que plagioclasas (Figura 35). Las areniscas son clasificadas como areniscas feldespáticas (Folk, 1974)

Se realizó un conteo de 400 puntos con el método de Ingersoll 1984 para cada lámina delgada. Al igual que el conteo de clastos de conglomerados se integró en paquetes siguiendo los mismos parámetros; para **P1** se analizaron las secciones delgadas LCC3b y LCC6b, para **P2**; LCC12 y para **P3**; LCC13, LCC15c y LCC18 (Tabla 4).



**Figura 35.** Fotomicrografía de areniscas líticas con mala selección de la Formación Caltepec. Se muestran granos de Cuarzo monocristalino (Qzm), cuarzo policristalino (Qzp), Feldespatos potásicos (Fk), plagioclasas (Plg), Líticos sedimentarios (L.s) micas. Figuras a) 2.5X LPA corresponde a LCC3b y figura b) 2.5x LPA corresponde a LCC6b.

### Paquete 1

El tipo de roca en el paquete 1 (**P1**) es litoarenita feldespática tiene una composición de cuarzo monocristalino (**Qzm**) cuarzo policristalino (**Qzp**) se tiene

---

una mayor abundancia de Qzp que Qzm una relación de 30% y 5% respectivamente (Figura 36).

Presenta Feldespatos en una porción de 20% para cada una de las dos muestras, los feldespatos alcalinos se presentan en mayor proporción que las plagioclasas (Figura 37c y 37d).

Se reconocieron líticas sedimentario y metamórficos, donde en los sedimentarios tenemos granos como argilíta. Mientras tanto en los líticas metamórficos se reconocieron metapelíta, esquistos, pizarras que tienen un porcentaje de 30% en LCC3b y LCC6b un 25%. Para las dos muestras en **P1** se reconocieron granos accesorios como micas, epidota.

### **Paquete 2**

En el tipo de roca en el paquete 2 (**P2**) es litoarenita Feldespática, tienen una composición de cuarzo policristalino (**Qzp**) y monocristalino (**Qzm**) el Qzm aumenta un 15% en relación con el Qzp, pero no lo suficiente para ser más abundante que el Qzp (Figura 37a y 37b).

El feldespato tiene un 20% del cual un 17% es de Feldespatos alcalinos y el resto de plagioclasas. Se identificaron clastos metavolcánicos y sedimentarios los cuales están presentes en menor medida en las secciones.

En el P2 para la muestra LCC12 se identifica una disminución de pizarra pero un aumento de granos de micas, también se identificaron granos con contenidos constantes de esquistos y metapelitas. Para este paquete se encontraron minerales accesorios como epidota.

### **Paquete 3**

Para el paquete 3 se tienen las muestras LCC13, LCC15 y LCC18, en dichas secciones se identificó en el microscopio cuarzo monocristalino (Qzm) y cuarzo policristalino (Qzp) se tiene una tendencia de aumento en Qzm con extinción

---

ondulante y una disminución de la no ondulante y el Qzp una disminución en el contenido muy marcada en la muestra LCC18 (Tabla 4).

Se tiene feldespatos alcalinos en un ritmo constante y la disminución incluso desaparece las plagioclasas. También se pudo notar un aumento en los granos metavolcánicos y una disminución de líticos sedimentarios incluso en la lámina LCC18 no se presentan.

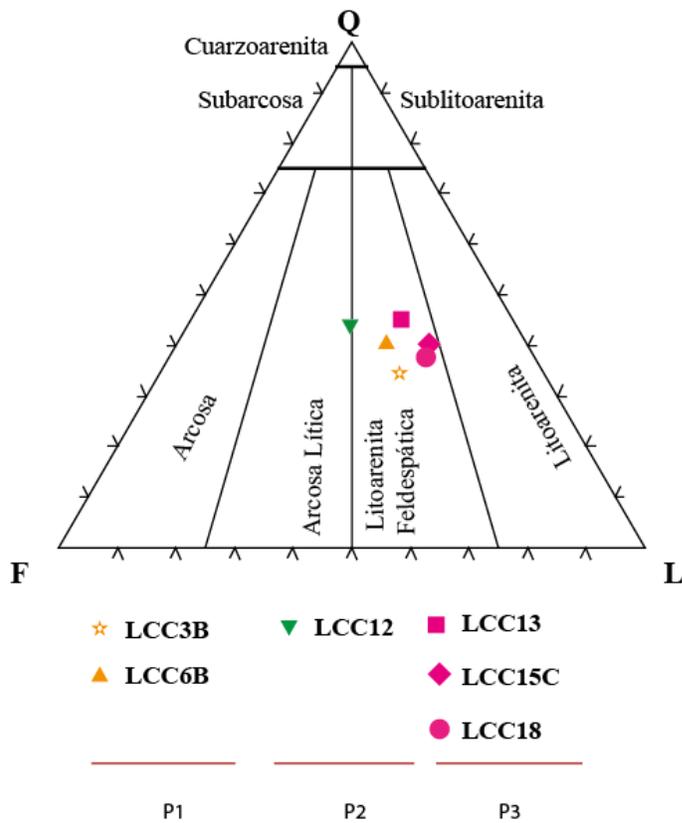
Los líticos metamórficos presentes en las tres laminas delgadas tienen cambios muy significativos, para los granos de metapelita, esquisto se mantienen constantes. En los granos de las pizarras tiene una disminución con rangos de 10% a 1%. Lo que se aprecia muy bien es el aumento de las micas de menos abundantes en la lámina LCC13 a mayor abundancia LCC18 con porcentajes de 10% a 30% respectivamente (Figura 37g y 37h).

**Tabla 4.** Cantidad de totales de conteo de granos de secciones delgadas de la Formación Caltepec.

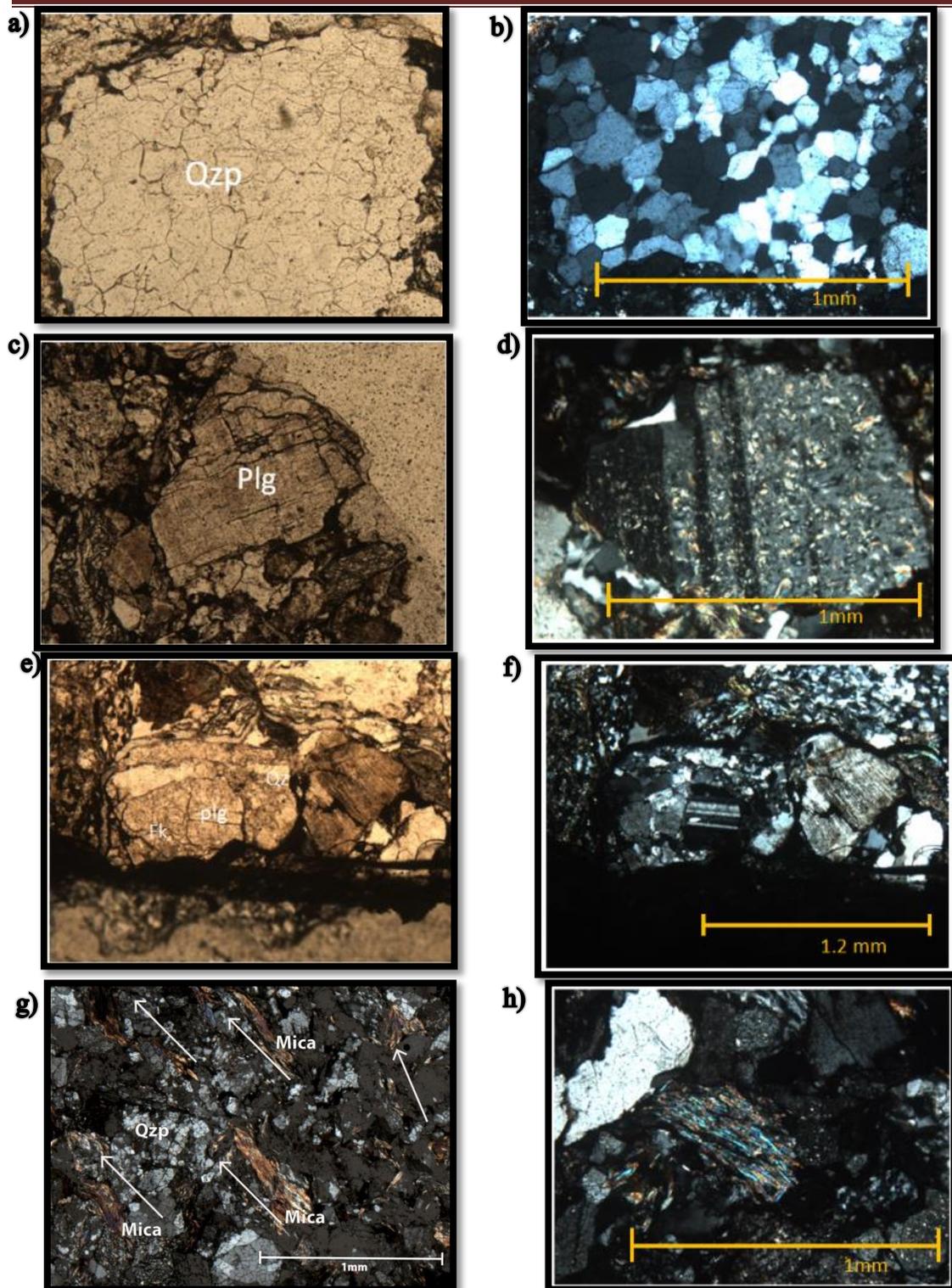
<b>PAQUETES</b>	<b>P1</b>		<b>P2</b>		<b>P3</b>	
<b>MUESTRAS</b>	<b>LCC 3b</b>	<b>LCC 6b</b>	<b>LCC 12</b>	<b>LCC 13</b>	<b>LCC 15</b>	<b>LCC 18</b>
<b>Cuarzo m no ondulante</b>	11	9	20	10	7	3
<b>Cuarzo m ondulante</b>	9	12	59	56	75	69
<b>Cuarzo Policristalino</b>	91	128	74	91	65	5
<b>Feldespatos K</b>	78	83	95	64	59	38
<b>Plagioclasa</b>	2	5	4	3	2	0
<b>Metavolcanicos</b>	10	29	16	21	32	35
<b>Líticos Sedimentarios</b>	1	5	5	15	12	0
<b>Metapelita</b>	61	36	40	31	48	25
<b>Esquisto</b>	31	43	31	42	46	26
<b>Pizarra</b>	29	19	4	16	20	3
<b>Micas</b>	18	22	35	35	20	120
<b>Epidota</b>	2	1	10	6	7	11
<b>Cemento</b>	10	8	7	10	7	3
<b>TOTAL</b>	<b>353</b>	<b>400</b>	<b>400</b>	<b>400</b>	<b>400</b>	<b>338</b>

Las areniscas de la formación Caltepec fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas (Figura 36) de acuerdo al diagrama de Folk (1968). En las láminas delgadas de la Formación Caltepec predominan los cuarzo tanto Qzm y Qzp y

presenta una tendencia constante en las muestras analizadas. Los feldespatos se presentan abundantes en la base de la columna estratigráfica y conforme se asciende en la misma disminuyen, son más abundantes los Feldespatos alcalinos que los que las plagioclasas, los líticos metavolcánicos y sedimentarios se mantienen en menor proporción en las 6 muestras. Mientras los clastos de origen metamórficos metapellitas, esquistos y micas se mantienen en abundancia incluso las micas en la muestra LCC18 tienen un aumento del 30% en relación con las demás (Tabla 4).

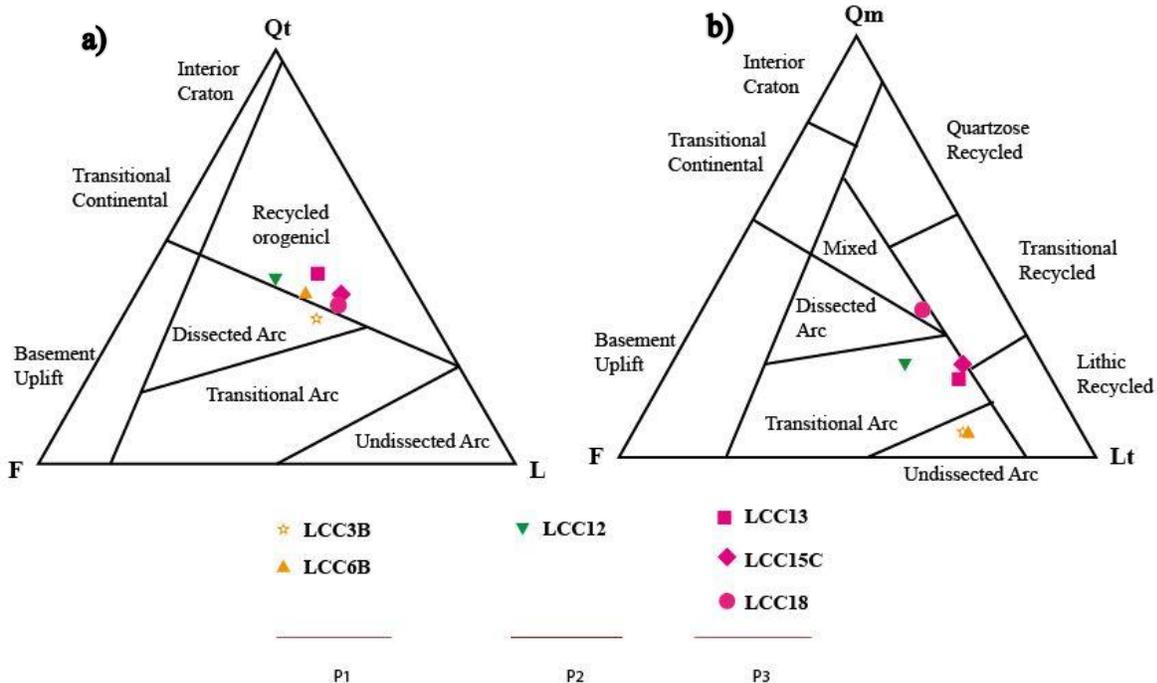


**Figura 36.** Conteo de granos contados en el microscopio para la Formación Caltepec Folk, (1968).



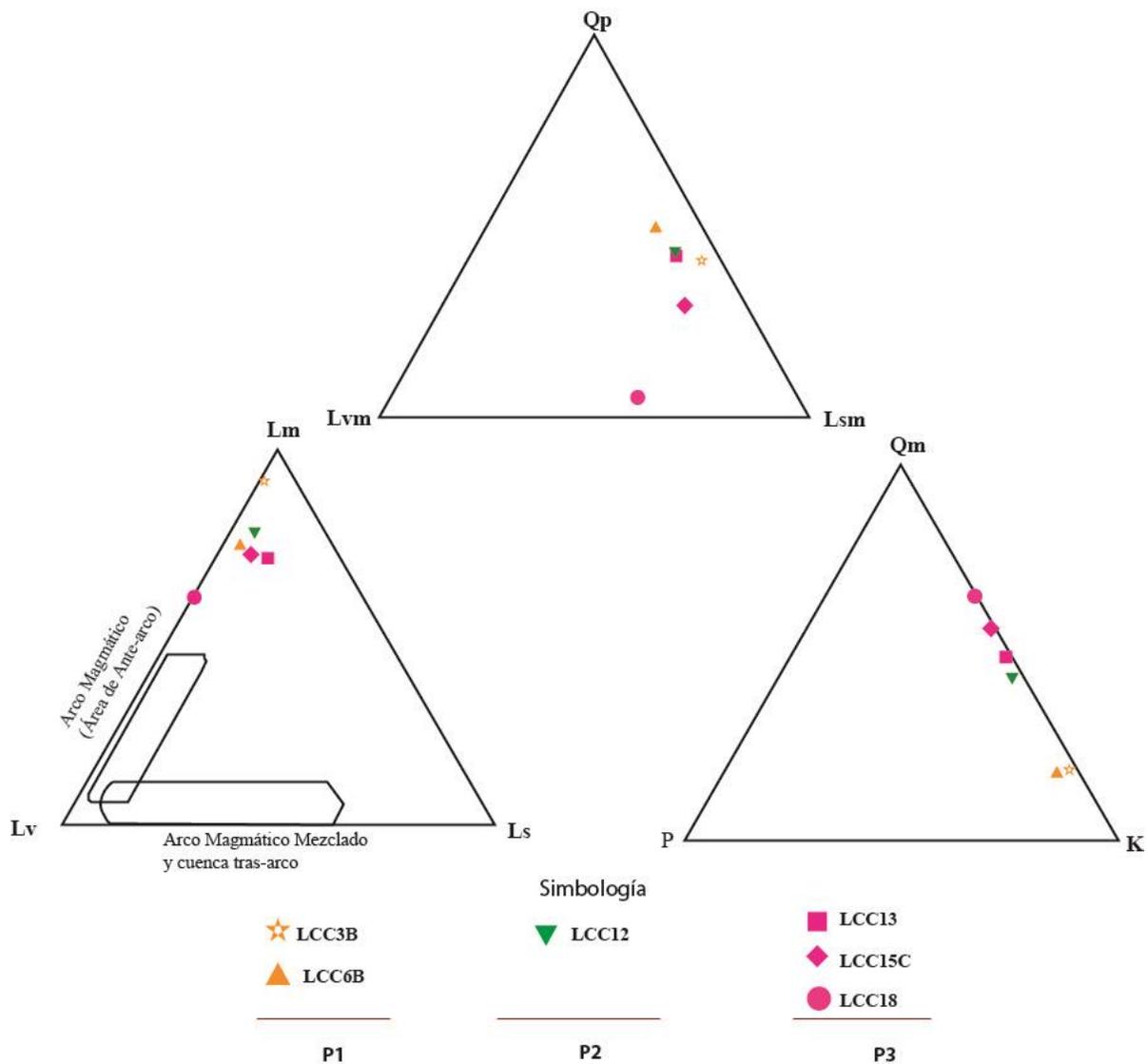
**Figura 37** Fotomicrografía de areniscas de la Formación Caltepec. Se muestran diversos clastos componentes del armazón de las clases modales que se encontraron en las secciones delgadas, **a)** y **b)** Cuarzo policristalino en LPNA y LPA a 10x muestra de **LCC6b**. **c)** y **d)** grano de plagioclasa en LPNA y LPA a 10x muestra de **LCC3b**. **e)** y **f)** se muestra un grano compuesto por Qzp, Plg y Fk lo que indica un (granito/gneiss) en LPNA y LPA a 10x muestra de **LCC13**. **g)** granos de micas se identificó un sentido preferencial en LPA muestra **LCC18**. **h)** grano de Esquisto en LPA a 10x muestra de **LCC15**.

Los diagramas de discriminación tectónica de (Dickinson *et al.*, 1983) muestran que los sedimentos que constituyen las rocas de la Formación Caltepec el paquete 1, 2 y 3 se sitúan dentro y en el límite inferior del campo de orógeno reciclado en el diagrama ternario de **FQtL**, con excepción de la muestra LCC3b (*Figura a*). En el diagrama ternario **FQmLt** (Dickinson *et al.*, 1983) las muestras de **P1** se sitúan dentro del campo de Arco no Disectado, mientras **P2** se encuentra en el campo de Arco Transicional. Las muestras de **P3** se encuentran en los campo de Arco Disectado que se mueve al campo de Mezcla (*Figura b*).



**Figura 38** Diagramas de discriminación tectónica basados en el análisis modal de granos del armazón de areniscas de la Formación Caltepec. **a)** Diagrama QFL de Dickinson *et al.*, (1983) para discriminación de marco tectónico de área de procedencia, **b)** Diagrama QmFLt de Dickinson *et al.*, (1983) para discriminación de marco tectónico de área de procedencia.

Los fragmentos líticos predominantes en los resultados de las secciones delgadas de la Formación Caltepec, son metamórficos (Tabla 4, Figura 39). Se puede representar en el diagrama ternario **LvLmLs** de (Dickinson, 1989) en el cual se puede observar que tanto P1, P2, P3 tiene una tendencia hacia los líticos metamórficos (Lm). En el diagrama de **LvmQpLms** se tiene un 50% de Qzp y un 50% Lsm y en menor proporción Lvm (Tabla4, Figura 39). En el tercer diagrama ternario. Los resultados de las secciones delgadas indican una tendencia intermedia entre Qm y K.



**Figura 39.** Diagramas ternarios de clasificación de rocas (Dickinson, et al., 1983)

### 5.3 Desmagnetización e Interpretación Paleomagnética

La magnetización remanente (MRN) de las rocas de la Formación Caltepec es de una intensidad promedio moderada de  $10^{-4}$  A/m, típica de lechos rojos (Butler, 1990). Se utilizó, como ya se mencionó, anteriormente desmagnetización por campos alternos en muestras piloto, pero los resultados no fueron óptimos por este método. La magnetización por campos alternos no remueve ni separa la desmagnetización de las muestras de la Formación Caltepec, se decidió continuar con la desmagnetización térmica. Para cada sitio se determinaron los valores de declinación (Dec), inclinación (Inc) y los parámetros estadísticos  $k$  y  $\alpha_{95}$  (Tabla 5). A partir del análisis de componentes realizados en los diagramas ortogonales de desmagnetización, se observó que las muestras de la Formación Caltepec presentan un comportamiento multivectorial y en algunas univectorial relativamente ruidoso.

**Tabla 5** Resultados estadísticos de los datos paleomagnéticos de la Formación Caltepec

FORMACIÓN CALTEPEC		IN SITU		CORREGIDAS			
SITIO	N/n	Dec	Inc	Dec	Inc	K	$\alpha_{95}$
LCC3	4\6	340	36.6	347	36.6	52.3	12.8
LCC6	6\6	146.3	-60.1	153.3	-60.1	80.4	14.1
LCC8	4\7	334.7	45.7	341.7	45.7	15.6	24
LCC9	3\5	335	22.7	342	22.7	41.8	19.3
LCC13	3\8	358.5	40	365.5	40	22.3	26.7
LCC14	3\8	133.3	-44	140.3	-44	18.9	18.2
LCC15	4\10	316.3	42.2	323.3	42.2	60.5	11.9
LCC16	4\4	335.3	35.5	342.3	35.5	9.9	30.7
LCC17	3\3	335.6	28.8	342.6	28.8	26.4	18.2
LCC19	4\4	332.5	28.6	339.5	28.6	25.2	18.7

Para el sitio LCC3 en el espécimen LCC4Dy se reconocieron principalmente dos componentes de desmagnetización; la componente de temperatura de bloqueo baja se remueve de 0 a 590°C; es una componente que tiene una inclinación positiva moderadamente alta con una declinación dirigida al norte (Figura 40). La componente interpretada como la característica es de alta temperatura que está por encima de los 660°C, pero con una temperatura de bloqueo discreta arriba de

---

los 630°C. La componente característica tiene una declinación dirigida generalmente al NW y una inclinación positiva (in situ) que no decae limpiamente hacia el origen. La desmagnetización está a temperatura mayor a los 630°C para la componente característica indica que reside en hematita especular (Figura 40). El sitio 3 se interpretó como el registro de una polaridad normal del campo geomagnético.

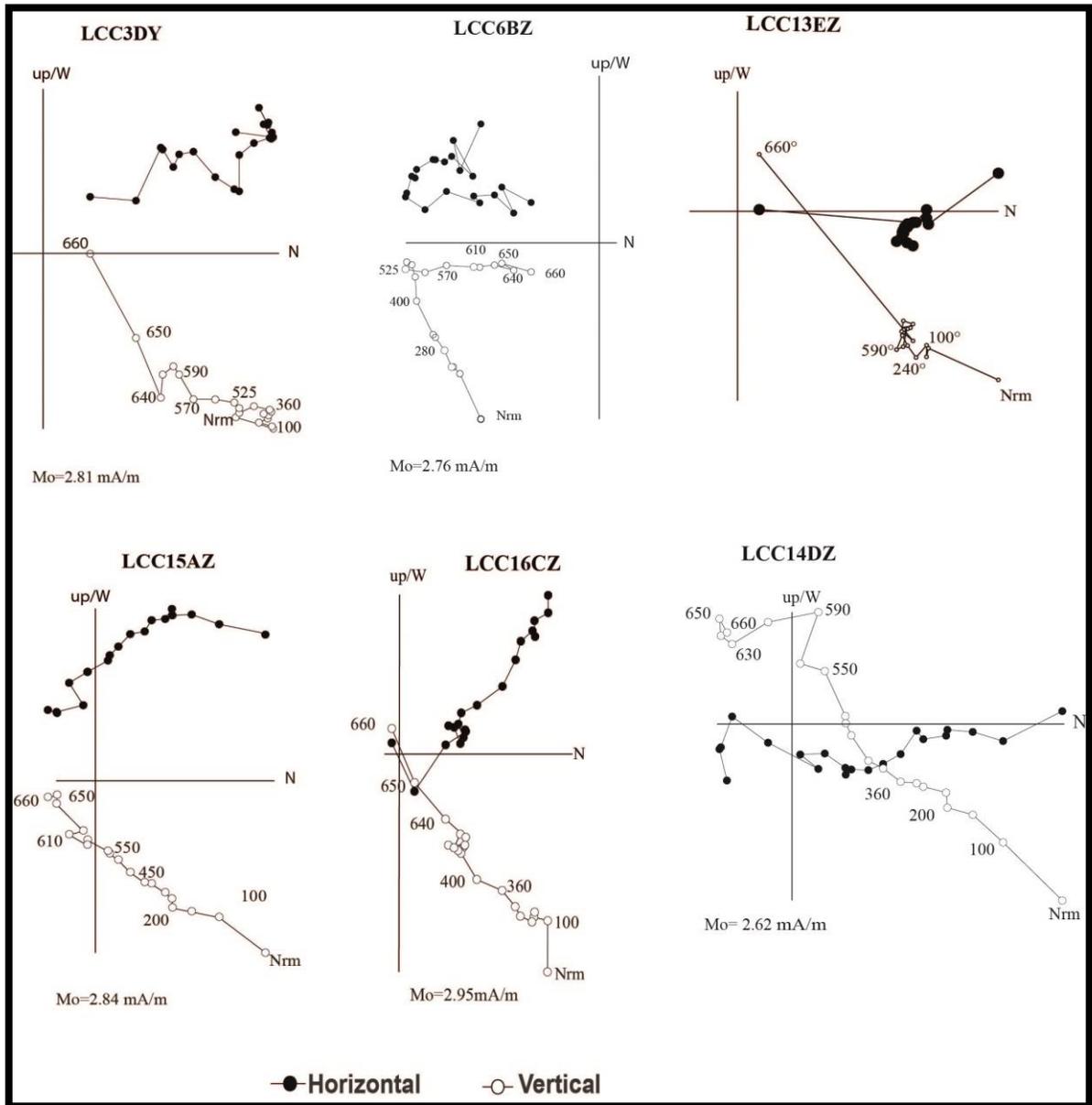
Esta dirección característica se observó también en la muestra LCC8DZ donde su comportamiento es multivectorial. Se pudo aislar dos componentes. Una componente es de temperatura de bloqueo baja a intermedia de 280° a 570°C, con una inclinación positiva y una declinación dirigida al norte. La componente característica se aísla con temperaturas de bloqueo discretas arriba de los 610-660°C; con una dirección al NNW e inclinación moderadamente positiva y no decae limpiamente hacia el origen (presenta ruido). Para el sitio LCC8DZ se obtuvieron datos confiables en 4 de 7 especímenes, con valores promedio de  $Dec=326.8^\circ$  y  $Inc=12.9^\circ$ , (Tabla 5) esta muestra se interpretó como de polaridad normal.

El decaimiento con ruido a altas temperaturas se puede deber a que hay granos líticos en las areniscas de la Formación Caltepec que pueden tener una magnetización propia, débil, pero que se desmagnetizan junto con la magnetización característica. La magnetización se realizó con éxito en 4 muestras de 6, con una media de  $D=340^\circ$  y una  $Inc=36.6^\circ$ ; estos resultados y las estadísticas correspondientes se muestran en la (Tabla 5).

Para el sitio LCC6 se muestra el espécimen LCC6BZ (Figura 40) y se observaron comportamiento multivectorial. La componente de temperatura de bloqueo baja se encuentra en el rango de temperatura de 100° a 500°C con una inclinación positiva alta y una declinación dirigida al sureste. La componente característica se aísla con temperaturas de bloqueo discretas arriba de los 590°-660°C; con una inclinación negativa y una declinación dirigida al sur. Se desmagnetizaron 6 especímenes. Todos con datos confiables y una media de  $Dec=203^\circ$  y  $Inc=12.3$  con un  $\alpha_{95}$  de  $5.5^\circ$  (Tabla 5). Este sitio se considera de polaridad reversa pero es

---

evidente que la magnetización característica puede estar parcialmente contaminada por que la media no es de inclinación negativa en todas las muestras a pesar de estar dirigida al sur.

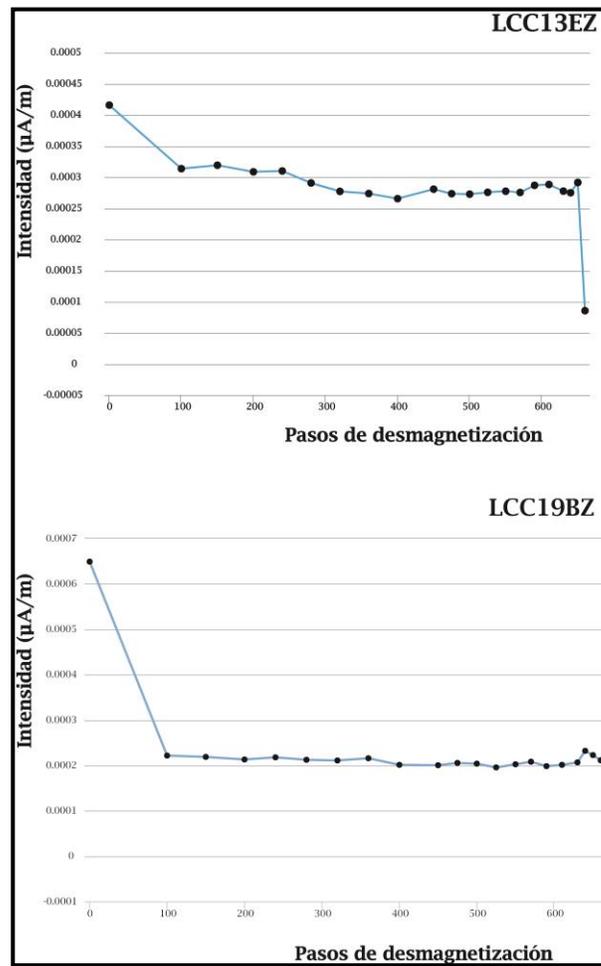


**Figura 40.** Diagramas ortogonales de desmagnetización que muestran polaridad normal y reversa para la Formación Caltepec, los círculos cerrados indican la componente horizontal y los abiertos la componente vertical.

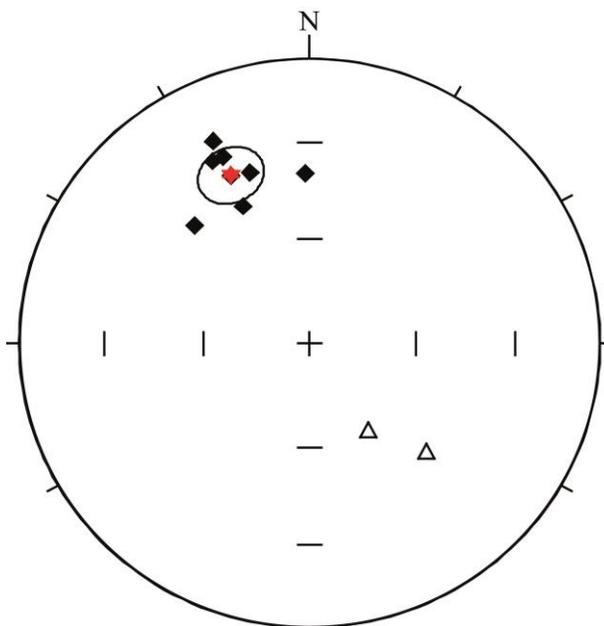
---

Para el sitio LCC15AZ (Figura 40) se muestra un componente con una inclinación positiva alta y una declinación hacia el NNE, con temperatura máxima de bloque de unos 200°C. Se observa una componente característica con temperaturas de bloque entre los 280°-660°C que está dirigida al NW y tiene inclinación positiva. El diagrama define una trayectoria de desmagnetización que indica la presencia de una tercera componente vectorial de alta temperatura. En otras muestras de este sitio la tercera componente no es evidente, y solo se observa la componente al NW de inclinación positiva. Esta componente al NW se observa en los sitios LCC16 (Figura 40) con comportamiento univectorial y LCC19 con comportamiento multivectorial; ambos sitios se interpretaron con polaridad normal.

Como ya se explicó anteriormente se tienen sitios con polaridades normales y reversas pero también se encontraron sitios con polaridades intermedias; como el sitio LCC14 LCC18 (Figura 40); para la cual se desmagnetizaron 3/8 especímenes, particularmente en este sitio no define completamente una dirección al NW o al SE pero la tendencia en las trayectorias de desmagnetización es hacia al SE las cual se interpreta como polaridad inversa ya que se interpreta como una transición de polaridad normal y reversa, este mismo comportamiento se notó los sitios LCC11 y también se observó que hay muestras que en la desmagnetización por pasos la intensidad decae súbitamente, esto se debe a que la magnetización es viscosa en partículas con baja coercitividad. Durante la prueba piloto por el método de campos alternos los especímenes LCC16EZ y LCC13EZ se pudieron distinguir que la desmagnetización característica decae de forma rápida de los 620°C a diferencia espécimen LCC19BZ donde la intensidad de desmagnetización no decae y se mantienen constante (Figura 41).



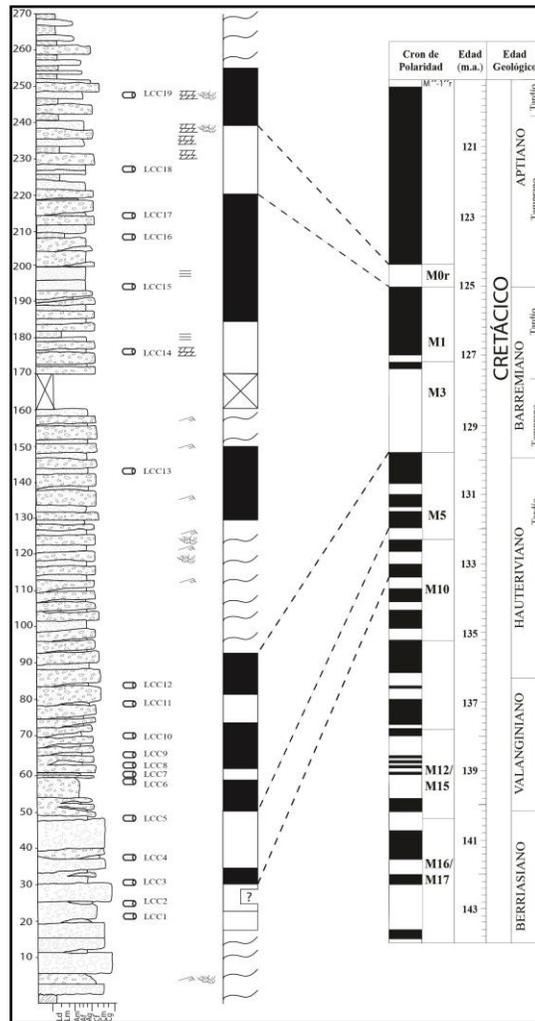
**Figura 41.** Diagramas de desmagnetización térmica donde se indica la desmagnetización paso por paso, en LCC3EZ se puede distinguir que la desmagnetización se produjo en los últimos pasos por arriba de los 600 ° C. Muestra LCC19BZ se observa que no se desmagnetizó la muestra.



**Figura 42** Red estereográfica de 10 de los 19 sitios. La estrella y la elipse corresponden a la media de Fisher, Los rombos cerrados indican polaridades normales con dirección NW y los abiertos indican polaridades reversas con direcciones SE para la Formación Caltepec. La media de los sitios seleccionados  $Dec=340.2^\circ / Inc=39.0^\circ$ .

## 5.4 Magnetoestratigrafía y tasa de sedimentación

Para evaluar la confiabilidad de los datos paleomagnético y del patrón que se obtuvo de las muestras de la Formación Caltepec, se realizó una correlación gráfica con los resultados de la escala de tiempo de polaridad geomagnética global (Gradstein *et al.*, 2004). Esta correlación es en metros y la escala tiene unidades de millones de años (Figura 43).



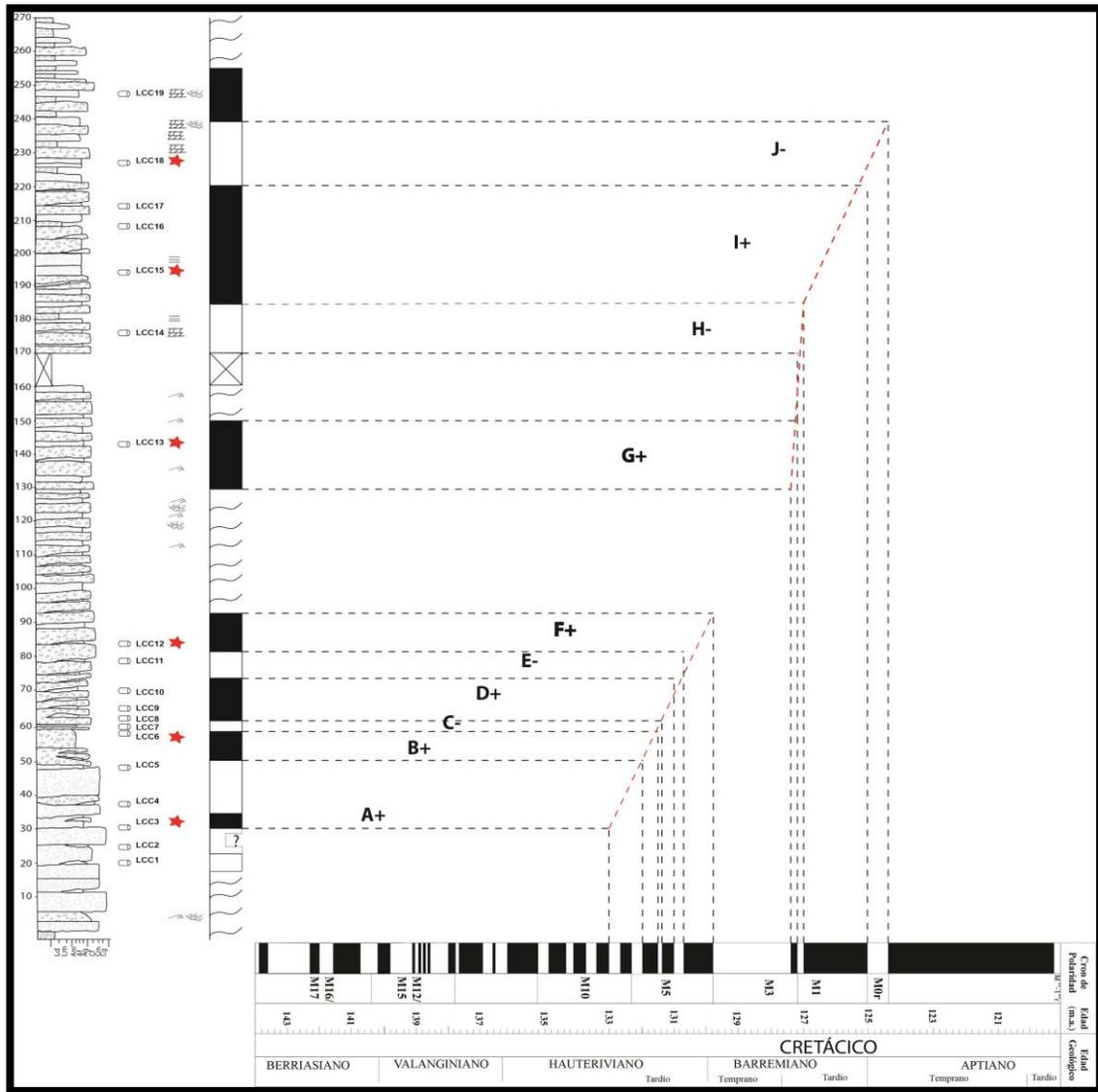
**Figura 43.** Muestreo magnetoestratigráfico de la columna de la Formación Caltepec. Las barras negras representan intervalos de polaridad normal y la blanca polaridad reversa. En la parte derecha se muestra la relación con la escala geomagnética (Gradstein *et al.*, 2004).

La sección muestreada contiene 13 magnetozonas, aunque existen también dos intervalos donde no fue posible el muestreo, en los niveles de 90 a 130 m y 150 a

---

170 m. La parte inferior está caracterizada por intervalos de duración irregular pero no muy dispar, por el hecho de que se observan espesores de uno metros a un máximo de 12 metros. El intervalo muestreado se ubica aparentemente dentro de los crones M5, M3 y M1 por lo tanto se obtuvo polaridades N-R-N-R-N-R-N-N-R-N-R, donde M5 corresponde a Hauteriviano tardío, M3 al Barremiano temprano y M1 al Barremiano tardío (Gradstein *et al.*, 2005). Los crones M5, M3, M1 son concordantes con resultados que Sierra-Rojas, (2015) reporta datación de circones por U/Pb, donde su circón más joven es de 132 Ma y la población más joven (n=5) de 152 Ma.

De acuerdo a la relación tiempo (Ma) y espesor (m) se pudo hacer el cálculo de la tasa de sedimentación máxima. Para la Formación Caltepec se calcularon dos tasas de sedimentación la primera comprende de los 30 a 90 m de la columna la cual se puede observar que se acerca a una línea recta; su tasa de sedimentación es de 20 m/ma. La segunda tasa de sedimentación esta en los 130-240 m con un valor de 55 m/ma (Figura 44).



**Figura 44.** Correlación gráfica que muestra la relación en Ma (abscisas) y metros de depositación (ordenadas). Se compara también la secuencia local de polaridad magnética obtenida del perfil de la Formación Caltepec con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (Gradstein et al., 2004).

---

## 5.5 Discusión

El registro de sedimentación en el sur de México en el Cretácico Inferior se ha considera generalmente como el de sedimentación en plataformas calcáreas y cuencas asociadas (Hernández-Romano *et al.*, 1997). Menos atención se le ha dado a las secuencias continentales a transicionales que subyacen los depósitos de plataforma (Sierra Rojas y Molina Garza, 2014). Estas secuencias tienen características que sugieren depósito en cuencas extensionales (por ejemplo, abanicos aluviales y discordancias intraformacionales) que además se pueden ubicar en un ambiente de tras-arco por su posición al este de los centros de magmatismo Cretácico Inferior en el sur de México (granitoides en el Complejo Xolapa, Fm. Chapolapa, Esquisto Taxco y Esquisto Tejupilco; Sierra Rojas *et al.*, 2016). Además, contienen ocasionalmente derrames de andesita intercalados (Formación Zicapa; Fitz Díaz *et al.*, 2002).

La Formación Caltepec apoya estas observaciones, aun si no contiene intercalaciones de rocas volcánicas. Su asociación espacial con la falla de Caltepec y la presencia de conglomerados matriz soportados depositados en abanicos aluviales sugieren reactivación de la falla durante el evento extensional del Cretácico Inferior reconocido en otras regiones de la Mixteca y la Montaña de Guerrero. Los clastos de rocas de basamento en la parte baja de la columna en el contacto con el Granito Cozahuico, su carácter pobremente seleccionados y matriz soportados a clasto soportados sugieren también reactivación de la falla de Caltepec y depósito en abanicos aluviales (Elías Herrera y Ortega, 2002). Los conglomerados contienen clastos de granitos miloníticos, andesitas, esquistos, cuarcos lechosos, anfibolita, y en mayor abundancia rocas volcánicas intermedias, los clastos varían de tamaño de bloques guijarros a bloques. Por lo que en un principio se interpretaron como producto de la erosión de un arco volcánico Cretácico y de su basamento.

El aumento en la proporción de estratos de areniscas de la base a la cima en el primer paquete y la reaparición de conglomerados en el segundo paquete sugiere

---

que la actividad en la falla era episódica y que las secuencias granodecrecientes representan megaciclos de actividad tectónica. Los conglomerados polimícticos del segundo paquete contienen clastos en progresivamente menor proporción de granitos miloníticos, andesitas, esquistos, cuarzos lechosos, anfibolita, y en mayor abundancia rocas volcánicas intermedias. Esto indica que no hay cambios importantes en la fuente de sedimentos entre los primeros ciclos.

En el Paquete 3, los conglomerados tienen contactos erosivos y los clastos de los conglomerados presenta formas subredondeadas; además se presenta una selección moderadamente buena y se alcanzan a observar gradación normal. Esto sugiere un ambiente predominantemente fluvial. El cambio en la proporción de rocas volcánicas sobre rocas metamórficas (clastos de rocas volcánicas intermedias en mayor proporción que granitos miloníticos, esquistos, cuarzos lechosos y anfibolita) sugiere que registra una estratigrafía invertida. La proporción de conglomerado/arenisca disminuye de la base a la cima, pero el paquete 3 también contienen clastos de conglomerados flotantes sugiriendo que continúa la actividad tectónica, si bien a un ritmo menor.

El Paquete 4 es una alternancia de areniscas y lutitas y en menor proporción de estratos de conglomerado. Los conglomerados se alternan con estratos de areniscas conglomerática. La geometría tabular de areniscas con espesor que varía de 1 m a 10 m y estratos masivos con estructuras de laminación cruzada planar indican sistemas fluviales. Lo que se puede interpretar como indicación de que la actividad tectónica sigue disminuyendo.

Los diagramas de proveniencia (Dickinson *et al.*, 1983) muestran resultados mixtos ya que los sedimentos que constituyen los paquetes 1, 2 y 3 se sitúan dentro y en el límite inferior del campo de orógeno reciclado en el diagrama ternario de **FQtL**, con excepción de la muestra LCC3b. Pero en el diagrama ternario **FQmLt** las muestras de **P1** se sitúan dentro del campo de Arco no Disectado, mientras **P2** se encuentra en el campo de Arco Transicional y las muestras de **P3** se encuentran en los campos de Arco Disectado o el campo de Mezcla (*Figura* ). De aquí se concluye de la misma manera que en el análisis de

---

clastos que se registra la erosión de un arco volcánico con composiciones muy variables y su basamento metamórfico (el Complejo Acatlán). Los conglomerados de la Formación Caltepec presentan una componente importante de clastos y bloques de andesitas y dacitas (45%) con pocas evidencias de transporte en depósitos de abanico aluvial proximal los cuales se van haciendo menos abundantes hacia la cima (20%) mientras aumentan los clastos del basamento metamórfico, mostrando así una estratigrafía invertida.

La edad del arco erosionado durante el depósito de la Formación Caltepec fue determinada por el fechamiento U-Pb en zircones por la técnica de ablación LASER (Sierra Rojas *et al.*, 2015). Los zircones extraídos de clastos volcánicos de la Formación Caltepec son en su totalidad Jurásicos. La edad máxima obtenida de la Formación Caltepec es más joven que Titoniano, determinada por la edad de la población más joven en circones ( $153 \pm 2$  Ma). Se determinaron edades de cristalización para los clastos de rocas volcánicas del nivel inferior de los depósitos de abanico aluvial, obteniendo poblaciones de aproximadamente 178 Ma (20%), 166 Ma (16%) y de 160 Ma (36%) y 153 (12%). La población más robusta es congruente con la edad de cristalización del stock de Chilixtlahuaca de  $157 \pm 7$  Ma localizado a 55 Km al SW.

Entonces se registra en la Formación Caltepec la erosión de los remanentes de un arco Jurásico durante un evento extensional del Cretácico Inferior. La actividad tectónica en la falla de Caltepec de acuerdo a la magnetoestratigrafía ocurre en el Neocomiano. El intervalo muestreado se ubica aparentemente dentro de los crones M5, M3 y M1, donde M5 corresponde a Hauteriviano tardío, M3 al Barremiano temprano y M1 al Barremiano tardío (Gradstein *et al.*, 2005). Estos datos son congruentes, Mendoza-Rosales *et al.*, (2010) fecharon un fósil *Toxaster sp.*, localizado en la base de la columna de la Formación La Compañía la cual subyace a la Formación Caltepec con una edad del Hauteriviano-Barremiano (Figura 43). La alta tasa de sedimentación es consistente con un ambiente extensional y subsidencia tectónica.

---

El registro de sedimentación del sur de México durante el Jurásico Medio está representado por el depósito de capas rojas de depósitos fluviales, aluviales, palustres y localmente marinos someros; estos fueron depositados sobre el basamento metamórfico de los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Autores como Campos-Madrigal *et al.* (2013) interpretan que el depósito ocurrió en cuencas extensionales asociadas al rompimiento de Pangea y la apertura del Golfo de México, de la misma manera que se han interpretado secuencias de lechos rojos en el noreste de México (Grupo Huizachal; Rubio y Lawton, 2011) o en el este de México (formaciones Todos Santos y Cahuascal; Godínez *et al.*, 2011). Un contraste notado por varios autores es la aparente ausencia de rocas volcánicas del Jurásico en el sur de México, mientras que en el Altiplano y en la Sierra Madre son comunes en las Formación Nazas y la Formación La Boca del Grupo Huizachal (Barboza *et al.*, 2012; Rubio y Lawton, 2011). Las contadas excepciones son la ignimbrita Las Lluvias (Campa *et al.*, 2012), el granito de San Felipe (Alaníz *et al.* 1996), e intrusivos reportados por Campos Madrígala *et al.* (2013) (Intrusivos San Miguel y Chilixtlahuaca). La presencia de rocas volcánicas en la Formación Caltepec de edad Jurásica indica que la extensión del arco Jurásico continental en el sur de México fue considerablemente mayor que el registro que se puede reconocer con base a sus afloramientos. También sugiere que el registro de magmatismo Jurásico tipo arco Nazas llega a ser considerablemente más joven que en el norte de México (Lawton y Molina, 2014).

Los sitios de mayor estabilidad de la magnetización característica en la Formación Caltepec reside en hematita, pero las temperaturas de bloqueo distribuidas entre los 300 y 650°C sugieren que reside en hematita pigmentaria y es de origen químico (CRM). Los sitios tienen una dirección media corregida estructuralmente de  $D=340.2^\circ$  e  $I=39.0^\circ$  ( $k= 32.4$ ,  $n=8$ ,  $\alpha_{95}=8.6^\circ$ ) corregida por la actitud estructural de las capas e incluye sitios de polaridad normal y reversa. La presencia de ambas polaridades y la dispersión angular de direcciones de sitios sugieren que se promedia la paleo-variación secular y que se puede hacer inferencias tectónicas a partir de esta dirección. La inclinación media sugiere depósito a una paleolatitud de  $22^\circ N$ . La dirección media es concordante para el cratón de Norte América en el

---

---

Cretácico Inferior (Kent e Irving, 2010), dentro del error estadístico. Estos datos junto con resultados de Coahuila (Arvizu *et al.*, 2012) y Guerrero (Sierra Rojas y Molina, 2013) indican que el subcontinente se encontraba a una latitud con respecto a Norte América similar a la latitud actual.

---

## CAPÍTULO VI

### 6. Conclusión

- La sección estratigráfica levantada en campo de 410 m es representativa para realizar un muestreo para Paleomagnetismo y Análisis de procedencia para la Formación Caltepec
- Las areniscas presentes en la zona de estudio de acuerdo a Folk, 1968 son Litoarenitas Feldespáticas.
- Presencia de rocas volcánicas en la Formación Caltepec con una fuente local desconocida.
- La Formación Caltepec fue depositada en un ambiente de abanico aluvial cercano a la costa y marino marginal, como resultado de un levantamiento del basamento Acatlán con relación al Oaxaqueño por una reactivación de la Falla Caltepec durante un evento extensional del Cretácico inferior generando un gran aporte.
- La magnetización reside en hematita pigmentaria, magnetización de tipo químico.
- Los resultados paleomagnéticos de los sitios estudiados en la Formación Caltepec permitieron definir componentes multivectoriales y univectoriales.
- Los sitios de mayor estabilidad de la remanencia tienen una dirección media corregida estructuralmente  $D=340.2^\circ$  e  $I=39.0^\circ$  ( $k= 32.4$ ,  $n=8$ ,  $a95=8.6^\circ$ ).
- Las direcciones medias son discordantes para el Cratón de Norte América en el Cretácico Inferior, indicando una moderada rotación en el sentido horario.
- La Magnetoestratigrafía es consistente con depósitos durante el Hauteriviano con una tasa de sedimentación de 35m/ma

---

## Referencias

- Aguilera, J.G., 1896, Bosquejo Geológico de México: Boletín Instituto Geológico de México, 4-6, 267 p.
- Aguilera, J.G., 1906, Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya México, Guide des Excursions, Congr. Geol. Intern. Xeme Sess., México, 7, 27 p.
- Alaniz-Alvarez, S. A., Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F. y Ortega-Gutierrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 24, p. 443-446.
- Alencaster, G., 1956, Pelecípodos y Gasterópodos de la región de San Juan Raya, estado de Puebla: *Paleontología Mexicana*, 2, Instituto de Geología, UNAM, 47.
- Barboza-Gudino, J.R., Zavala-Monsivais, A., Venegas-Rodriguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, 6(5), 621-640.
- Barceló-Duarte, J., 1978, Estratigrafía y petrográfica detallada del área de Tehuacán San Juan Raya, Estado de Puebla, México: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Profesional, 143 p.

- 
- Bhattacharya, J. P., Giosab, L., 2003, Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50:187-210.
- Boggs, S. 2006, "Principles of Sedimentology and Stratigraphy", 4ª edición, Prentice Halls, Inc. 662.
- Bonet, F., 1971, Espeleología de la región de Cacahuamilpa, Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 90, 98 p.
- Buitrón-Sánchez, B.E., 1970, Equinoides del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya-Zapotitlán, estado de Puebla, México: *Paleontología Mexicana*, Instituto de Geología, UNAM, 30, 69.
- Buitrón-Sánchez, B.E., Barceló-Duarte. J. 1980, Nerineidos (Mollusca-Gastropoda) del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya, Puebla: *Revista del Instituto de Geología*, 4(1): 46-55.
- Butler, R.F., 1992, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geological Terranes*: Blackwell Scientific Publications, P.319. (and electronic edition, 1998).
- Calderón G., A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, en Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto-guía, Excursión, A-11:9-27.
- Campa, M.F., Coney, P. J. 1983, Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in México. *Canadian Journal Earth Science*, 20: 1040-1051.
-

- 
- Campa-Uranga, M.F., Iriundo A., 2004, Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco el Viejo y Chapolapa, en la evolución de la Plataforma Guerrero Morelos: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Sociedad Geológica Mexicana, Libro de Resúmenes, 76.
- Campos-Madrigal, E. Centeno-García, E. Mendoza-Rosales, C.C. Silva-Romo, G., 2013, Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla — Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30 (2013), pp. 24–50
- Castro-Mora, J.T., Pacheco, C., 1986, Estratigrafía de la Región Sur de Puebla: Sociedad Geológica Mexicana, VIII Convención Geológica Nacional, Resúmenes: 191-192.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. In Amy D., Clift, P., Scholl, D. (eds) Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones: Geological Society of America Special, Paper 436, p. 279-308.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2009, Sedimentología de la Formación Matzitzi (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26 (1): 18-36
-

- 
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: insights from analogue model, en Grocott, J., McCaffrey, K. J. W., Taylor, G., Tikoff, B. (eds) 2004. Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere: Geological Society, London, Special Publications, vol. 227, p. 117-140.
- Collinson, D. W., 1965, DRM in sediments. *J. Geophys. Res.*, 70, 4663–4668
- Lanza R. y Meloni A., 2006. *The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists*. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 287.
- Coney, P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, v. 288, p. 329–333p
- Cruz-Cruz, M.A., 2012, Análisis estratigráfico de la secuencia Jurásica de la región de Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca, Santa Cruz Nuevo Puebla, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 59pp.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, vol.113, p. 1142-1160.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: "Provenance of Arenites". G.G. Zuffa Ed. NATO ASI series, C 148, 333-361.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983, Provenance
-

---

of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America, Bulletin 94: 222-235.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, The Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21(3).

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A. 2005, La falla Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre los terrenos continentales del sur de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 52, No. 1, p. 83-109.

Feldmann, R. M., Vega, F.J., García-Barrera, P., Rico-Montiel, R., Martínez-López, L., 1995, A new species of *Meyeria* (Decapoda: Mecochiridae) from the San Juan Raya Formation (Apitan: Cretaceous), Puebla State, México: *Journal of Paleontology*, 69(2): 402-406.

Ferrari, L., Morán, D., González, E., 2007, Actualización del Mapa Geológico de México a escala 1:4,000,000, Nuevo Atlas Nacional de México: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa

Fisher, R. A. 1953 , Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 217, 295–305.

Fitz-Díaz, E., Campa, M.F., López-Martínez, M., 2002, Fechamiento de lavas andesíticas de la Fm Zicapa, en el límite oriental de la plataforma Guerrero-Morelos (resumen), en Tercera Reunión Nacional de Ciencias de

- 
- la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa, p. 178.
- Folk, R. L., 1968, Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, University of Texas Publication, 170 p.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región central Meridional de México: Boletín del Instituto de Geología 60, 236 p.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López Martínez, M., 2011, The Jurassic volcanic and sedimentary rocks of La Silla and Todos Santos formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico, Geosphere 7, 121-144.
- González-Arreola, C., 1974, Phylloceras del Cretácico Inferior de San Juan Raya-Zapotitlán, estado de Puebla, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 35: 29-37
- González-Hervert, M.G, González-Martínez, P.R., Garza-Martínez, J. A., Rojas-Rosas, R., Miranda-Peralta L. R., y Arredondo-Delgadillo, M., 1984, Características estratigráficas y estructurales del límite de los terrenos Mixteco y Oaxaca, en la Región de Los Reyes Metzontla, Puebla, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 45 (1-2): 21-32.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., (eds) 2004, A Geologic Time Scale 2004: Cambridge University Press, 589 pag.

- 
- Hernández-Estevez, S., 1980, Excursión geológica al borde noroeste de la paleopenínsula de Oaxaca (sureste del Estado de Puebla): México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, V Congreso Geológico Nacional, Libro guía de la excursión: 3-11.
- Hernández-Láscars, D., 2000, Contribución al Conocimiento de la Estratigrafía de la Formación Matzitzi, Área; Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, Extremo Suroriental del Estado de Puebla, México: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 117.
- Hernández-Láscars, D., Buitrón-Sánchez, B.E., 1992, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior (Aptiano) en el Cerro Matzitzi, región de San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 1(5): 55-69.
- Hernandez-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martinez-Medrano, M, y Barceló-Duarte, J. 1997. Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. Cretaceous Research, 18, 661-686.
- Howard, J. L., 1993, The statics of counting clasts in rudites: as review, with examples from the Paleogene of southern California: Sedimentology, 40, 150-174.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L.; Grimm, I.P. Pickle, J.D.; Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the GAZZI-DICKINSON point counting method. Jour. Sed. Petro., 54: 103-116.
- Kent, D.V., and Irving, E., 2010, Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent polar wander path for North America
-

---

and implications for Cordilleran tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v. 115p.

Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico. Tectonic implication: *Precambrian Research*, vol. 120, p. 365-389.

Keppie, J. D., 2004, Terranes of Mexico revisited: 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, 46, 765-794.

Lanza R. y Meloni A., 2006, *The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists*. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 287.

Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 126 (9-10), 1181-1199.

López-Ticha, D., 1985, Revisión de la Estratigrafía y Potencial Petrolero de la Cuencade Tlaxiaco: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 37 (1): 49-92.

Masrur, M., Aoutem, M., Atrops, F., 2004, The eechinoid faunas of the Lower Cretaceous of the Atlantic High Atlas region (Morocco); systematic revision and biostratigraphical results. *Geobios*, 37(5): 595-617.

- 
- Mendoza-Rosales, C. C., 2010, Estratigrafía y Facies de las Cuencas Cretácicas del Sur de Puebla y su significado Tectónico: Universidad Autónoma de México. Tesis de Doctorado. 190p.
- Meneses-Rocha, J.J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández de la Fuente, R., Valdivieso-Ramos, V., 1996, Excursión Geológica al Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros – PEMEX Exploración –Producción. Guía de campo
- Merrill, R.T., Mcelhinny, M.W., and Mcfadden, P.L., 1998, The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic Press, San Diego and London, 531 pp. Nagata, T. 1961. Rock Magnetism. Tokyo: Maruzen.
- Morales-Tolentino, A.K., 2014. Geología de la unidades clasticas del área de Chazumba, Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 87pp.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L. A., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of South American Earth Sciences, vol. 12, p. 513-535.
- Nichols, G. 2009, Sedimentology and Stratigraphy: 2ª edición, Willey-Blackwell. 432.

- 
- Ortega - Guerrero, B., 1989, Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas Mesozoicas del área Totoltepec-Ixcaquixtla, estados de Puebla y Oaxaca. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría: Inédita.
- Ortega-Guerrero, B., 1989, Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área de Totoltepec-Ixcaquixtla, Estados de Puebla y Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 155 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975, The Pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: University of Leeds; Leeds, England, Ph. D. 166 .Gradstein, F. M., Ogg, J.G., Smith, -a, -g., Bleeker, W., Lourens, L. J. 2004. A ner Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes, 27 (2): 83-100.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Geología del contacto entre la Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño precámbrico, al oriente de Acatlán, Estado de Puebla: IV Convención Geológica Nacional: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. XXXIX, No. 1, p. 27-28.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic analisis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico, en Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Centeno, D. J., Gómez-Caballero, A. (eds). First Circum-Pacific and Atlantic Terrane Conference: Terrane geology of southern Mexico: Guidebook of field trip B: Guanajuato, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 54-60.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In Speed, R. C. (Ed.), Phanerozoic evolution of north
-

- 
- American continental-ocean transitions: Boulder Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Volume.
- Pettijohn F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987, Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York, 553.
- Ramírez-Vargas, D., 2009, Análisis de facies de la formación La Compañía, Caltepec, estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura. 64p.
- Ramos - Leal, J. A., 1989, Estratigrafía y evolución paleoambiental del área de San Juan Ixcaquixtla, Edo. de Puebla. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura.
- Rodríguez-Torres, R., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: México D.F., Soc. Geol Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, 55-66p.
- Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: *Geosphere*, 7, 159-170
- Salas, G.P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1(2): 79-156.
- Sánchez Zavala, J.L., Centeno-García, E., Sedimentos terrígenos de grano fino: Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: Procedencia y tectónica (en línea): Instituto de Geología, UNAM, [http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php?option=com\\_content&view=arti](http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php?option=com_content&view=arti)
-

---

[cle&id=94:centenoge-sedimentos&catid=118:centenoge&Itemid=76](#),  
acceso libre, consulta: 1 de febrero de 2016.

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, C. R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, Boulder, Colorado, 153 p.

Sierra-Rojas, M.I., Molina-Garza, R. S., 2014, La Formación Zicapa del sur de México: revisión estratigráfica, sedimentología y ambientes sedimentarios: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31 (2), 174-189.

Sierra-Rojas, M.I., Molina-Garza, R. S., Serrano-García D., 2015, La Formación Caltepec y la evidencia de arco Jurásico en Puebla, México: Abstracts with Programs, Simposio: Tectónica Jurásica en la parte noroccidental de Sur de América y bloques adyacentes.

Sierra-Rojas, M.I., Molina-Garza, R.S., Lawton, T.F., 2016, The Lower Cretaceous Atzompa Formation in South-Central Mexico: Record of Evolution from Extensional Back-Arc Basin Margin to Carbonate Platform; Journal of Sedimentary Research, en Prensa.

Silva-Pineda, A., 1970, Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 29, 108 p.

Solari, L. A., Keppie, D. J., Ortega-Gutiérrez, 2000, Deformación dúctil en la porción del Complejo Oaxaqueño (Edo. de Oaxaca): GEOS, vol., 20, No. 3, p. 32

- 
- Solari, L. A., Keppie, D. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., Hames, W. E., 2003, 990 and 1100 Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, vol. 365, p. 257-282.
- Talavera–Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza–Figueroa, D.M., Vega Granillo, R., Campa–Uranga, M.F., 2005, U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682–69p
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., 2010, *Ciencias de la Tierra una introducción a la geología física*: Madrid España, 8ª edición, Editorial Prentice Halls, 303.
- Tauxe, L., 2005, *Lectures in Paleomagnetism*, Essayo Press, 339.
- Tauxe, L., 2009, *esencial of paleomagnetism*, University of California Press, Berkeley.
- Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas, and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2): 225-243.