



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Análisis estructural en la región de Paso de la Yesca, límite entre los estados de Jalisco y Nayarit.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

ING. VICENTE PÁEZ JUÁREZ

JURADO EXAMINADOR

- 1) DR. ÁNGEL NIETO SAMANIEGO (DIRECTOR DE TESIS)
- 2) DR. SERGIO RODRÍGUEZ ELIZARRARÁS (PRESIDENTE)
- 3) DR. GUSTAVO TOLSON JONES (VOCAL)
- 4) DR. MARIANO CERCA MARTÍNEZ (SUPLENTE)
- 5) DR. SHUNSHAN XU (SUPLENTE)



MÉXICO, D. F.

ENERO, 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

La reflexión sobre el trabajo que representa esta tesis, me conduce a reparar en todos los apoyos recibidos que hicieron posible estar escribiendo estas líneas y con ello concluir la maestría. De esta manera es mi intención extender mis más sinceros agradecimientos:

- A la Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM
- Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM
- Al Instituto de Geología, UNAM
- A Comisión Federal de Electricidad (CFE)
Por la disposición de permitirme el tiempo para estudiar el Posgrado y su apoyo para realizar las tareas de campo.
- Al Centro de Geociencias de Juriquilla, Querétaro, UNAM
La sede alterna que me apoyo para concluir el posgrado
- A los miembros del comité de sinodales:

Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás	Presidente
Dr. Ángel Nieto Samaniego	Secretario
Dr. Gustavo Tolson Jones	Vocal
Dr. Mariano Cerca Martínez	Suplente
Dr. Shunshan Xu	Suplente

A cada uno de ellos les agradezco su atención y decidido apoyo en la etapa final de este trabajo. Especial agradecimiento expreso al Dr. Ángel Nieto Samaniego por haberme permitido continuar el proyecto que nació en el área de estudio y que por trágica circunstancia le correspondió orientarme en el desarrollo y conclusión del mismo.

Mención especial al Dr. Armando García Palomo (QPD), su huella es imborrable y era necesario concluir la tarea que me dejó antes de partir.

A Gloria Alba Benítez y María Luisa Reyes Ochoa por su atención, disposición y ayuda para realizar los trámites administrativos y escolares requeridos en el tránsito por el Posgrado.

A los Ingenieros, mandos superiores y compañeros de trabajo de CFE, por su apoyo y respaldo: Gustavo Arvizu Lara, Moisés Dávila Serrano, Raquel Porres Luna, Jorge Navarro Candelas, Luis Campillo Saldaña Oscar Munguía Aizpurúa, José Luis Garrido Uribe, Oscar Jiménez Salas, Juan Sánchez Pérez.

A mis amigos, con quienes compartí esta segunda estancia en la UNAM; especialmente a Iriliana, Pedro, Felipe, Antonia, Ernesto, Nelda, Octavio, Emmanuel, Silvia Flor, Josué, Alejandra, Cecilia...

A toda mi familia, principalmente a mis padres, su apoyo alentador ha sido siempre fundamental en cada logro.

Con dedicatoria especial a Araceli, Carolina y Ulises; gracias por su paciencia al ocupar el tiempo que les correspondía como mi esposa e hijos, para dedicarlo a este Posgrado.

CONTENIDO

	Pag.
RESUMEN	
ABSTRACT	
I INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 LOCALIZACIÓN.....	1
I.2 TRABAJOS PREVIOS.....	2
I.3 MARCO TECTÓNICO DE REFERENCIA.....	6
I.4 OBJETIVO.....	9
I.5 METODOLOGÍA.....	9
I.5.1 Identificación de indicadores cinemáticos de fallas.....	10
I.5.2 Análisis cinemático de fallas.....	15
II ESTRATIGRAFÍA.....	19
II.1 TERCIARIO.....	21
II.1.1 Mioceno.....	21
II.1.2 Plioceno.....	27
II.2 CUATERNARIO.....	30
II.2.1 Pleistoceno.....	30
II.2.2 Holoceno.....	30
II.3 ROCAS INTRUSIVAS.....	31
III GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	34
III.1 RELACIÓN ESFUERZO-DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS.....	34
III.2 COMPORTAMIENTO FRÁGIL.....	35
III.2.1 Cizalla pura.....	35
III.2.2 Cizalla simple.....	36
III.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....	38
III.3.1 Deformación de los estratos.....	38
III.3.2 Sistemas de fallas inversas con componente lateral.....	41
III.3.2.1 Análisis de deformación en las estaciones estructurales.....	42
III.3.2.2 Resultados.....	71
III.3.3 Diques diabásicos.....	74
III.3.4 Sistemas de fallas en régimen extensional.....	75
III.3.4.1 Análisis de deformación en las estaciones estructurales.....	77
III.3.4.2 Resultados.....	91

	Pag.
IV DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	93
V CONCLUSIONES.....	98
VI BIBLIOGRAFÍA.....	100
APÉNDICE 1	

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1	Localización del área de estudio..... 1
Figura 2	Ubicación de la Sierra Madre Occidental (SMO) en el entorno tectónico de México y sus límites con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Mesa Central (MC)..... 3
Figura 3	Evolución tectónica del occidente de México desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio, se muestra la placa Farallón en subducción bajo la placa Norteamericana (A), su posterior fragmentación en las microplacas Guadalupe y Magdalena (B), así como la interacción de la microplaca Magdalena con la placa de Cocos que indujo el movimiento hacia el SE del Bloque Jalisco, asumiendo que se originaron dos componentes de movimiento (C). (Tomada de Ferrari <i>et al.</i> , 2002)..... 7
Figura 4	Marco tectónico actual del occidente de México (Tomado de Ferrari y Rosas, 2000). BNF.-Falla de Barra de Navidad, TZR.-Graben Tepic-Zacoalco, CR.- Graben de Colima, MG.- Graben de Manzanillo y CHG.- Graben de Chapala..... 8
Figura 5	a) Relaciones angulares entre las fallas maestra, secundarias y grietas de tensión. b) clivaje de falla desarrollado entre dos planos de falla. c), d), e) y f) criterios de indicadores cinemáticos. (Petit, 1987)..... 10
Figura 6	Plano de falla determinada como inversa por los escalones incongruentes formados por fallas R sobre la falla M, que encaran al movimiento del bloque perdido..... 11
Figura 7	Escalones de falla incongruentes que indican una falla normal, en la que el bloque que falta deslizó hacia abajo encarando los escalones que forman las fallas R respecto a la Falla M..... 12
Figura 8	Escalones congruentes que no encaran, con cristalización de mineral (Petit, 1987)..... 13
Figura 9	Falla normal con crecimiento de mineral estriado en escalones de falla congruentes que no encaran, formados por fallas R y M..... 13
Figura 10	Formación de lentes o estructuras sigmoidales por la rotación de fallas secundarias R, R' y P (Tomado de Mercier y Vergely, 1992)..... 14
Figura 11	Zona de falla inversa con arreglo anastomosado de sigmoides compresional. La flexión hacia abajo del plano que funge como límite inferior de la zona de falla, es característica del comportamiento ondulado de esta estructura..... 15
Figura 12	Criterios para la nomenclatura de fallas con base en el ángulo del pitch de las estrías..... 16
Figura 13	Deformación de una muestra de roca, indicando ejes de extensión y acortamiento, la posterior formación de un plano de falla con un ángulo de 45° con respecto a la fuerza F constituye el plano nodal 1, a 90° se grafica un plano auxiliar que constituye el segundo plano nodal, los planos nodales definen los campos de extensión (T) y acortamiento (P) (Tomado de Cox y Bryan, 1986)..... 16

	Pag.
Figura 14 Metodología de Allmendinger para determinación de las direcciones de acortamiento y extensión para el caso de una falla normal con componente lateral.....	18
Figura 15 a) Construcción de la gráfica de mecanismo focal (P&T) típica de falla inversa utilizando la esfera focal, con la definición de los campos de extensión (T) y acortamiento (P). En la figura b) se ilustra la gráfica típica de una falla normal con una componente lateral indicada por las estrías (Tomado de Cox y Bryan, 1986).....	18
Figura 16 Columna estratigráfica del área de estudio.....	19
Figura 17 Geología del área de estudio.....	20
Figura 18 Aspecto de la ignimbrita con fragmentos líticos.....	21
Figura 19 Fiammes de ignimbritas riolíticas soldadas.....	22
Figura 20 Textura fluidal en las ignimbritas riodacíticas	23
Figura 21 Estratificación de la ignimbrita riodacítica. Los estratos están inclinados hacia el SW con 40° a 50°.....	24
Figura 22 Aspecto de la ignimbrita dacítica cristalina en un acercamiento que muestra el alto contenido de plagioclasas y los “fiammes”.....	25
Figura 23 Ignimbrita dacítica cristalina cubriendo en contacto concordante a la ignimbrita riodacítica.....	25
Figura 24 Aspecto de la ignimbrita riolítica brechoide de color rosa y sus zonas de alteración hidrotermal con color gris verdoso.....	26
Figura 25 Depósito aluvial antiguo cubriendo a las ignimbritas y a su vez cubierto por el basalto Mesa de Flores.....	27
Figura 26 Depósito de pómez cubierto por material de talud.....	28
Figura 27 Aspecto que presenta el basalto Mesa de Flores con su hábito prismático y subhorizontal.....	29
Figura 28 Corte que muestra un depósito de talud antiguo de las ignimbritas cubierto por flujos de pómez y sobre éstos el derrame del basalto Mesa de Flores..	29
Figura 29 Cuerpos intrusivos félsicos afectando a ignimbritas líticas.....	32
Figura 30 Intrusivo granítico de mayor dimensión identificado en la ladera Norte del río Santiago.....	32
Figura 31 Dique diabásico intrusionando a una ignimbrita riodacítica fluidal.....	33
Figura 32 Gráficas de esfuerzo deformación y los tipos de comportamiento de las rocas (Tomado de González de Vallejo, 2002).....	34
Figura 33 Deformación por cizalla pura y la geometría de las fallas asociadas a este tipo de deformación (Modificado de Ramsay, 1989).....	36
Figura 34 Deformación por cizalla simple y la geometría de las fallas asociadas a este tipo de deformación (Modificado de Ramsay, 1989).....	37
Figura 35 Vista panorámica hacia el norte, se indica la inclinación de la estratificación que conforma la estructura del pliegue.....	39

	Pag.	
Figura 36	Actitud de la estratificación en el área de estudio y la ubicación del eje del pliegue de rumbo N20°W, promedio de los rumbos obtenidos en el análisis estereográfico. Las estaciones estructurales de las fallas principales se presentan en el subcapítulo de los sistemas de fallas inversas.....	40
Figura 37	Análisis estereográfico de la estratificación en las ignimbritas, definiendo una estructura plegada abierta con el eje orientado al N15°-25°W y con ángulos entre los flancos del pliegue, definidos por las concentraciones de los polos de los estratos, que van de 90° a 122° (líneas roja y negra).....	41
Figura 38	Localización de estaciones estructurales.....	42
Figura 39	Falla inversa en la confluencia de los ríos Santiago y Bolaños. La zona de brecha presenta planos de falla de bajo ángulo tipo P y R (con estrías poco visibles en la fecha de la imagen).....	43
Figura 40	Roseta estructural de fallas. Estación 1.....	44
Figura 41	Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 1. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	44
Figura 42	Falla inversa, el indicador cinemático observado es el clivaje de falla, estrías y estructuras sigmoides. La cara frontal del afloramiento corresponde a una falla de desplazamiento lateral derecho con componente inverso.....	45
Figura 43	Roseta estructural de fallas. Estación 2.....	46
Figura 44	Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 2. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	46
Figura 45	Falla inversa de ángulo relativamente alto con actitud N42°W, 53°NE. Se observa brecha de falla con arreglo imbricado de sigmoides compresional, estructuras asociadas de tipo R, R' y P.....	47
Figura 46	Continuación de la misma falla con desarrollo de una zona de brecha de 1,5 m de espesor así como planos de falla paralelos a la falla principal, tanto en el bloque de techo como en el de piso. En este sector la actitud de la falla es N55°W, 76°NE.....	48
Figura 47	Continuidad de la misma falla, el "gouge" de falla tiene espesor menor a 15 cm y se observa la imbricación de estructuras sigmoides bajo el plano principal de falla.....	48
Figura 48	Roseta estructural de fallas. Estación 3.....	49
Figura 49	Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 3. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	49
Figura 50	Frente de falla inversa en la zona de confluencia del río Santiago y arroyo Carrizalillo.....	50
Figura 51	Plano de falla inversa subvertical con estrías y escalones incongruentes....	51

	Pag.
Figura 52 Roseta estructural de fallas. Estación 4.....	51
Figura 53 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 4. La dirección principal de acortamiento es ligeramente oblicua al rumbo predominante de las fallas debido a la dirección de las estrías.....	52
Figura 54 Falla de bajo ángulo desplazada por fallas de alto ángulo con estrías que evidencian movimiento lateral de tipo izquierdo.....	53
Figura 55 Roseta estructural de fallas. Estación 5.....	53
Figura 56 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 5. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	54
Figura 57 Falla inversa principal con relleno de “gouge” de falla de 50 cm de espesor.....	55
Figura 58 Acercamiento del plano con los escalones incongruentes.....	55
Figura 59 Plano de falla lateral izquierda.....	56
Figura 60 Roseta estructural de fallas. Estación 6.....	56
Figura 61 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 6. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas, la cual es ligeramente oblicua a la dirección predominante de las fallas.....	57
Figura 62 Falla inversa, se observa un espesor de 4 a 6 m de brecha de falla.....	58
Figura 63 Roseta estructural de fallas. Estación 7.....	58
Figura 64 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 7. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	59
Figura 65 Zona de falla con estructuras sigmoides rotadas y brecha de falla.....	59
Figura 66 Roseta estructural de fallas. Estación 8.....	60
Figura 67 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 8. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	60
Figura 68 Imbricación de sigmoides que origina un arreglo anastomosado.....	61
Figura 69 Falla inversa con echado contrario a la vergencia de los sigmoides anastomosados. Esta falla se encuentra a unos 40 m de distancia de los sigmoides.....	62
Figura 70 Continuidad de la falla inversa con desarrollo de una brecha de falla de hasta 3 m de espesor. La ondulación de la estructura y la perspectiva de la imagen provoca que adquiera una apariencia de falla normal de muy bajo ángulo (el echado real de la falla es hacia el interior del corte).....	62
Figura 71 Roseta estructural de fallas. Estación 9.....	63

	Pag.
Figura 72 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 9. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	63
Figura 73 La litología de color claro corresponde al “gouge” de falla, a la izquierda una falla normal desplaza a la falla inversa. De manera similar a la estación anterior, pero con una inclinación mayor, la ondulación de la estructura da lugar a la apariencia de falla normal.....	64
Figura 74 Roseta estructural de fallas. Estación 10.....	65
Figura 75 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 10. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	65
Figura 76 Fallas normales que se desarrollaron dentro de un régimen de compresión (Estructura roll over).....	66
Figura 77 Modelo simplificado de estructura roll over que consiste en la formación de estructuras de extensión en un régimen de acortamiento.....	67
Figura 78 Roseta estructural de fallas. Estación 11.....	67
Figura 79 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 11. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	68
Figura 80 Plano de falla con el bloque de techo que muestra brecha y estructuras sigmoides.....	69
Figura 81 Plano de falla con estrías y escalones congruentes con crecimiento de mineral que indican movimiento izquierdo con componente inverso.....	69
Figura 82 Roseta estructural de fallas. Estación 12.....	70
Figura 83 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 12. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.....	70
Figura 84 Direcciones de deformación principal por acortamiento obtenidas en las estaciones microtectónicas, se indica también la dirección de acortamiento general que se deduce de los resultados obtenidos.	72
Figura 85 Diagrama de contornos de las direcciones de acortamiento obtenidas en las estaciones estructurales, se indican las concentraciones importantes que definen las dos direcciones de acortamiento principales.....	73
Figura 86 Estereograma con las ciclográficas de las fallas inversas maestras de las estaciones estructurales. Las fallas más importantes se indican en color negro.....	73
Figura 87 Diagrama de densidad de polos de los diques diabásicos, donde se determina la orientación principal D1: N78°W / 74° al NE. y la secundaria D2: N88°W / 58°NE.....	74
Figura 88 Determinación de las orientaciones principales de deformación en los diques diabásicos, considerándolos como fallas normales.....	75

	Pag.
Figura 89	76
Figura 90	77
Figura 91	77
Figura 92	78
Figura 93	79
Figura 94	79
Figura 95	80
Figura 96	80
Figura 97	81
Figura 98	82
Figura 99	82
Figura 100	83
Figura 101	84
Figura 102	84
Figura 103	85
Figura 104	86
Figura 105	86
Figura 106	87
Figura 107	88

	Pag.
Figura 108 Detalle de la falla principal que constituye la base del movimiento rotacional, se observa la variación en el echado de la falla desde 66° en la parte superior hasta 30° en la parte inferior. Asimismo la conjunción de estructuras Riedel y P origina estructuras sigmoidales.....	88
Figura 109 Estrías desarrolladas en mineral de calcita formando escalones congruentes, los escalones que se observan apuntan en el sentido de movimiento del bloque perdido.....	89
Figura 110 Roseta estructural de fallas, estación 18.....	90
Figura 111 Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 18. La dirección principal de extensión se indica con las flechas...	90
Figura 112 Direcciones de deformación principal por extensión obtenidas en las estaciones estructurales, se indican dos direcciones de extensión general y la probable rotación antihoraria de la deformación.....	92
Figura 113 Dominios estructurales establecidos de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, la zona de estudio se ubica en el dominio meridional que comprende la zona de plegamiento transpresivo del Mioceno medio (Modificado de Ferrari <i>et al.</i> , 2002).....	94
Figura 114 Modelo tectónico que considera el movimiento del Bloque Jalisco hacia el Este-Sureste y la formación de fallas inversas en régimen transpresivo, fallas de desplazamiento lateral izquierdo y derecho, así como rotación de pliegues.....	96
Figura 115 Modelo tectónico con el movimiento del Bloque Jalisco hacia el Noroeste y la formación de fallas normales de rumbo NE-SW de un domino extensional, con fallas laterales izquierdas de rumbo E-W y N-S, así como derechas de rumbo NW-SE.....	97

ÍNDICE DE TABLAS

	Pag.
Tabla 1 Fechamientos isotópicos en la región Sur de la Sierra Madre Occidental.....	3
Tabla 2 Características estructurales y resultados de la distorsión obtenidos en el análisis de los datos de las estaciones estructurales.....	71
Tabla 3 Características estructurales y resultados de la distorsión obtenidos en el análisis de los datos de las estaciones estructurales.....	91

APÉNDICE 1

Tabla 1	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 1.
Tabla 2	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 2.
Tabla 3	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 3.
Tabla 4	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 4
Tabla 5	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 5
Tabla 6	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 6
Tabla 7	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 7
Tabla 8	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 8
Tabla 9	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 9
Tabla 10	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 10
Tabla 11	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 11
Tabla 12	Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 12
Tabla 13	Datos estructurales de los diques diabásicos.
Tabla 14	Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 13
Tabla 15	Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 14
Tabla 16	Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 15
Tabla 17	Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 16
Tabla 18	Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 17
Tabla 19	Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 18

RESUMEN

La región de Paso de la Yesca se localiza en el límite entre los estados de Jalisco y Nayarit, en el interior de la Sierra Madre Occidental. En el área de estudio se llevaron a cabo análisis estratigráficos y estructurales para entender las fases de deformación y su relación con el ambiente tectónico del oeste de México.

La estratigrafía del área está conformada por una secuencia de ignimbritas líticas, ignimbritas riodacíticas, ignimbritas dacíticas cristalinas e ignimbritas brechoideas, este conjunto volcánico se correlaciona con la secuencia del Nayar originada durante el segundo pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental que se desarrolló entre los 23.5 y 20 Ma, sin embargo la edad de las ignimbritas dacíticas cristalinas (17.7 Ma), podría representar una prolongación en la actividad de este segundo pulso ignimbrítico. La secuencia de ignimbritas está afectada por cuerpos intrusivos de composición félsica (17.2 Ma), intermedia y diques diabásicos (11.4 Ma). Las rocas descritas están cubiertas por aluviones antiguos, depósitos de pómez y derrames de basalto (3.2 Ma).

Se identifican 3 fases de deformación, la primera esta definida por variaciones en la actitud de los estratos de las ignimbritas que conforman una estructura plegada cuyo eje se define con un rumbo N15°-25°W. La segunda fase de deformación es del tipo de cizalla simple y consiste en fallas inversas con una componente lateral izquierda, en las que se definen dos direcciones de deformación por acortamiento orientadas hacia el N12°W, 6° y hacia el N66°E, 10°, siendo esta última la que originó una deformación transpresiva izquierda y las fallas inversas de mayor magnitud; estas dos primeras fases de deformación se llevaron a cabo en el Mioceno medio, entre los 16 y 12 Ma. La tercer fase se caracteriza por dos eventos de deformación extensional que pudo haberse desarrollado en el Mioceno tardío (entre 12 y 9 Ma). El primer evento corresponde con el emplazamiento de los diques diabásicos con una actitud N78°W/74°NE debido a que sus respaldos comúnmente constituyen fallas normales, su rumbo coincide con las fallas normales más antiguas cuyo rumbo es ENE-ESE; este conjunto de estructuras definen una dirección de extensión orientada al NNE. El segundo evento consiste en fallas normales más jóvenes y predominantes en el área de estudio que tienen rumbo NE-SW y una dirección de extensión hacia el S60°E, estas estructuras desplazan a los diques y a las fallas del primer episodio. Las direcciones de deformación extensional muestran una rotación en sentido antihorario del orden de 60°, lo que además pudo haber causado una rotación también en ese sentido en las estructuras más antiguas.

El occidente de México ha experimentado una evolución tectónica dentro de un ambiente de subducción, donde la interacción entre las placas Farallón y Norteamericana originó los pulsos ignimbríticos que formaron la Sierra Madre Occidental. En su evolución tectónica la placa Farallón se fragmentó originando la microplaca de Magdalena ocurriendo un movimiento hacia el Este-Sureste del Bloque Jalisco, en sentido siniestro con respecto a la Sierra Madre Occidental y una componente convergente que pudo haber generado las condiciones para la deformación transpresiva identificada en este trabajo. La fase de deformación extensional documentada en el área de Paso de la Yesca se relaciona con el movimiento de transtensión lateral derecho hacia el Oeste-Noroeste del Bloque Jalisco y regionalmente con la apertura del Golfo de California durante el Mioceno tardío.

ABSTRACT

The Paso de la Yesca region is located at the boundary between Jalisco and Nayarit states, in the Sierra Madre Occidental volcanic province. Stratigraphic and structural analyses were carried out in the area in order to understand the deformational phases and their relation to the western tectonic framework of Mexico.

The stratigraphy from study area consists of a sequence of lithic ignimbrites, riodacitic ignimbrites, crystalline dacitic ignimbrites and breccia ignimbrites, this volcanic serie correlates with Nayar sequence originated during the second pulse the Sierra Madre Occidental that developed between the 23.5 to 20 Ma, however the age of the crystalline dacitic ignimbrites (17.7 Ma), could represent a prolongation in the activity of this second pulse ignimbritic. This succession of ignimbrites are intruded by felsic bodies (17.2 Ma), intermediate and diabase dikes (11.4 Ma). The rocks described above are covered by old alluvial, pumice deposits and basaltic lava flows (3.2 Ma).

Three main phases of strain were identified; the first is defined by changes in the attitude of the ignimbrite sheets which form folded open structure with axis in N15°-25°W direction. The second phase is a simple shear deformation characterized by thrust faults with a left lateral component, in which two directions of shortening deformation were observed and oriented toward N12°W, 6° and N66°E, 10°. The latter produced a left transpressive deformation and faults of greater magnitude; these two phases of deformation occurred during middle Miocene time between 16 and 12 Ma. The third phase is characterized by two extensional deformation events possibly developed during late Miocene time (between 12 to 9 Ma). The first event corresponds to the emplacement of diabase dikes in N78°W, 74° NE direction because their backs commonly are normal faults, its direction is similar to the oldest normal faults with strike ENE-ESE; this set of structures define a direction of extension oriented to NNE. The second event is defined by younger normal faults that predominate in the study area with NE-SW strikes and a S60°E direction of extension. These structures dislocate the dikes and faults of the previous event. The directions of extensional deformation show a counterclockwise rotation of about 60°, which also could have caused a rotation in that direction in older structures.

The tectonic evolution of western Mexico has experienced a subduction process, where the interaction between the Farallon and North American plates has produced Ignimbritic pulses that have formed the Sierra Madre Occidental. The fragmentation of the Farallon plate gave rise to the Magdalena microplate, occurring a movement toward the East-Southeast of the Jalisco Block in sinister sense regarding the Sierra Madre Occidental and component of convergence that could have generated the conditions for a transpressive environment identified in this work. The phase of extensional deformation documented in the Paso de la Yesca area is related to the right lateral movement in a West-Northwest direction of the Jalisco Block and the tectonic opening of the Gulf of California during late Miocene time.

I INTRODUCCIÓN

I.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza al occidente de la República Mexicana, en la región limítrofe entre los estados de Jalisco y Nayarit, donde confluyen los ríos Grande de Santiago y Bolaños en el sitio que se conoce como Paso de La Yesca. Ésta área se encuentra a unos 105 km al WNW de la ciudad de Guadalajara y a 22 km al NNW de la población de Hostotipaquillo, Jalisco, cabecera municipal en esta zona del estado (Figura 1).

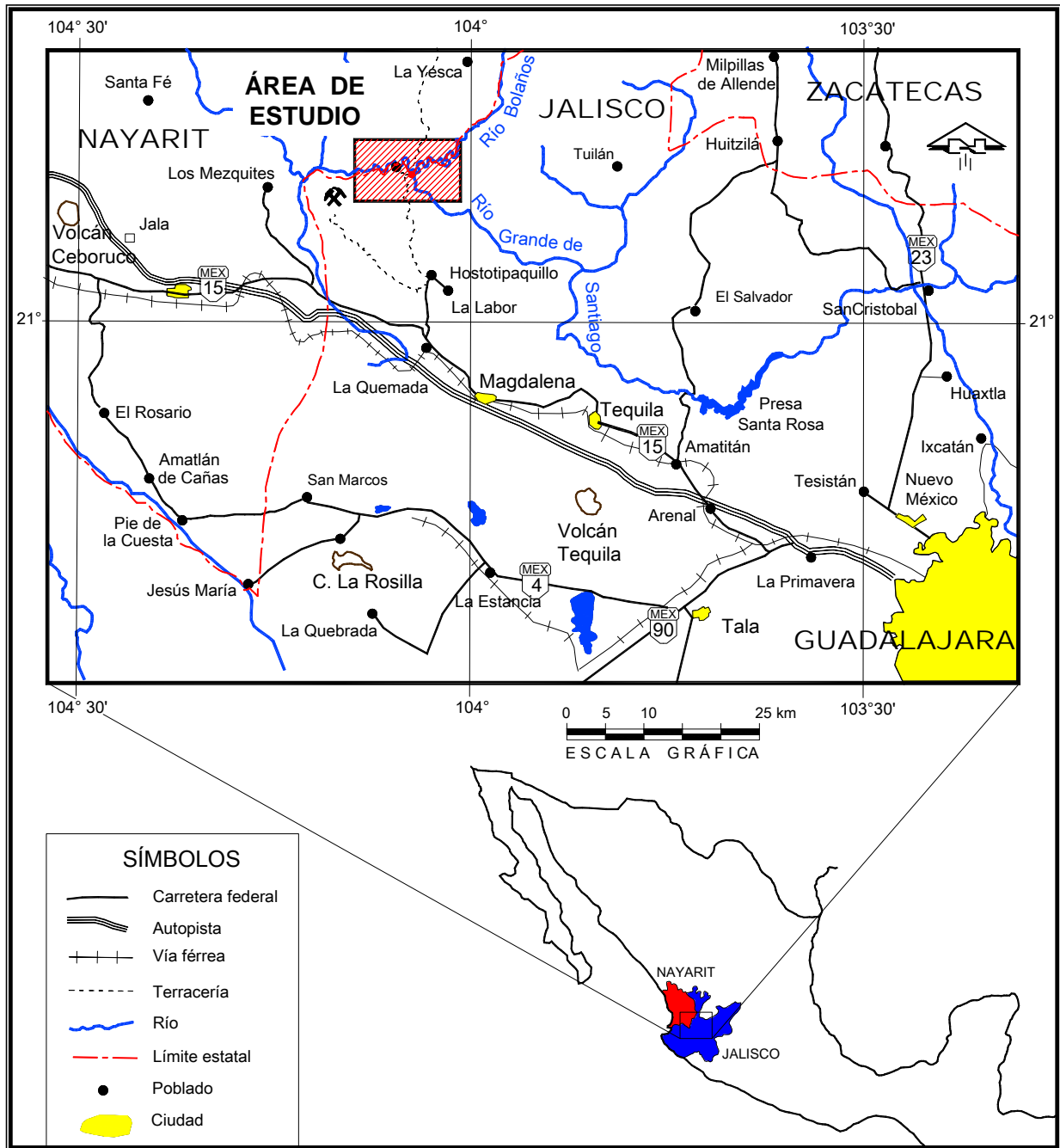


Figura 1.- Localización del área de estudio

El acceso desde la ciudad de Guadalajara, Jalisco, se realiza por medio de la carretera federal N° 15 (Guadalajara-Nogales) o bien a través de la autopista Guadalajara-Tepic; por la primera ruta, se transitan 92 Km, pasando por los poblados de Tequila y Magdalena, unos 11 km adelante de Magdalena se toma el entronque a la derecha para continuar en carretera pavimentada aproximadamente unos 12 Km y así llegar al poblado de Hostotipaquillo.

Por la autopista Guadalajara-Tepic se recorren 72 Km, abandonándola en el poblado de Magdalena y posteriormente transitar por la carretera federal N° 15, siguiendo la ruta referida en el párrafo anterior.

A partir de Hostotipaquillo se continua hacia el N-NW por un camino de terracería de unos 26 km, hasta la congregación huichol de Mesa de Flores, donde se derivan caminos de penetración al sitio de la presa La Yesca y hacia el poblado de La Yesca en el estado de Nayarit.

I.2 TRABAJOS PREVIOS

La Sierra Madre Occidental constituye una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo y la mayor del Cenozoico (Bryan *et al.*, 2002) con una cubierta estimada en 300 000 km² y 1 km de espesor (McDowell y Keizer, 1977; MacDowell y Clabaugh, 1979); su actividad volcánica se considera causante de cambios paleo-climáticos globales de enfriamiento en el Terciario (Cather *et al.*, 2003). Se caracteriza por un altiplano con una elevación promedio superior a 2000 msnm y aproximadamente 1200 km de largo por 200 a 400 km de ancho, que se extiende desde la frontera con los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), está limitada al Oeste por el Golfo de California y al Este por el Altiplano Central mexicano (o Mesa Central) (Figura 2). Como provincia volcánica terciaria la Sierra Madre Occidental se extiende más allá de la provincia fisiográfica, abarcando también a la Mesa Central y parte de la Sierra Madre Oriental.

Los primeros trabajos geológicos sobre esta provincia fueron desarrollados en los años setenta por McDowell y Clabaugh (1979,1981) y esbozaron el primer acercamiento al conocimiento de su estratigrafía general. Hasta hace pocos años la parte Sur de la Sierra Madre Occidental, región que abarca al área de estudio, había permanecido poco estudiada en comparación con el resto de esta provincia. La mayoría de los estudios realizados se han enfocado a establecer hipótesis sobre el origen de la Sierra Madre Occidental, su relación con el marco tectónico del occidente de México y sus relaciones espacio-temporales con la Faja Volcánica Transmexicana.

En la integración de la estratigrafía de la región Sur de la Sierra Madre Occidental los fechamientos isotópicos (Tabla 1) han sido muy importantes; en este sentido destacan los trabajos de Nieto-Obregón *et al.* (1981; 1985) quienes realizaron estudios geológicos de campo en la región de Santa Rosa y Bolaños. En la zona de Santa Rosa fecharon un paquete de la secuencia ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental con una edad de 16.9 Ma que corresponden al Mioceno medio, asimismo fecharon a las ignimbritas La Ceja en 22.23 Ma (también datadas por Moore *et al.*, 1994 en el sitio El Tambor) que son rocas del Mioceno temprano. En la localidad de Santa Rosa, las ignimbritas están cubiertas por una secuencia de rocas basálticas que fecharon con edades entre 5 y 10 Ma y sobre éstas, el basalto de la mesa Mistemeque, al Norte de la presa Santa Rosa, con edad de 3.7 a 3.9 Ma. El basalto de la mesa Santa Rosa fue fechado en 2.5 Ma.

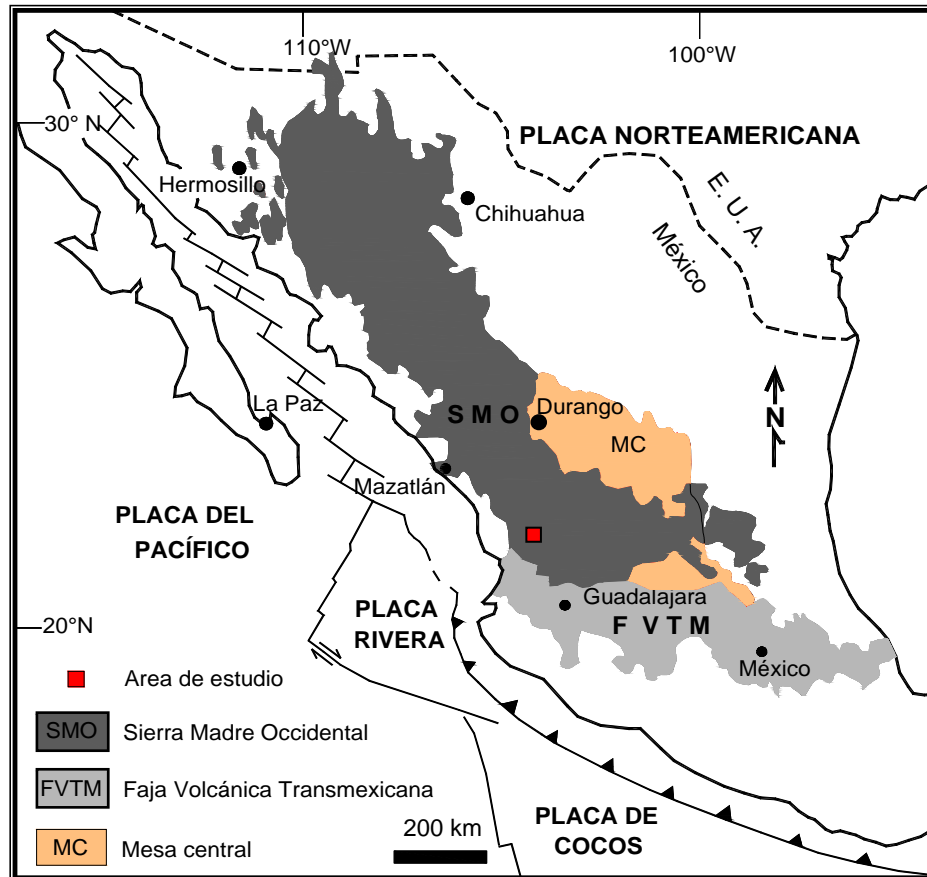


Figura 2.- Ubicación de la Sierra Madre Occidental (SMO) en el entorno tectónico de México y sus límites con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Mesa Central (MC)

Localidad	Muestra	Roca	Método	Edad	Error	Fuente
W Bolaños, Jal.	PED JAL 4	Ignimbrita	K/Ar (Sanidino)	22.23	0.46	Nieto-Obregón <i>et al.</i> , 1981
R. Santiago, cerca de Paso de la Yesca, Jal.	PDY4	Ignimbrita cristalina	K/Ar (Biotita)	17.7	0.5	Bryan <i>et al.</i> , 2008
El Sordo (Aguamilpa), Nay.	*D	Cuarzo-Monzonita	K/Ar	18.30	1.40	Soto y Ortega, 1982
El Cajón, Nay.	PHC85	Granito	K/Ar (Biotita)	17.2	1.0	Rodríguez-Castañeda y Rodríguez-Torres, 1992
Presa Santa rosa, Jal.	PED-JAL-32	Ignimbrita	K/Ar (Plagioclasa)	16.90	0.50	Nieto-Obregón <i>et al.</i> , 1985
La Yesca, Nay.	Ped Nay 3	Dique basáltico	K/Ar (Roca total)	11.48	0.24	Damon <i>et al.</i> , 1979
Mesa Mistemeque, Jal.	PED-JAL-24	Basalto	K/Ar (Roca total)	3.97	0.09	Nieto-Obregón <i>et al.</i> , 1981
Mesa Mistemeque, Jal.	PED-JAL-23	Basalto	K/Ar (Roca total)	3.72	0.06	Nieto-Obregón <i>et al.</i> , 1981
N Hostotipaquillo, Jal.	Mas 530	Basalto	K/Ar (matriz)	3.26	0.18	Moore <i>et al.</i> , 1994
Hostotipaquillo, Jal.	TQ-308	Basalto	K/Ar (matriz)	3.26	0.18	Moore <i>et al.</i> , 1994
Mesa Santa Rosa, Jal.	PED JAL 20	Basalto	K/Ar (Roca total)	2.5	0.06	Nieto-Obregón <i>et al.</i> , 1985
Tequilizintla, Jal.	Jal 5	Basalto alcalino	K/Ar (Roca total)	0.97	0.20	Nieto-Obregón <i>et al.</i> , 1985

Tabla 1.- Fechamientos isotópicos en la región Sur de la Sierra Madre Occidental.

Nieto-Obregón *et al.* (1985) en su interpretación de la tectónica regional emplean el nombre de graben Tepic-Chapala como el límite septentrional del Bloque Jalisco (nombre también usado por Demant, 1981) y su rumbo lo representan mediante el lineamiento estructural que define el valle del río Grande de Santiago y que llamaron "The Río Grande Santiago Shear Zone". En el sitio de la presa Santa Rosa, este valle lo consideran como resultado de una deformación debida a una fase de fallamiento lateral con sentido diestro y argumentan que en el curso en zigzag del río Santiago, las fallas de rumbo NE-SW representan las fallas antitéticas relacionadas con el movimiento lateral diestro de la falla, siendo los segmentos de rumbo NW-SE las fallas de tipo sintético.

Quintero-Legorreta *et al.* (1992) realizaron un estudio sobre la falla de desplazamiento lateral de rumbo N30°W que aflora a lo largo del valle del río Grande de Santiago, en la región de Santa Rosa, Jalisco. Con base en los escalones de falla y estrías subhorizontales que observaron, determina un movimiento lateral de tipo siniestro. Sus observaciones basadas en la ausencia de fallas tectónicas en un cono escoriáceo (0.9 Ma, Nieto-Obregón *et al.*, 1985) y depósitos aluviales que le subyacen, indican que la falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago afecta sólo a la secuencia de ignimbritas de 17 Ma, por lo que no está activa y no forma el límite septentrional actual del bloque Jalisco, la frontera activa actual se buscaría más al Sur a lo largo del lineamiento de volcanes activos entre Tepic y Guadalajara. Las fallas de dirección NW-SE que Nieto-Obregón (1981) interpretó como antitéticas, presentan estrías características de fallas normales y las relaciona con una extensión de dirección NE-SW y WNW-ESE ligada al proceso de apertura del Golfo de California, las considera independientes al régimen tectónico que originó la falla de desplazamiento lateral. El régimen de compresión lateral siniestra que originó dicha falla y un plegamiento débil de las ignimbritas estuvo activo entre los 17 y 9 Ma y terminó en el Mioceno tardío, le siguió un régimen tectónico de extensión activo entre 5 y 4.6 Ma.

Rodríguez-Castañeda y Rodríguez-Torres (1992) señalan que la configuración de fallas y fracturas sugiere la existencia de una falla transcurrente, cuya traza define el curso actual del río Grande de Santiago. Este desplazamiento a rumbo se originaría sólo con una compresión oblicua entre la placa Rivera y la placa Norteamericana, en lugar de un punto triple postulado por otros autores. Estos autores definen tres eventos, uno de compresión, orientado NW-SE hasta hace 30 Ma, y dos de extensión NE-SW (de 30 a 10 Ma, Oligoceno tardío al Mioceno medio) y NW-SE (Mioceno medio al Holoceno), este fallamiento se puede correlacionar con el que ocurre en la provincia fisiográfica de cuencas y sierras, y proponen que la falla del río Santiago pudiera ser parte de la evolución del Golfo de California en su extremo meridional.

Ferrari (1995) postula que el límite entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco fue reactivado como una zona de transferencia mediante plegamiento transpresional, fallamiento lateral izquierdo y de cabalgamientos menores que ocurrieron entre 14.5 y 11.5 Ma durante el proceso de apertura inicial del Golfo de California acompañado por un movimiento del Bloque Jalisco en dirección Este-Sureste. Posteriormente entre los 12 y 9 Ma tuvo lugar un evento transtensivo en este límite debido al movimiento del Bloque Jalisco en dirección Oeste-Noroeste acorde con el movimiento hacia el NW de Baja California.

Nieto-Samaniego *et al.* (1999) proporcionaron una primera síntesis de la parte Sur de la Sierra Madre Occidental en conjunto con la evolución magmática y tectónica de la Mesa Central, en este trabajo se correlacionan las ignimbritas silíceas definidas por McDowell y Clabaugh (1979) con aquellas de edad Oligoceno que afloran más al Este en la Mesa Central, entre Aguascalientes, Zacatecas y el Norte de Jalisco.

Rossotti *et al.* (2002) investigaron en la región de Guadalajara las relaciones espacio-temporales entre las provincias volcánicas de la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana. Con base en su trabajo de campo y obtención de edades isotópicas determinan que existe un hiatus de 10 Ma en la actividad volcánica de las dos provincias. La secuencia de la Sierra Madre Occidental esta formada por 400 m de ignimbritas de edad Mioceno temprano, (22 Ma) que representan un extenso pulso de actividad silícica explosiva en el borde Suroeste de la SMO, desde Sinaloa hasta Jalisco. El volcanismo de la FVTM es esencialmente bimodal (riolítico-basáltico); el modelo que proponen indica que el volcanismo máfico ocurre a lo largo de las fallas con alta tasa de deformación paralelas al arco (rumbo N55°W, volcanes monogenéticos del área de Tequila) mientras que el volcanismo diferenciado evidenciado por los domos silícicos alineados N-S, ocurriría en las fallas ortogonales al arco con baja tasa de deformación (rumbo N-S a NNE).

Ferrari *et al.* (2002) proporcionó el marco geológico y tectónico regional para el sector Sur de la Sierra Madre Occidental y propuso un modelo general para la ocurrencia de dos episodios ignimbríticos claramente separados, uno del Oligoceno temprano (31.5-28 Ma) y el otro del Mioceno temprano (23.5 – 20 Ma). Las ignimbritas del Oligoceno dominan en la parte oriental, entre Aguascalientes, Zacatecas y el Norte de Jalisco (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999); se identificó un paquete de ignimbritas con una edad de 30.1 Ma (método de K-Ar) en la parte Sur del graben de Bolaños, lo cual implica que la secuencia del Oligoceno podría subyacer toda la parte oriental de esta región Sur de la Sierra Madre Occidental. La secuencia ignimbrítica del Mioceno temprano cubre la región de Nayarit con dos paquetes principales: la secuencia de Las Canoas y la secuencia del Nayar, esta última correlacionable en edad con la ignimbrita La Paz, en el Sur de Baja California, mientras que hacia el Sur se correlaciona con las ignimbritas expuestas en Santa María del Oro (21.3 Ma; Gastil *et al.*, 1979), en Aguamilpa, Nay. (22.4 Ma; Damon *et al.*, 1979) y en la parte superior de la secuencia del graben de Bolaños (21.3-20.1 Ma; Scheubel *et al.*, 1988); asimismo se han reportado ignimbritas de 23 Ma desde el área de Teul hasta el río Santiago en el área de la presa Santa Rosa.

Desde el punto de vista estructural, el Sur de la Sierra Madre Occidental puede separarse en tres dominios principales: extensional oriental, occidental y meridional (Ferrari *et al.*, 2002). El dominio oriental está constituido por fosas tectónicas de dirección NNE a N-S, que afectan a ignimbritas del Oligoceno tardío o Mioceno temprano, se considera que la deformación extensional de dirección WNW a E-W que los originó pudo ocurrir durante el Mioceno temprano (22 y 20 Ma) iniciando durante el emplazamiento del volcán escudo en el graben Tlaltenango y después del depósito de la ignimbrita Nayar en el área del graben de Bolaños. El dominio occidental comprende desde el graben de Bolaños hasta la planicie costera, consiste en fosas tectónicas con orientación N-S a NNW que cortan a los grábenes del dominio oriental, determina en promedio una dirección de extensión hacia SW que afecta parte del graben de Bolaños. La edad de la deformación la considera Mioceno medio a tardío; ésta se basa en el emplazamiento de diques máficos en los sistemas de fallas normales San Pedro y Pochotitán (límites del Golfo de California) que han sido fechados en 11.9 Ma, asimismo en Aguamilpa se midieron 39 diques con rumbo promedio de N58°E fechados en 11.5 Ma. Se interpreta que la extensión ocurrió pocos millones de años antes de la intrusión de los diques y continuó por 1 o 2 Ma después de su emplazamiento como una manifestación de la “extensión proto Golfo”. Una edad de extensión similar se confirmó para el extremo Sur del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 2002). Finalmente, en el dominio meridional localizado cerca del límite con el Bloque Jalisco, la zona comprendida entre Santa María del Oro y la presa Santa Rosa está deformada en pliegues abiertos de rumbo N-NW con arreglo escalonado (*en échelon*) en el que los estratos tienen inclinación general de 30° a 35°, las rocas están afectadas por pequeñas cabalgaduras oblicuas con componente lateral izquierdo y fallas laterales izquierdas. Un segundo grupo de

pliegues de rumbo N-S se observa al W de los pliegues escalonados, que parecen haber sido originados por una ligera compresión E-W. Los pliegues están cortados por diques máficos subverticales de 11.4 Ma (Damon *et al.*, 1979) que proporcionan una edad mínima de la deformación. El estilo de deformación varía desde compresión neta en el Noroeste a una transpresión lateral izquierda en el área de Santa Rosa; este evento se desarrolló en el Mioceno medio (17 a 11 Ma) como producto del movimiento opuesto en dirección WNW-ESE entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco, durante las fases finales de la subducción de la microplaca Magdalena, donde continuaba la subducción de la placa de Cocos.

Respecto a que el río Santiago corre en buena parte del área que se ha identificado como el graben Tepic-Chapala, Rossotti *et al.* (2002) postulan que a lo largo del valle de dicho río las fallas de rumbo WNW-ESE son de edad Mioceno a Cuaternario. El contacto tectónico entre las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental y el batolito cretácico del Bloque Jalisco lo interpretan como un sobrecorrimiento oblicuo lateral izquierdo del Mioceno medio que más tarde se reactivó como una transtensión lateral derecha, estos autores postulan que la Sierra Madre Occidental está limitada por una estructura mayor que existe bajo la Faja Volcánica Transmexicana, que se localizaría bajo el volcán de Tequila.

Los trabajos citados anteriormente destacan edades absolutas de las rocas así como las características estructurales y su relación con la evolución tectónica del occidente de México. En este último aspecto, tiene relevancia el Bloque Jalisco como un elemento tectónico cuyos cambios en su movimiento han influido de manera decisiva en la deformación de la porción Sur de la Sierra Madre Occidental, donde se ubica el área del presente estudio.

I.3 MARCO TECTÓNICO DE REFERENCIA

Con base en la información geocronológica, estructural y estratigráfica documentada en la porción Sur de la Sierra Madre Occidental se establece el marco tectónico de referencia que se describe a continuación y que influyen en las condiciones estructurales del área de estudio.

Las características geológicas actuales del Occidente de Norteamérica y desde luego de México son el resultado de un ambiente tectónico de subducción que ha prevalecido desde el Cretácico hasta la actualidad. El arreglo de placas tectónicas que considera el proceso mediante el cual la placa Farallón se encontraba subduciendo bajo la placa Norteamericana (Figura 3), dio origen al inicio del Terciario a la Orogenia Laramide y posteriormente, en el Oligoceno-Mioceno, propició las condiciones necesarias para la actividad ígnea silícica de la Sierra Madre Occidental.

La región donde se ubica el área de estudio, ha estado sujeta a procesos tectónicos de extensión, el primero de ellos se produjo entre 22 y 18 Ma, después del inicio del pulso ignimbrítico de 23.5 a 20 Ma (Ferrari *et al.*, 2002), dio origen a grábenes espaciados regularmente (Juchipila, La Ventana y Bolaños) y fue ocasionado por la continuación hacia el Occidente del domino extensional de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Un segundo episodio extensional ocurrió hacia el final del proceso de subducción de la placa Farallón, la cual se fragmentó originando sus últimos fragmentos remanentes: las microplacas de Guadalupe y Magdalena (Ferrari, 1995). Al término de la subducción de la microplaca Magdalena le siguió el proceso de rifting inicial de la Península de Baja California entre los 15 y 11 Ma, proceso que llevó a la captura de Baja California por la placa del Pacífico (Henry y

Aranda-Gómez, 2000). Esta tectónica extensional dio origen al Basin and Range mexicano (Henry y Aranda-Gómez, 2000) que ha sido considerada como la continuación hacia el Sur de la provincia de Basin and Range del Oeste de los Estados Unidos.

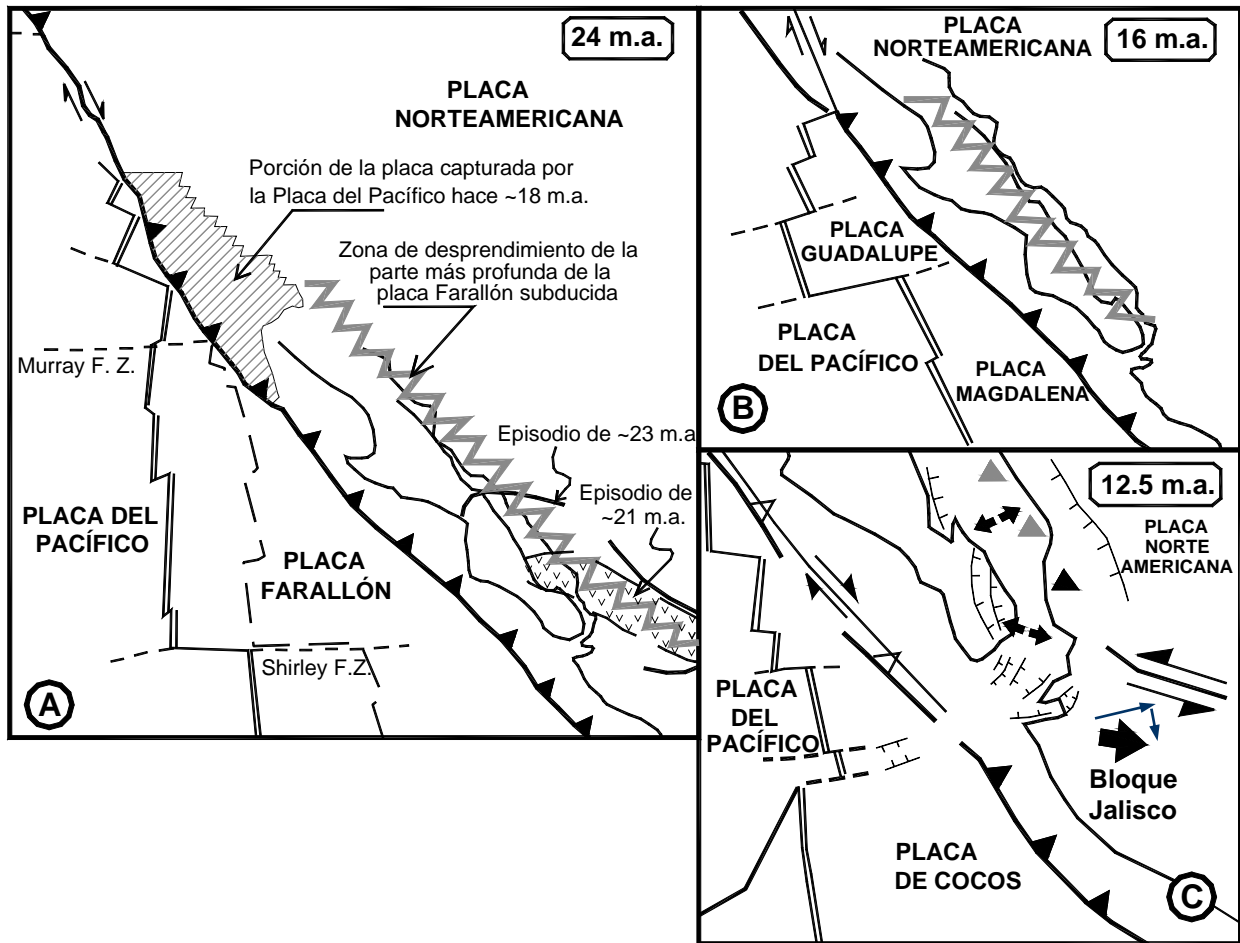


Figura 3.- Evolución tectónica del occidente de México desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno medio, se muestra la placa Farallón en subducción bajo la placa Norteamericana (A), su posterior fragmentación en las microplacas Guadalupe y Magdalena (B), así como la interacción de la microplaca Magdalena con la placa de Cocos que indujo el movimiento hacia el SE del Bloque Jalisco, asumiendo que se originaron dos componentes de movimiento (C). (Tomada de Ferrari *et al.*, 2002).

Los procesos de apertura en el Occidente de México dieron lugar a la formación de los grábenes de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala (Gastil, 1978; Demant, 1981 y Allan, 1986) los cuales acompañaron al proceso de apertura inicial del Golfo de California. Los grábenes de Tepic-Zacoalco y Colima junto con la trinchera del Pacífico, delimitaron al bloque tectónico de Jalisco (del Cretácico-Paleoceno, Figura 4). De esta forma quedó configurado el marco tectónico de la porción Sur de la Sierra Madre Occidental y su límite con el Bloque Jalisco, a menudo interpretado a lo largo del valle del río Grande de Santiago, pasando por el área de la presa Santa Rosa y posteriormente continúa hacia el Noroeste hasta Tepic mediante el graben San Pedro-Ceboruco (Ferrari *et al.*, 2003).

En la deformación regional de esta porción Sur de la Sierra Madre Occidental un papel muy importante jugó el comportamiento del Bloque Jalisco por sus movimientos opuestos con el

límite Sur de esta provincia geológica, los cuales fueron resultado de la influencia del régimen tectónico establecido por el Bloque Jalisco y su relación con las placas Farallón, Norteamericana, del Pacífico y Cocos.

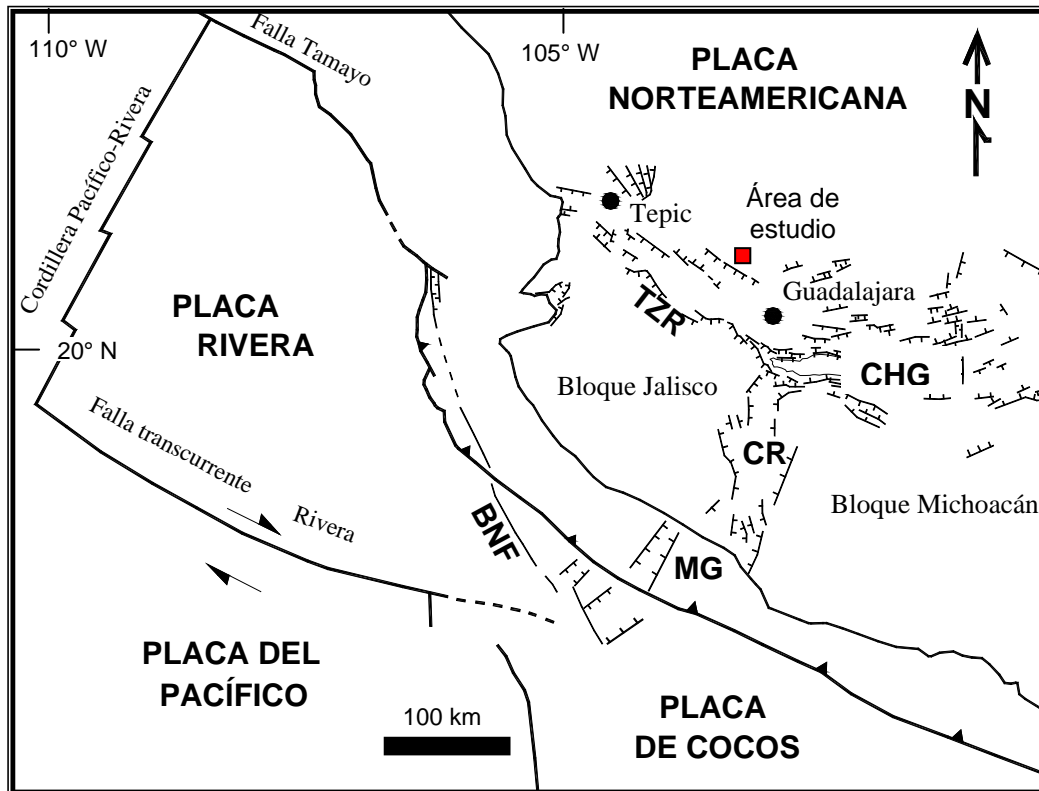


Figura 4.- Marco tectónico actual del occidente de México (Tomado de Ferrari y Rosas, 2000). BNF.-Falla de Barra de Navidad, TZR.-Graben Tepic-Zacoalco, CR.- Graben de Colima, MG.- Graben de Manzanillo y CHG.- Graben de Chapala.

Ferrari *et al.* (2002) recurre a estos elementos tectónicos para explicar el dominio meridional o transpresivo del Sur de la Sierra Madre Occidental, región en la cual se ubica el área de estudio. Remontándose al Mioceno medio, los esfuerzos diferenciales aplicados a la placa Norteamericana a ambos lados del límite de subducción de las placas Magdalena-Cocos, como consecuencia de una disminución de la subducción de la placa de Magdalena, reactivó el límite entre el Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental induciendo un movimiento lateral izquierdo durante el proceso inicial de la apertura del Golfo de California (14-12 Ma) y muy próximo al fin de la subducción de la microplaca Magdalena (Ferrari, 1995). El contraste entre la subducción menguante de la microplaca Magdalena y la constante subducción de la placa de Cocos añadió una pequeña dirección convergente entre los 14 y 12.9 Ma, que pudo originar la deformación transpresiva observada a lo largo de la proyección al interior del continente del límite de la microplaca Magdalena-Cocos, esto también corresponde con el límite entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco (Ferrari *et al.*, 2002).

A finales de Mioceno medio (12 Ma), un tercer episodio extensional afecta la franja más occidental de la Sierra Madre Occidental. La edad de esta deformación, tradicionalmente definida como Provincia Extensional del Golfo o "Proto-gulf extensión", se desarrolló en toda la Sierra Madre Occidental entre 12 y 9 Ma, tanto en Sonora (Gans *et al.*, 2003) como en Sinaloa

(Henry y Aranda-Gómez, 2000) y Nayarit (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Ferrari *et al.*, 2002). En este periodo se infiere que el movimiento oblicuo lateral izquierdo del Bloque Jalisco en su límite con la Sierra Madre Occidental, se reactivó a una trastensión lateral derecha (Rossotti *et al.*, 2002), así como extensión hacia el Este, lo que implica un movimiento hacia el Oeste-Noroeste del Bloque Jalisco acorde al movimiento hacia el NW de Baja California.

I.4 OBJETIVO

Los estudios realizados en la porción Sur de la Sierra Madre Occidental han establecido la estratigrafía de la región así como las características estructurales que definen la cronología de eventos de deformación ocurridos desde el Mioceno temprano. Con respecto a esta información, en la zona de confluencia de los ríos Grande de Santiago y Bolaños, se plantea como objetivo identificar la estratigrafía local y la cronología de los eventos de deformación que han afectado a las rocas, para evaluar su similitud o diferencia con el marco geológico postulado en la región. Para lograr este objetivo se establece lograr los siguientes alcances:

- Identificar las unidades litológicas que afloran en el área y que constituyen la columna estratigráfica.
- Identificar los tipos de fallas que afectan el área de estudio con la identificación de indicadores cinemáticos, así como la cronología del fallamiento.
- Determinar el tipo de deformación que operó en las zonas de falla identificadas y la obtención de las direcciones principales de acortamiento y extensión.

I.5 METODOLOGÍA

Se obtuvieron las fotografías aéreas escala 1:70 000 con las que se llevó a cabo la fotointerpretación geológica. Se hicieron recorridos a lo largo de los valles de los ríos Santiago y Bolaños para la identificación de las unidades litoestratigráficas que afloran en el área, sus contactos litológicos, datos de estratificación y fallas que las afectan, toda esta información se plasmó en una base topográfica obtenida por restitución fotogramétrica, complementada con la hoja topográfica F13D43 de INEGI. Con objeto de definir la edad de las unidades litoestratigráficas cartografiadas se analizaron los fechamientos isotópicos reportados en trabajos previos, de esta manera se estableció la columna estratigráfica de la región. Con este proceso se elaboró la cartografía geológica.

En los recorridos de campo los sitios donde se identificó una falla con continuidad mayor a los 100 m en afloramiento, con desarrollo de harina o “gouge” de falla, brecha de falla, contacto de unidades litológicas distintas, planos de falla con estrías, escalones incongruentes o congruentes o al menos dos de estas características, se establecieron como estaciones estructurales de medición. Cada estación se localizó geográficamente con GPS; el proceso de trabajo consistió en identificar la falla maestra como la principal por su continuidad y presencia de harina o brecha de falla, la unidad litológica afectada por la falla, registrar los datos de rumbo y echado de los planos de falla, medir el pitch de las estrías, el espesor de la zona de falla y su longitud en afloramiento, asimismo se determinó el movimiento relativo de las fallas utilizando

los indicadores cinemáticos tales como escalones incongruentes, escalones congruentes con crecimiento mineral, criterios R-R', PO, RO, etc.

1.5.1 Identificación de indicadores cinemáticos de fallas

Como fundamento del origen de los indicadores cinemáticos, se asume que el conjunto de fallas generadas bajo un mismo estado de esfuerzos (falla maestra o principal y fallas secundarias de una estación estructural o región) deben reunir las relaciones angulares que se muestran en la figura 5. En tal circunstancia se dice que las fallas tienen compatibilidad cinemática; si hubiera planos de falla con orientación incompatible, éstos serían interpretados como fallas generadas bajo un estado de esfuerzos distinto o bien por rotación de las estructuras.

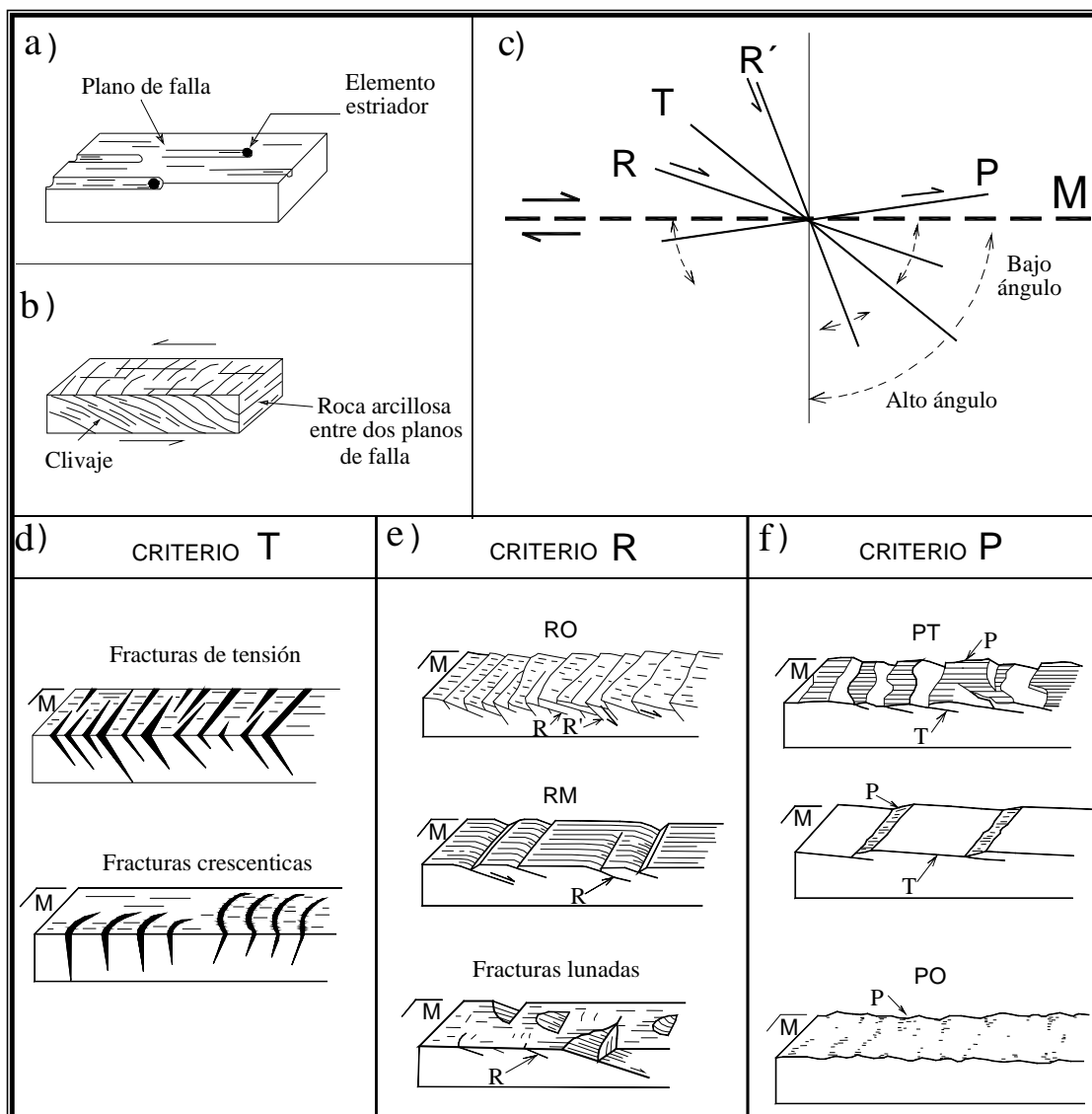


Figura 5.- a) Relaciones angulares entre las fallas maestra, secundarias y grietas de tensión. b) clivaje de falla desarrollado entre dos planos de falla. c), d), e) y f) criterios de indicadores cinemáticos. (Petit, 1987)

En la generación de planos de falla, la evidencia más notable de desplazamiento entre bloques es la del elemento estriador que imprime en el plano de la falla la dirección de movimiento relativo entre ellos, las estrías así formadas constituyen el primer indicador cinemático empleado. Dentro del conjunto de fallas compatibles destaca la falla maestra (M) que funge como el plano de referencia para las relaciones angulares; a 45° de la falla maestra se generan las fracturas de tensión (T), un par de fallas conocidas como fallas de Riedel (R-R'), se generan en pares conjugados con un ángulo de 60° entre sí, y con ángulo de 15° (R) y 75° (R') con respecto a la falla maestra. Las fallas T, R y R' están orientadas con un ángulo agudo en el sentido de movimiento de la falla maestra. El tercer grupo de fallas secundarias son las fallas P, con bajo ángulo respecto a la falla maestra e inclinación opuesta a su sentido de movimiento.

A partir de las fallas y fracturas secundarias surgen criterios para evaluar el sentido de desplazamiento de la falla maestra. Las fracturas de tensión no tienen estrías. Las fallas estriadas R son fallas sintéticas o de bajo ángulo, las fallas estriadas R' son fallas antitéticas o de alto ángulo. Las fallas estriadas P son de bajo ángulo y su relación con las fallas R permite distinguir morfologías importantes en la superficie de los planos de falla.

Se tienen tres criterios principales.

El criterio T, emplea fracturas de tensión, probablemente generadas por intemperismo mecánico y más antiguas que la falla M. Estas fracturas buzcan en dirección del movimiento de la falla maestra.

El criterio R se aplica si las fallas estriadas R y R' se observan sobre el plano de falla principal formando escalones contrarios a la dirección de movimiento del bloque faltante (Figura 4d, criterio RO), estos escalones que encaran al movimiento del bloque opuesto se denominan incongruentes (Figuras 6 y 7). En los casos donde estos escalones están pulidos generalmente corresponden con el criterio PT.

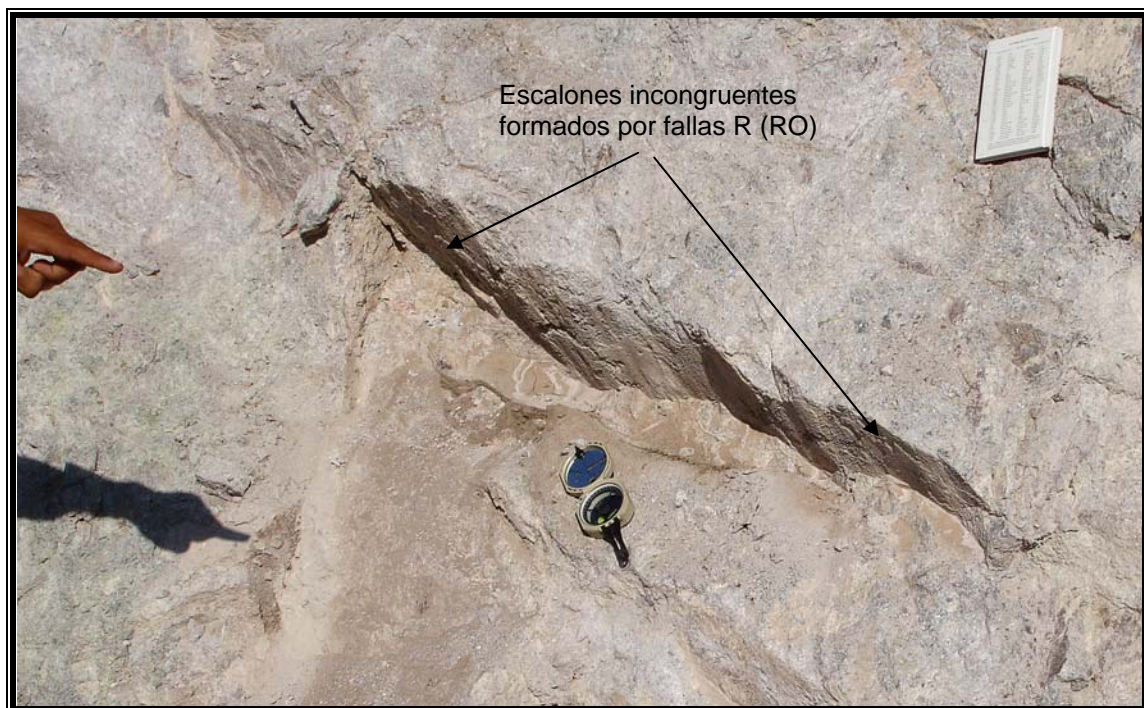


Figura 6.- Plano de falla determinada como inversa por los escalones incongruentes formados por fallas R sobre la falla M, que encaran al movimiento del bloque perdido.

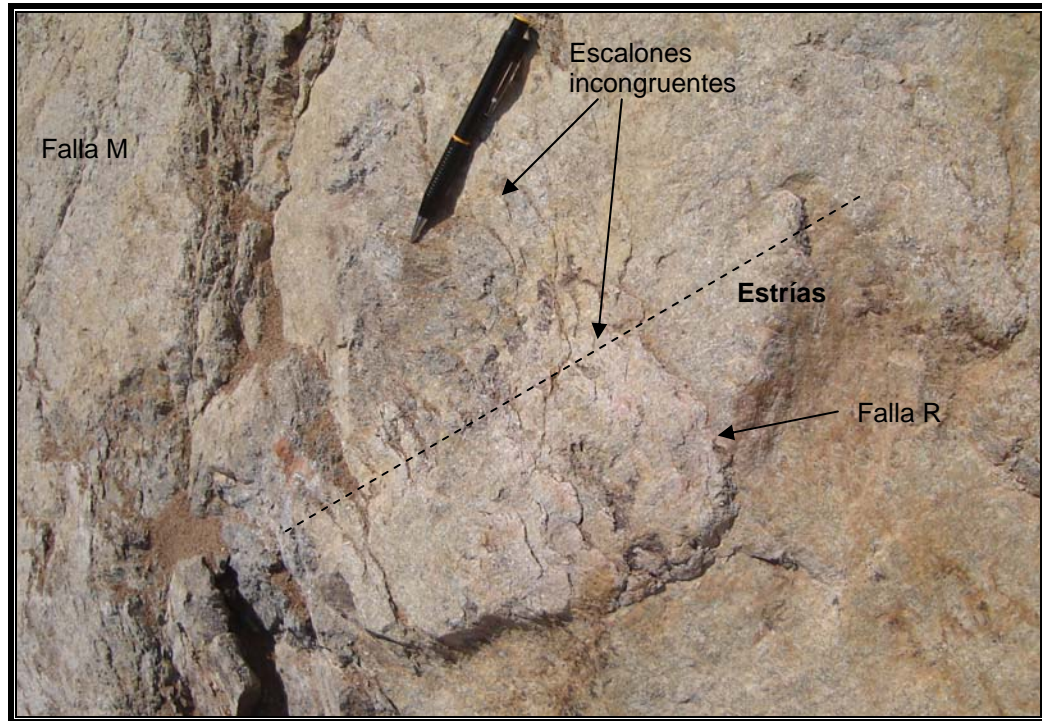


Figura 7.- Escalones de falla incongruentes que indican una falla normal, en la que el bloque que falta deslizó hacia abajo encarando los escalones que forman las fallas R respecto a la Falla M.

Si el plano de falla principal está completamente estriado el criterio se denomina RM y los escalones formados no encaran al bloque opuesto denominándose escalones congruentes en los que tiene lugar crecimiento de mineral estriado (Figuras 8 y 9). También dentro del criterio R se encuentran las estructuras lunadas cuyo lado curvo indica el sentido de movimiento del bloque que la contiene.

El criterio P, comúnmente se emplea en combinación con grietas de tensión no estriadas y se da por la alternancia de planos, uno estriado y uno sin estrías, que generan escalones incongruentes estriados o congruentes con crecimiento de mineral estriado. La letra O se emplea si en el plano se observan ya sea las fallas R o las P.

El progreso de la deformación en la zona de falla comprendida entre dos planos principales de falla, genera la rotación de las fallas R, R' y P, formando lentificación (Figura 10) un progreso mayor de la deformación genera la imbricación de sigmoides (dúplex) hasta desarrollar un arreglo anastomosado de sigmoides que indican un estado avanzado de la deformación (Figura 11). Esta rotación de estructuras complica la aplicación de las técnicas para la determinación de las direcciones de acortamiento-extensión o de los esfuerzos principales, ya que se pierden las relaciones angulares originales y se enmascaran las direcciones de los ejes principales de deformación. Los arreglos paralelos e inclinados de las fracturas de tensión y fallas R-R', se identifican como estructuras en échelon, si éstas tienen una inclinación en sentido horario la falla principal es antihoraria o siniestra, en el caso contrario, arreglos en échelon inclinadas en sentido antihorario, indican una falla principal horaria o diestra (ver Figura 10).

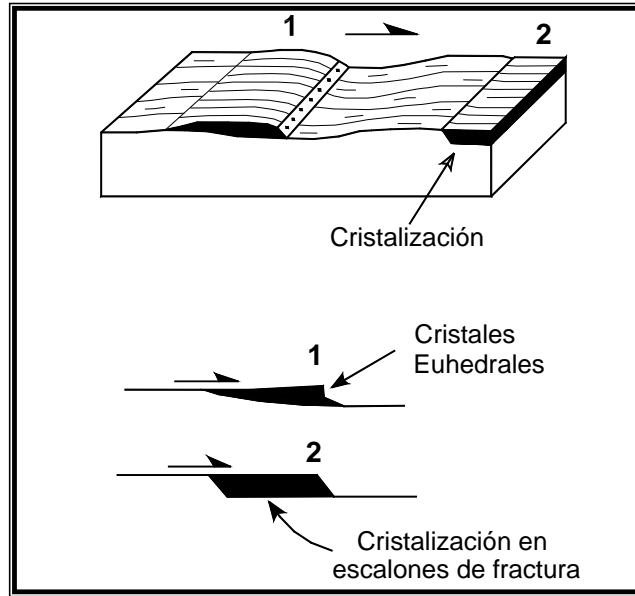


Figura 8.- Escalones congruentes que no encaran, con cristalización de mineral (Petit, 1987).



Figura 9.- Falla normal con crecimiento de mineral estriado en escalones de falla congruentes que no encaran, formados por fallas R y M.

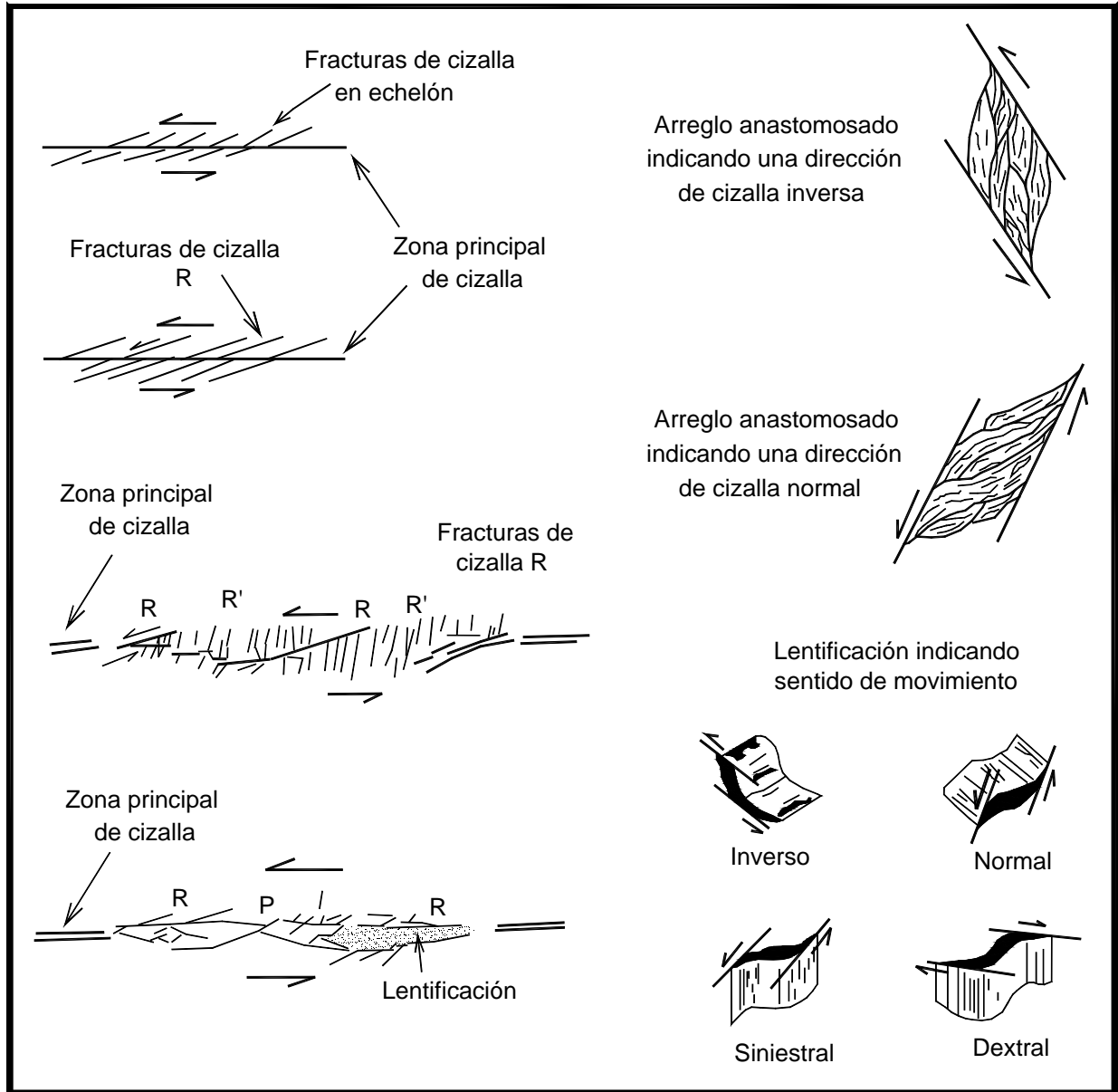


Figura 10.- Formación de lentes o estructuras sigmoidales por la rotación de fallas secundarias R, R' y P (Tomado de Mercier y Vergely, 1992).



Figura 11.- Zona de falla inversa con arreglo anastomosado de sigmoides compresional. La flexión hacia abajo del plano que funge como límite inferior de la zona de falla, es característica del comportamiento ondulado de esta estructura.

1.5.2 Análisis cinemático de fallas

La nomenclatura utilizada para clasificar las fallas se basa en el ángulo del pitch que tienen las estrías sobre el plano de falla de acuerdo a la zonificación que se ilustra en la figura 12, de esta forma se define si una falla es de movimiento lateral (pitch $<10^\circ$), lateral con componente normal (pitch de 10° a 45°), normal con componente lateral (pitch de 45° a 80°) o netamente normal (pitch $>80^\circ$). Asimismo para el caso de fallas inversas las fallas serán de movimiento lateral (pitch $<10^\circ$), lateral con componente inverso (pitch de 10° a 45°), inversa con componente lateral (pitch de 45° a 80°) o netamente inversa (pitch $>80^\circ$).

Los datos de los planos de falla y de los pitch medidos en cada estación estructural se procesaron mediante el método Fault Kin de Allmendinger (Marret y Allmendinger, 1990, 1991), dicho método consiste en un análisis cinemático de una población de fallas que genera gráficas de P&T (presión-tensión) con un principio similar a las gráficas de mecanismo focal utilizados en sismología. El nombre de la gráfica P&T alude a términos de esfuerzo, sin embargo la construcción de la gráfica de mecanismo focal o P&T se realiza con base en criterios de deformación. Infinidad de pruebas de laboratorio con especímenes de roca sometidos a prueba de compresión con una fuerza aplicada en dirección vertical (Figura 13) han demostrado la deformación de la roca mediante acortamiento en sentido vertical y alargamiento en el sentido horizontal, sobre todo considerando un círculo dentro del espécimen que se deforma a elipse durante la prueba; el progreso de la prueba hasta provocar el rompimiento de la roca evidenció la formación sistemática de microfallas a un ángulo de 30° a 45° con respecto a la aplicación de la fuerza F.

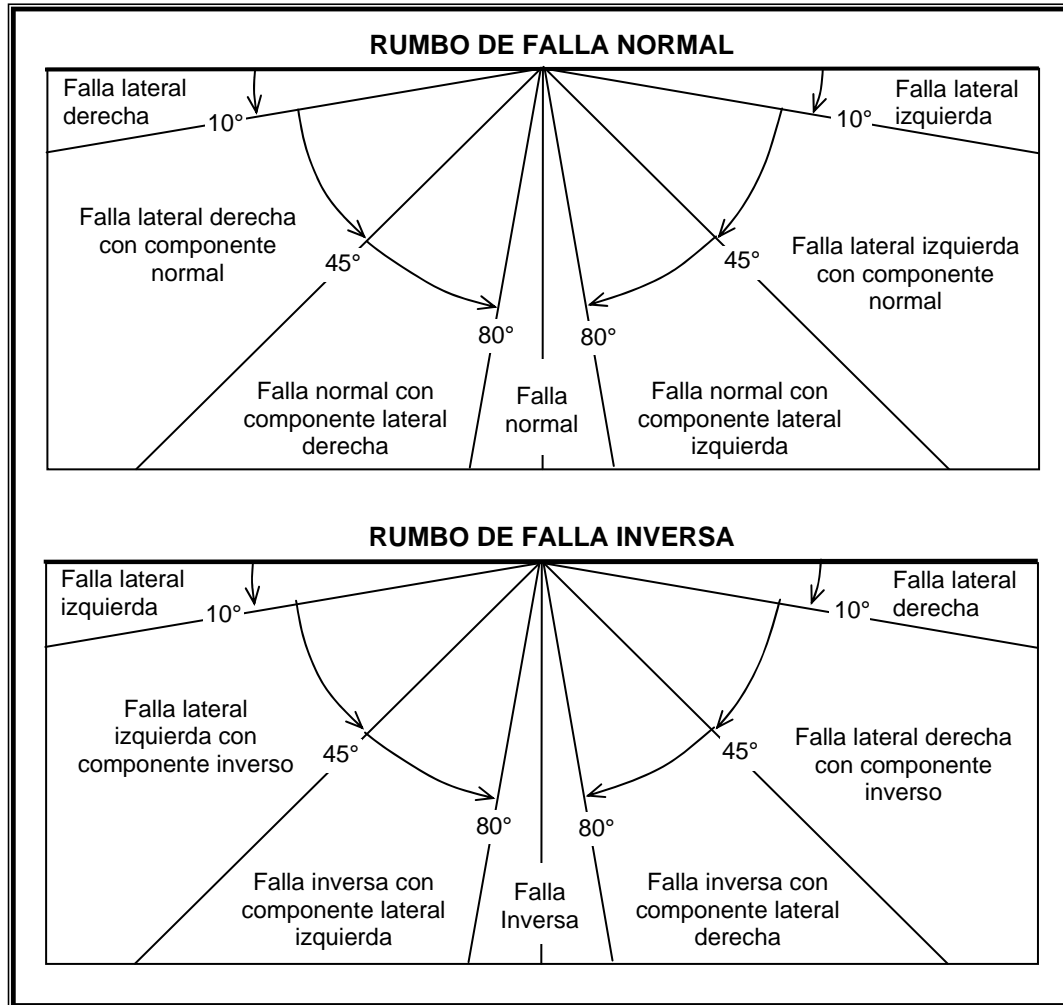


Figura 12.- Criterios para la nomenclatura de fallas con base en el ángulo del pitch de las estrías.

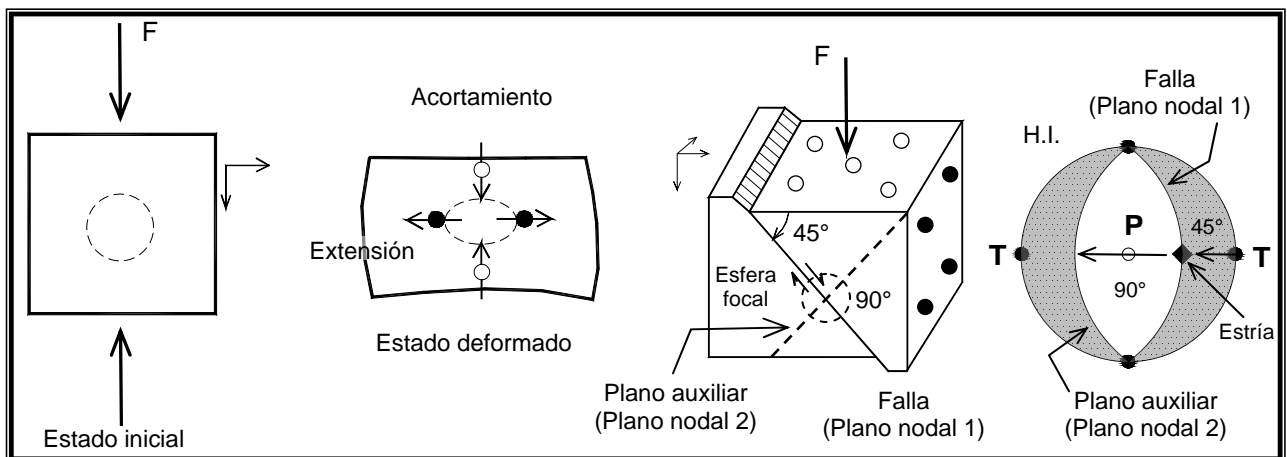


Figura 13.- Deformación de una muestra de roca, indicando ejes de extensión y acortamiento, la posterior formación de un plano de falla con un ángulo de 45° con respecto a la fuerza F constituye el plano nodal 1, a 90° se grafica un plano auxiliar que constituye el segundo plano nodal, los planos nodales definen los campos de extensión (T) y acortamiento (P) (Tomado de Cox y Bryan, 1986).

Extrapolando esta condición a un modelo se generan dos planos perpendiculares entre sí denominados nodales que delimitan campos de acortamiento y extensión originados por el movimiento en los planos de falla, en estos campos las direcciones de máxima extensión y acortamiento son las líneas bisectrices a los planos nodales.

La aplicación del modelo de mecanismo focal a una falla como las observadas en el área de estudio, requiere conocer los planos nodales y el plano de movimiento de la falla sobre el que se debieron llevar a cabo las direcciones de máximo acortamiento y extensión, el plano de la falla constituye el primer plano nodal y el segundo plano nodal se genera tomando a la estría del plano de falla, representada por el pitch, como el polo de dicho plano nodal. La estría constituye el indicador cinemático del desplazamiento de la falla, por lo que se utiliza para generar el plano de movimiento junto con el polo del plano de la falla. Las direcciones de máximo acortamiento y extensión se localizan sobre el plano de movimiento de la falla a 45° de los planos nodales (o a 45° a ambos lados de la estría), con ayuda de una esfera focal conceptualmente ubicada en la intersección de los planos nodales y las direcciones de desplazamiento de la falla, se definen los cuadrantes donde operan la extensión (T) y el acortamiento (P) (Figura 14). Construida así la gráfica, los ejes P y T son equivalentes a los eigenvectores de desplazamiento de esa falla por lo que dichos ejes son fundamentalmente de naturaleza cinemática y representan los ejes principales del tensor de deformación incremental de la falla. Es importante destacar que este método se basa en el indicador cinemático que constituye la estría y el plano de falla que la contiene, de tal forma que el proceso de estos elementos estructurales que constituyen una deformación no debieran proporcionar un resultado en términos de esfuerzo. Con base en esta conclusión se toma como adecuado el método de Allmendinger para el análisis estructural de las fallas identificadas en la región que proporcionan resultados en términos de deformación.

La metodología de Marret y Allmendinger para obtener las direcciones principales de distorsión consiste en trazar en la red estereográfica la ciclográfica del plano de la falla (Figura 14), también se grafican el polo y la estría, la ciclográfica que une estos dos elementos define el plano de movimiento de la falla. Para el caso de una falla normal, sobre el plano de movimiento entre el polo de la falla y la estría (a 45° de ambos), se ubica la posición del eje P o dirección de acortamiento y a 45° del polo, en el otro cuadrante, el eje T o dirección de extensión. La posición de los ejes de acortamiento P y extensión T, se invierten en el caso de una falla inversa (Figura 15).

Los datos de fallas y de los pitch de estrías fueron procesados en el software stereonet, módulo Faultkinwin, versión 1.2 de Allmendinger. La alimentación de datos al software consistió en la captura del número de estación estructural, fecha, nombre de la localidad, unidades litológicas en el bloque superior e inferior y estratificación si existe. Los datos de la falla que se ingresaron fueron: rumbo en valor azimutal, el valor del echado y el cuadrante de buzamiento; en otro campo se indicó el tipo de dato de la estría en este caso el pitch, el valor del ángulo y el tipo de deslizamiento: derecho, izquierdo, normal o inverso. La alimentación de datos del echado de las capas en el bloque del bajo induce una corrección gráfica. También se pueden indicar datos adicionales como espesor de tipo de falla y desplazamiento de la falla. El software genera una gráfica en la falsilla estereográfica equiareal (Schmidt) con las ciclográficas de los planos de falla y las estrías, en la selección del tipo de gráfica se generan las gráficas del mecanismo focal P&T, obteniéndose las direcciones principales de deformación por extensión, acortamiento e intermedia. Estas direcciones son resultado de un conteo estadístico de los puntos de acortamiento y extensión que se grafican para cada plano de falla.

En la planta topográfica con las fallas principales procesada en AUTOCAD se ubicaron las

gráficas con las direcciones de acortamiento-extensión obtenidas en el análisis descrito, tanto para las fallas inversas con componente lateral como para las fallas normales identificadas en el área de estudio.

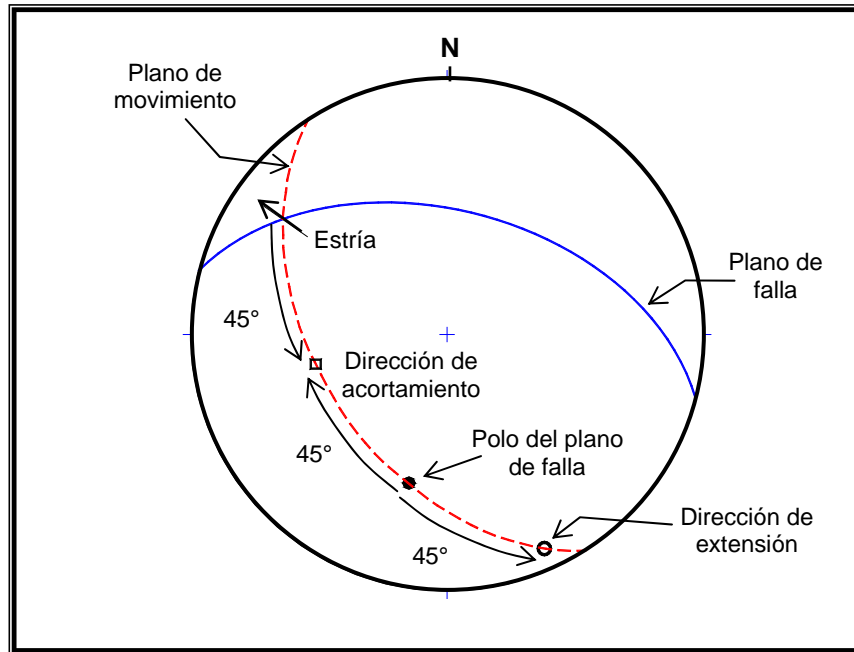


Figura 14.- Metodología de Allmendinger para determinación de las direcciones de acortamiento y extensión para el caso de una falla normal con componente lateral.

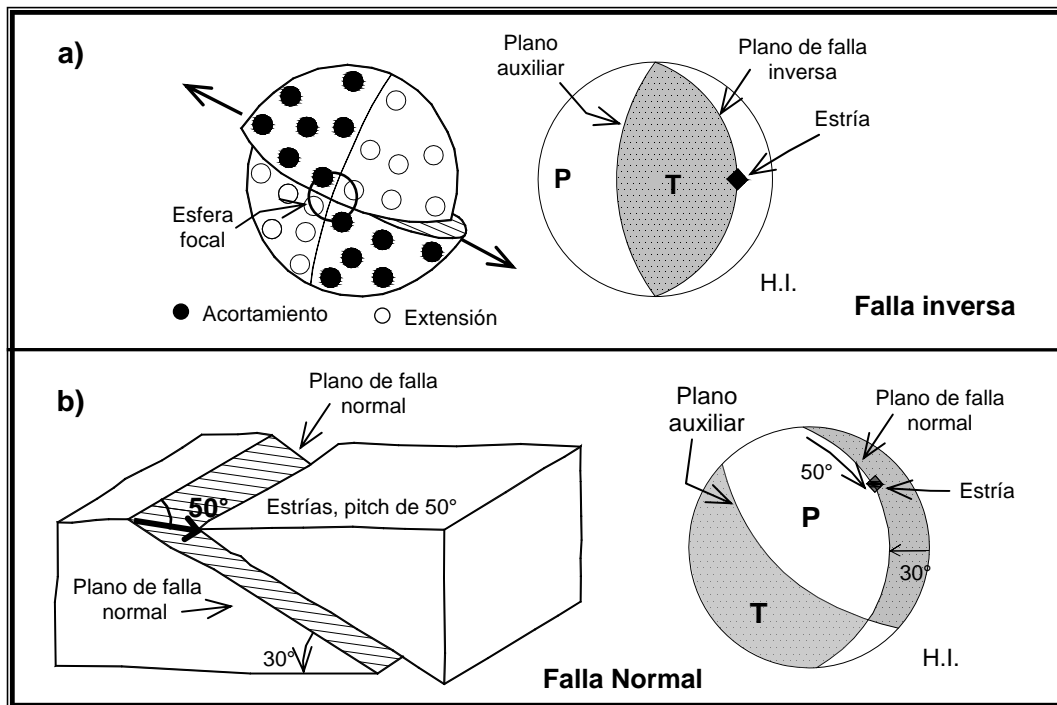


Figura 15.- a) Construcción de la gráfica de mecanismo focal (P&T) típica de falla inversa utilizando la esfera focal, con la definición de los campos de extensión (T) y acortamiento (P). En la figura b) se ilustra la gráfica típica de falla normal con componente lateral indicada por las estrías (Tomado de Cox y Bryan, 1986).

II. ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica del área de estudio está conformada por rocas volcánicas terciarias de composición ácida a intermedia, que fueron emplazadas durante la actividad de la Sierra Madre Occidental; estas rocas están afectadas por cuerpos intrusivos cuya composición varía desde ácida hasta básica; todas estas unidades están cubiertas por aluviones antiguos, depósitos pumiciticos y derrames basálticos. Finalmente los materiales no consolidados están representados por depósitos de talud, suelo y aluvión. A continuación se describen las unidades litológicas en orden cronológico de la más antigua a la más reciente. La figura 16 es la columna estratigráfica compuesta y la figura 17 es el mapa geológico que muestra la distribución de las unidades litológicas en el área.

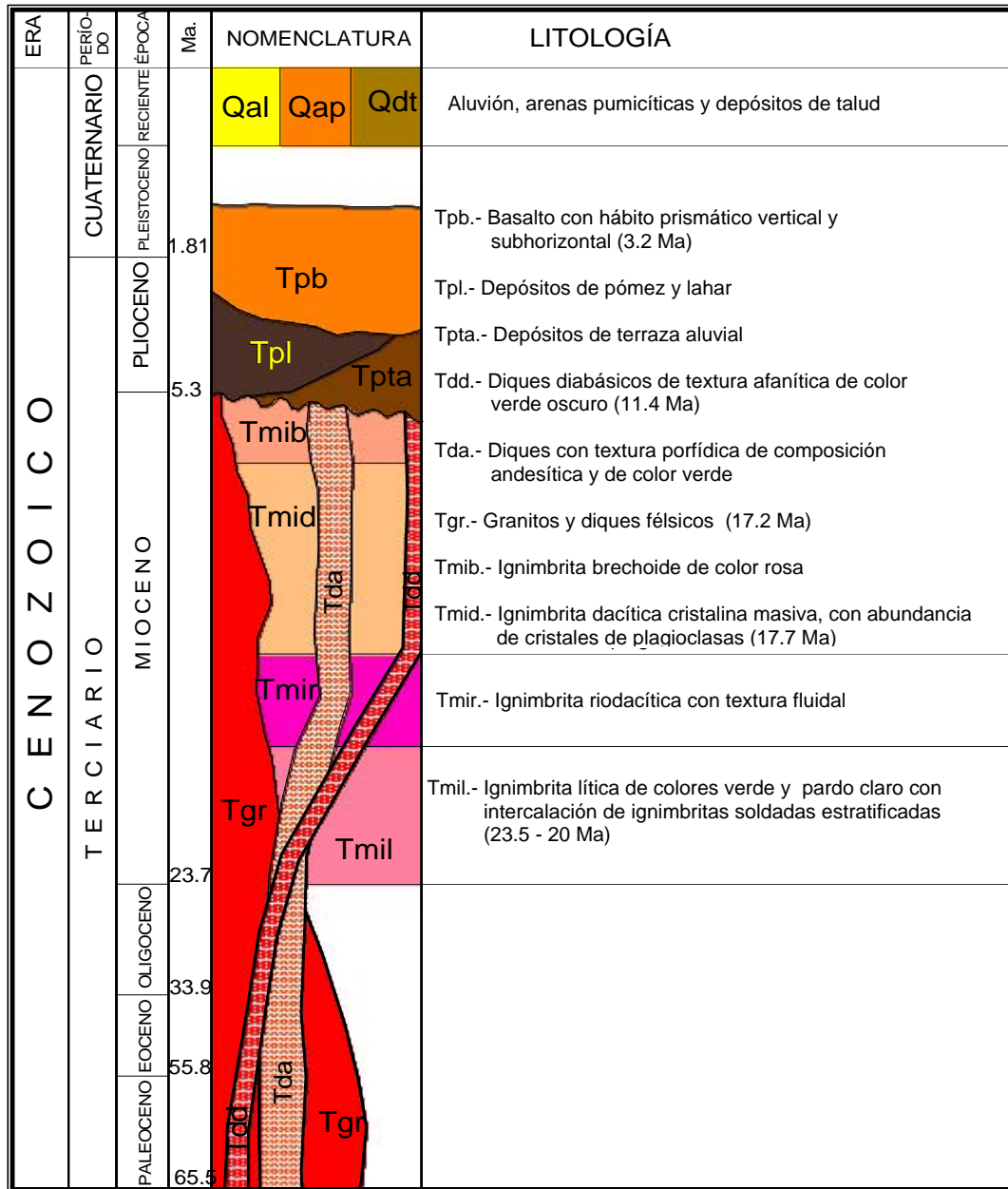


Figura 16.- Columna estratigráfica del área de estudio.

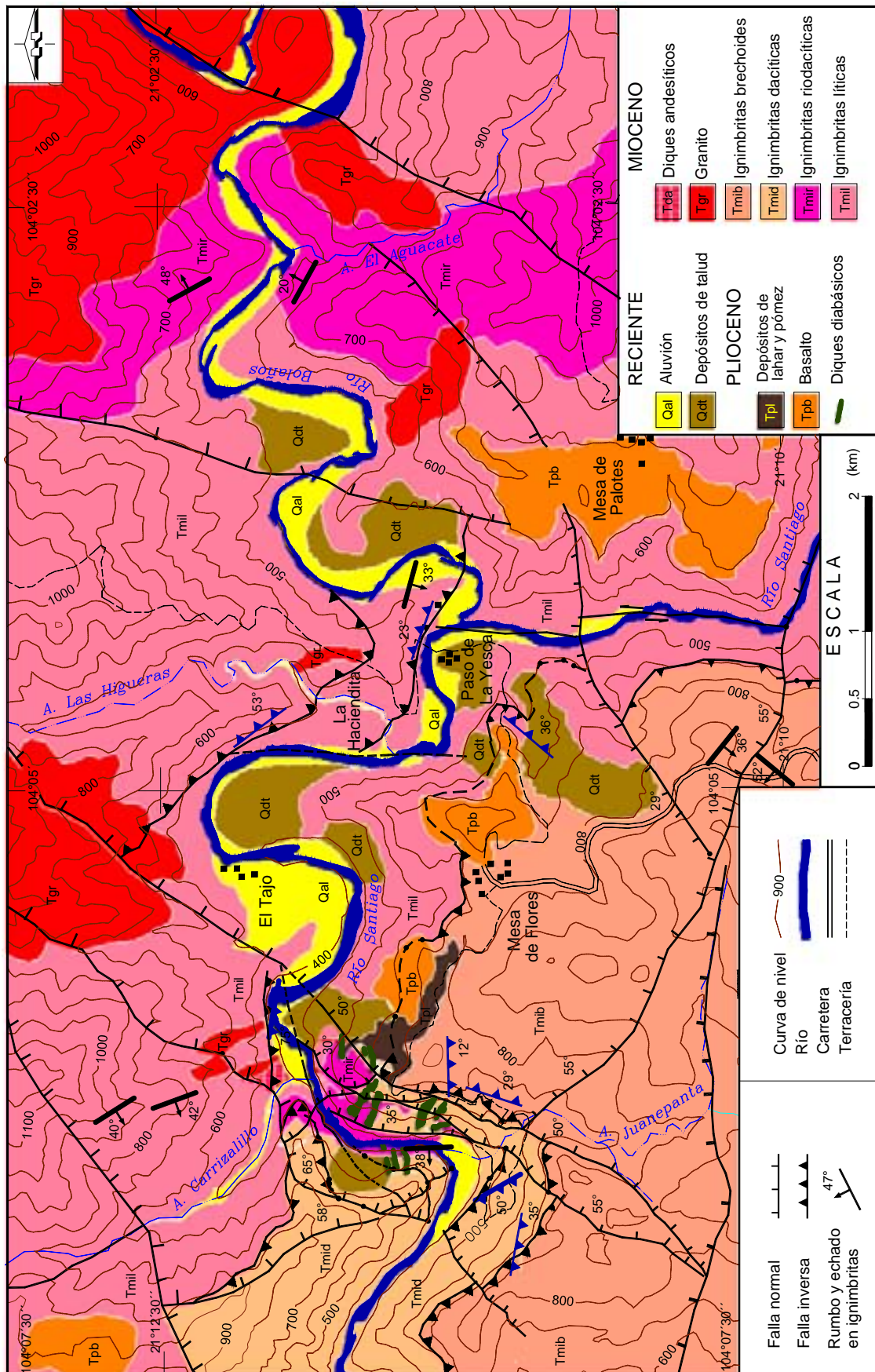


Figura 17.- Geología del área de estudio.

II.1 TERCIARIO

II.1.1 Mioceno

Ignimbritas líticas (Tmil)

Esta unidad consiste en un potente paquete de rocas de origen piroclástico de color gris muy claro a verde claro, que contiene fragmentos líticos de composición principalmente andesítica, algunos clastos de intrusivos dioríticos a granodioríticos y pómez, inmersos en una matriz fina soldada (Figura 18). El tamaño de los fragmentos líticos varía de 0.01 a 0.30 m de longitud de su eje mayor y son angulosos a sub-angulosos, cuando los fragmentos son grandes (de hasta 30 cm) le dan a la roca una apariencia brechoide, mientras que en los paquetes que tienen pómez con tamaño promedio de 1 cm, se observan con frecuencia aplastados formando los "fiammes" y la textura eutaxítica propia de las ignimbritas. La estructura de esta unidad es predominantemente masiva aunque se observan intercalaciones de gruesos paquetes estratificados de aproximadamente 200 m de espesor de ignimbritas riódacíticas de color rojo pálido con fragmentos líticos sub-angulosos de tamaño menor a 2 cm, pocas plagioclasas y cuarzo, inmersos en matriz fina bien consolidada; asimismo tienen intercalaciones de paquetes de ignimbritas riolíticas fuertemente soldadas con abundancia de cuarzo y plagioclasas y menor cantidad de fragmentos líticos, algunos formando fiammes de hasta 10 cm de longitud (Figura 19). Ambos, tanto los paquetes estratificados como las ignimbritas riolíticas, son rocas más duras que sobresalen en el relieve como altos topográficos o cambios abruptos en la topografía.

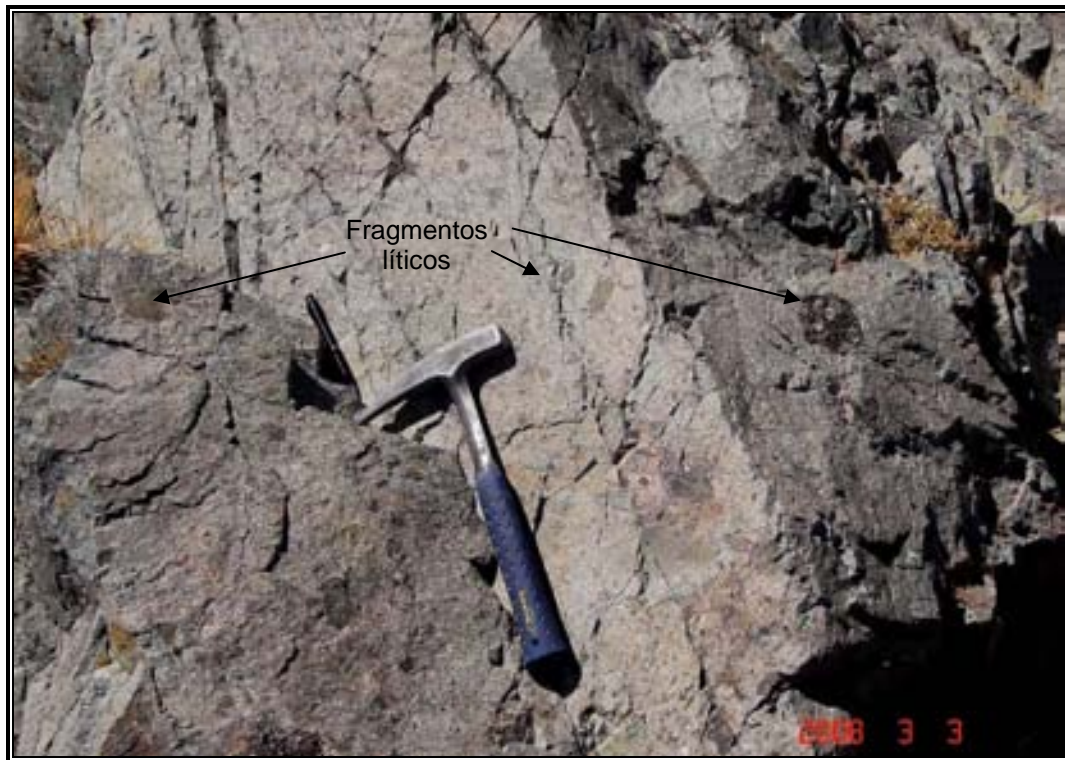


Figura 18.- Aspecto de la ignimbrita con fragmentos líticos.



Figura 19.- Fiammes de ignimbritas riolíticas soldadas.

La actitud de la estratificación en estos paquetes intercalados demuestra el comportamiento estructural regional de la secuencia volcánica, pues en la zona de Paso de La Yesca un paquete de ignimbritas exhibe estratificación con rumbo N80°W e inclinación de 33° hacia el SW, mientras que sobre el río Bolaños, aproximadamente un par de kilómetros aguas arriba, los estratos tienen rumbo de N65°W inclinada con 20° hasta 48° hacia el NE.

Esta unidad está expuesta desde el arroyo Carrizalillo hacia aguas arriba (hacia el Este) incluyendo la zona de confluencia de los ríos Santiago y Bolaños (Figura 17). Su posición estratigráfica se observa como subyacente a una ignimbrita riodacítica y es la unidad más antigua de la columna estratigráfica de la región con una edad probable del Mioceno temprano. Se correlacionaría con el episodio ignimbrítico del Mioceno temprano (23.5-20 Ma) que originó la secuencia del Nayar definida por Ferrari *et al.* (2002) la cual forma la parte superior de la secuencia del graben de Bolaños, o bien con la ignimbrita La Ceja fechada en 22.23 Ma por Nieto-Obregón *et al.* (1985) con el método de K-Ar. (Ver Tabla 1, pagina 3, fechamientos isotópicos)

Ignimbrita Riodacítica (Tmir)

Consiste en rocas de color gris claro a rojo pálido con textura fluidal (Figura 20), están constituidas por feldespatos, cuarzo, fragmentos líticos riodacíticos con tamaño generalmente menor a 1 cm y escasa biotita, todos estos componentes están bien soldados por una matriz

muy fina de cuarzo y feldespatos potásico, lo que las hace unas rocas muy duras. Con frecuencia tienen alteración hidrotermal evidenciada por la presencia de clorita, epidota y silicificación. Se caracteriza por su estructura estratificada en espesores variables de 0.20 a 1.50 m y con rumbo general N35°W e inclinaciones de 40° a 55° hacia el SW (Figura 21).

En la secuencia se encuentran intercalaciones de unos 15 m de espesor de riolitas de color rosa claro con textura esferulítica y silicificadas en las que se observa cuarzo y feldespatos.

Estas rocas afloran en la zona donde terminan los meandros del río Santiago (Figura 17). El espesor total se estima en 150 metros, su posición estratigráfica es suprayacente a la ignimbrita lítica (Tmil) y está cubierta por una ignimbrita dacítica cristalina (Tmid), el contacto con esta unidad se observa alterado por oxidación lo que podría indicar un período de intemperismo previo al depósito de la unidad dacítica.

Su edad se considera del Mioceno temprano y podría considerarse como parte de la secuencia del Nayar o de la ignimbrita La Ceja, sólo que por el detalle del trabajo realizado se separó como una unidad independiente de la secuencia estratigráfica del sitio.



Figura 20.- Textura fluidal en las ignimbritas riódacíticas



Figura 21.- Estratificación de la ignimbrita riódacítica. Los estratos están inclinados hacia el SW con 40° a 50°.

Ignimbrita dacítica cristalina (Tmid)

Consiste en una ignimbrita con estructura masiva aunque en algunas ocasiones con burda estratificación; es de color gris rojizo claro a oscuro en roca fresca y verdosa a marrón rojiza por alteración; está constituida por abundancia de plagioclasas subhedrales a euhedrales, fragmentos líticos, cuarzo, escasa biotita y una matriz microcristalina, en ocasiones con desarrollo de esferulitas. Ocasionalmente, sobre todo en la base, presenta líneas de fluidez y fragmentos líticos riolíticos, riódacíticos, de granodioritas y pómez aplastados que forman “fiammes” (Figura 22). Por lo general se encuentra afectada por un intenso fracturamiento y muy alteradas, con las plagioclasas formando arcilla del tipo del caolín. Esta unidad aflora aguas abajo del arroyo Carrizalillo (Figura 17), tiene un espesor aproximado de 400 m y cubre a la ignimbrita riódacítica (Figura 23). Se le atribuye una edad del Mioceno temprano con base en fechamientos isotópicos de estas rocas por el método de K-Ar, que resultan con una edad de 17.7 Ma (Bryan *et al.*, 2008). Por la edad, estas rocas pueden correlacionarse con las ignimbritas de la zona de Santa Rosa que Nieto-Obregón *et al.* (1985) fecharon en 16.9 Ma, también con el método K-Ar.



Figura 22.- Aspecto de la ignimbrita dacítica cristalina en un acercamiento que muestra el alto contenido de plagioclasas y los “fiammes”.



Figura 23.- Ignimbrita dacítica cristalina cubriendo en contacto concordante a la ignimbrita riódacítica.

Ignimbrita riolítica brechoide (Tmib)

Consiste en rocas piroclásticas de color rosa intenso constituidas por fragmentos de ignimbrita, andesita y de granodiorita, generalmente angulosos con tamaños que van desde 0.5 cm hasta los 25 cm, están incluidos en una matriz de ceniza fina y vidrio parcialmente soldados. Es un depósito masivo afectado por alteración hidrotermal evidenciada porque los fragmentos líticos tienen halos de clorita-epidota. Se observan zonas en los contactos con intrusivos andesíticos donde la ignimbrita brechoide tiene alteración hidrotermal tan intensa que su color es gris verdoso a verde muy claro (Figura 24).

Estas rocas se encuentran en contacto tectónico por falla inversa sobre las ignimbritas dacíticas cristalinas y las tobas líticas (Figura 17). No se observaron relaciones de contacto normal con estas unidades; sin embargo, en los recorridos de campo en sentido transversal al rumbo de la estratificación de la secuencia, no se identificó que esta unidad se encontrara en niveles estratigráficos inferiores, por lo que se considera una unidad litológica más joven y su distribución más bien se observa como una cubierta sobre las unidades mencionadas en el sector Suroeste del área. Un sobrecorrimiento de esta ignimbrita riolítica sobre las unidades que ya cubriría explicaría el contacto tectónico que se observa en campo. Con base en lo anterior se asume que su edad probablemente es del Mioceno temprano.



Figura 24.- Aspecto de la ignimbrita riolítica brechoide de color rosa y sus zonas de alteración hidrotermal con color gris verdoso

II.1.2 Plioceno

Depósitos de terraza aluvial (Tpta)

Son depósitos antiguos de aluvión que se encuentran en elevaciones medias de la ladera. Consisten en materiales de conglomerados semicompactos con lentes arenosos característicos de ambiente fluvial. El espesor de estos conglomerados va desde 0.5 hasta 10 m. Están compuestos por boleos de rocas volcánicas, ácidas a intermedias y en menor proporción fragmentos de rocas intrusivas tales como granitos y dioritas, sus tamaños van desde unos centímetros hasta los 60 cm. Afloran en las inmediaciones de Mesa de Flores, cubren a las unidades de ignimbrita del Mioceno temprano y están cubiertos por basaltos y depósitos de pómez pliocénicos (Figura 25). La edad probable de estos depósitos es Plioceno.



Figura 25.- Depósito aluvial antiguo cubriendo a las ignimbritas y a su vez cubierto por el basalto Mesa de Flores.

Depósitos de pómez y lahar (Tpl).

Esta unidad está constituida por material de pómez de color gris muy claro en estado fresco a pardo claro en material intemperizado (Figura 26), es un depósito masivo y en partes con horizontes estratificados, algunos con estructura de estratificación cruzada. Se encuentran cubiertos por una mezcla heterogénea de fragmentos de roca, subangulosos a redondeados de hasta 60 cm, contenidos en una matriz pumicítica.

Estas rocas son materiales compactados pero no cementados y su espesor varía de 2 a 40 m, cubren a las ignimbritas riódacíticas y dacíticas, a su vez están parcialmente cubiertas por los basaltos Mesa de Flores y depósitos de talud.

Estas rocas afloran al Oeste de Mesa de Flores en la parte alta de la ladera, su edad se considera como del Plioceno.



Figura 26.- Depósito de pómez, cubierto por material de talud.

Basalto Mesa de Flores (Tpb)

Consiste en una serie de derrames basálticos que en conjunto tienen hasta 60 m de espesor. Son de color negro con textura afanítica, aunque se observan pequeños cristales de plagioclasa. Presentan un hábito prismático columnar hexagonal dispuesto tanto en forma vertical como subhorizontal (Figura 27). La parte superficial de los derrames tiene textura vesicular y amigdaloides.

Estos basaltos se formaron a partir de derrames de tipo fisural pues no tienen aparato volcánico asociado; cubren a ignimbritas del Oligoceno-Mioceno, a aluviones antiguos y a depósitos de pómez (ver figuras 25 y 28), a su vez están cubiertos por depósitos de pómez de caída libre y por depósitos de talud. Otros derrames importantes son los de la Mesa de Palotes (Figura 17).

El basalto de Hostotipaquillo, Jalisco, se fechó con una edad de 3.2 Ma por el método de K-Ar (Moore *et al.*, 1994), es el derrame basáltico más cercano al área de estudio por lo que se considera que la edad del basalto Mesa de Flores probablemente se correlacione con esa edad, la cual se ubica en el Plioceno.



Figura 27.- Aspecto que presenta el basalto Mesa de Flores con su hábito prismático y subhorizontal.



Figura 28.- Corte que muestra un depósito de talud antiguo de las ignimbritas cubierto por flujos de pómez y sobre éstos el derrame del basalto Mesa de Flores.

II.2 CUATERNARIO

II.2.1 Pleistoceno

Depósitos de pómez

Este material se encuentra cubriendo pequeñas áreas en ambas márgenes, consiste de material piroclástico de caída libre, compuesto por cenizas de granulometría gruesa a media, es de color gris muy claro a blanco, con espesores que varían de 0.50 a 5 m; la edad de su formación se ha asignado al Holoceno, debido a que se le encuentra sobreyaciendo a la ignimbrita dacítica, interdigitada entre depósitos de talud y cubriendo a los basaltos provenientes de la Mesa de Flores.

II.2.2 Holoceno

Depósitos de Talud (Qdt)

Los depósitos de talud se encuentran ampliamente distribuidos en la zona de estudio en ambas márgenes del río como consecuencia de los procesos gravitacionales que afectan a las laderas. Consisten en materiales de diferente tamaño y forma, desde caídos de 0.25 m hasta grandes bloques de 5 m de diámetro, son angulosos a subangulosos.

La gran mayoría de estos fragmentos o bloques provenientes de las zonas más elevadas del área, son caídos por gravedad o formados por la desintegración local provocada por el intemperismo, originando así, grandes bloques, detritos y suelos por procesos tales como desprendimientos, volteos, movimientos rotacionales y traslacionales, así como deslizamientos por mecanismo de falla plana y en cuña.

Depósitos aluviales (Qal)

Los depósitos aluviales están compuestos de gravas, cantos, y arenas de composición predominantemente ácida y en menor grado básica; estos materiales se encuentran a lo largo del cauce del río, con un espesor aproximado a los 12 m, en los playones tienen diámetros desde 0.05 a 0.60 m.

Los meandros del río se han desarrollado en antiguas terrazas aluviales e incluso se ha observado la presencia de horizontes de limolitas finamente estratificados que evidencian ambientes de depósito de baja energía, lo cual representaría la ocurrencia de antiguos embalsamientos naturales del río.

II.3 ROCAS INTRUSIVAS

Las unidades litológicas antes descritas están afectadas por tres eventos de intrusiones en los que se emplazaron diques cuya composición varía de ácida a básica, consisten en diabasas y en menor número diques andesíticos y félsicos.

Diques félsicos (Tgr)

El primer evento de intrusiones corresponde al emplazamiento de cuerpos hipabisales de composición ácida generalmente con espesores de 4 a 20 m (Figura 29); son rocas de color blanco con textura porfídica compuestas por fenocristales de cuarzo y plagioclasas dentro de una matriz félsica microcristalina, muy escasamente se llega a observar hornblenda; por el contenido mineral esta roca puede clasificarse como una tonalita. Estos diques intrusionan a las unidades hasta ahora descritas y con frecuencia sus contactos se encuentran afectados por fallas, evidenciadas por superficies estriadas y con desarrollo de “gouge” o harina de falla de color rojo ocre; su emplazamiento sigue un rumbo N5°-20°W, inclinados con 70°- 80° hacia el NE, a menudo atravesando subverticalmente la estratificación. Los intrusivos más grandes de composición ácida se encuentran en la ladera Norte del río Santiago, frente a la Mesa de Flores (Figura 30) así como en el río Bolaños a unos 5 km aguas arriba de su unión con el río Santiago (Figura 17), en estos casos la roca es de color blanquecino moteado en rosa, tiene una textura fanerítica cristalina y está compuesta por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, hornblenda y biotita, dadas estas características es probable que se trate de intrusivos graníticos; morfológicamente se manifiestan en la ladera como un alto topográfico con cimas bien redondeadas que rompe el entorno morfológico influenciado por la estratificación de las ignimbritas.

La edad de estos intrusivos puede considerarse como Mioceno temprano-medio pues rocas afines fueron fechadas en la zona de las presas El Cajón y Aguamilpa, donde intrusivos granodioríticos se fecharon con una edad de 18.3 Ma (Soto y Ortega, 1982) y un granito con edad de 17.2 Ma (Rodríguez-Castañeda y Rodríguez-Torres, 1992), ambos con el método de K-Ar. Hay que considerar que diques félsicos intrusionan a las ignimbritas dacíticas de 17.7 Ma (Bryan *et al.*, 2008).

Diques andesíticos (Tda)

Un segundo evento de intrusión está representado por diques de composición andesítica, probablemente dioríticos. Son rocas de color verde con textura fanerítica fina a porfídica, contienen abundantes cristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales con tamaño promedio de 0.3 cm, de anfíboles y piroxenos de menor tamaño, todos estos muy alterados a clorita y epidota, incluidos en una matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasa. Dentro de estos cuerpos existen zonas con crecimiento importante de cristales euhedrales de plagioclasas de hasta 2 cm en su longitud máxima. Su espesor promedio es de 15 m. Presenta un rumbo NE y con inclinación hacia el SE de 30° a 60°. Cortan a los diques félsicos e intrusionan ignimbritas líticas y riódacíticas, a su vez son intrusionados por diques diabásicos. Su edad probable es Mioceno medio.

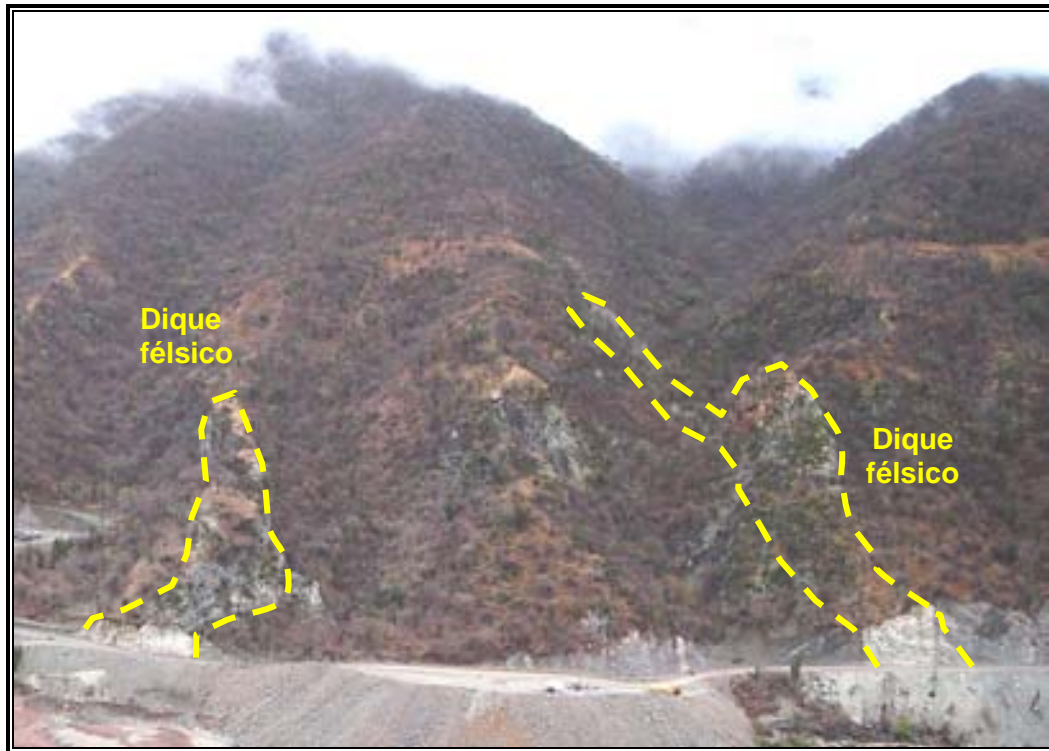


Figura 29.- Cuerpos intrusivos félsicos afectando a ignimbritas líticas.



Figura 30.- Intrusivo granítico de mayor dimensión identificado en la ladera Norte del río Santiago.

Diques diabásicos (Tdd)

El último evento de intrusivos se caracteriza por diques diabásicos de color gris oscuro que intemperiza a verde oscuro; tienen textura afanítica, están compuestos principalmente por un agregado microcristalino de plagioclasas; cuando la textura es ligeramente porfídica es posible observar diminutos cristales de plagioclasa en una matriz muy fina; a menudo se les observa muy alterados por oxidación y cloritización, lo que origina el color verde de la roca en los afloramientos. Son cuerpos de forma tabular (Figura 31) con espesores menores a 2 m, algunos se emplazaron en fallas de tipo normal y con frecuencia se les observa deformados y desplazados por el mismo proceso de falla, mostrando estrías en sus contactos e incluso desarrollo de arcilla de “gouge” de falla.

Estos diques intrusionan a todas las unidades descritas, incluyendo a la ignimbrita riolítica brechoide; diques de esta composición han sido fechados en La Yesca con el método de K-Ar obteniendo una edad de 11.4 Ma (Damon *et al.*, 1979) que corresponde al Mioceno tardío.



Figura 31.- Dique diabásico intrusionando a una ignimbrita riolítica fluidal.

III. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Para una mejor comprensión de la génesis de las fallas y fracturas en las rocas es necesario atender a la relación entre los conceptos de esfuerzo y deformación. Se define al esfuerzo como la relación de la fuerza aplicada sobre el área de un plano. El concepto de deformación de un cuerpo involucra dos aspectos principales: la traslación o desplazamiento de la masa en su conjunto y el cambio en la posición relativa de sus partículas conocida como deformación interna (Ramsay, 1977, 1989). En el presente trabajo se aborda el concepto de deformación desde el punto de vista del cambio que experimenta la forma de la roca en respuesta al régimen tectónico regional del occidente de México.

III.1 RELACIÓN ESFUERZO-DEFORMACIÓN EN LAS ROCAS

Las pruebas de compresión uniaxial de laboratorio realizadas sobre especímenes cilíndricos de roca consisten en aplicar un esfuerzo axial o de compresión que corresponde con σ_1 , la presión de confinamiento de la prueba tiene la misma magnitud y corresponde con los valores de σ_2 y σ_3 . Estas pruebas proporcionan datos de esfuerzo y deformación que se representan en gráficas para obtener la curva de esfuerzo-deformación cuyo comportamiento depende principalmente de las características de la roca (Figura 32).

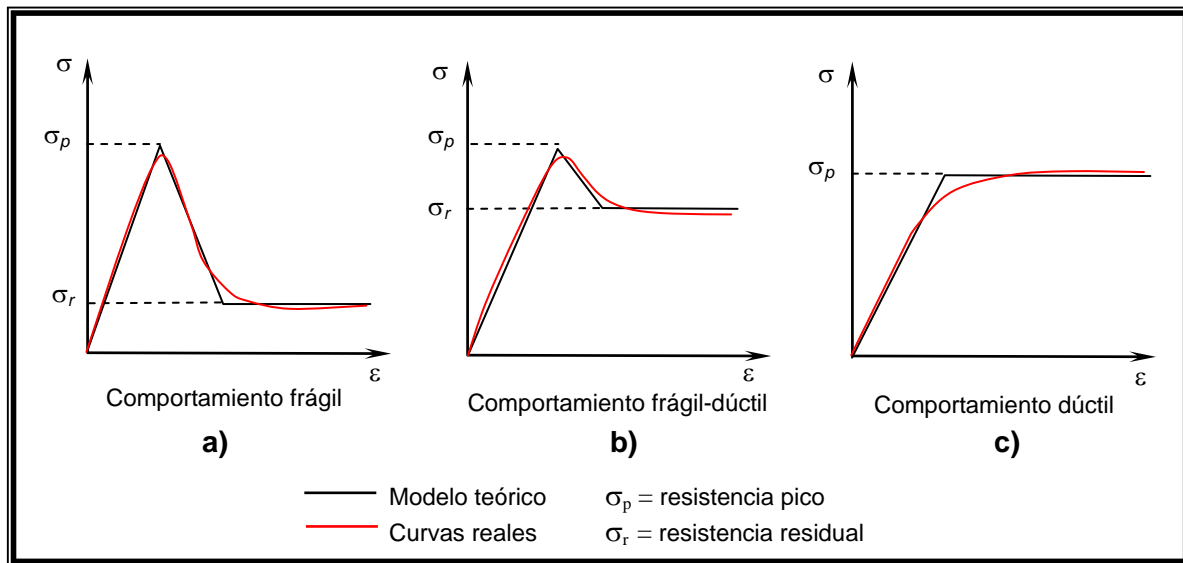


Figura 32.- Gráficas de esfuerzo deformación y los tipos de comportamiento de las rocas (Tomado de González de Vallejo, 2002).

La rama ascendente de la curva, antes de alcanzar la resistencia máxima, se define por una recta de fuerte pendiente, indicativa de una deformación poco importante de comportamiento **lineal o elástico**. En la deformación elástica si se retira el esfuerzo aplicado las deformaciones se recuperan y la roca recupera su estado original. A partir de determinado nivel de deformaciones, la roca no puede mantener el comportamiento elástico y se pasa entonces a un estado de **deformación dúctil o plástica**, donde la deformación de la roca ocurre sin pérdida de cohesión, la curva esfuerzo-deformación deja entonces su comportamiento lineal y ocurre una inflexión de la curva a partir de un punto que recibe el nombre de **límite de elasticidad**. A

partir de este punto, la roca todavía puede soportar deformaciones importantes antes de llegar al límite de su resistencia, la deformación dúctil o plástica no se recupera si no más bien se acumula en la roca y ésta empieza a fluir produciendo un cambio permanente en la forma de la roca sin llegar a la fractura por ruptura (Jaeger y Cook, 1969; Jaeger, 1956) (Figura 32a).

Al continuar la aplicación del esfuerzo en la prueba puede ocurrir que la roca se fracture, esta sufre pérdida de cohesión y en consecuencia no es posible que soporte grandes esfuerzos. Estos disminuyen considerablemente hasta llegar a un valor en el que la roca sufre **deformación frágil**, representada por una brusca caída en la curva esfuerzo-deformación (Figura 32b). Generalmente en este estado la deformación es del orden de 5 %.

Si la roca no pierde toda la cohesión cuando sucede la fractura, se deforma plásticamente y la curva se flexiona poco a poco cambiando su pendiente, en un comportamiento perfectamente dúctil o plástico la curva se manifiesta por una línea recta horizontal y la deformación plástica posterior a la fractura de la roca comúnmente excede el 20 %. En la curva esfuerzo-deformación el límite entre los dominios **frágil-dúctil** corresponde a un punto de inflexión y no a una caída fuerte en la curva (Figura 32c), por lo tanto una deformación entre el 3 y 25 % corresponde a un comportamiento frágil-dúctil (Figura 32b).

III.2 COMPORTAMIENTO FRÁGIL

La aplicación de fuerzas sobre las rocas genera esfuerzos que producen su deformación y rompimiento. A la formación de fallas y fracturas se le conoce como deformación frágil y atendiendo a que el concepto de deformación es netamente geométrico y carente de significado mecánico, para explicarlo se recurre a las relaciones geométricas que guardan los ejes de un círculo en el estado inicial no deformado y la elipse a la que da origen en el estado deformado finito e infinitesimal, de esta forma se distinguen dos mecanismos de deformación (Davis y Reynolds, 1996)

Coaxial.- Los ejes de la elipse de deformación finita e infinitesimal son paralelos

No coaxial.- Los ejes de la elipse de deformación finita e infinitesimal no son paralelos

Refiriéndose sólo a la deformación finita se distinguen dos mecanismos (Hills, 1972):

Rotacional.- Donde los ejes de la elipse no son paralelos a su estado original no deformado

No rotacional.- Los ejes en el estado inicial y deformado son paralelos.

En geología se emplean estos términos para clasificar la deformación de las rocas en dos tipos que explican la geometría y las relaciones dinámicas en las fallas.

Cizalla simple	Cizalla pura
Deformación de tipo rotacional y no coaxial	Deformación de tipo no rotacional y coaxial

III.2.1 Cizalla pura

Se le conoce también como el modelo Andersoniano o Coulomb-Anderson (McClay, 1987). La elipse de deformación finita guarda la misma orientación después de cada incremento en la

deformación (Figura 33), lo cual demuestra que este tipo de deformación es coaxial e irrotacional. Las fallas y fracturas que se forman bajo este régimen consisten en pares conjugados que forman un ángulo agudo entre sí bisectado por la dirección de máxima compresión, también se forman fallas menores, inversas perpendiculares a la misma dirección y estructuras de tensión y fallas normales paralelos a ésta. Este tipo de deformación generalmente es típica de deformación de pliegues y cabalgaduras con sistemas de fallas conjugadas que cortan a los ejes de pliegues.

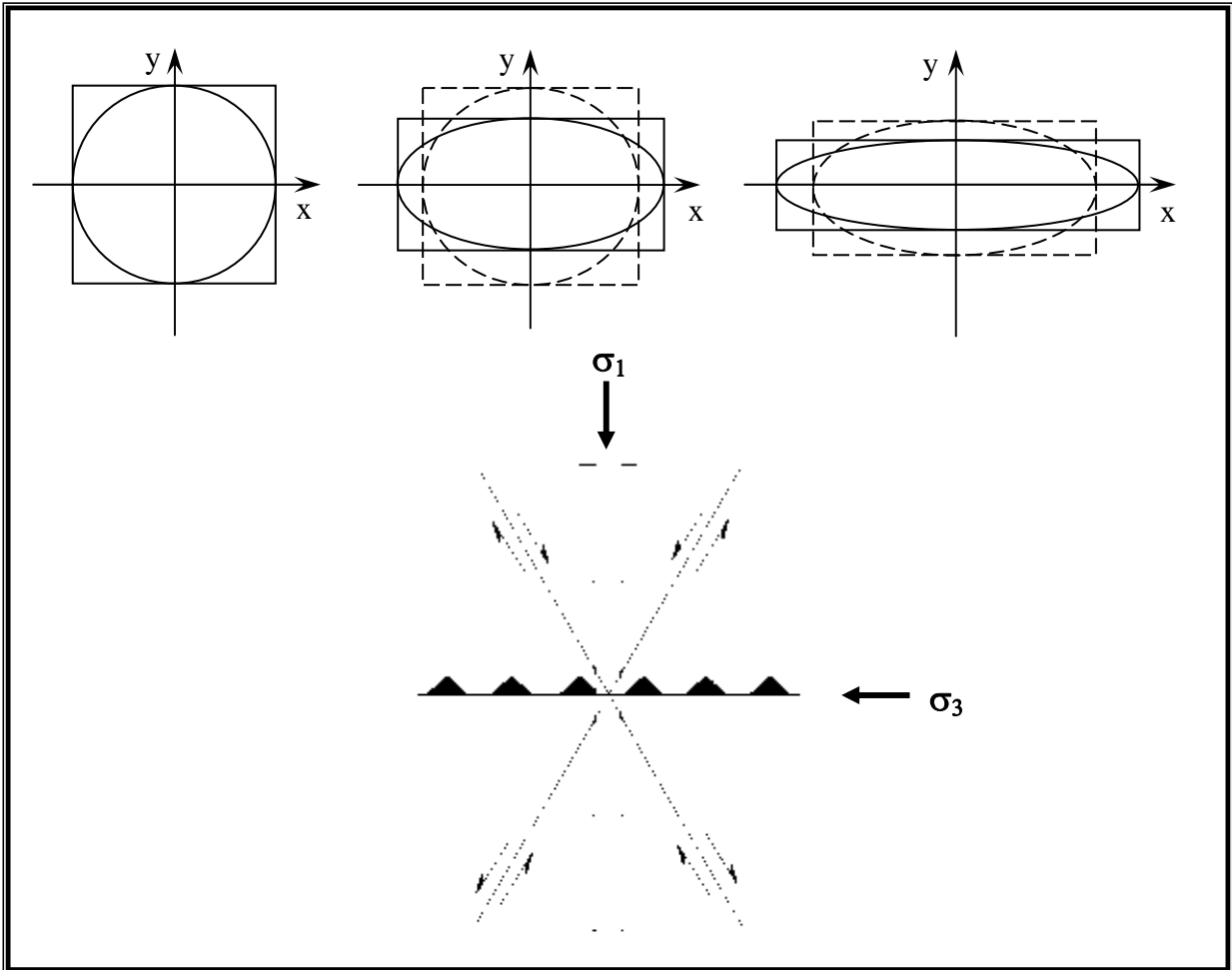


Figura 33.- Deformación por cizalla pura y la geometría de las fallas asociadas a este tipo de deformación (Modificado de Ramsay, 1989).

III.2.2 Cizalla simple

Este sistema se conoce también como el modelo de Riedel (Petit, 1987), es no coaxial, lo que implica que las direcciones principales de la elipse de deformación rotan. La determinación de una elipse de distorsión interna definida a partir de un círculo unitario inicial tiene deformación que provoca giro en el sentido de la cizalla con cada incremento de la deformación (Figura 34).

Las primeras fracturas formadas en un experimento de cizalla simple no son paralelas a la dirección de la cizalla aplicada, se forman dos tipos de falla conocidos como sintética (R) y antitética (R') que forman ángulos de 5° a 25° y 65° a 85° respectivamente con respecto a la zona de falla principal, los ángulos más comunes son 15° y 75°. Se forman grietas de extensión (T) con un ángulo de aproximadamente 45° con respecto a la falla principal. En este régimen se forman también las fallas denominadas P y X. Las fallas P se forman a 15° con respecto a la zona de falla principal y presentan un movimiento lateral con componente inverso.

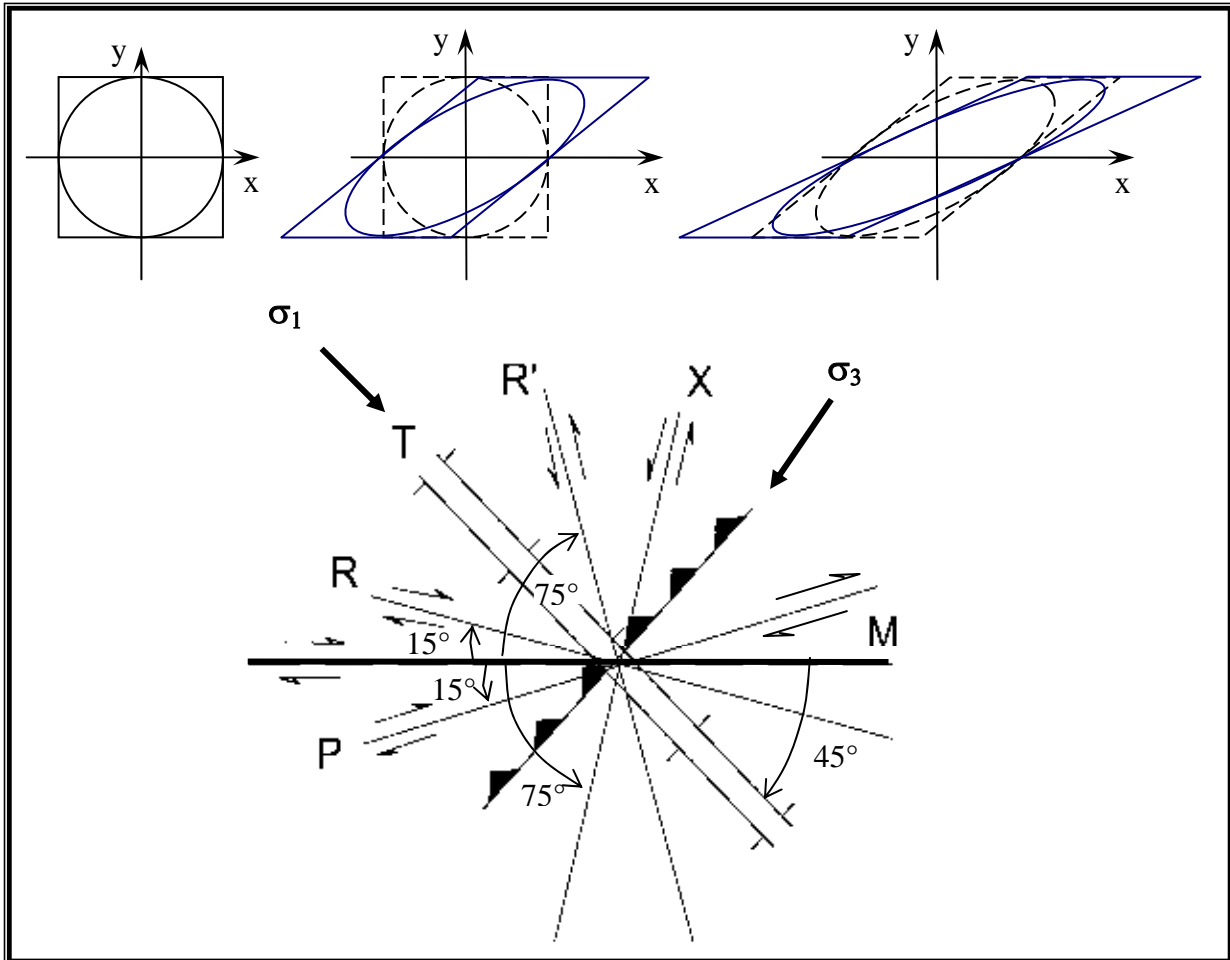


Figura 34.- Deformación por cizalla simple y la geometría de las fallas asociadas a este tipo de deformación (Modificado de Ramsay, 1989).

El método de Allmendinger que se utiliza en este trabajo tiene similitud con el modelo de cizalla simple de la figura 34, ya que las direcciones de acortamiento se determinan a 45°, entre la estría sobre el plano de la falla maestra o principal y su polo, que en la figura corresponden con la dirección de las grietas de tensión y perpendicular a las fallas inversas que se ilustran, mientras que las direcciones de extensión se determina hacia el otro cuadrante del polo y la falla, en donde se experimenta deformación por extensión, según se indica por las fallas X y P.

Los conceptos anteriormente descritos son útiles para la comprensión de los términos que se utilizarán en el análisis estructural.

III.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Los elementos estructurales observados en la región de la Yesca comprenden la orientación de las capas de las unidades litológicas y las fallas que las dislocan. Las capas constituyen una estructura primaria de la roca, pero en la región se observan en una posición basculada aspecto que se analizó según la distribución y actitud de los estratos. En las fallas identificadas se establecieron estaciones estructurales de medición en las que se llevó a cabo el registro detallado de los planos de falla secundarias asumiendo que cada población de fallas que se midió corresponde a una falla mayor principal también medida e identificada, y que se generó en un evento regido por un solo tensor de esfuerzos; atendiendo este aspecto, en campo se diferenciaron las estructuras que se originaron en eventos de compresión de aquellos originados en eventos de extensión. La diferenciación de los tipos de fallas se basó en la determinación del sentido de movimiento de los bloques, considerando el desplazamiento de unidades litológicas y criterios cinemáticos entre los cuales destacan las estructuras secundarias sobre el propio plano de falla, como son las estrías, escalones de falla, estructuras de media luna, así como estructuras sigmoidales, fallas secundarias y pliegues de arrastre. Otro aspecto que se aborda es el análisis de los diques diabásicos y su dirección general que tipifica el estado de esfuerzos vigente durante su emplazamiento.

La comprensión de los resultados del análisis estructural hace necesario introducir el concepto de fase de deformación, el cual se refiere al conjunto de estructuras geológicas o deformación originadas bajo un estado de esfuerzos o campo de deformación, que no necesariamente fueron continuos pero que se mantuvieron vigentes en un periodo de tiempo, lo cual da lugar a estados o etapas de deformación que se sucedieron uno tras otro hasta alcanzar el estado deformado actual que se observa en campo, en un proceso que se conoce como una deformación progresiva.

Las estructuras geológicas originadas en una fase de deformación pueden corresponder tanto a una deformación de tipo dúctil (pliegues) como a una deformación de tipo frágil (fallas), por lo que ambos tipos pueden coexistir en la misma fase.

III.3.1 Deformación de los estratos.

Las unidades litológicas de la región se caracterizan por un carácter en capas (estratificado) que tiende a controlar la distribución regional de las unidades que conforman la secuencia volcánica, el rumbo de la estratificación más frecuente tiene un rango que va de N20°W a N32°W, mientras que la inclinación varía de los 25° hasta los 50°, pero dirigida tanto hacia el Oeste como al Este (Figura 35), siendo la zona comprendida entre el Paso de La Yesca y el arroyo El Aguacate, donde se puede asumir que los estratos cambian en su dirección de la inclinación (Figura 36). Desde el Paso de la Yesca hasta el límite poniente del área de estudio la estratificación está inclinada con 35° a 50° hacia el Oeste, este comportamiento empieza a cambiar en el Paso de la Yesca, donde unas ignimbritas tienen estratos con rumbo N70°W e inclinación de 33° al SW; hacia el oriente, sobre el río Bolaños, aproximadamente un par de kilómetros aguas arriba en el arroyo El Aguacate, los estratos de un paquete de ignimbritas riolíticas tienen rumbo N30°W y N65°W inclinados con 20° hasta 48° hacia el NE. Los rumbos de la estratificación mencionados son concordantes con la distribución regional de los paquetes de ignimbritas en los que se midieron, sólo algunos casos de rumbos con tendencia a N70°W podrían relacionarse a condiciones estructurales locales ocasionadas por fallas que dislocan los paquetes de ignimbritas y con ello la estratificación.



Figura 35.- Vista panorámica hacia el norte, se indica la inclinación de la estratificación que conforma la estructura del pliegue.

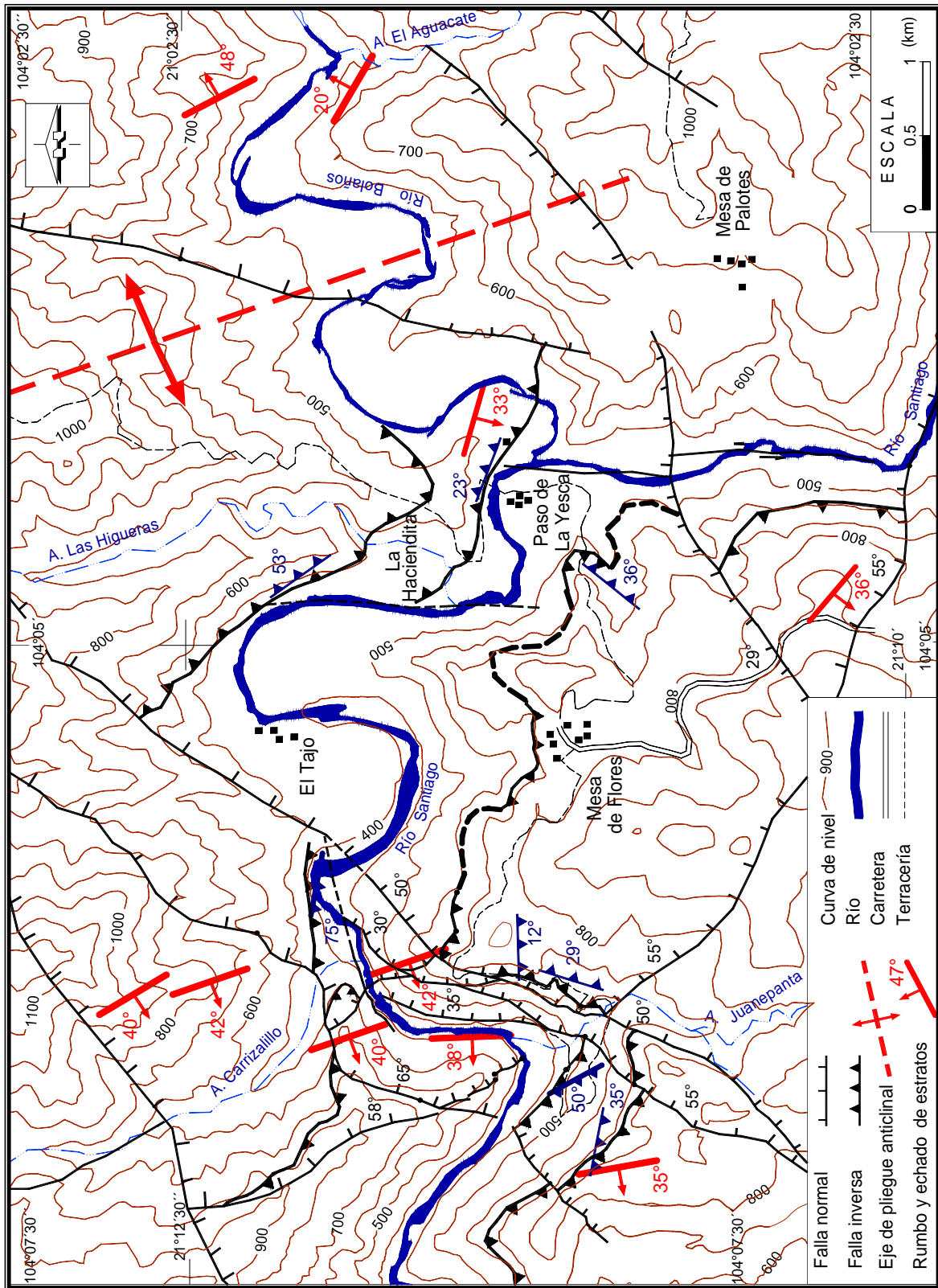


Figura 36.- Actitud de la estratificación en el área de estudio y la ubicación del eje del pliegue de rumbo N20°W, promedio de los rumbos obtenidos en el análisis estereográfico. Las estaciones estructurales de las fallas principales se presentan en el subcapítulo de los sistemas de fallas inversas.

El estereograma de la figura 37 ilustra el comportamiento que tienen los estratos, resulta clara la variación en su buzamiento, que de estar dirigido hacia el SW (sector occidental del área), cambia hacia el NE (extremo oriental); los planos de estratificación que indicarían los flancos del pliegue forman un ángulo de 90° a 123° que corresponden con una estructura plegada abierta cuyo eje tiene una orientación N15°-25°W. Esta condición es acorde con la definición hecha por Ferrari *et al.* (2002) para la región comprendida entre Santa María del Oro y Santa Rosa, donde la establece como un dominio de estructuras de pliegues abiertos con arreglo en echelon.

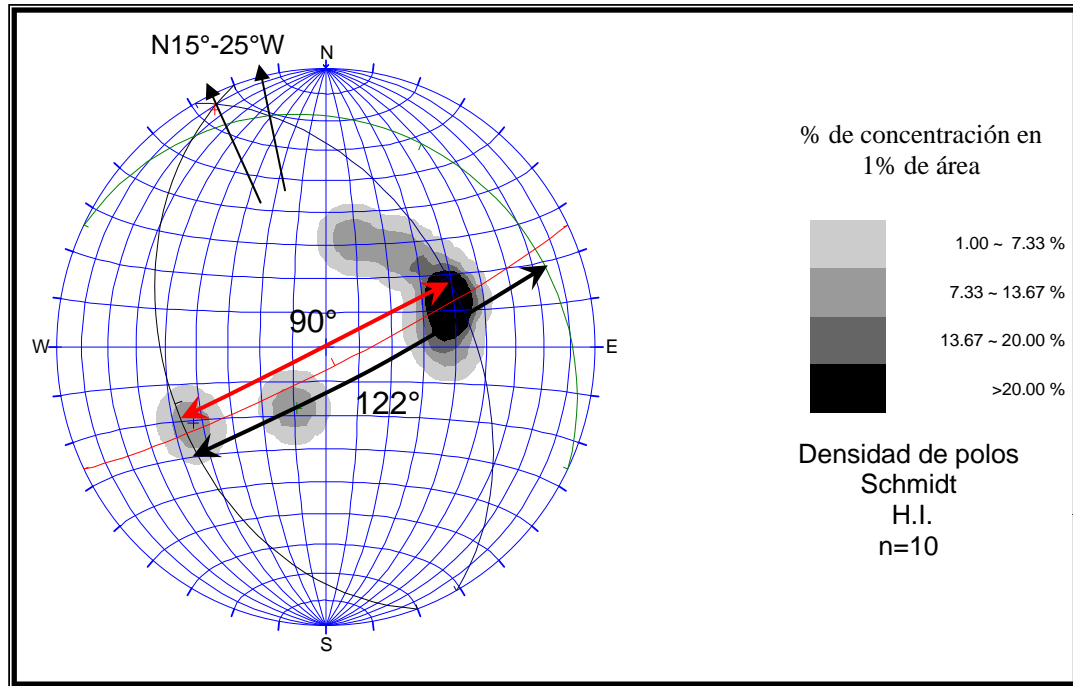


Figura 37.- Análisis estereográfico de la estratificación en las ignimbritas, definiendo una estructura plegada abierta con el eje orientado al N15°-25°W y con ángulos entre los flancos del pliegue, definidos por las concentraciones de los polos de los estratos, que van de 90° a 122° (líneas roja y negra).

III.3.2 Sistemas de fallas inversas con componente lateral

Se identificaron importantes zonas de falla inversa y se observó que con frecuencia el bloque de techo de la falla no registra una gran deformación mientras que en el bloque del piso la roca se observa muy tectonizada con el desarrollo de una zona de falla de 2 a 6 m de espesor caracterizada por harina o “gouge” de falla y múltiples planos de fallas con indicadores cinemáticos que se utilizaron para la determinación de la dirección de movimiento de los bloques. Entre estos indicadores destacan las estrías de falla que indican la dirección de movimiento, a menudo las estrías presentan un pitch de ángulo bajo lo cual constituye la evidencia de movimientos con un marcado componente lateral.

Los sitios donde ocurren las fallas se establecieron como estaciones estructurales de medición (Figura 38), los datos obtenidos se sometieron a proceso y análisis mediante el método de Allmendinger para determinar las direcciones de acortamiento y extensión. A continuación se presentan los datos y resultados de su análisis.

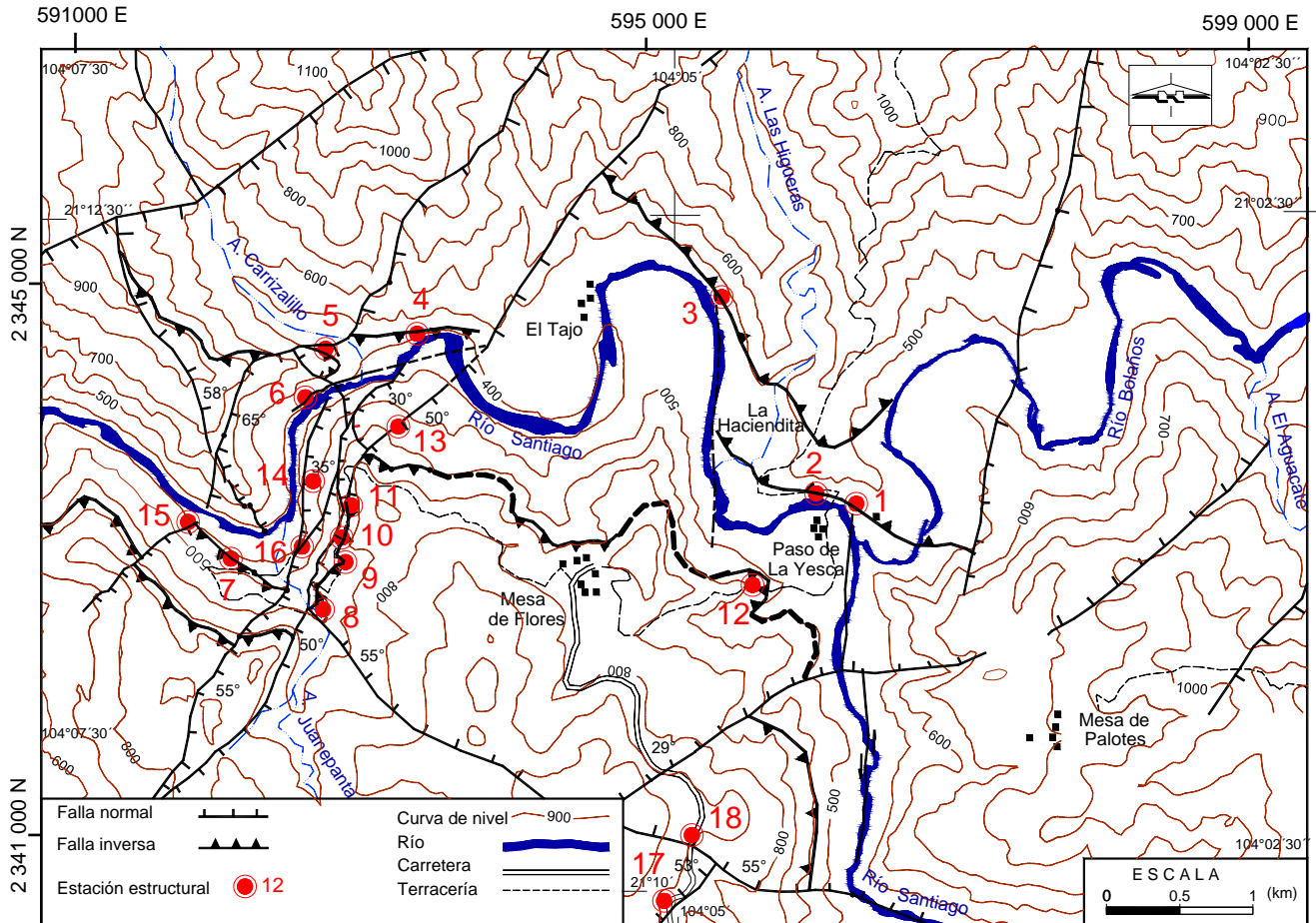


Figura 38.- Localización de estaciones estructurales.

III.3.2.1 Análisis de deformación en las estaciones estructurales

Estación 1

Localidad: Paso de la Yesca, confluencia de los ríos Santiago y Bolaños.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 596\ 378\ m$ $y = 2\ 343\ 510\ m$ $z = 420\ msnm$

Litología: Zona de falla importante que afecta a la unidad de ignimbritas líticas (Tmil), localmente la roca se caracteriza por un color gris verdosa claro en roca fresca y con tonalidades pardo claro en roca intemperizada, contiene fragmentos líticos de andesitas, granito y dacita, también contiene cuarzo y plagioclasas. En ambos bloques de la falla la roca se observa sana.

Plano principal de falla inversa: $N75^{\circ}W$, $23^{\circ} NE$

Se observa una zona de falla de 6 metros de espesor dentro de la cual se encuentra una franja de un metro de espesor de roca muy cizallada. Los planos principales de falla muestran estrías con pitch igual o mayor a 80° que indican una falla inversa prácticamente sin componente lateral.

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla secundarios P y R con estrías (Tabla 1, Apéndice 1), estructuras sigmoides, escalones de falla incongruentes y brecha de falla (Figura 39).

En la figura 40 se presenta una roseta estructural que ilustra el rumbo predominante de los planos de falla en un rango que va de $N50^\circ - 80^\circ W$.

Las ciclográficas de los planos de falla evidencian fallas de bajo ángulo y el marcado subparalelismo de las fallas registradas en la medición (Figura 41) siendo principalmente fallas de tipo R y P; la dirección de acortamiento que se determinó tiene orientación $S11^\circ W$, 16° , la extensión resultó con orientación $N25^\circ W$, 70° y la deformación intermedia tiene orientación $S82^\circ E$, 11° . El rumbo de las fallas que se muestra en la roseta de fallas tiende a ser perpendicular a la dirección de acortamiento.

La ligera oblicuidad se debe a la dirección de las estrías que al ser el indicador cinemático principal influye determinadamente en las direcciones principales de deformación obtenidas.



Figura 39- Falla inversa en la confluencia de los ríos Santiago y Bolaños. La zona de brecha presenta planos de falla de bajo ángulo tipo P y R (con estrías poco visibles en la fecha de la imagen).

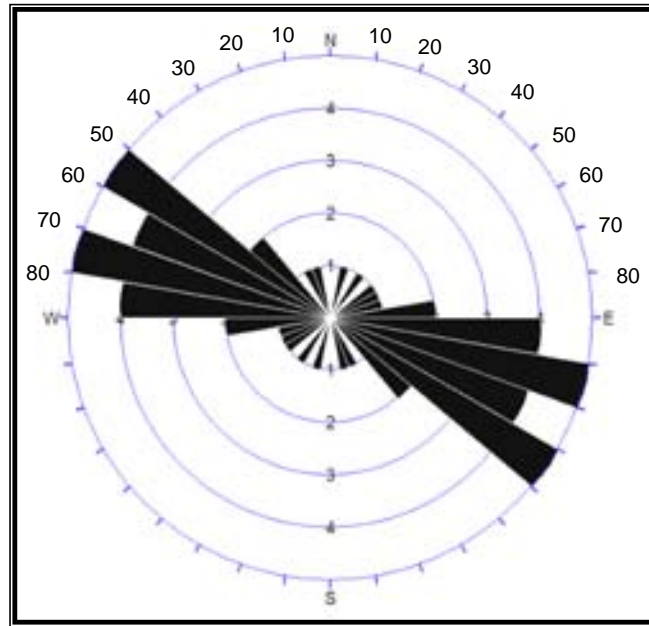


Figura 40.- Roseta estructural de fallas. Estación 1.

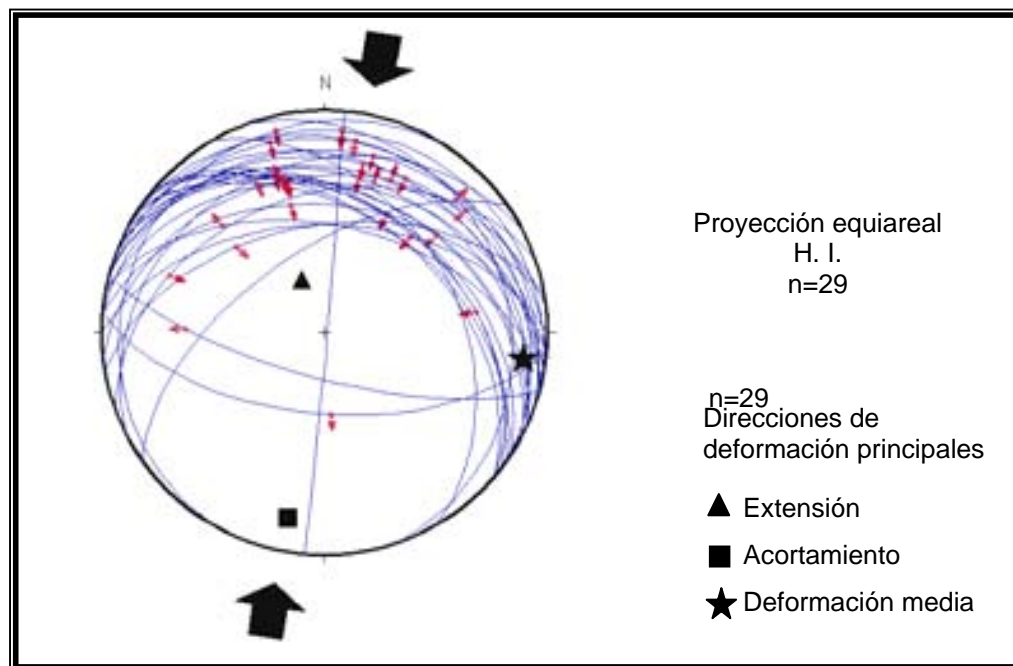


Figura 41.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 1. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 2

Localidad: Camino a La Yesca, unos 100 m aguas abajo del puente Paso de la Yesca.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 596\ 104\ m$ $y = 2\ 343\ 580\ m$ $z = 425\ msnm$

Litología: Falla inversa desarrollada en la unidad de ignimbritas líticas (Tmil), de color y gris verdoso claro con tonalidad parda claro por intemperismo (Figura 42)

Plano principal de falla: $N13^{\circ}E, 43^{\circ} SE$

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías (Tabla 2, Apéndice 1), "gouge" de falla, medias lunas, estructuras sigmoides imbricadas, escalones de falla incongruentes, clivaje de falla.

En la roseta de fallas de la figura 43, se definen dos rangos de rumbo de estas estructuras que son $N30^{\circ}-40^{\circ}W$ y $N70^{\circ}-80^{\circ}E$, el primer rango es el predominante e influye en el resultado obtenido. Las ciclográficas de los planos de falla y sus estrías (Figura 44), indican una cantidad importante de fallas de movimiento transcurrente lo cual también influye en las direcciones de distorsión que se efectuó mediante un acortamiento dirigido al $S29^{\circ}W, 13^{\circ}$, con la extensión que actuó hacia el $N54^{\circ}E, 75^{\circ}$ y la deformación intermedia hacia el $N60^{\circ}W, 6^{\circ}$. Los rumbos principales que se definen en la roseta estructural tienden a ser perpendiculares a la dirección de acortamiento obtenida. Hay similitud en las direcciones de acortamiento entre las estaciones 1 y 2, aun cuando las estructuras analizadas no son del mismo tipo, pues en la primera son fallas inversas y en este caso son principalmente de componente lateral.

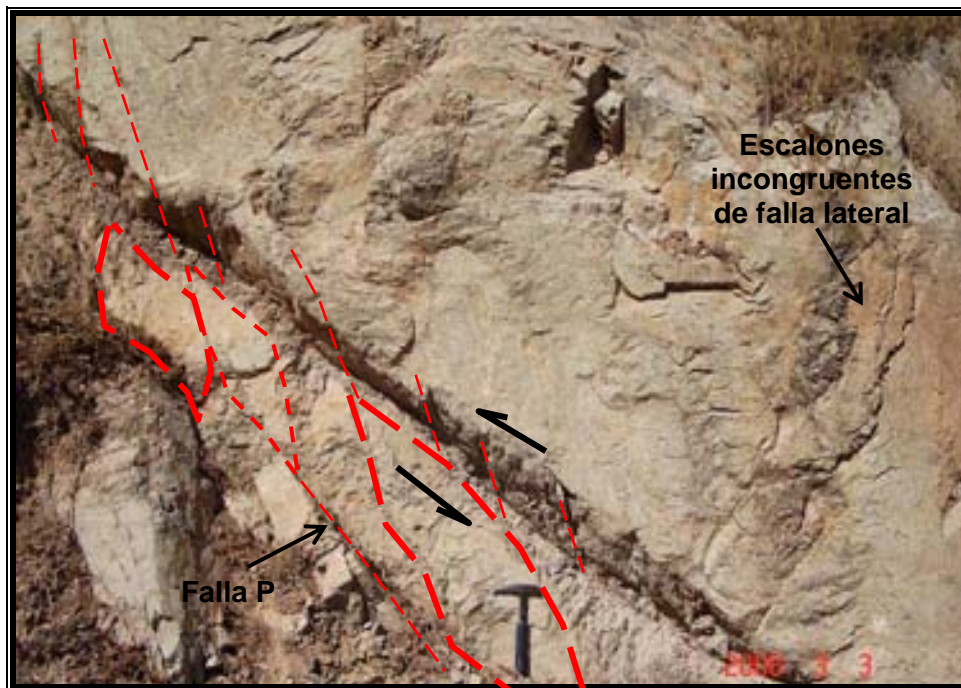


Figura 42.- Falla inversa, el indicador cinemático observado es el clivaje de falla, estrías y estructuras sigmoides. La cara frontal del afloramiento corresponde a una falla de desplazamiento lateral derecho con componente inverso.

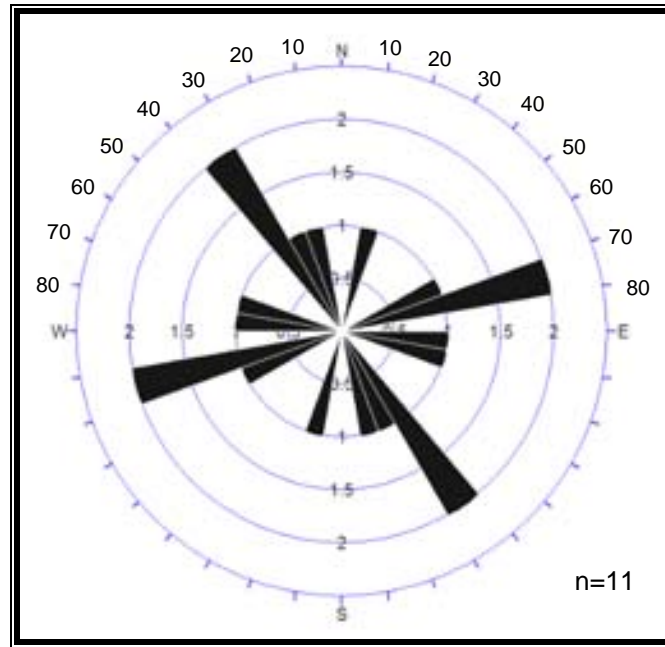


Figura 43.- Roseta estructural de fallas. Estación 2.

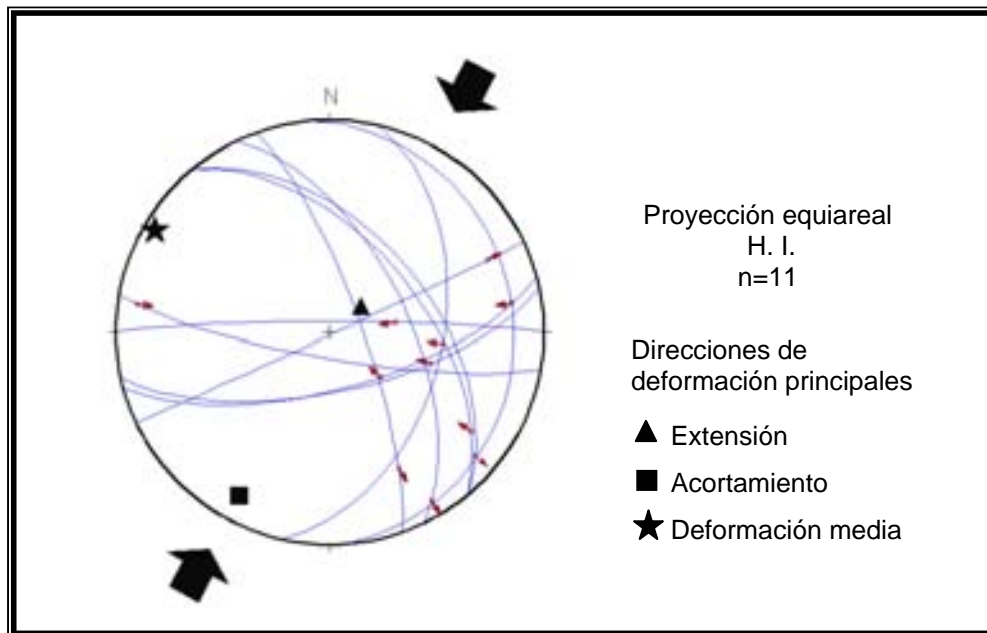


Figura 44.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 2. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 3

Localidad: Río Santiago frente a Mesa de Flores.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 595\ 460\ m$ $y = 2\ 344\ 921\ m$ $z = 430\ msnm$

Litología: La falla pone en contacto a una ignimbrita de color gris rojizo claro con alto contenido de cuarzo, sobre una ignimbrita lítica de color verde claro. Ambas unidades son masivas. Zona de falla inversa importante expuesta en una distancia de aproximadamente 200 m.

Plano principal de falla inversa: $N42^{\circ}W$, $53^{\circ} NE$

Indicadores cinemáticos identificados:

A lo largo de la falla se observan espesores de harina o “gouge” de falla de 50 cm a 1 m de espesor (Figura 45), brecha de falla de hasta 1.5 m de espesor (Figura 46), estructuras sigmoides imbricadas (Figura 47), estructuras de media luna y múltiples planos de falla con estrías de tipo P, R y R' aunque con ligera variación en las relaciones angulares entre los planos de falla que probablemente se deben a la rotación de las estructuras (Tabla 3, Apéndice 1), escalones de falla incongruentes y escalones congruentes con mineralización.

Los rumbos de las fallas se graficaron en la roseta de la figura 48 donde se observa un predominio de fallas con rumbo $N20^{\circ}-30^{\circ}W$ y un grupo secundario de fallas que caen en el rango de $N50^{\circ}-60^{\circ}W$.



Figura 45.- Falla inversa de ángulo relativamente alto con actitud $N42^{\circ}W$, $53^{\circ}NE$. Se observa brecha de falla con arreglo imbricado de sigmoides compresional, estructuras asociadas de tipo R, R' y P.



Figura 46.- Continuación de la misma falla con desarrollo de una zona de brecha de 1.5 m de espesor así como planos de falla paralelos a la falla principal, tanto en el bloque de techo como en el de piso. En este sector la actitud de la falla es N55°W, 76°NE.



Figura 47.- Continuidad de la misma falla, el “gouge” de falla tiene espesor menor a 15 cm y se observa la imbricación de estructuras sigmoides bajo el plano principal de falla.

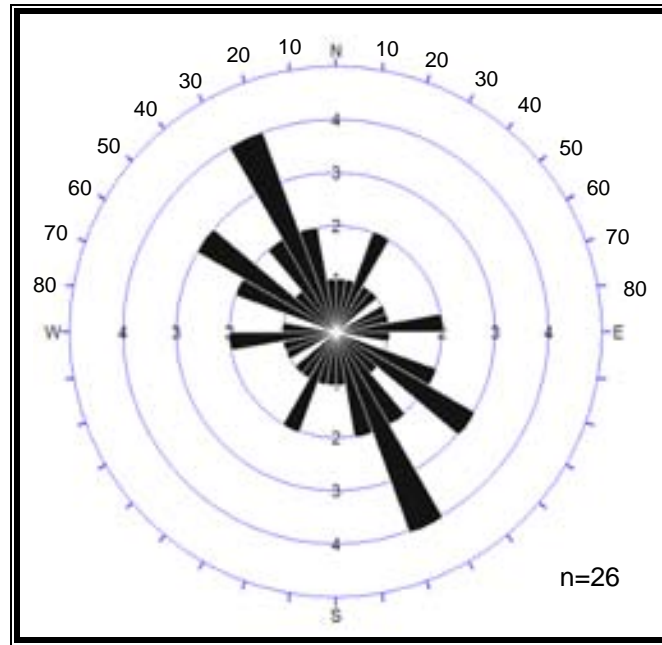


Figura 48.- Roseta estructural de fallas. Estación 3.

Las ciclográficas de los planos de falla muestran una dispersión debido al rumbo de las estructuras, no obstante como se evidencia en la roseta estructural, se logra definir el rango de fallas de rumbo N20°- 30°W y además sus estrías indican componente lateral izquierdo (Figura 49). La deformación resulta con un acortamiento orientado al N64°E, 14°, la extensión orientada al S10°W, 68° y la deformación intermedia tiene orientación N30°W, 16°. A pesar de la dispersión de fallas con estrías que indican componente lateral, la dirección de acortamiento resulta casi perpendicular al rumbo dominante de las fallas.

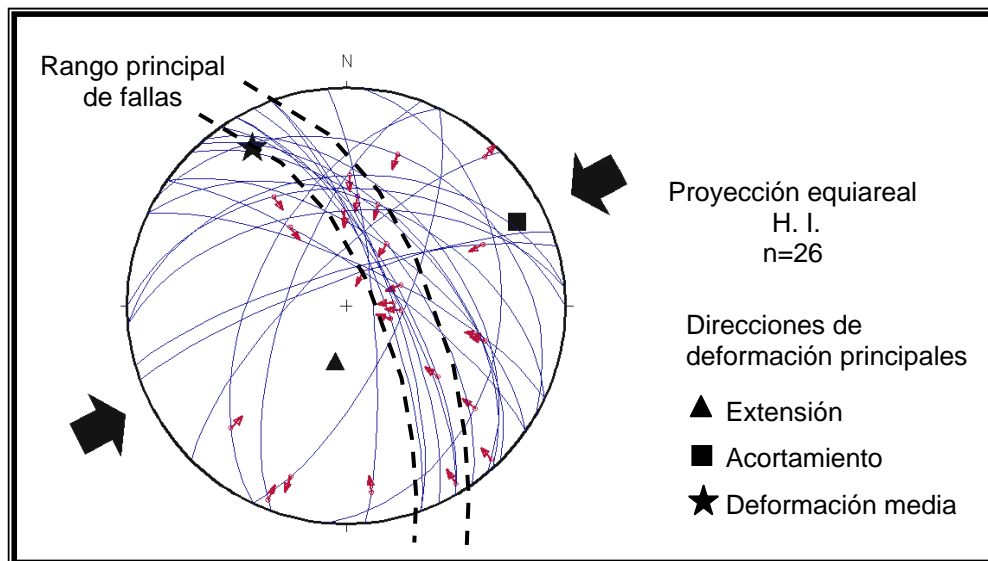


Figura 49.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 3. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 4

Localidad: Confluencia del río Santiago y arroyo Carrizalillo.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 593\ 380\ m$ $y = 2\ 344\ 670\ m$ $z = 410\ msnm$

Litología: Ignimbritas líticas (Tmil) de color gris verdoso afectada por diques félsicos.

La Falla inversa tiene un plano de falla principal de rumbo N80°W y echado de 70°-80° SW, con 6 m de espesor de brecha de falla (Figura 50).

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías, con predominio de los tipos P y R, aunque con variación en sus relaciones angulares (Tabla 4, Apéndice 1), estructuras sigmoides, escalones de falla incongruentes (Figura 51) y escalones de falla congruentes con crecimiento de cristales.

El proceso de los datos de falla resulta en una roseta estructural (Figura 52), en la cual se observa que los rumbos de las fallas tienden a estar orientados en el rango de N70°- 80°W. El análisis de la deformación tiene como resultado las direcciones de las deformaciones principales (Figura 53), con el acortamiento orientado al N6°W, 6°, la extensión al S76°E, 74°, y la deformación media con orientación S82°W, 15°. La dirección de acortamiento es ligeramente oblicua al rumbo predominante de las fallas, lo cual es resultado de las componentes laterales definidas por la dirección de las estrías.



Figura 50.- Frente de falla inversa en la zona de confluencia del río Santiago y arroyo Carrizalillo.



Figura 51.- Plano de falla inversa subvertical con estrías y escalones incongruentes.

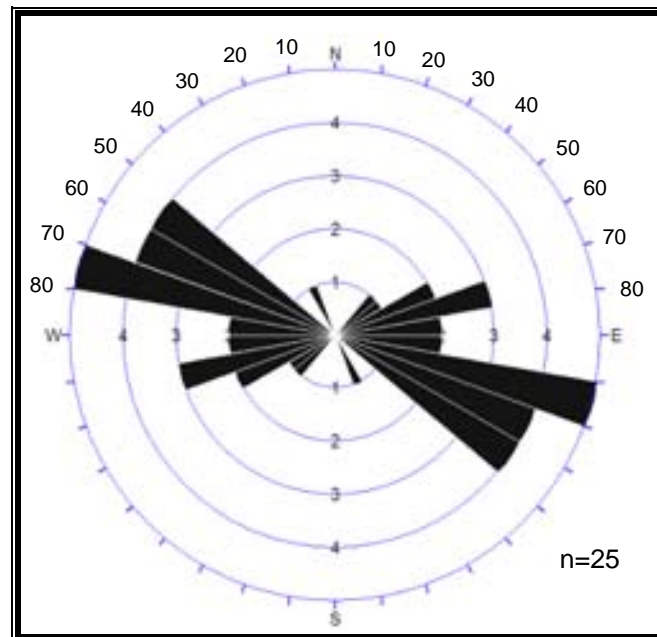


Figura 52.- Roseta estructural de fallas. Estación 4.

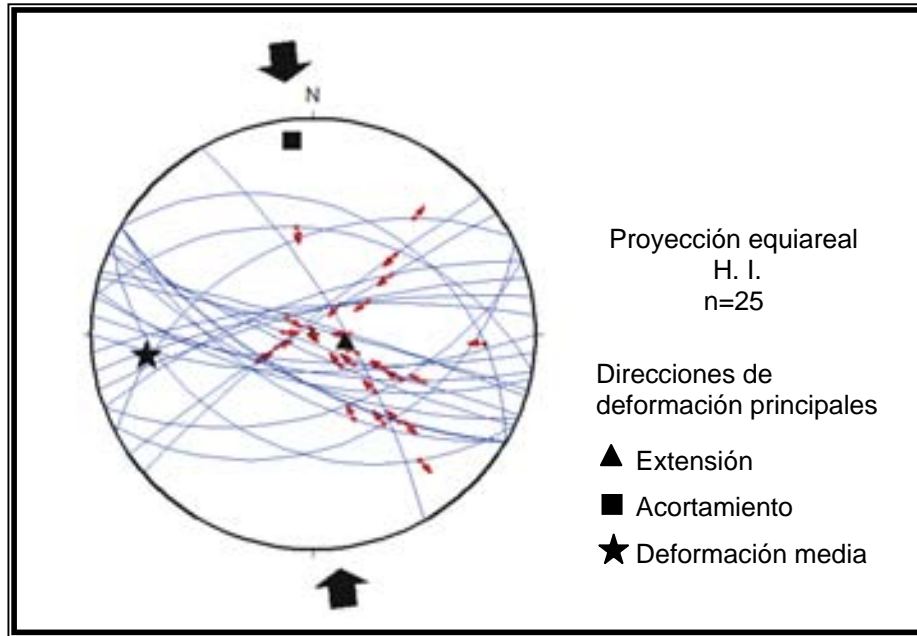


Figura 53.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 4. La dirección principal de acortamiento es ligeramente oblicua al rumbo predominante de las fallas debido a la dirección de las estrías.

Estación 5

Localidad: Arroyo Carrizalillo, cerca de la desembocadura hacia el río Santiago.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 755\ m$ $y = 2\ 344\ 568\ m$ $z = 430\ msnm$

Litología: Zona de falla inversa que afecta a ignimbritas líticas (Tmil).

Actitud de la falla principal $N65^{\circ}E$, $41^{\circ} NW$ (Figura 54).

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías tipo X, P y R' (Tabla 5, Apéndice 1), "gouge" de falla, estructuras sigmoides y escalones de falla incongruentes.

Los planos de falla se graficaron en una roseta estructural (Figura 55), observándose que los datos se agrupan en un rumbo principal $N60^{\circ}-70^{\circ}W$. Aunque la mayoría de las fallas tienen rumbo en el cuadrante NW, las ciclográficas de los planos de falla evidencian una amplia dispersión debido al echado de las estructuras (Figura 56), sin embargo las estrías tienen tendencia a agruparse en la dirección NE-SW y definen el acortamiento con orientación $N11^{\circ}E$, 5° , la extensión orientada al $S44^{\circ}E$, 81° y la deformación intermedia al $N80^{\circ}W$, 7° . El rumbo más frecuente de los planos de falla resulta casi perpendicular a la dirección de acortamiento obtenida.

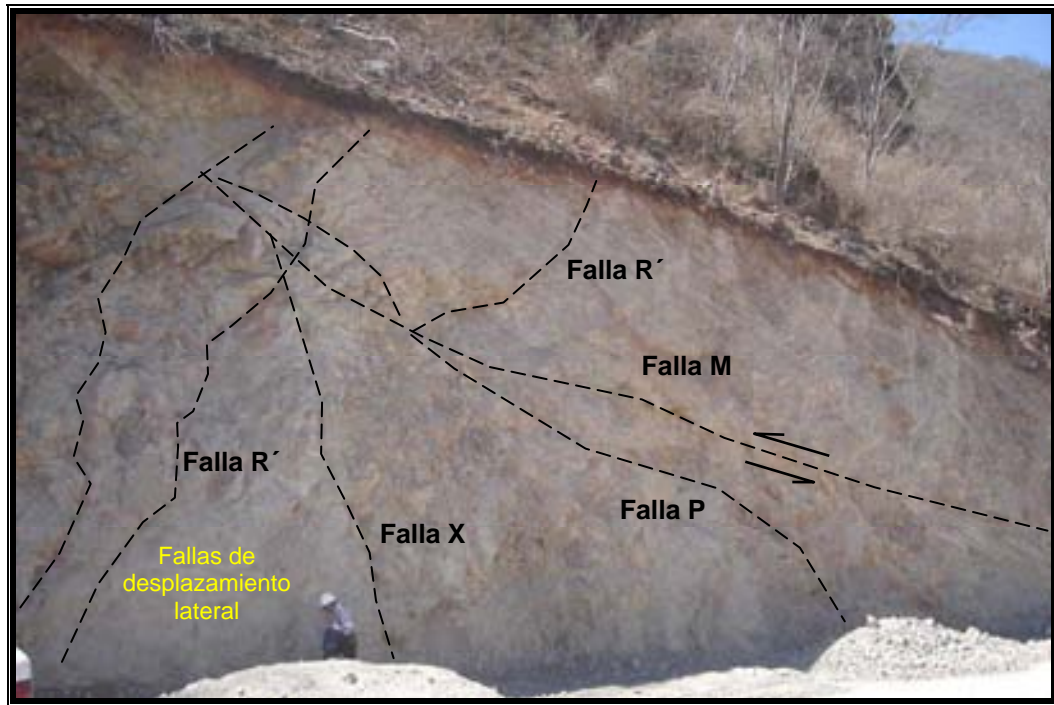


Figura 54.- Falla de bajo ángulo desplazada por fallas de alto ángulo con estrías que evidencian movimiento lateral de tipo izquierdo.

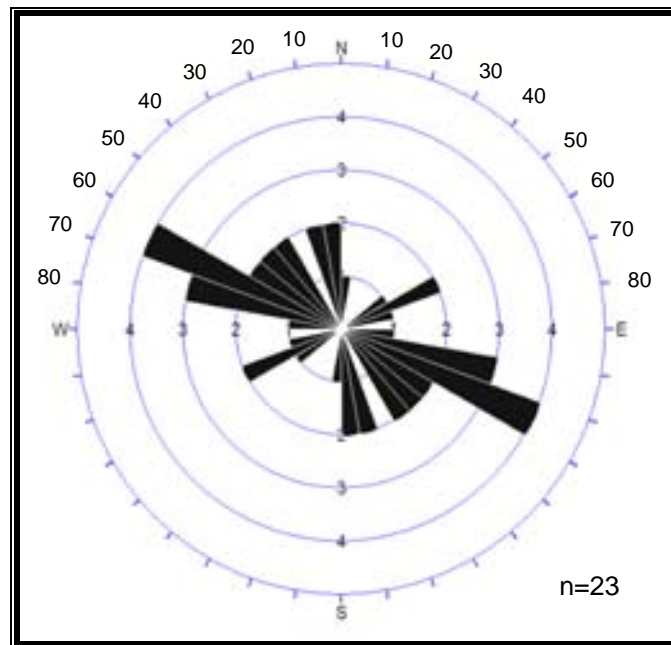


Figura 55.- Roseta estructural de fallas. Estación 5.

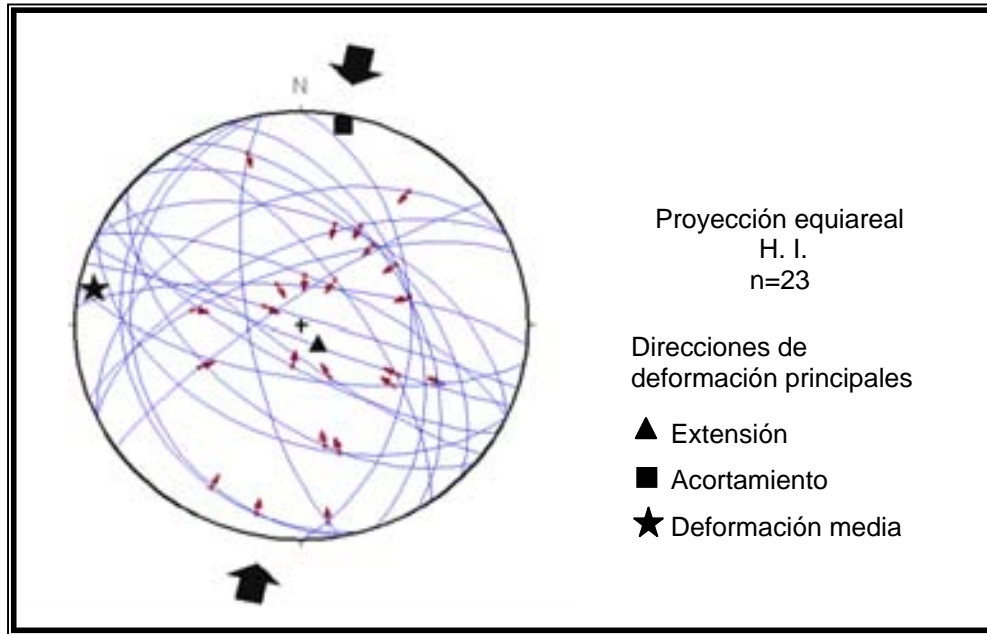


Figura 56.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 5. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 6

Localidad: Río Santiago, aguas abajo del arroyo Carrizalillo.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 617\ m$ $y = 2\ 344\ 236\ m$ $z = 410\ msnm$

Litología: Ignimbritas riolacíticas (Tmir) con silicificación de color pardo claro y con estratificación inclinada hacia al SW con 42° . Consiste en una falla inversa expuesta en la zona aledaña al cauce del río Santiago

Plano principal de falla inversa: $N85^\circ E, 50^\circ NW$ (Figura 57)

Indicadores cinemáticos:

En la falla principal se observa "gouge" de falla de hasta 50 cm de espesor, otros indicadores cinemáticos son escalones incongruentes, estrías en planos de falla (Tabla 6, Apéndice 1; Figura 58), estructuras sigmoides imbricadas y clivajes de falla. También se observan fallas de desplazamiento lateral izquierdo (Figura 59).

En la roseta estructural de fallas (Figura 60) se observa que predominan las fallas con un rumbo comprendido en el rango de $N70^\circ - 90^\circ E$. En la figura 61 se ilustran los planos de falla, dirección de estrías y direcciones principales de deformación. La dirección de acortamiento obtenida tiene dirección $N7^\circ E, 19^\circ$, la extensión resultó $S38^\circ E, 64^\circ$ y la deformación intermedia tiene dirección $W, 17^\circ$. La dirección de acortamiento es ligeramente oblicua al rumbo general que tienen las fallas, similar a los casos de las estaciones anteriores; esta característica está determinada por las direcciones de las estrías que evidencian la componente lateral izquierda de la deformación.



Figura 57.- Falla inversa principal con relleno de "gouge" de falla de 50 cm de espesor.



Figura 58.- Acercamiento del plano con los escalones incongruentes.



Figura 59.- Plano de falla lateral izquierda.

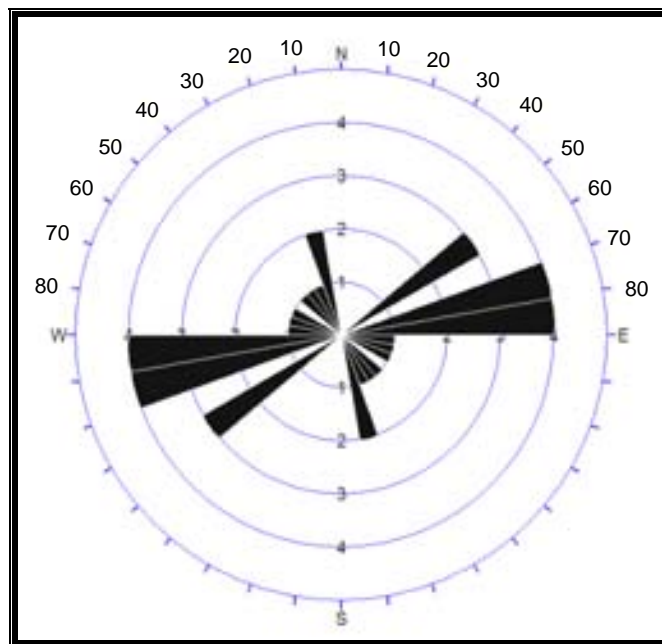


Figura 60.- Roseta estructural de fallas. Estación 6.

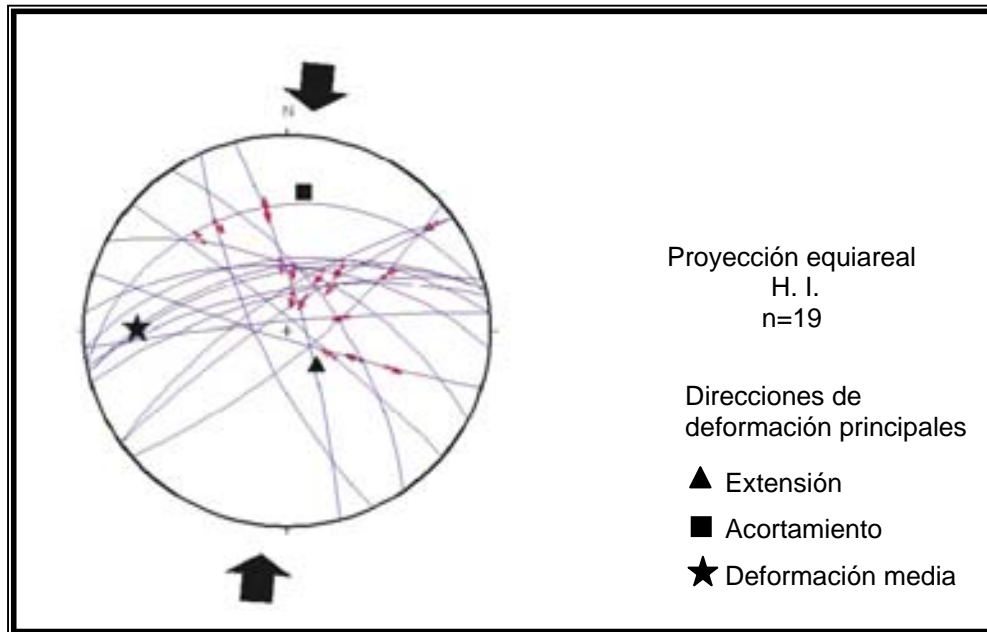


Figura 61.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 6. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas, la cual es ligeramente oblicua a la dirección predominante de las fallas.

Estación 7

Localidad: Camino de descenso del arroyo Juanepanta hacia el río Santiago (Figura 62).

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 109\ m$ $y = 2\ 343\ 135\ m$ $z = 420\ msnm$

Litología: Ignimbritas dacíticas cristalinas de color gris verdoso que altera a color gris pardo, con estructura masiva, constituida por abundante plagioclasa, fragmentos líticos en ocasiones formando fiammes y matriz vítrea soldada.

Falla inversa principal: N35°W, 50° SW

Zona de falla de 6 m de espesor. Constituye una falla importante subparalela a la falla regional que se describirá en las estaciones 9 y 10, ubicada topográficamente aproximadamente unos 200 m encima.

Afecta a ignimbritas dacíticas de color

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías (Tabla 7, Apéndice 1), "gouge" de falla, estructuras sigmoides imbricadas, escalones de falla incongruentes y escalones congruentes con crecimiento de calcita. Se observan fallas inversas con alto ángulo, esto puede atribuirse a la relación angular que tienen las fallas secundarias respecto a la falla maestra, la cual en este caso tienen un echado de 50°; principalmente las fallas P pueden resultar con echados de 65°, pero además habría que considerar una deformación tan intensa en la zona de falla, que puede producir rotación de las estructuras secundarias y con ella variaciones significativas en sus echados.

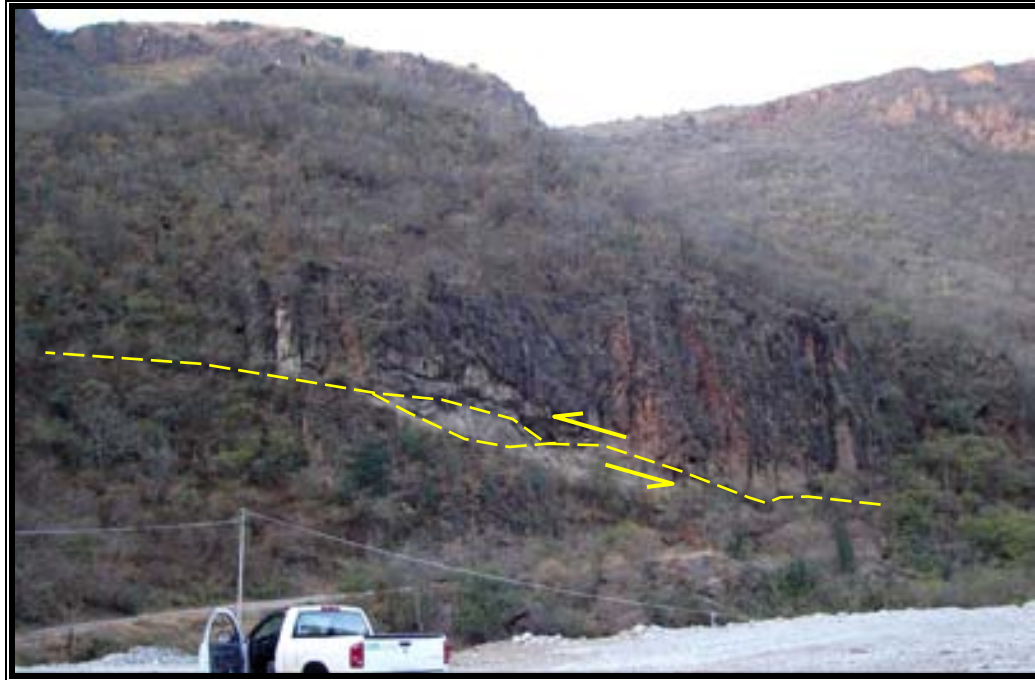


Figura 62.- Falla inversa, se observa un espesor de 4 a 6 m de brecha de falla.

En la roseta estructural de fallas (Figura 63) destaca el predominio de estructuras de rumbo $N20^{\circ}-30^{\circ}W$ mientras que las ciclográficas de los planos de falla (Figura 64) muestran rumbos en el cuadrante NW-SE con variaciones en los echados; la orientación del acortamiento resultó hacia el $N70^{\circ}E$, 8° prácticamente perpendicular al rumbo predominante de las fallas, en tanto que la extensión está dirigida al $S53^{\circ}W$, 81° y la deformación intermedia tiene dirección $N20^{\circ}W$, 3° . De modo general el acortamiento tiende a ser perpendicular al rumbo predominante de las estructuras.

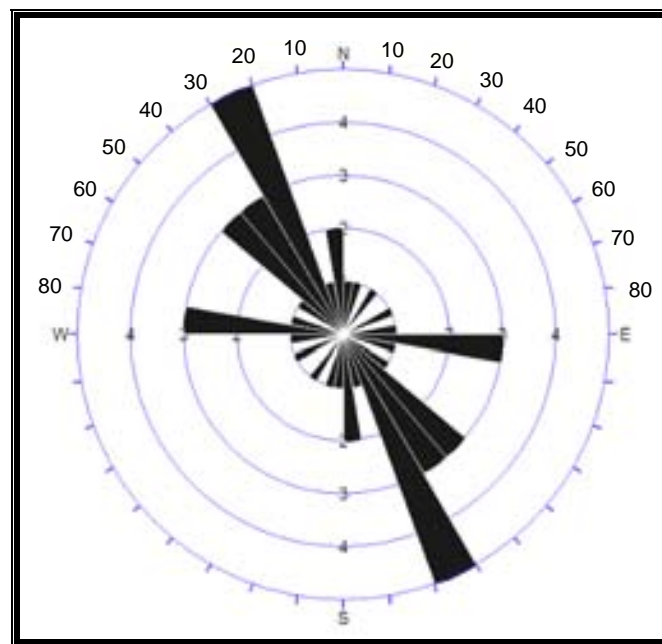


Figura 63.- Roseta estructural de fallas. Estación 7.

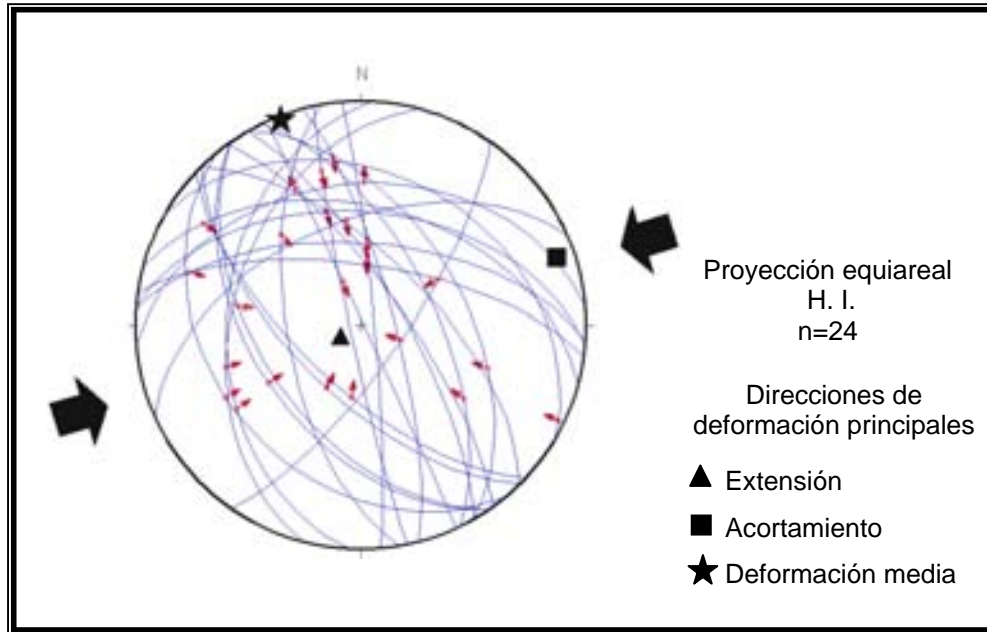


Figura 64.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 7. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 8

Localidad: Camino arroyo Juanepanta - Mesa de Flores, ladera sur del valle del río Santiago.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 738\ m$ $y = 2\ 342\ 788\ m$ $z = 590\ msnm$:

Litología: Ignimbritas dacíticas de color rojo pardo con estructura masiva, constituida por abundante plagioclasa, fragmentos líticos en ocasiones formando fiammes y matriz vítrea soldada. Zona de falla observable en 60 m de longitud.

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías (Tabla 8, Apéndice 1), "gouge" de falla en algunos planos con 10 a 50 cm de espesor, estructuras sigmoides, rotación de sigmoides y escalones de falla incongruentes (Figura 65).



Figura 65.- Zona de falla con estructuras sigmoides rotadas y brecha de falla.

La roseta de fallas (Figura 66) muestra una dispersión de los rumbos de estas estructuras en el rango que va desde N40°E hasta E-W; en las ciclográficas de los planos de falla se observa que están inclinados tanto hacia el NW como al SE (Figura 67) y la dirección de las estrías indica ligero predominio de componentes laterales de movimiento derecho. La orientación del acortamiento resultó hacia el S75°W, 68° y la deformación intermedia tiene orientación N71°E, 21°. Resulta evidente que los rumbos de las fallas tienden a ser perpendiculares a la dirección de deformación por acortamiento

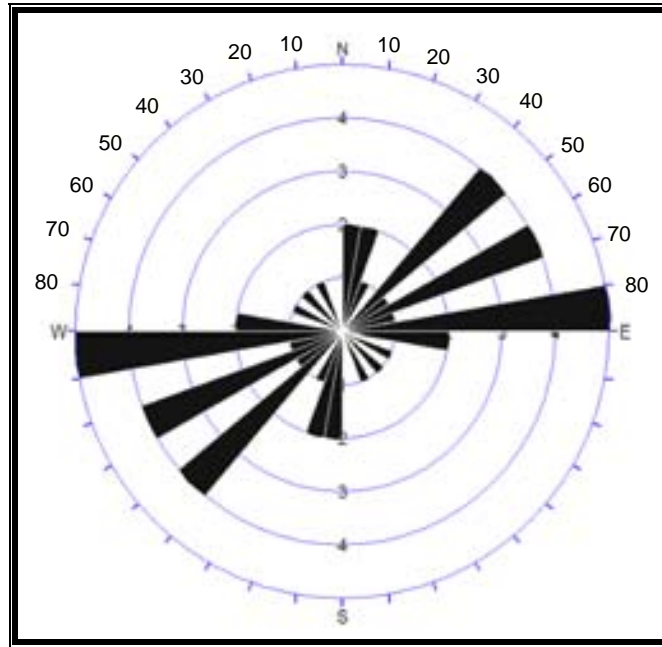


Figura 66.- Roseta estructural de fallas. Estación 8.

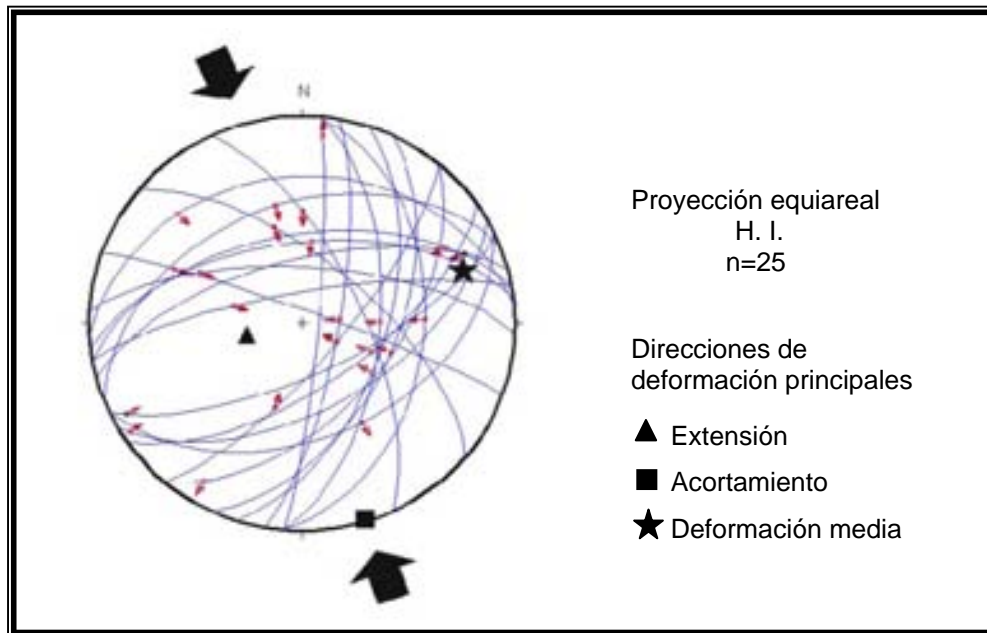


Figura 67.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 8. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 9

Localidad: Camino arroyo Juanepanta - Mesa de Flores, parte alta de la ladera Sur del río Santiago.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 891\ m$ $y = 2\ 343\ 111\ m$ $z = 645\ msnm$

Litología: Ignimbritas riolíticas brechoides (Tmib) de color rosa, en contacto por la falla de esta estación con la ignimbrita dacítica cristalina (Tmid). Se trata de la falla inversa más grande observada en el área de estudio, con una longitud verificada de más de 10 km, aunque dislocada por fallas normales.

Plano de falla principal: $N15^{\circ}E, 29^{\circ} SE$.

Indicadores cinemáticos identificados:

Estructuras sigmoides imbricadas que originan un arreglo anastomosado en un espesor de 6 m en ignimbritas de color rojo pardo, duras y consistentes con textura eutaxítica y fiammes (Figura 68). Planos de falla con estrías (Tabla 9, Apéndice 1), brecha de falla de hasta 3 m de espesor (Figuras 69 y 70) y escalones de falla incongruentes. Los planos de falla secundarios más frecuentes asociados a la falla maestra son del tipo R, R' y P, así como estructuras con orientaciones que no exhiben una relación angular acorde a la cizalla simple.

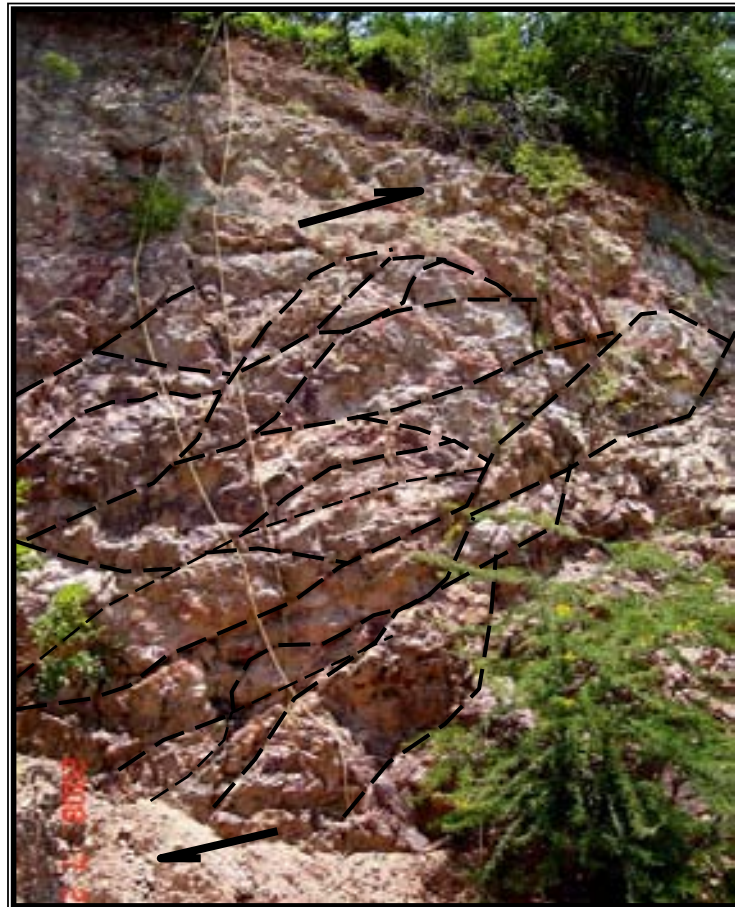


Figura 68.- Imbricación de sigmoides que origina un arreglo anastomosado.



Figura 69.- Falla inversa con echado contrario a la vergencia de los sigmoides anastomosados. Esta falla se encuentra a unos 40 m de distancia de los sigmoides.



Figura 70.- Continuidad de la falla inversa con desarrollo de una brecha de falla de hasta 3 m de espesor. La ondulación de la estructura y la perspectiva de la imagen provoca que adquiera una apariencia de falla normal de muy bajo ángulo (el echado real de la falla es hacia el interior del corte).

En la roseta de fallas de la figura 76 destacan dos orientaciones de los rumbos de las fallas que son $N10^{\circ}-20^{\circ}E$ y $N80^{\circ}-90^{\circ}E$; sin embargo, en la figura 77 se observa que las fallas de rumbo $N80^{\circ}-90^{\circ}E$ tienen componente de movimiento inverso y un comportamiento muy similar en el echado de bajo ángulo con una clara inclinación de los planos hacia el N-NE, mientras que en

las fallas de rumbo N10°-20°E la dirección de las estrías denota movimientos izquierdos con componente inverso. El proceso de los datos define que la deformación por acortamiento está orientada hacia el S33°E, 10°, la de extensión resultó N13°E, 76° y la deformación intermedia tiene dirección S59°W, 10°.

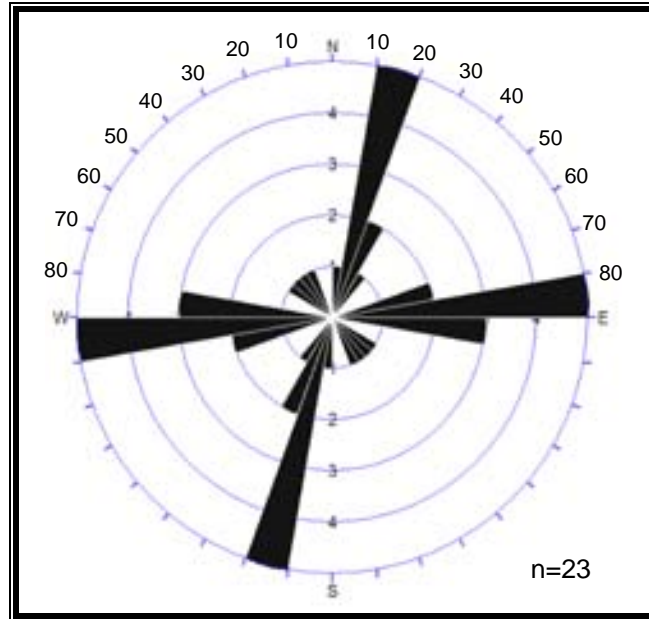


Figura 71.- Roseta estructural de fallas. Estación 9.

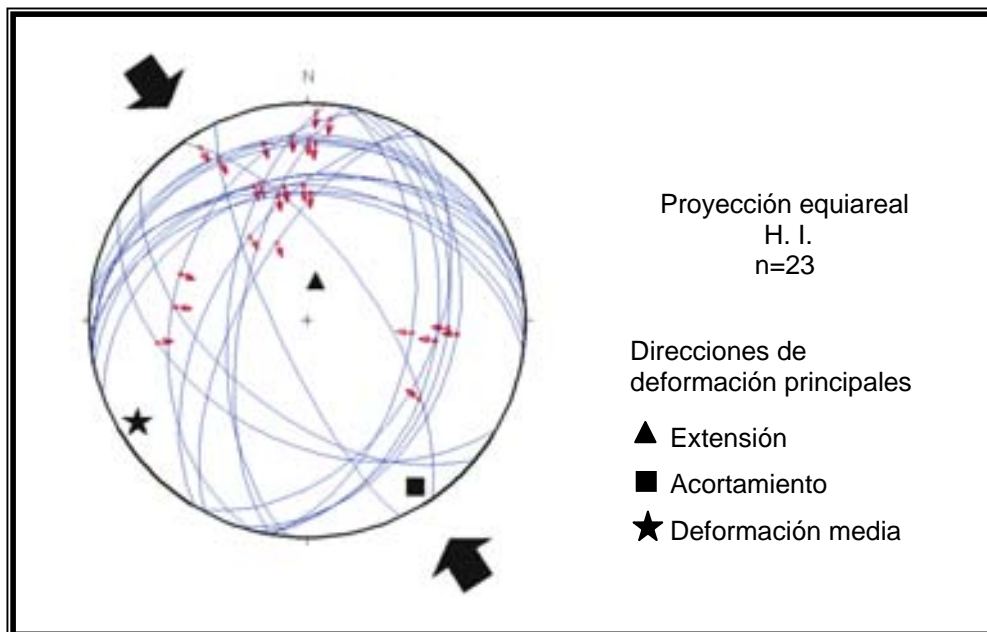


Figura 72.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 9. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 10

Localidad: Camino arroyo Juanepanta-Mesa de Flores, parte alta de la ladera sur del valle del río Santiago. Representa la continuidad de la falla inversa regional que se midió en la estación estructural 9.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 865\ \text{m}$ $y = 2\ 343\ 278\ \text{m}$ $z = 650\ \text{msnm}$

Litología: Zona de falla inversa que pone en contacto a las ignimbritas brechoides rojizas (Tmbr) sobre las ignimbritas líticas (Tmil) masivas de color gris

Plano de falla principal: N85°E, 12° NW.

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías, del tipo X y R´ (Tabla 10, Apéndice 1), "gouge" de falla con espesor de 6 m (Figura 73), estructuras sigmoides y escalones de falla incongruentes.

En la roseta de estructural (Figura 74) aunque hay ligera dispersión en el rumbo de las fallas en dirección NE-SW se observa el dominio de rumbos que caen en el rango de N70°-80°E, muy similar al rumbo de la falla principal. Las ciclográficas de los planos de falla muestran tendencia de las fallas a estar inclinados hacia el NE (Figura 75), la dirección de movimiento inverso indicado por las estrías tiene ligero predominio de componente izquierdo principalmente en las fallas de rumbo N10°- 20°E que también destacan en la roseta. El procesamiento de los datos da como resultado un acortamiento en dirección N28°W, 12° la orientación de extensión obtenida es S1°E, 76° y la deformación intermedia tiene dirección N63°E, 6°.



Figura 73.- La litología de color claro corresponde al "gouge" de falla, a la izquierda una falla normal desplaza a la falla inversa. De manera similar a la estación anterior, pero con una inclinación mayor, la ondulación de la estructura da lugar a la apariencia de falla normal.

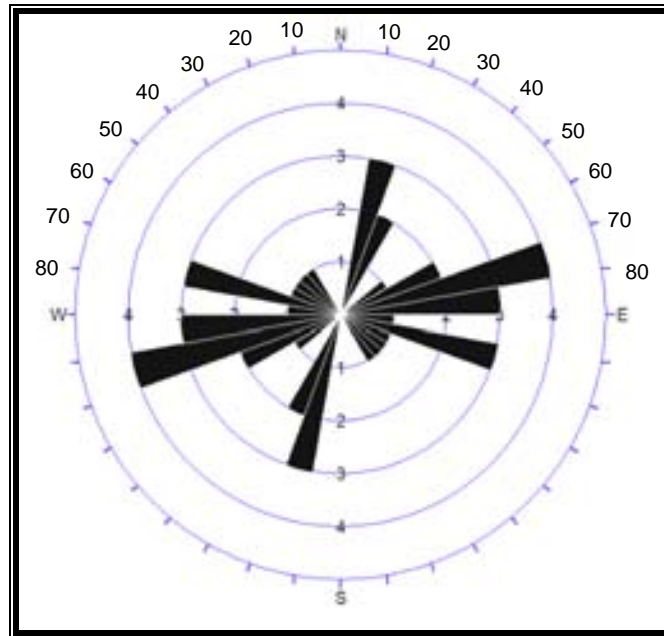


Figura 74.- Roseta estructural de fallas. Estación 10.

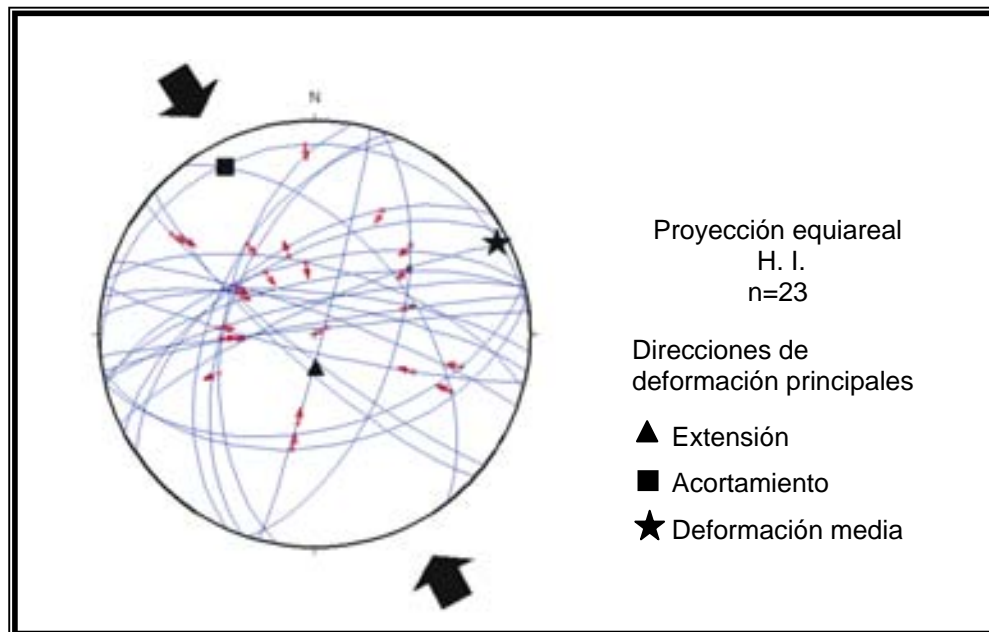


Figura 75.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 10. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 11

Localidad: Camino arroyo Juanepanta - Mesa de Flores, parte alta de la ladera sur del valle del río Santiago. Es una continuación de la falla inversa importante de la estación 10.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 930\ m$ $y = 2\ 343\ 498\ m$ $z = 665\ msnm$

Litología: Pone en contacto a ignimbritas de color rojo pardo, duras y consistentes con textura eutaxítica y fiammes sobre una ignimbrita de color verde en estructura masiva con lentes silicificados, las dos litologías correspondientes a la unidad de Ignimbrita brechoide (Tmbr). La medición se realizó en las fallas de tipo inverso y el bloque de techo está mejor conservado mientras que en el bloque de piso la roca está muy fracturada y muestra los mayores efectos de la deformación. Se observan fallas normales tipo roll-over que constituyen fallas normales formadas en ambiente compresivo (Figuras 76 y 77).

Plano de falla principal: $N30^{\circ}E, 50^{\circ}NW$.

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías (Tabla 11, Apéndice 1), "gouge" de falla con espesor de 6 m, estructuras sigmoides, escalones de falla incongruentes.

En la roseta estructural (Figura 78) se observa una dispersión en los rumbos de las fallas, sin embargo sobresale la tendencia E-W de las estructuras. Las ciclográficas de los planos de falla muestran también rumbos muy variables con estrías que indican movimientos inversos con componente lateral derecho (Figura 79). El análisis de la deformación indica el acortamiento dirigido al $S60^{\circ}E, 10^{\circ}$, la orientación de extensión al $S68^{\circ}W, 74^{\circ}$ y la deformación intermedia $N28^{\circ}E, 12^{\circ}$. La dirección de acortamiento obtenida está influenciada por el plano principal de la falla, por la el rumbo de ambos son prácticamente perpendiculares.

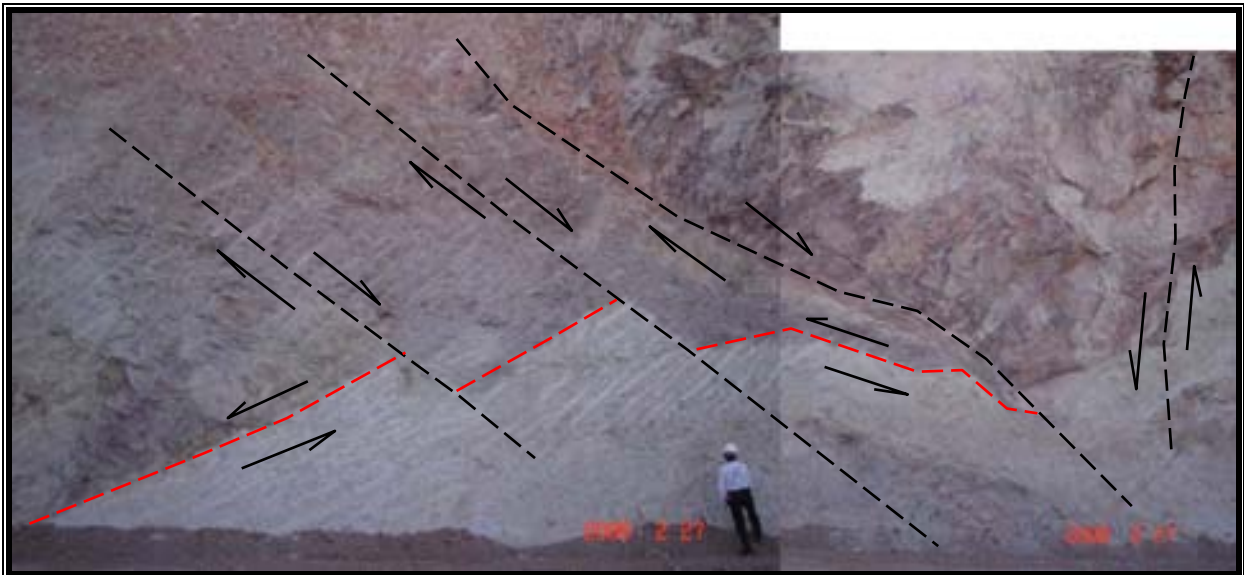


Figura 76.- Fallas normales que se desarrollaron dentro de un régimen de compresión (Estructura roll over).

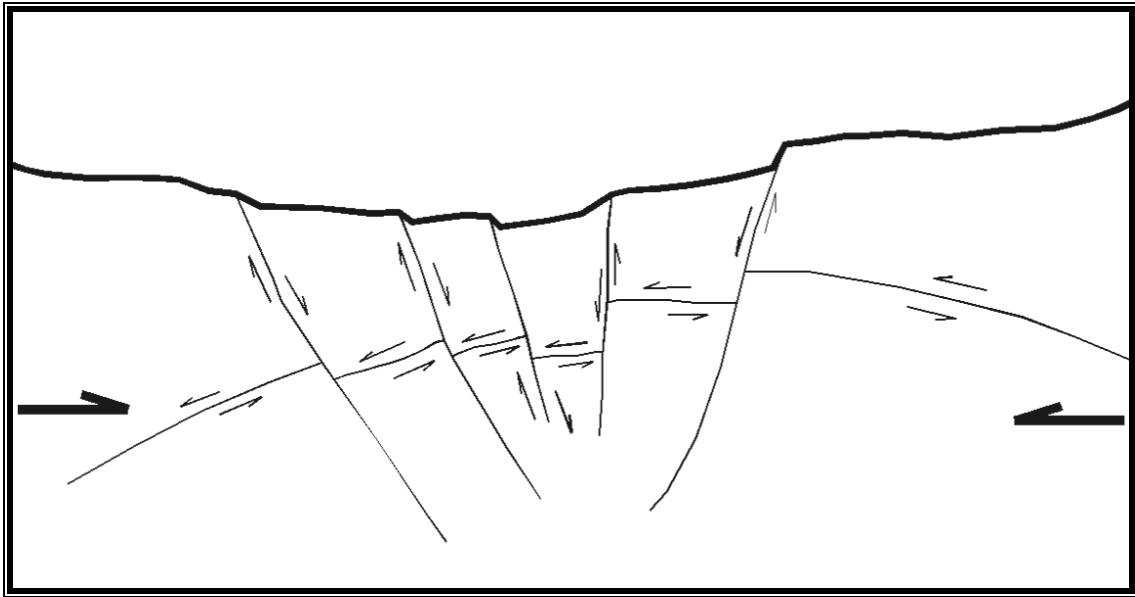


Figura 77.- Modelo simplificado de estructura roll over que consiste en la formación de estructuras de extensión en un régimen de acortamiento.

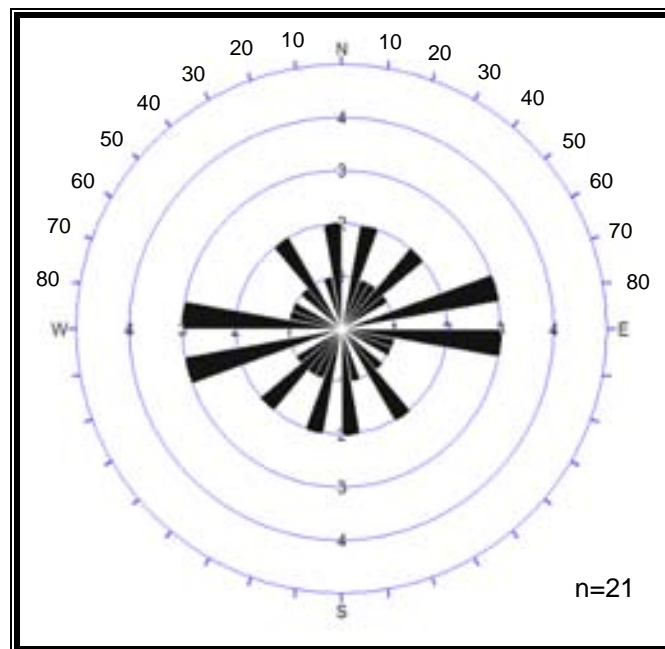


Figura 78.- Roseta estructural de fallas. Estación 11.

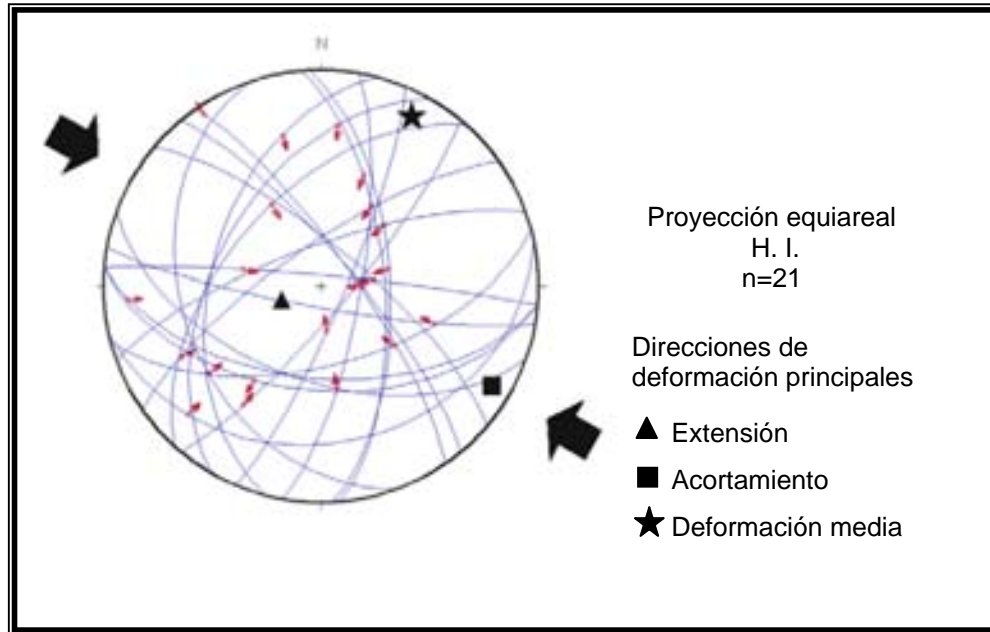


Figura 79.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 11. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 12

Localidad: Camino Mesa de Flores a Paso de La Yesca.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 595\ 670\ m$ $y = 2\ 342\ 955\ m$ $z = 585\ msnm$

Litología: Zona de contacto entre una dacita de color verde claro y una dacita brechoide de color rojo pardo, ambas incluidas en la unidad de ignimbritas líticas (Tmtl) (Figura 80).

Plano principal de falla inversa: N32°E, 36° SE

Se observan 10 metros de espesor de zona de falla.

Indicadores cinemáticos identificados:

Planos de falla con estrías (Figura 81; Tabla 12, Apéndice 1), estructuras sigmoides, escalones de falla incongruentes, escalones congruentes con crecimiento de calcita, brecha de falla y espesor de zona de falla.

En la roseta estructural de fallas de la figura 82 se observa una mayor frecuencia de estructuras con rumbo N30°- 40°E y las ciclográficas de los planos de falla de la figura 83 denotan la tendencia de los planos de falla en su inclinación hacia el SE con movimientos relativos tanto izquierdos como derechos y relaciones angulares entre los planos de falla diferentes de los que normalmente ocurren en el modelo de de cizalla simple. La orientación de la extensión resultó S23°W, 76°, el sentido de acortamiento hacia el N16°W, 11°, ligeramente oblicua a los planos de falla mas frecuentes, y la deformación intermedia tiene orientación N76°E, 9°.

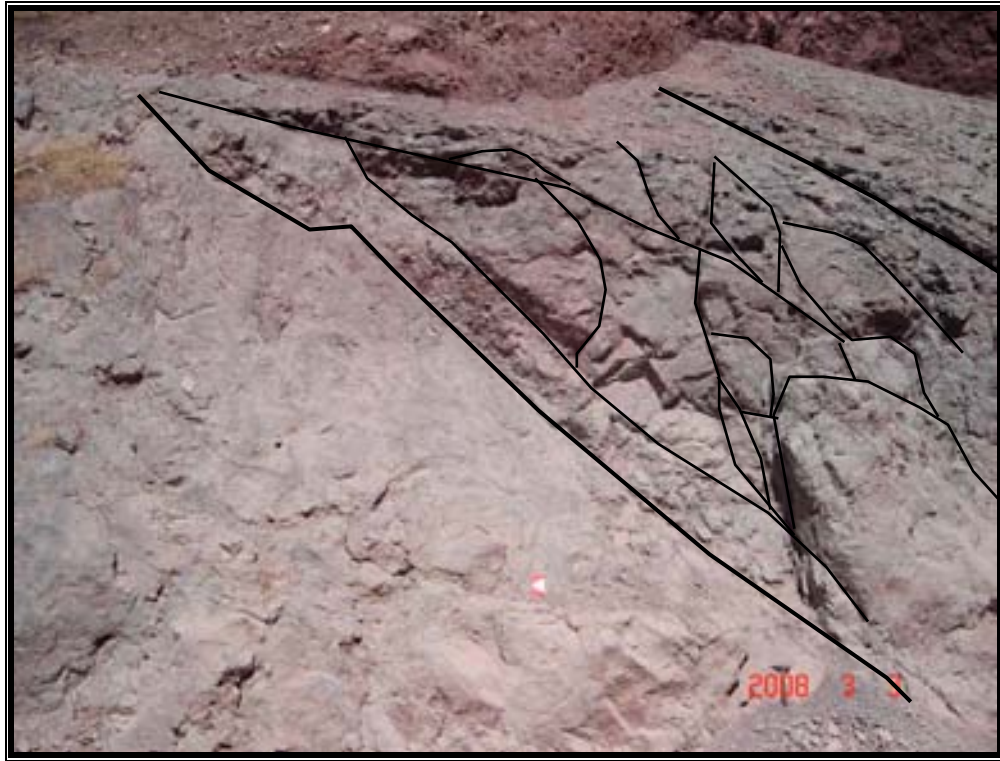


Figura 80.- Plano de falla con el bloque de techo que muestra brecha y estructuras sigmoides.

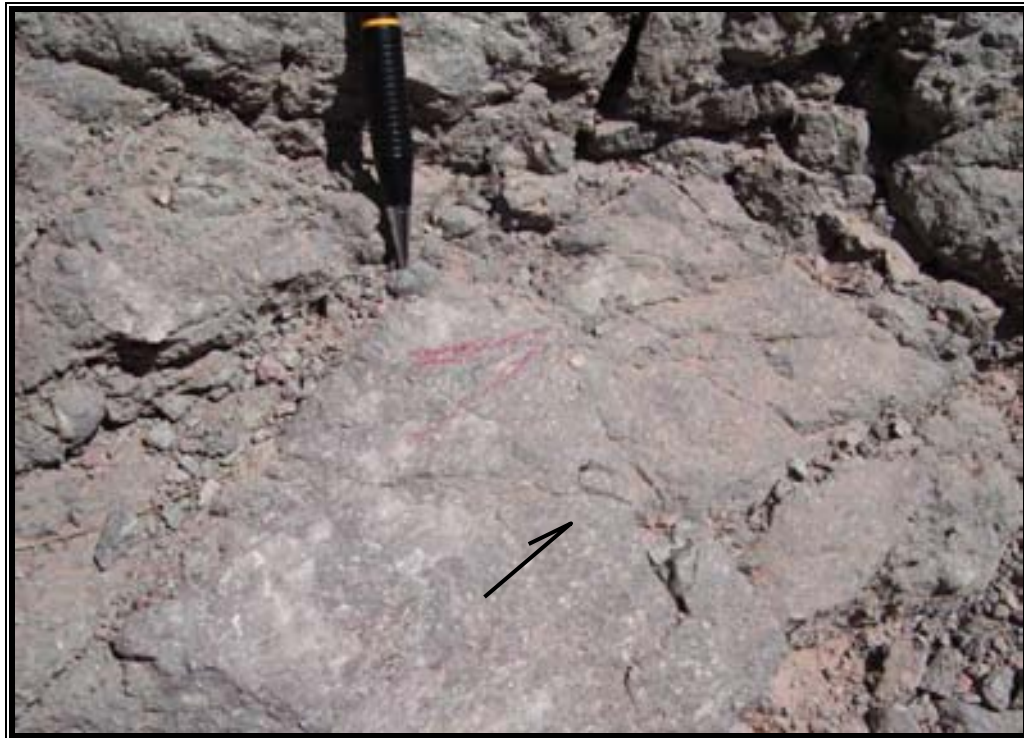


Figura 81.- Plano de falla con estrías y escalones congruentes con crecimiento de mineral que indican movimiento izquierdo con componente inverso.

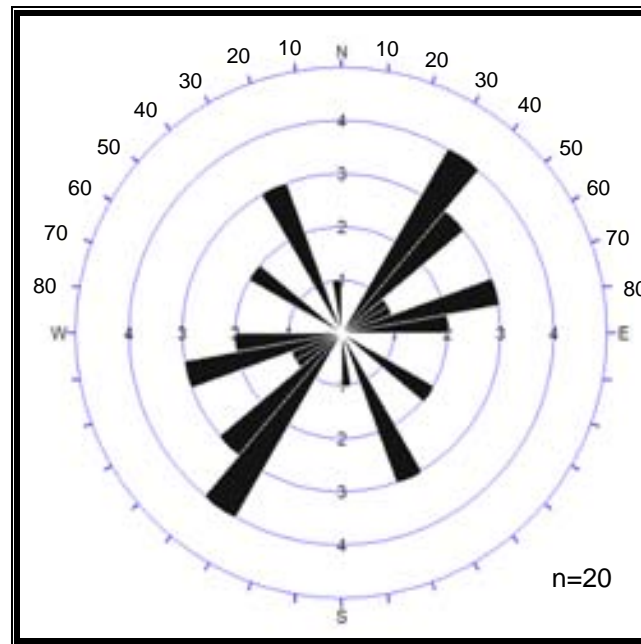


Figura 82.- Roseta estructural de fallas. Estación 12.

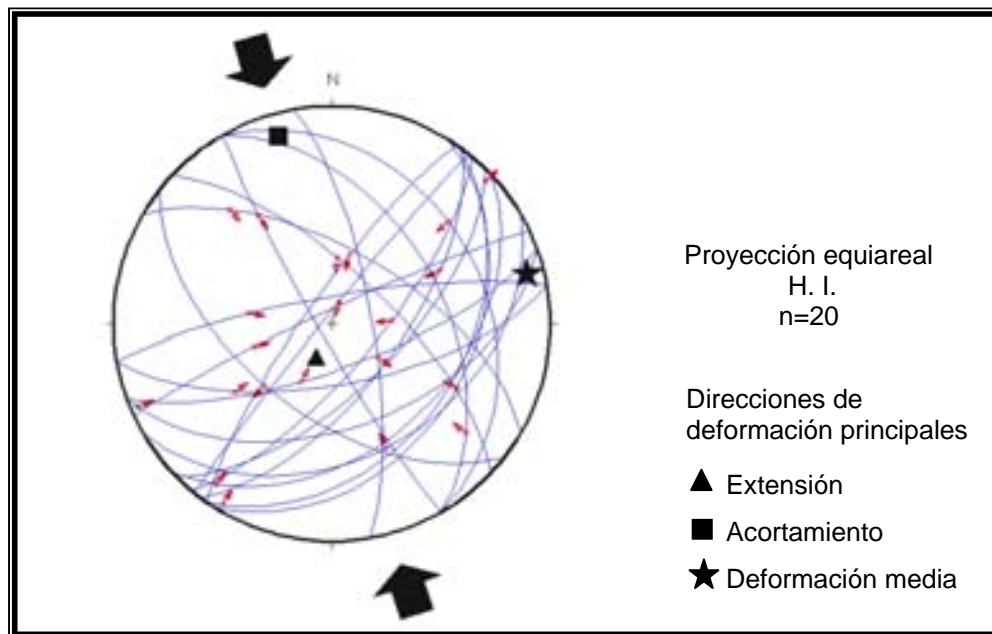


Figura 83.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 12. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

III.3.2.2 Resultados

Con el procesamiento y análisis de los datos de las estaciones estructurales se obtuvieron las direcciones principales de acortamiento y extensión en cada una de las fallas principales identificadas en el área de estudio. En la tabla 2 se resumen las características de las fallas y los resultados obtenidos, asimismo las direcciones de acortamiento se presentan en forma conjunta en la figura 84, donde se observa que la distorsión por acortamiento operó en direcciones NE-SW y NW-SE principalmente, con dos estaciones donde el acortamiento tiene tendencia N-S.

Estación estructural	Actitud de la falla maestra	Rumbos de fallas mas frecuentes	Dirección de acortamiento	Dirección de extensión
1	N75°W, 23° NE	N50°- 80°W	S11°W, 16°	N25°W, 70°
2	N13°E, 43° SE	N30°- 40°W N70°- 80°E	S29°W, 13°	N54°E, 75°
3	N42°W, 53° NE	N20°- 30°W	N64°E, 14°	S10°W, 68°
4	N80°W, 70°- 80°SW	N70°- 80°W	N6°W, 6°	S76°E, 74°
5	N65°E, 41° NW	N60°- 70°W	N11°E, 5°	S44°E, 81°
6	N85°E, 50° NW	N70°- 90°E	N7°E, 19°	S38°E, 64°
7	N35°W, 50° SW	N20°-30°W	N70°E, 8°	S53°W, 81°
8	Zona de falla	N40°E hasta E-W	S18°E, 1°	S75°W, 68°
9	N15°E, 29° SE	N10°-20°E N80°-90°E	S33°E, 10°	N13°E, 76°
10	N85°E, 12° NW	N70°-80°E	N28°W, 12°	S1°E, 76°
11	N30°E, 50° NW	E-W	S60°E, 10°	S68°W, 74°
12	N32°E, 36° SE	N30°-40°E	S23°W, 76°	N16°W, 11°

Tabla 2.- Características estructurales y resultados de la distorsión obtenidos en el análisis de los datos de las estaciones estructurales.

Las direcciones de acortamiento se analizaron en el estereograma de contornos de la figura 85, ahí se definen dos direcciones de acortamiento principales N12°W, 6° y N66°E, 10°; siendo la primera ligeramente más frecuente, sin embargo también se graficaron en un estereograma, la ciclográfica del plano de falla principal de cada estación estructural, destacando entre éstas las que corresponden a las fallas más importantes por su continuidad y espesor de brecha de falla (estaciones 1,3,7 y 10, Figura 86).

Las fallas inversas de mayor magnitud tienen rumbos NW-SE y una de ellas NE-SW (estación 10). Haciendo la relación entre las direcciones de acortamiento resultantes y la actitud de las principales fallas, se observa que la dirección de acortamiento N66°E es la que podría haber favorecido la formación de estas fallas mayores y en consecuencia haber predominado en la región. Si este es el caso la dirección de acortamiento N12°W indicaría una distorsión asociada con una relación angular de 78° respecto al acortamiento principal registrado en las fallas mayores.

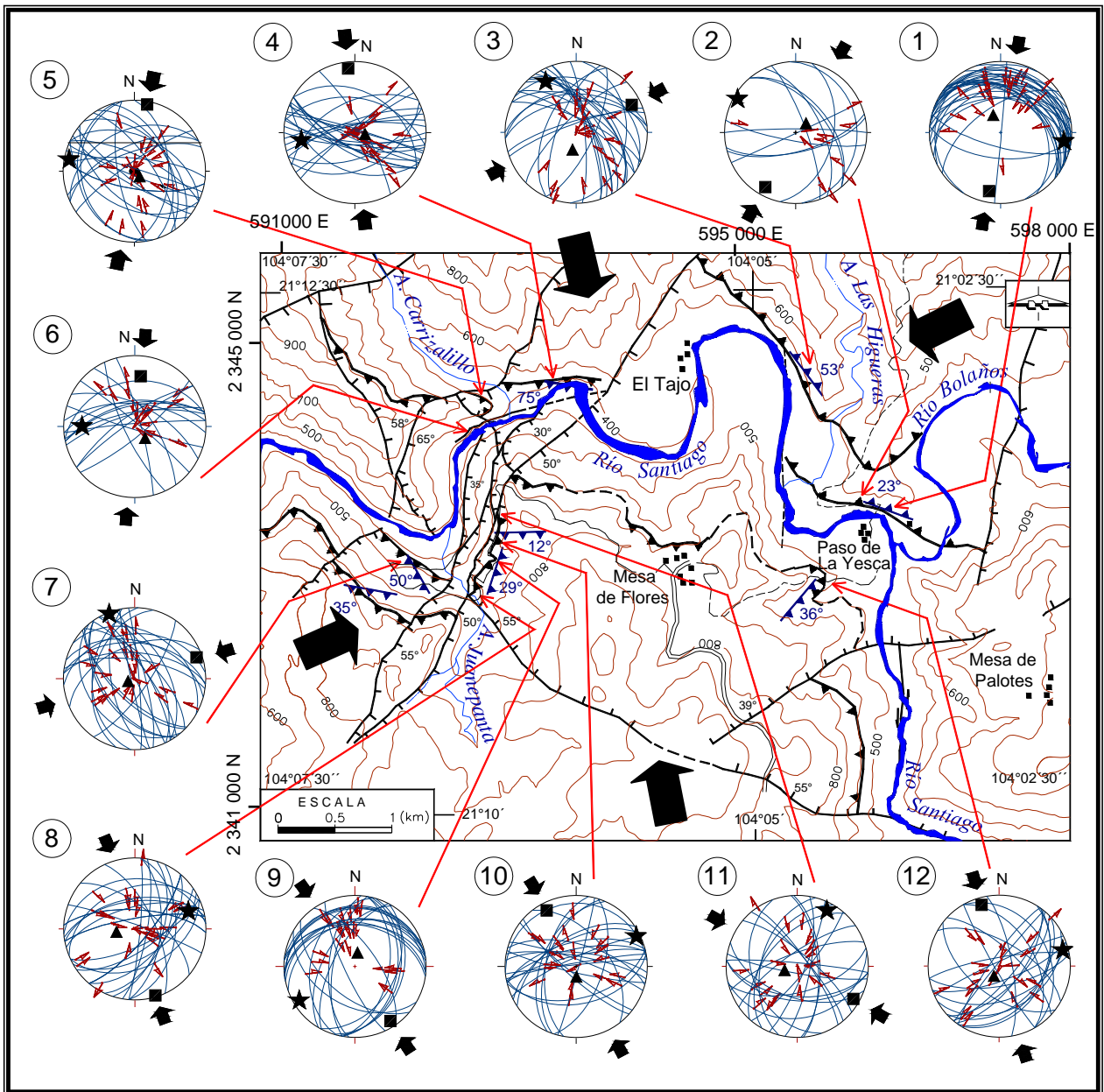


Figura 84.- Direcciones de deformación principal por acortamiento obtenidas en las estaciones estructurales, se indica también las direcciones de acortamiento generales que se deducen de los resultados obtenidos.

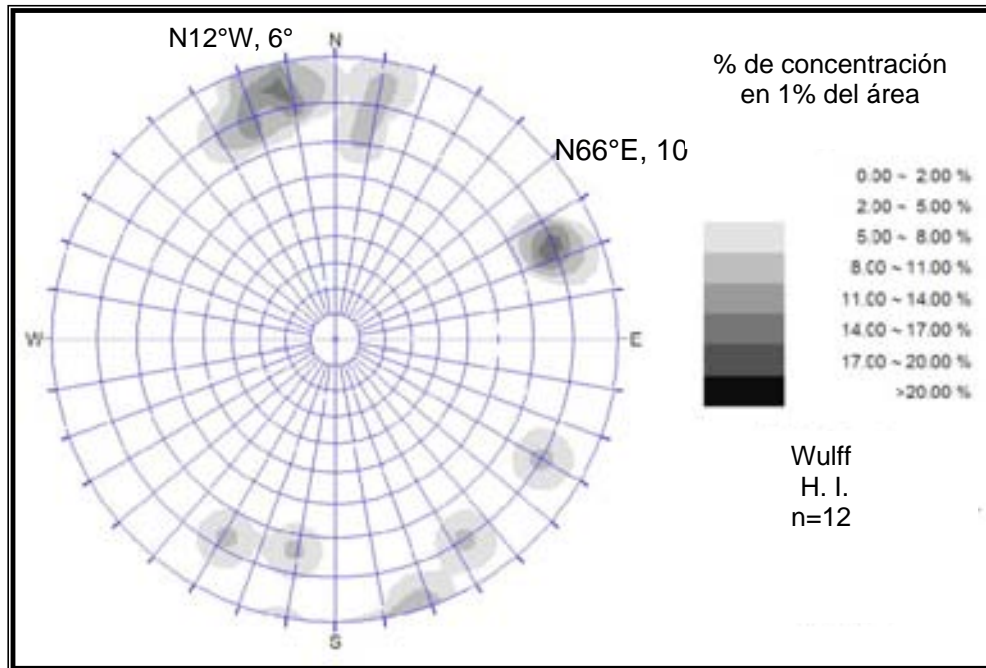


Figura 85.- Diagrama de contornos de las direcciones de acortamiento obtenidas en las estaciones estructurales, se indican las concentraciones importantes que definen las dos direcciones de acortamiento principales.

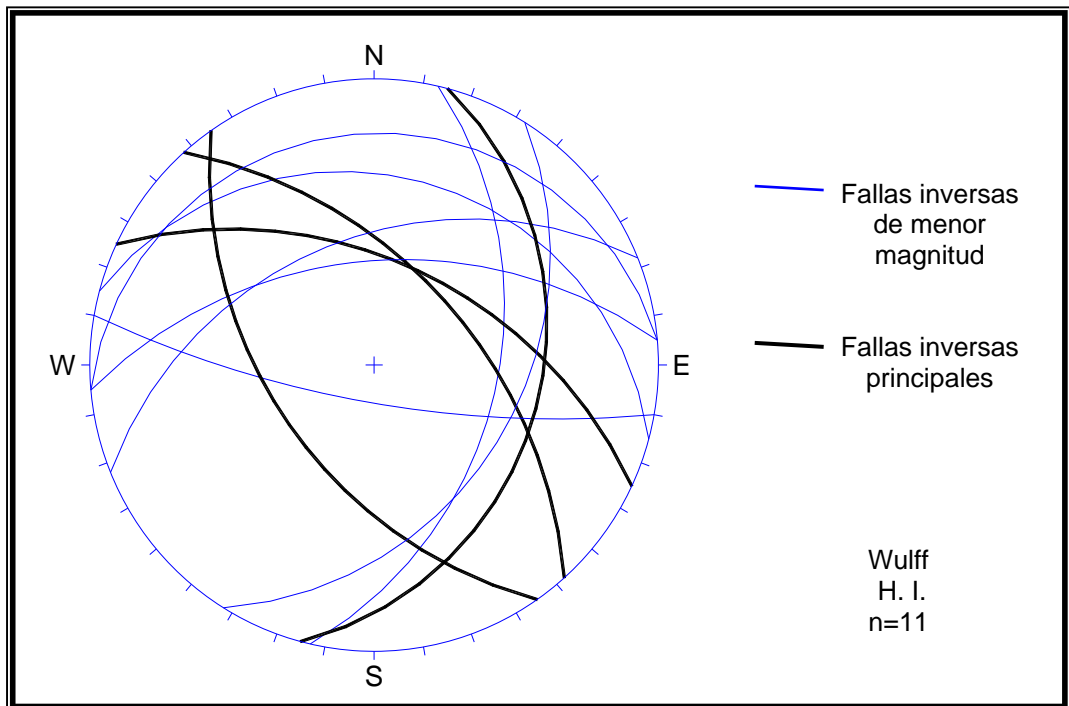


Figura 86.- Estereograma con las ciclográficas de las fallas inversas maestras de las estaciones estructurales. Las fallas más importantes se indican en color negro.

III.3.3 Diques diabásicos

Un aspecto que es de destacar en la zona de estudio es la ocurrencia de diques diabásicos que consisten en cuerpos tabulares cuyo espesor máximo observado es de 1.5 m; el análisis estadístico de los datos estructurales de estos diques (Tabla 13, Apéndice 1) resulta en una orientación principal de rumbo N78°W inclinada con 74° al NE (indicada como D₁, Figura 87) y una orientación secundaria con actitud N88°W / 58°NE (indicada como D₂, Figura 87). Es muy notoria la marcada tendencia que tiene la actitud de los diques a estar orientados en dirección casi E-W, con inclinaciones hacia el norte, asimismo las variaciones que difieren de esta actitud general se deben a accidentes locales ocasionados por fallas normales que los desplazan y rotan. Son escasos los diques que aprovecharon estructuras inversas preexistentes o estratificación de las ignimbritas para su emplazamiento, generalmente son estructuras más afines con la actitud de fallas normales.

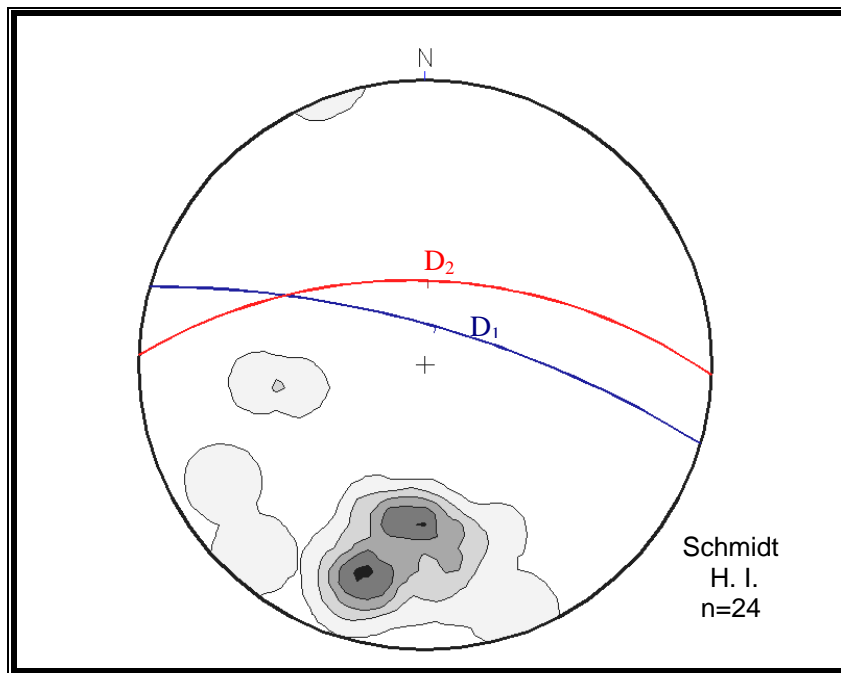


Figura 87.- Diagrama de densidad de polos de los diques diabásicos, donde se determina la orientación principal D₁: N78°W / 74° al NE y la secundaria D₂: N88°W / 58°NE .

Una concepción general sobre el emplazamiento de los enjambres de diques es que son intrusiones paralelas al esfuerzo principal σ_1 actuando horizontalmente y perpendiculares al esfuerzo principal mínimo σ_3 también horizontal. Si esto se aplica a los diques observados en el área de estudio se consideraría la probabilidad de un esfuerzo principal horizontal máximo actuando en dirección N80°W, con el esfuerzo principal mínimo también horizontal en dirección N10°E.

Una característica muy frecuente de los planos de contacto de los diques con la roca encajonante es que presentan una superficie estriada, con rellenos de arcilla o "gouge" de falla, y con indicadores de una activación como fallas normales. Lo anterior implica que el emplazamiento de estos cuerpos se llevó a cabo en estructuras de tensión y posteriormente fueron activadas como fallas normales, incluso algunos diques se observan deformados por el

fallamiento normal lo que indicaría un emplazamiento que tuvo lugar cuando iniciaban las fases de deformación extensional, donde el esfuerzo principal σ_1 cambió a una posición subvertical.

De acuerdo a lo anterior, la evidencia de falla normal observada en los planos que limitan los diques permite analizarlos como si fueran fallas normales. De esta forma la deformación por extensión resultó con dirección N10°E, 22°, el acortamiento en sentido subvertical está orientado hacia el S12°W, 68° y la deformación media está dirigida al N10°E, 22° (Figura 88).

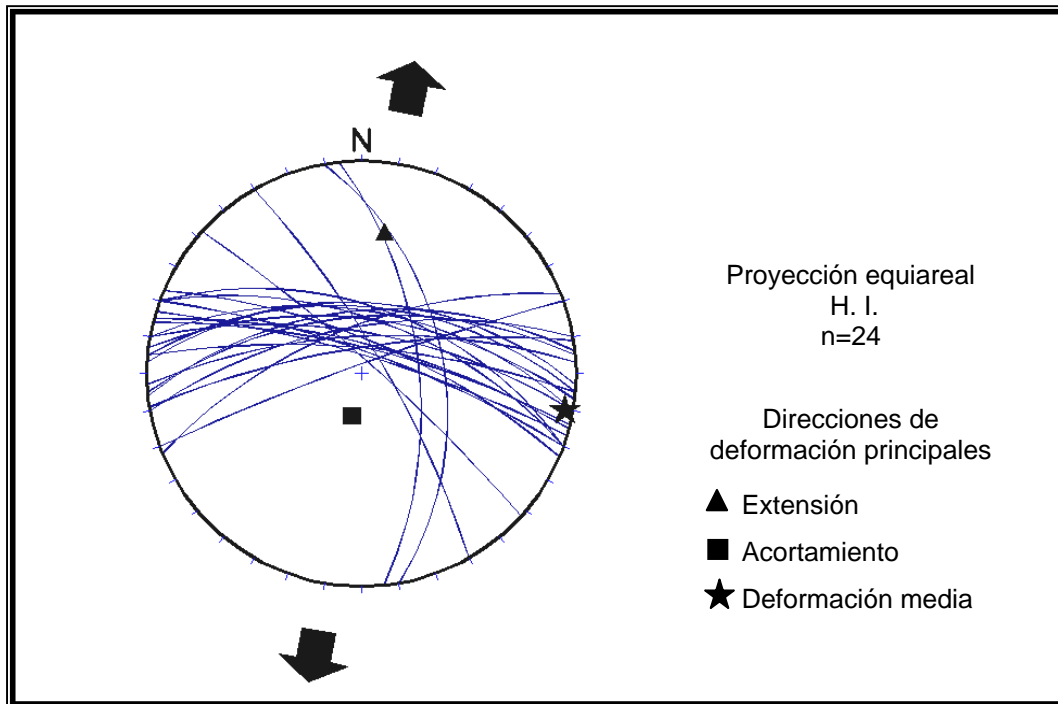


Figura 88.- Determinación de las orientaciones principales de deformación en los diques diabásicos, considerándolos como fallas normales.

III.3.4 Sistemas de fallas en régimen extensional

La región de la Yesca también está afectada por fallas de tipo normal desarrolladas en un régimen de deformación extensional, las fallas identificadas a menudo se caracterizan por el desarrollo de planos de falla con inclinaciones menores a los 60° y una disminución en el echado del plano de falla llegándose a observar hasta con 30° de inclinación en su parte inferior, de tal forma que tipifican un estilo de fallamiento de tipo lístrico. En estas fallas también se establecieron estaciones estructurales de medición cuyos datos se analizaron con la metodología de Allmendinger obteniendo los resultados que se presentan a continuación.

III.3.4.1 Análisis de deformación en las estaciones estructurales

Estación 13

Localidad: Margen sur del río Santiago, frente al arroyo Carrizalillo.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 593\ 252\ m$ $y = 2\ 344\ 036\ m$ $z = 580\ msnm$

Litología: Esta falla pone en contacto a dos unidades litológicas distintas por el deslizamiento del bloque de ignimbrita dacítica cristalina (Tmid) sobre la ignimbrita riodacítica (Tmir) en un salto de falla que se estima en más de 100 m.

Falla principal: N25°E, 50° SE, la actitud varía desde N15°E, 48° SE hasta N25°E, 55° SE.

Es una estructura importante muy continua observable en una longitud mayor a los 600 m y se infiere su prolongación hacia el norte del río Santiago. Se caracteriza por una zona de brecha con estructuras sigmoides extensionales así como “gouge” de falla, ambos con un espesor conjunto de 5 a 20 m limitada por planos de falla muy uniformes y bien definidos (Figuras 89 y 90).

Indicadores cinemáticos:

Deslizamiento entre unidades litológicas distintas, estrías en planos de falla (Tabla 14, Apéndice 1), escalones incongruentes, brecha de falla, “gouge” de falla y estructuras sigmoides.

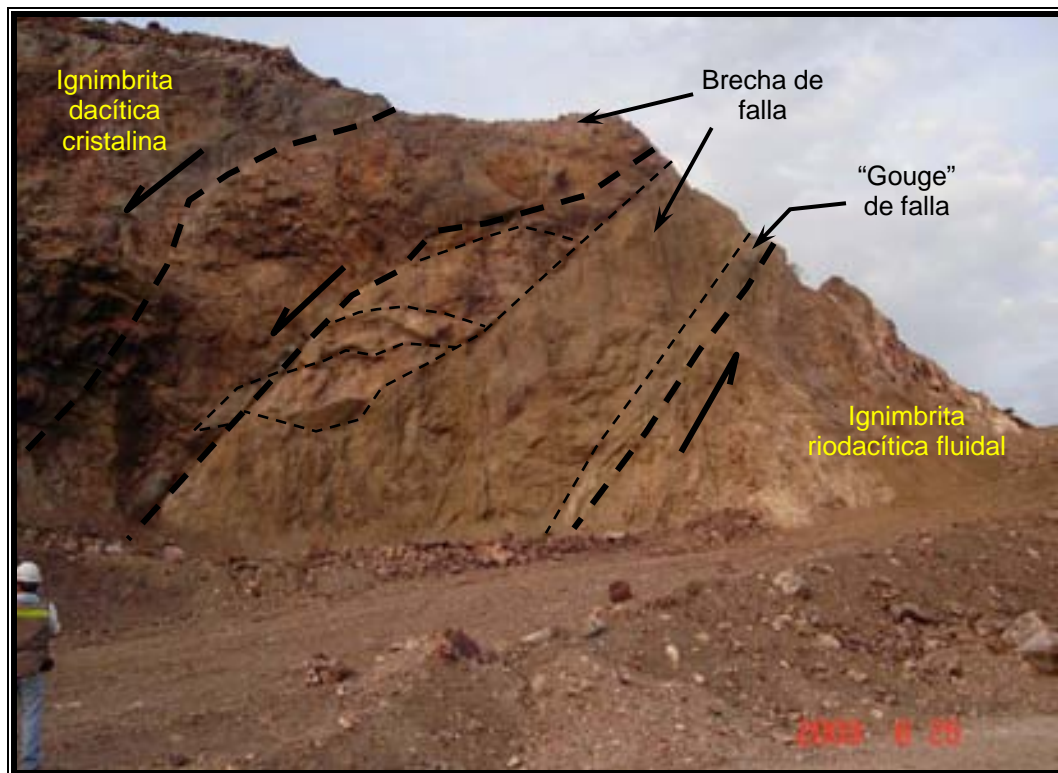


Figura 89.- Espesor de la zona de falla, con “gouge” de 50 cm a 1 m de espesor y brecha de falla de 10 a 13 m de ancho con estructuras sigmoides.

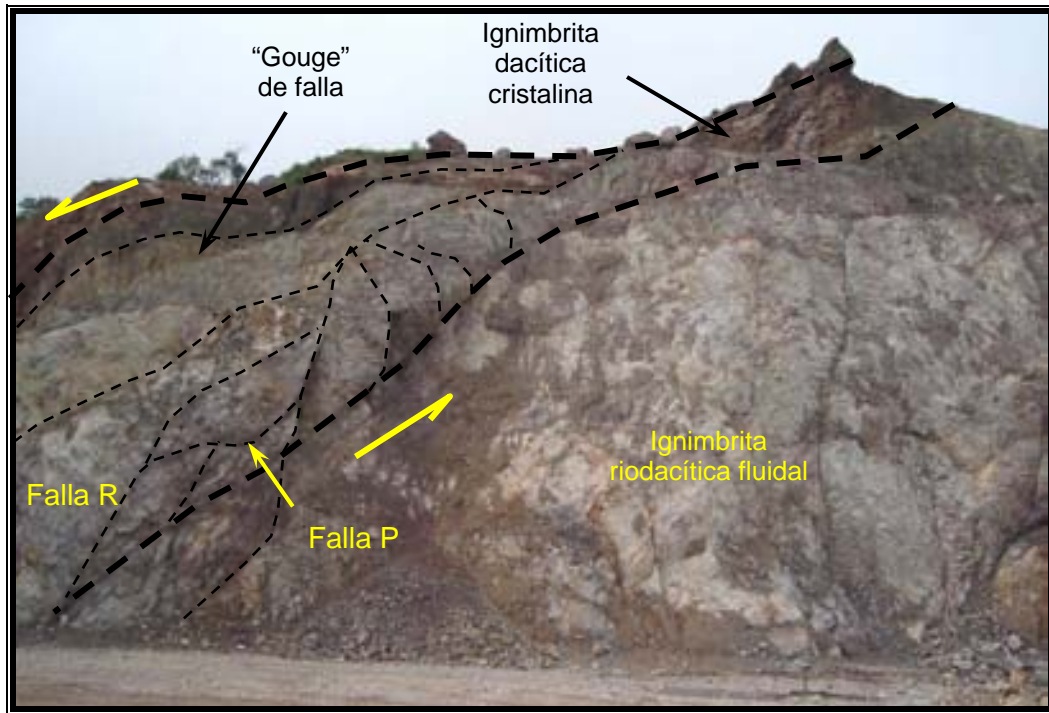


Figura 90- Otro sector de la falla con estructuras sigmoides rotadas en sentido antihorario que indican el movimiento relativo de los bloques de techo y de piso de la falla. En la parte superior de la zona de falla se observa el material molido o "gouge".

La rotación de las estructuras observadas del tipo P y R evidenciada por la variación en sus relaciones angulares, implica una deformación del tipo de cizalla simple; En la roseta estructural de fallas (Figura 91) se define el predominio de las fallas con rumbo N20°- 30°E.

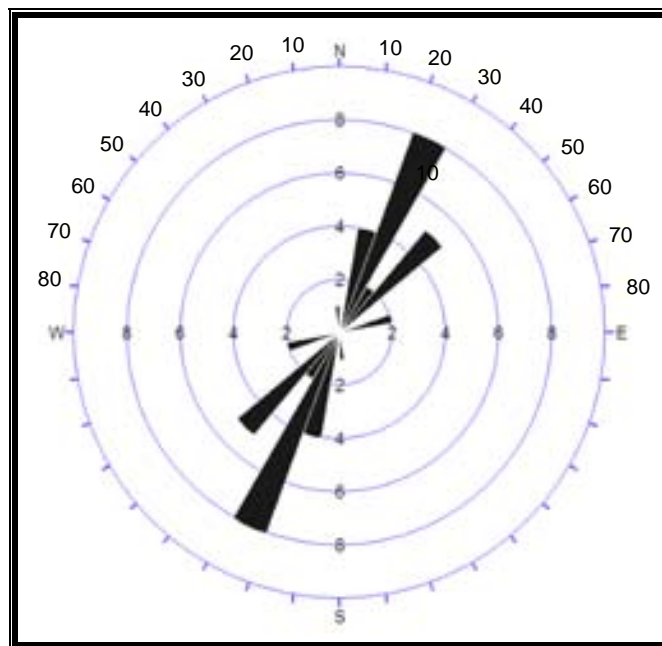


Figura 91.- Roseta estructural de fallas, estación 13.

El análisis de los datos con la técnica de Allmendinger da como resultado las ciclográficas que denotan un marcado subparalelismo de las fallas, algunas estrías indican desplazamientos laterales tanto derechos como izquierdos. El acortamiento subvertical tiene dirección N47°W, 79°, la extensión resulta con poca inclinación en dirección S61°E, 11°, perpendicular al rumbo de las fallas más frecuentes, mientras que la deformación media está orientada al S30°W, 3° (Figura 92).

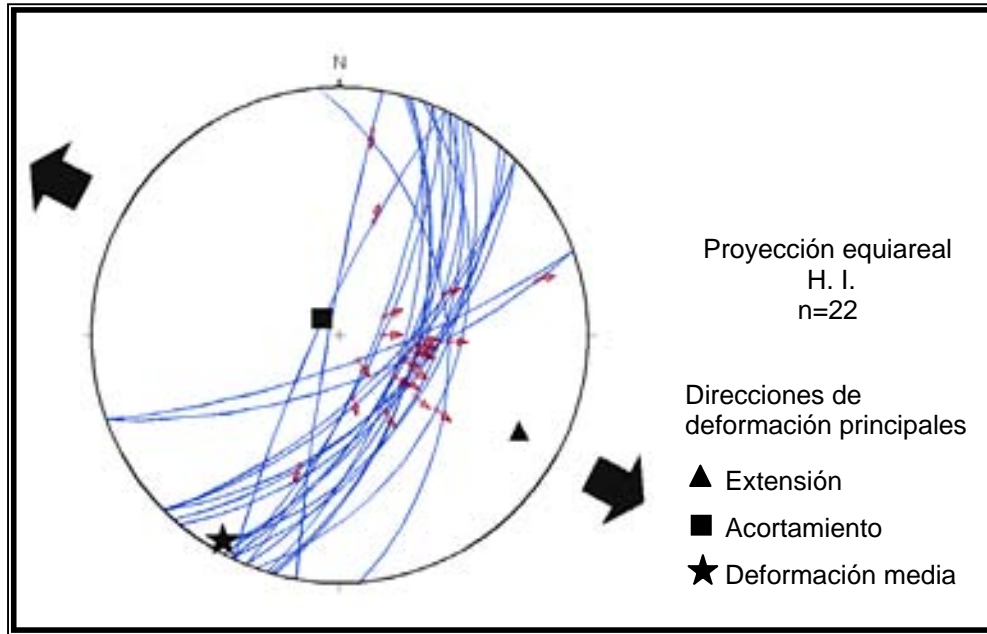


Figura 92.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 13. La dirección principal de extensión se indica con las flechas.

Estación 14

Localidad: Margen oriente del río Santiago, al norte del arroyo Juanepanta.

Coordenadas UTM (Zona 13): x = 592 670 m y = 2 343 664 m z = 450 msnm

Litología: Ignimbrita riódacítica con silicificación

Plano de falla principal: N-S, 47° W.

Falla normal desarrollada aprovechando planos de estratificación (Figura 93), los planos de estratificación sirvieron como base de deslizamientos que obedecen a causas gravitacionales y que desplazan a la falla de la estación 16. Es una falla sensiblemente paralela a la dirección que lleva el río Santiago (Figura 94).

Indicadores cinemáticos

Estrías en planos de falla del tipo R y M principalmente (Tabla 15, Apéndice 1), "gouge" de falla, brecha de falla, escalones incongruentes.



Figura 93.- Detalle de los planos de deslizamiento de la falla.



Figura 94.- Vista hacia el sur, aspecto de la falla en la ladera oriente del río Santiago.

En la figura 95 se muestra la roseta estructural de fallas en la cual predominan las estructuras de rumbo N10°W hasta N20°E y desplazan a las estructuras de rumbo N80°- 90°E que son las segundas en abundancia y en consecuencia son estructuras mas antiguas. Las ciclográficas de los planos de falla y las estrías (Figura 96) indican que las fallas de rumbo N-S son de tipo normal y representan sistemas conjugados de fallas con buzamientos hacia el W principalmente y en segundo término hacia el E, mientras que las fallas de rumbo E-W son estructuras de movimiento lateral. Como resultado del análisis de los datos se obtiene un acortamiento orientado al N16°E, 68°, la extensión es casi perpendicular a las fallas de mayor frecuencia y está orientada al S89°W, 7° y la deformación media hacia el S4°E, 21°.

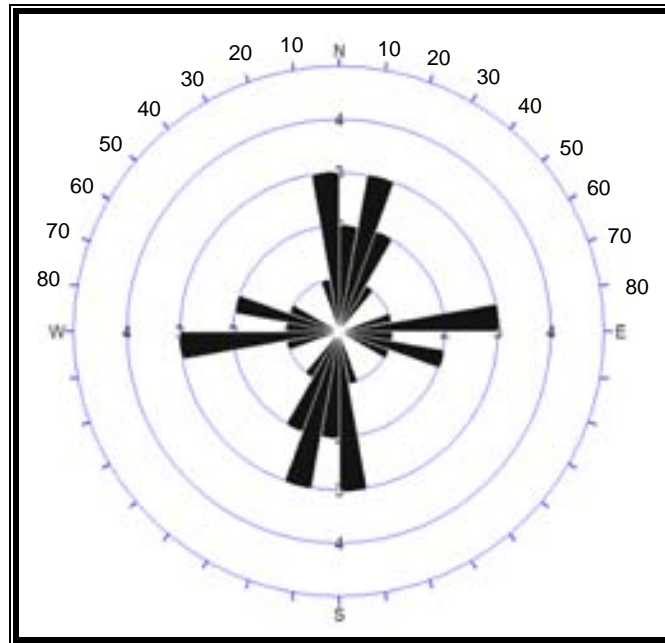


Figura 95.- Roseta estructural de fallas, estación 14.

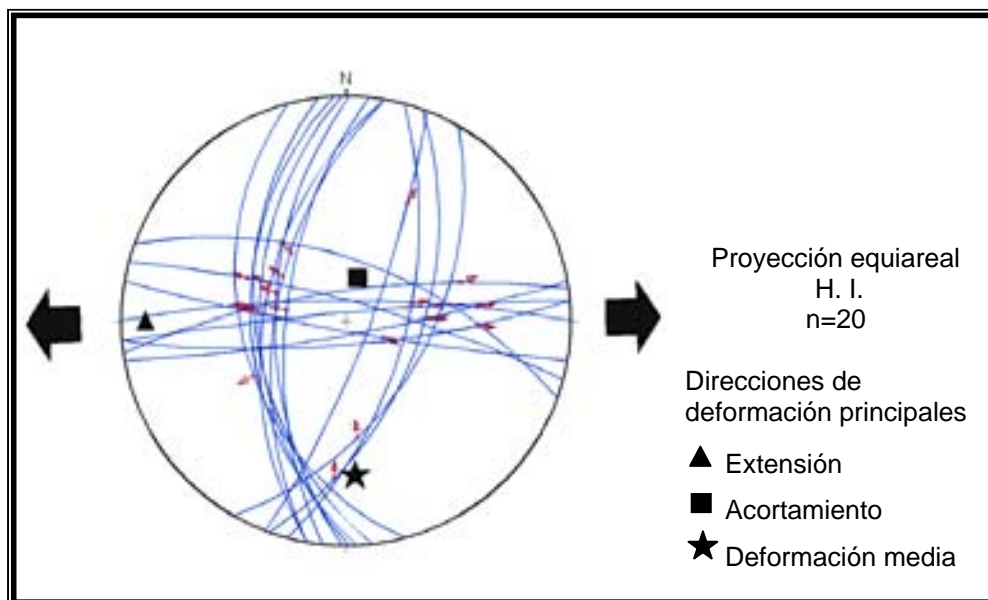


Figura 96.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 14. La dirección principal de extensión se indica con las flechas.

Estación 15

Localidad: Ladera norte del río Santiago y arroyo Juanepanta.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 591\ 817\ m$ $y = 2\ 343\ 385\ m$ $z = 410\ msnm$

Litología: Ignimbrita dacítica cristalina (Tmid) con alteración propilítica.

Plano de falla principal: $N30^{\circ}E, 65^{\circ} SE$

Falla normal caracterizada por planos que delimitan una zona de brecha de 6 m de espesor (Figura 97). Algunos planos de falla exhiben dos tipos de estrías, unas de tipo subhorizontal que evidencian movimiento lateral y sobrepuestas a ellas se observan estrías con pitch de casi 90° que corresponden al evento de falla normal, esto indica que la extensión actuó como una reactivación de fallas de desplazamiento lateral.

Indicadores cinemáticos:

Estrías en planos de falla del tipo M y P principalmente (Tabla 16, Apéndice 1), escalones incongruentes, pliegue de arrastre, brecha de falla y estructuras sigmoides rotadas.

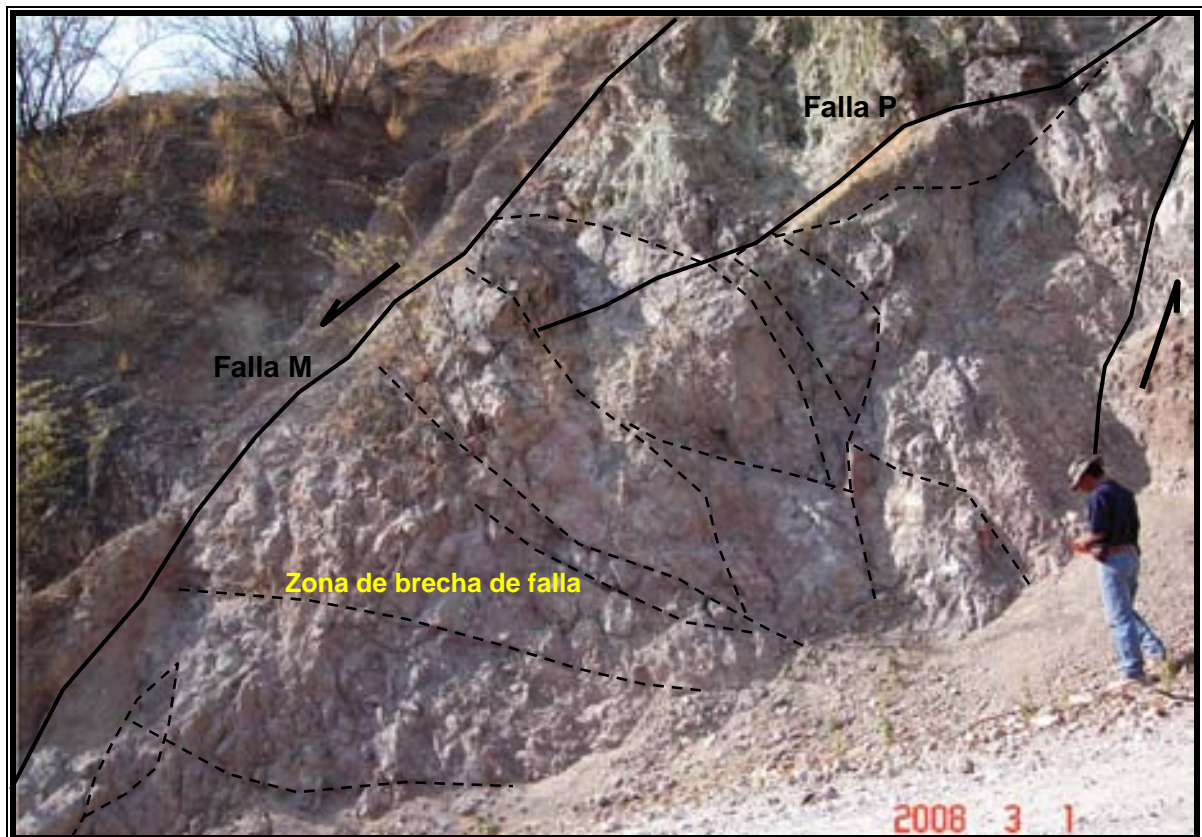


Figura 97.- Falla normal con zona de brecha de falla de 6 m de espesor en la que se desarrollaron estructuras sigmoides rotadas en sentido antihorario. Algunos de los planos de falla tienen estrías de falla normal sobrepuestas a estrías horizontales que evidencian su preexistencia como fallas laterales.

En la roseta estructural de fallas (Figura 98) destacan las estructuras de rumbo N40°- 50°E. Las ciclográficas de los planos de falla y las estrías se ilustran en la figura 99, y se observa bien definido el sistema de fallas normales con estrías dirigidas en el sentido de la extensión, por otro lado las fallas de rumbo NW-SE, tienen componente lateral acorde con la cinemática de la distorsión. El acortamiento resulta dirigido al N68°W, 77°, la extensión hacia el S48°E, 12° y la deformación media dirigida al N41°E, 5°.

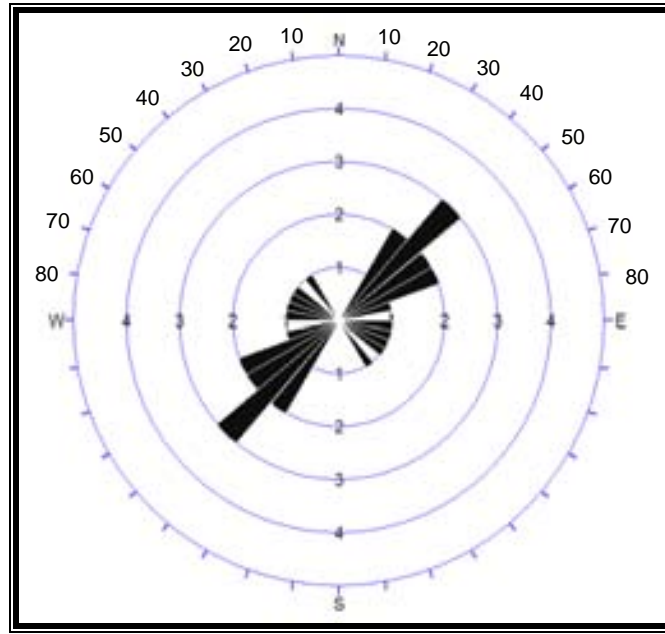


Figura 98.- Roseta estructural de fallas, estación 15

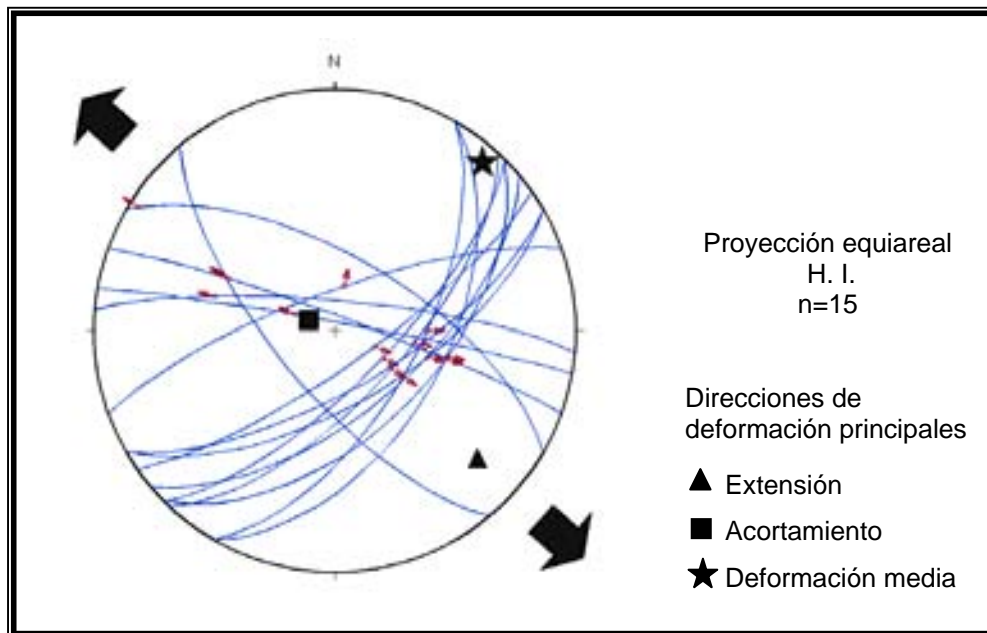


Figura 99.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 15. La dirección principal de extensión se indica con las flechas.

Estación 16

Localidad: Zona donde confluyen el río Santiago y el arroyo Juanepanta.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 592\ 595\ m$ $y = 2\ 343\ 217\ m$ $z = 440\ msnm$

Litología: Falla normal de desplazamiento importante ya que pone en contacto a las unidades litológicas de ignimbrita dacítica cristalina (Tmid) sobre las ignimbritas riódacíticas (Tmir) con un plano bien definido con escaso desarrollo de "gouge" de falla (Figura 100).

Plano de falla principal: N48°E, 46° SE

Indicadores cinemáticos:

Desplazamiento de unidades litológicas distintas, estrías en planos de falla del tipo R, R' y P (Tabla 17, Apéndice 1), brecha de falla, "gouge" de falla, escalones incongruentes, estructuras sigmoides.

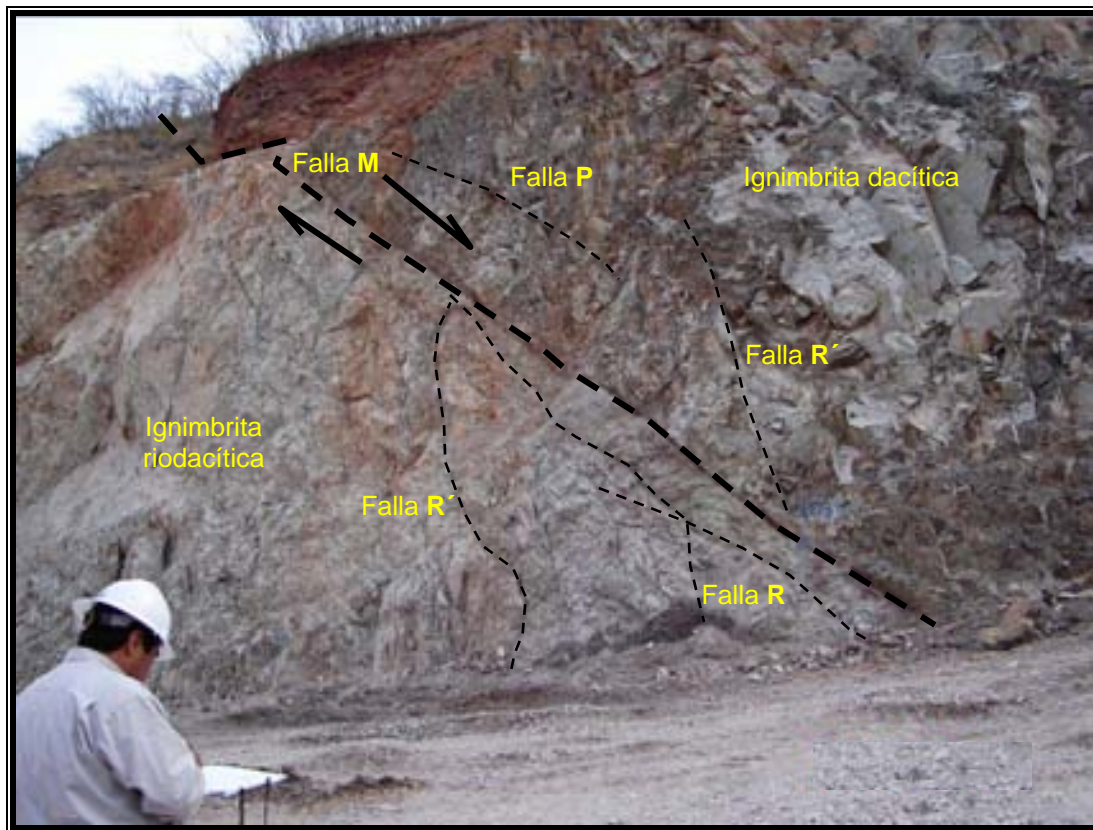


Figura 100- Falla normal que pone en contacto a la ignimbrita dacítica (Tmid) sobre la ignimbrita riódacítica (Tmir) con estructuras R y R' en el bloque de piso.

La roseta estructural de fallas (Figura 101) presenta rumbos de las estructuras con tendencia general NE-SW, con ligero predominio de fallas cuyo rumbo está en el rango de N20°- 40°E. Las ciclográficas de los planos de falla tienen ligera dispersión, sin embargo se define el grupo de fallas de rumbo NE-SW, con estrías que denotan la componente de movimiento de falla normal en la dirección de la extensión. Las direcciones de deformación principales obtenidas

con el proceso de los datos da como resultado un acortamiento orientado al $N72^{\circ}W, 75^{\circ}$, la extensión hacia el $S76^{\circ}E, 15^{\circ}$ y la deformación media orientada al $S14^{\circ}W, 1^{\circ}$ (Figura 102).

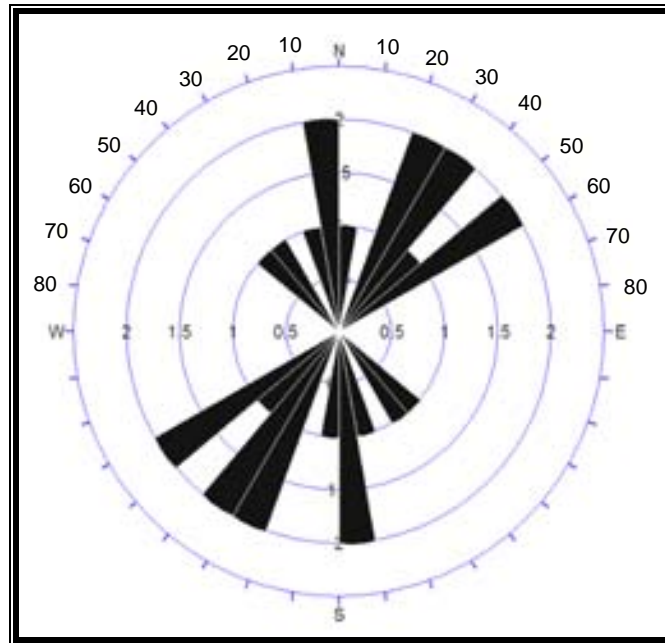


Figura 101.- Roseta estructural de fallas, estación 16

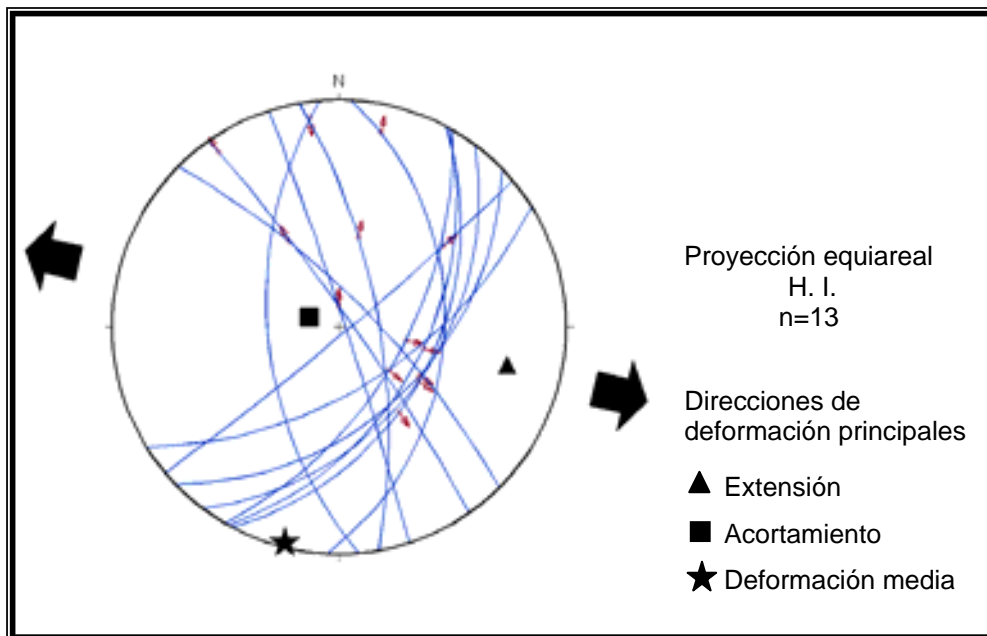


Figura 102.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 16. La dirección principal de extensión se indica con las flechas.

Estación 17

Localidad: Dos kilómetros al sur de Mesa de Flores, camino hacia Hostotipaquillo.

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 595\ 066\ m$ $y = 2\ 340\ 799\ m$ $z = 870\ msnm$

Litología: Ignimbritas brechoides y líticas de color rojo pálido (Tmib) (Figura 103).

Plano de falla principal: $N40^{\circ}E$, $53^{\circ} NW$

Zona de fallas lítricas con rotación de bloques en sentido antihorario.

Indicadores cinemáticos:

Estrías en planos de falla (Tabla 18, Apéndice 1), "gouge" de falla, brecha de falla, escalones incongruentes, escalones congruentes con crecimiento mineral de calcita y rotación antihoraria de estructuras sigmoides.

En la roseta estructural de fallas de la figura 104 resulta claro el predominio de las estructuras con rumbo que tienen un rango de $N20^{\circ}$ - $40^{\circ}E$. Se observa en la figura 105 que la deformación en esta zona de falla se manifiesta principalmente mediante fallas con componente lateral, sin embargo en las fallas principales de rumbo NE-SW que tienen desplazamiento de falla normal, sus estrías son determinantes en la dirección de extensión obtenida que es perpendicular a dichas fallas y esta orientada al $N58^{\circ}W$, 5° , la deformación por acortamiento está orientado al $S83^{\circ}E$, 85° y la deformación media al $S32^{\circ}E$, 2° .

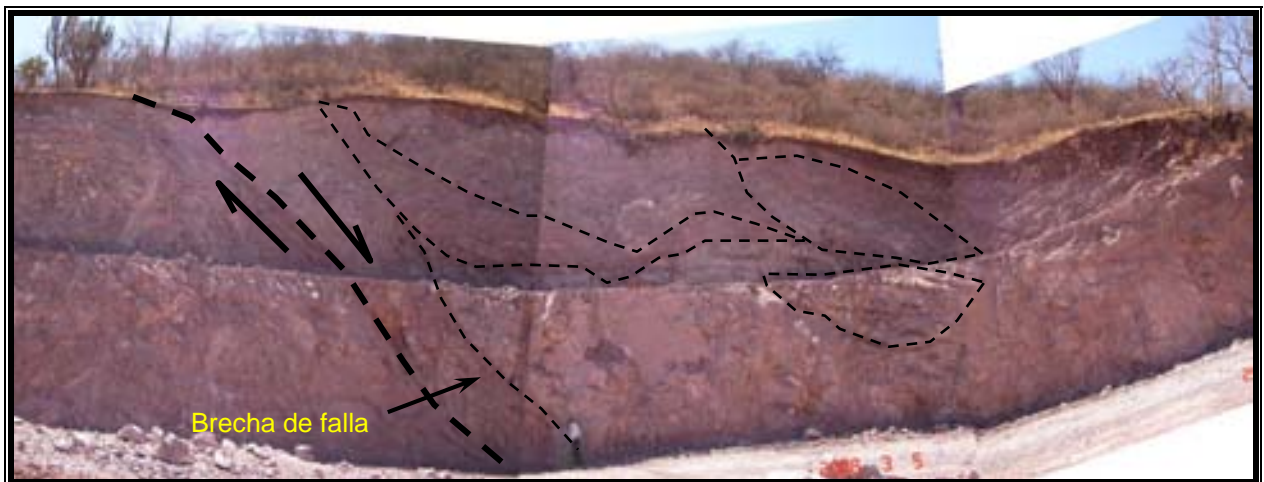


Figura 103.- Falla normal de tipo lítrico con estructuras sigmoides rotadas en sentido antihorario.

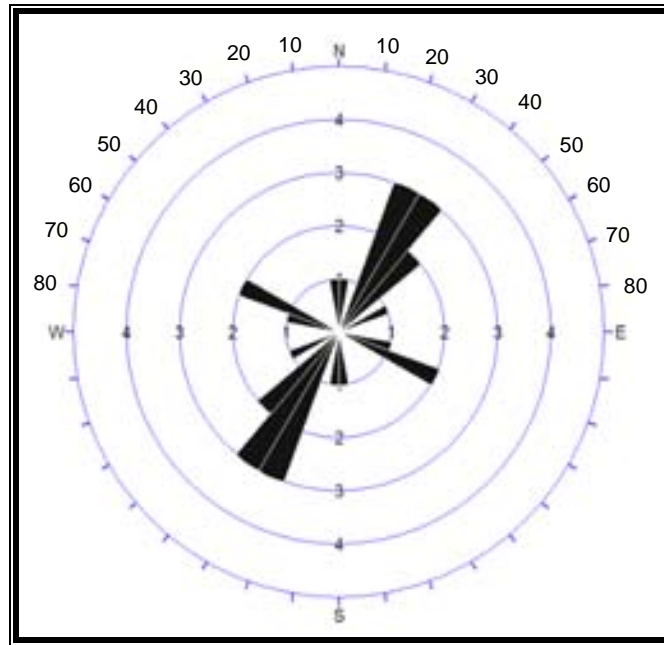


Figura 104.- Roseta estructural de fallas, estación 17

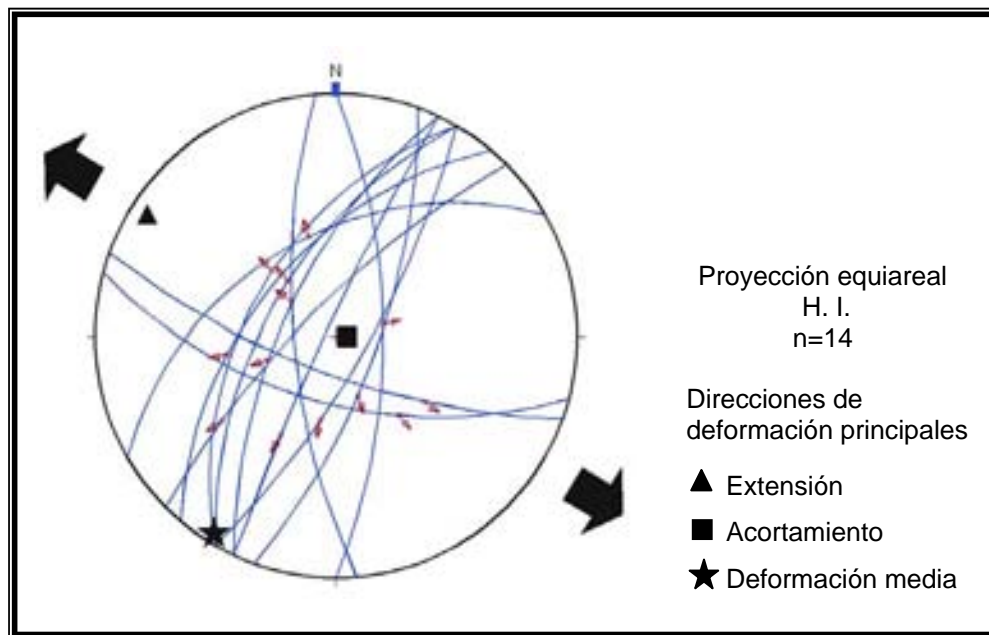


Figura 105.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 17. La dirección principal de acortamiento se indica con las flechas.

Estación 18

Localidad: Margen oeste del río Santiago y al sur de Mesa de Flores

Coordenadas UTM (Zona 13): $x = 595\ 256\ m$ $y = 2\ 341\ 248\ m$ $z = 890\ msnm$

Litología: Esta falla afecta a unas ignimbritas brechoideas (Tmib) con estratificación que va de 15 a 60 cm de espesor; en el bloque del piso de la falla principal el rumbo de la estratificación es $N40^{\circ}E$, $40^{\circ}NW$, mientras que hacia el norte el bloque de techo presenta la zona afectada por las fallas y la actitud de la estratificación cambia a $N30^{\circ}W$, $45^{\circ}SW$ (Figura 106), la cual es más acorde con la actitud observada en la zona del río Santiago y arroyo Carrizalillo.

Sistemas de fallas de tipo normal con componente rotacional importante, de tipo lístrico, que da lugar a arreglo de fallas en dominó con rotación de bloques en sentido antihorario (Figura 107). Es una estructura mayor con longitud de más de 4 Km, que se extiende desde el arroyo Juanepanta hasta el río Santiago, cuyo curso parece estar regido por esta estructura aunque con un rumbo general que tiende a $N70^{\circ}W$ (ver Figura 112).

Plano de falla principal: $N35^{\circ}W$, $66^{\circ}NE$ (dato local en la estación estructural) constituye la base del movimiento rotacional antihorario (Figura 108). El salto de falla principal es de unos 20 m y la zona de fallas lístricas asociadas acumulan un salto observable aproximado de 18 m.



Figura 106.- Vista panorámica que ilustra la actitud de la estratificación en el bloque de piso y en el bloque de techo de la falla principal.

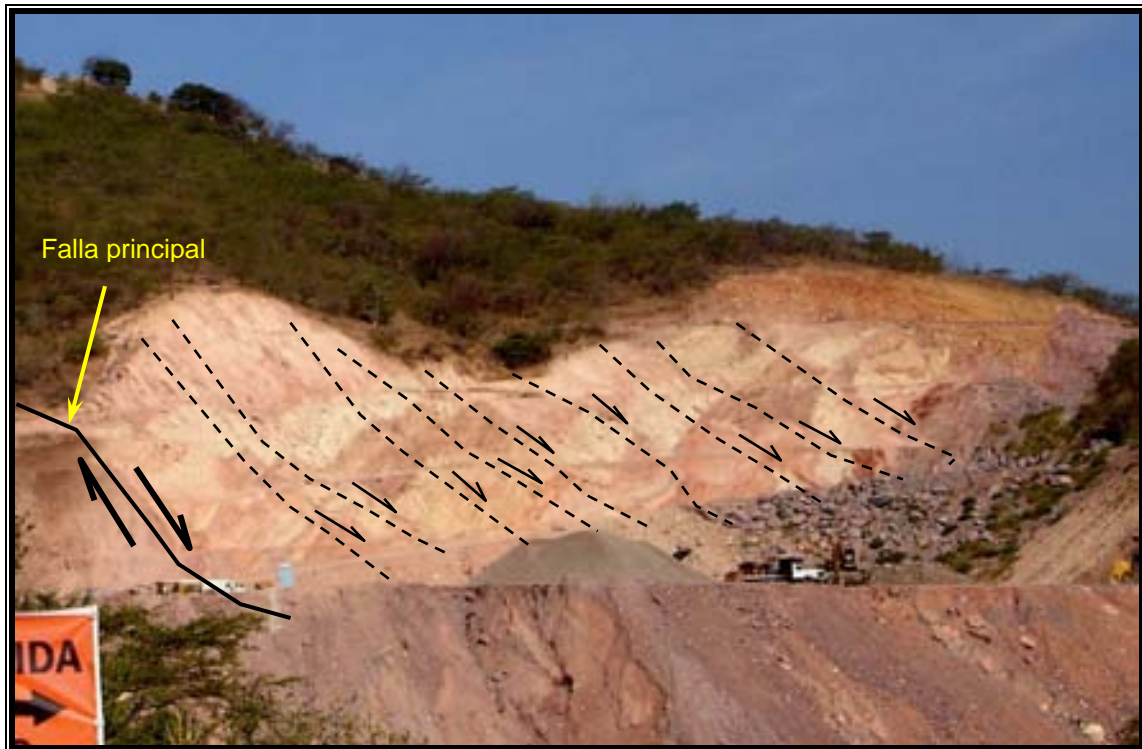


Figura 107.- Zona de falla normal con componente rotacional, de tipo lístrico, que da lugar a la rotación antihoraria de los bloques deslizados originando el arreglo en dominó.

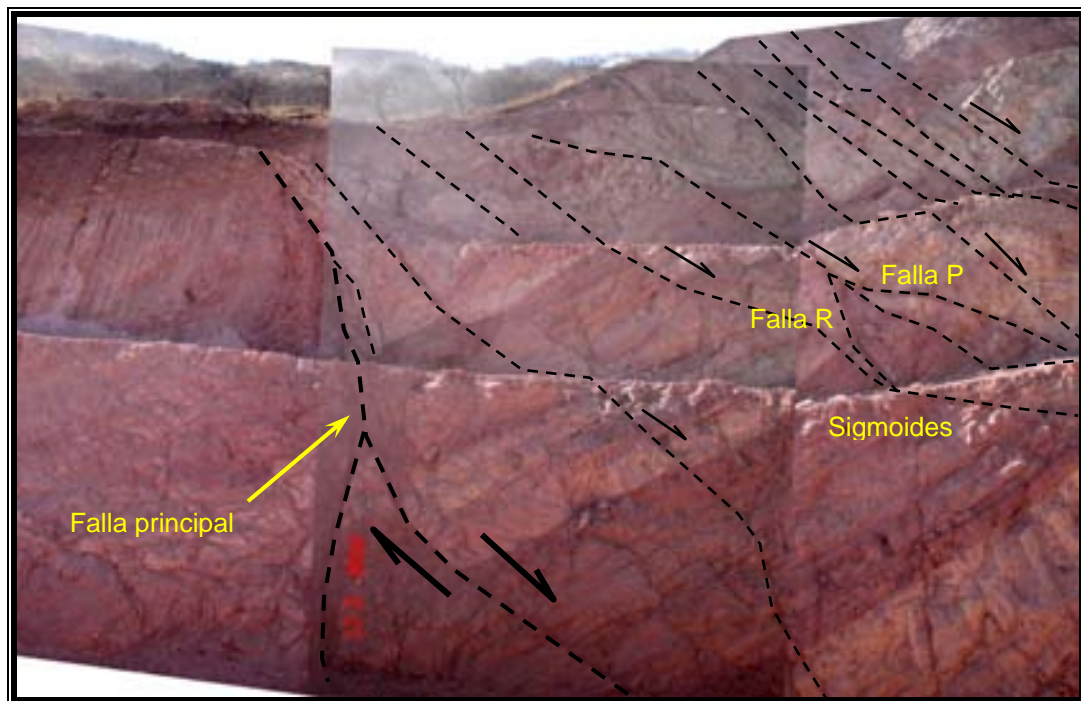


Figura 108.- Detalle de la falla principal que constituye la base del movimiento rotacional, se observa la variación en el echado de la falla desde 66° en la parte superior hasta 30° en la parte inferior. Asimismo la conjunción de estructuras Riedel y P origina estructuras sigmoidales.

Indicadores cinemáticos: Estrías en planos de falla del tipo R y P principalmente (Tabla 19, Apéndice 1), deslizamiento y rotación de bloques estratificados, escalones incongruentes, escalones congruentes con crecimiento mineral estriado (Figura 109), brecha de falla, “gouge” de falla y estructuras sigmoides.

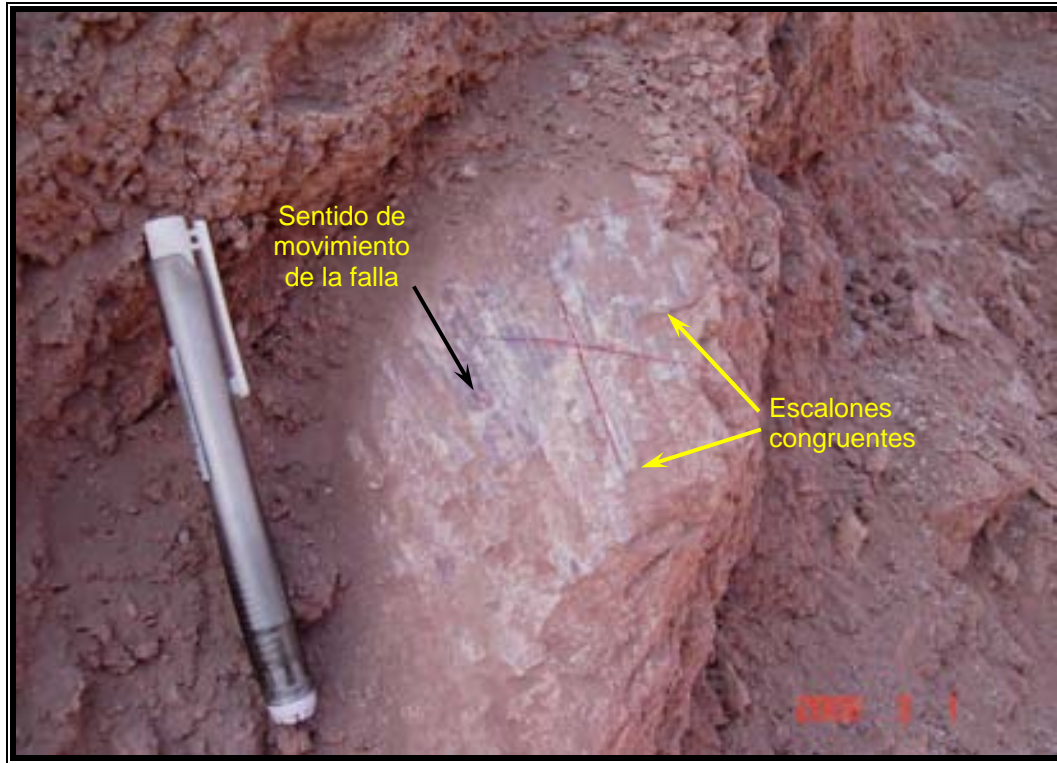


Figura 109.- Estrías desarrolladas en mineral de calcita formando escalones congruentes, los escalones que se observan apuntan en el sentido de movimiento del bloque perdido.

La rotación de las fallas R, R' y P, la conjunción entre éstas para formar estructuras sigmoides y el movimiento rotacional antihorario de los bloques para formar el arreglo en dominó, son característicos de esta falla que indican una deformación extensional del tipo de cizalla simple.

La roseta estructural de las fallas (Figura 110) exhibe el predominio de estructuras de rumbo N70°- 80°E, mientras que en las ciclográficas de los planos de falla (Figura 111) se observa que estas estructuras consisten en dos sistemas principales de fallas normales, que pueden corresponder con las fallas de tipo sintético (inclinadas hacia el cuadrante NW) y antitético (inclinadas hacia el cuadrantes SE). Las deformaciones principales obtenidas indican un acortamiento casi vertical (N88°E, 89°), con la extensión que actuó hacia el S2°E, 1° y la deformación media orientada al S2°E, 1°.

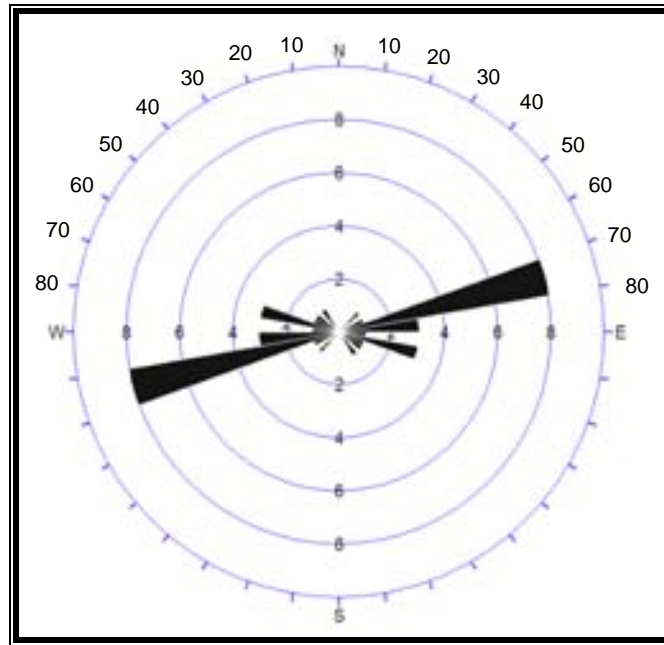


Figura 110.- Roseta estructural de fallas, estación 18.

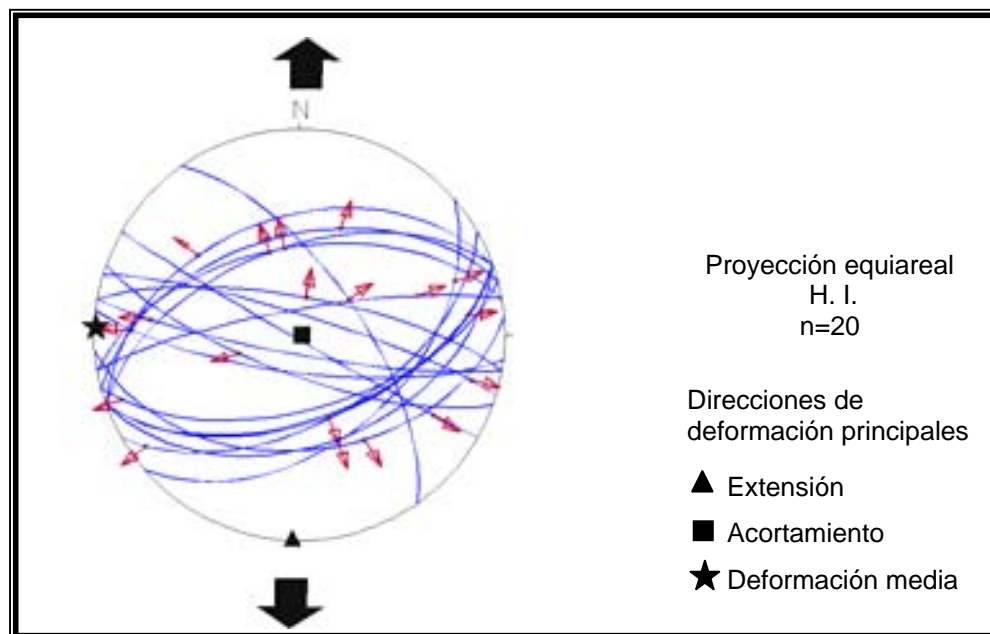


Figura 111.- Ciclográficas de los planos de falla y la dirección de sus estrías en la estación 18. La dirección principal de extensión se indica con las flechas.

III.3.4.2 Resultados

Las fallas normales analizadas presentan características de deformación tales como rotación de estructuras sigmoidales, así como relaciones angulares también rotadas entre las fallas principales y sus fallas secundarias asociadas que corresponden con una deformación de cizalla simple. Por otro lado es frecuente observar en estos sistemas de fallas de tipo normal una componente rotacional que da lugar a un arreglo de fallas en dominó, las fallas con frecuencia presentan planos ondulados debido a variaciones en sus echados, de tal forma que tipifican un estilo de fallamiento de tipo lístrico.

El análisis conjunto de las direcciones de deformación principales obtenidas a partir del proceso de los datos de las fallas y sus estrías (Tabla 3, Figura 112), evidencia el predominio de fallas con rumbo NE-SW en las cuales se llevó a cabo la deformación extensional en dirección promedio NW60°SE. Cabe destacar que las fallas de dirección E-W que se desarrollaron en estos sistemas NE-SW, presentan estrías que indican desplazamientos laterales en los que se observó un ligero predominio de un sentido siniestral en el movimiento relativo de los bloques. Asimismo, fallas de desplazamiento lateral fueron reactivadas como fallas normales y el proceso de fallamiento normal sobrepuso a las estrías subhorizontales, estrías en dirección del echado de los planos de falla.

Estación estructural	Actitud de la falla maestra	Rumbos de fallas mas frecuentes	Dirección de acortamiento	Dirección de extensión
13	N25°E, 50° SE	N20°-30°E	N47°W, 79°	S61°E, 11°
14	N-S, 47° W	N10°W hasta N20°E	N16°E, 68°	S89°W, 7°
15	N30°E, 65° SE	N40°-50°E	N68°W, 77°	S48°E, 12°
16	N48°E, 46° SE	N20°-40°E	N72°W, 75°	S76°E, 15°
17	N40°E, 53° NW	N20°- 40°E	S83°E, 85°	N58°W, 5°
18	N35°W, 66°NE	N70°-80°E	N88°E,89°	S2°E, 1°
Diques		N78°W	S12°W, 68°	N10°E, 22°

Tabla 3.- Características estructurales y resultados de la distorsión obtenidos en el análisis de los datos de las estaciones estructurales

Por otro lado, en la estación estructural número 18 el estado de deformación resultante es diferente de las demás estaciones, puesto que se obtuvo una dirección de extensión prácticamente horizontal N-S, con planos de falla principales orientados ENE a ESE, con una burda tendencia general E-W; la dirección de extensión máxima es muy semejante a la obtenida en las estructuras de falla desarrolladas en los respaldos de los diques diabásicos, por lo que podrían haberse originado por el mismo proceso tectónico.

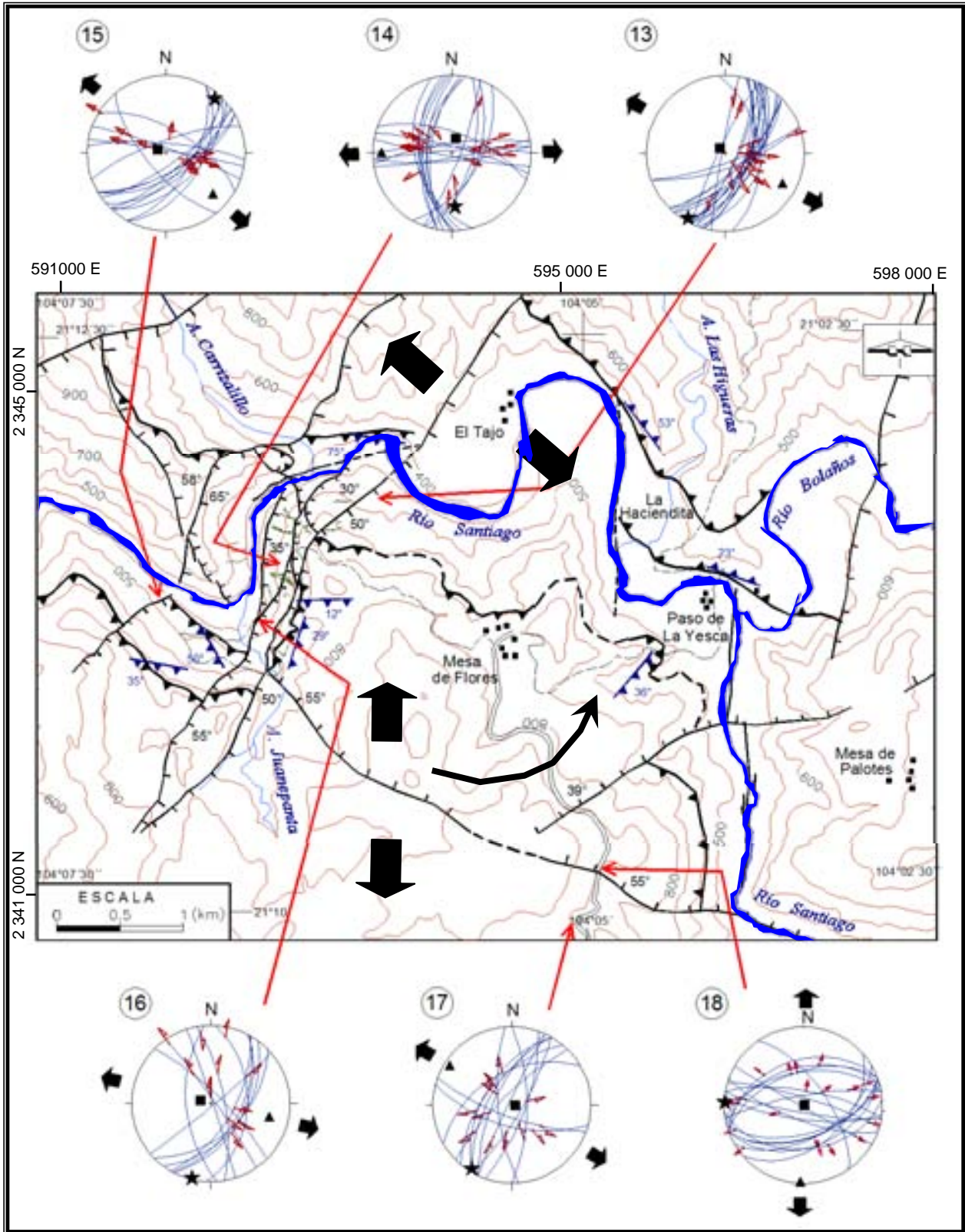


Figura 112.- Direcciones de deformación principal por extensión obtenidas en las estaciones estructurales, se indican dos direcciones de extensión general y la probable rotación antihoraria de la deformación.

IV DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El análisis de la estratigrafía así como de las principales direcciones de distorsión obtenidos con base en el proceso de los datos estructurales de estratificación, fallas inversas, diques y fallas normales del área de estudio, permiten establecer la cronología y el tipo de deformación que ha operado en la región de Paso de La Yesca.

La secuencia de ignimbritas identificada en el área de estudio tiene un rango de edades que van de los 23.5 a 17.7 Ma, se le correlaciona en la secuencia ignimbrítica del Nayar que representa las rocas más jóvenes del segundo pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental que se desarrolló en el Mioceno temprano y dio origen a las rocas que afloran en la región de Nayarit-Jalisco con edades de 23.5 a 20 Ma (Ferrari *et al.*, 2002); sin embargo, la edad más joven de 17.7 Ma reportada para las ignimbritas dacíticas cristalinas (Tmid) parece representar una prolongación en la actividad de este segundo pulso ignimbrítico.

El carácter estratificado de la secuencia de ignimbritas se vio sujeto a deformación por plegamiento, el cual está evidenciado por un rumbo NW relativamente uniforme de la estratificación, con echados al SW y NE definiendo un pliegue anticlinal cuyo eje está orientado al N15°-25°W. Dicho plegamiento representa las primeras deformaciones que experimentaron las rocas de la región, ocasionadas probablemente por un esfuerzo compresivo máximo que probablemente haya actuado en dirección N65°E, provocado por el empuje de la microplaca Magdalena contra la placa Norteamericana (Ver Figura 3); Posteriormente un reordenamiento del estado de esfuerzos probablemente relacionado con el movimiento que tuvo el Bloque Jalisco hacia el Este-Sureste, cuando se reactivó el límite entre éste y la Sierra Madre Occidental a los 14 Ma (Ferrari, 1995), probablemente haya colaborado en este plegamiento pero principalmente sea causante de la rotación del pliegue en el sentido antihorario para llevar su eje al rumbo N15°-25°W que se obtuvo y en consecuencia también haya originado el arreglo escalonado o en échelon que presentan los pliegues que se ubican dentro del corredor transpresivo Santa María del Oro-Santa Rosa que establecieron Ferrari *et al.* (2002), dentro del cual se localiza la región de Paso de la Yesca (Figura 113).

En esta fase de transpresión se originaron las fallas inversas con componente lateral izquierdo que se identificaron en el área de estudio y que se caracterizan por una intensa deformación con rotación de las fallas secundarias asociadas a las fallas maestras, lo que evidencia una deformación del tipo de cizalla simple; sin embargo, la deformación intensa ocasionó que las relaciones angulares entre los planos de fallas sean un poco diferentes al modelo de este tipo de fallas; tal intensidad de deformación podría ser la causa de las variaciones en las direcciones de acortamiento resultantes en el análisis de cada estación estructural. Las direcciones principales de acortamiento obtenidas, N66°E, 10° y N12°W, 6°, no corresponden con deformaciones netamente compresivas, ya que las estrías de los planos de falla evidencian una componente lateral en el movimiento que tuvieron las fallas, con un ligero predominio de movimiento izquierdo. Dado que las fallas inversas de mayor magnitud tienen rumbos NW-SE, esta deformación transpresiva izquierda sólo podría desarrollarse con la dirección de acortamiento N66°E, 10° como la predominante en la zona de estudio. Asimismo representaría la componente principal del movimiento del Bloque Jalisco que tiene compatibilidad cinemática con la transpresión izquierda, mientras que la dirección N12°W, 6° se interpretaría como una componente secundaria del movimiento del Bloque Jalisco, o bien debida a inhomogeneidades locales del campo de esfuerzos o de deformación.

La dirección de acortamiento N66°E compatible con una transpresión izquierda tiene la misma dirección que originó el plegamiento de la secuencia ignimbrítica. Asociar la transpresión

izquierda con el plegamiento de la secuencia ignimbrítica no parece lo más adecuado, en primera instancia el plegamiento abierto no tipifica deformación intensa, quizá la deformación transpresiva haya dado continuidad al plegamiento y lo que si es más probable es que haya causado la deformación de los pliegues mediante la rotación de sus ejes, por otro lado las zonas de falla inversa dislocan los planos de estratificación y la deformación observada en ellas es mucho más intensa, de tipo rotacional, con desarrollo de fallas de desplazamiento lateral, características que en conjunto representan un tensor de esfuerzos asociado a un sistema transpresivo, distinto al de acortamiento con σ_3 vertical, asociado al plegamiento.

Una posibilidad que se muestra muy atractiva es que el plegamiento represente la fase inicial de la deformación que evolucionó al sistema de cizalla transpresiva, documentado en las fallas inversas y laterales.

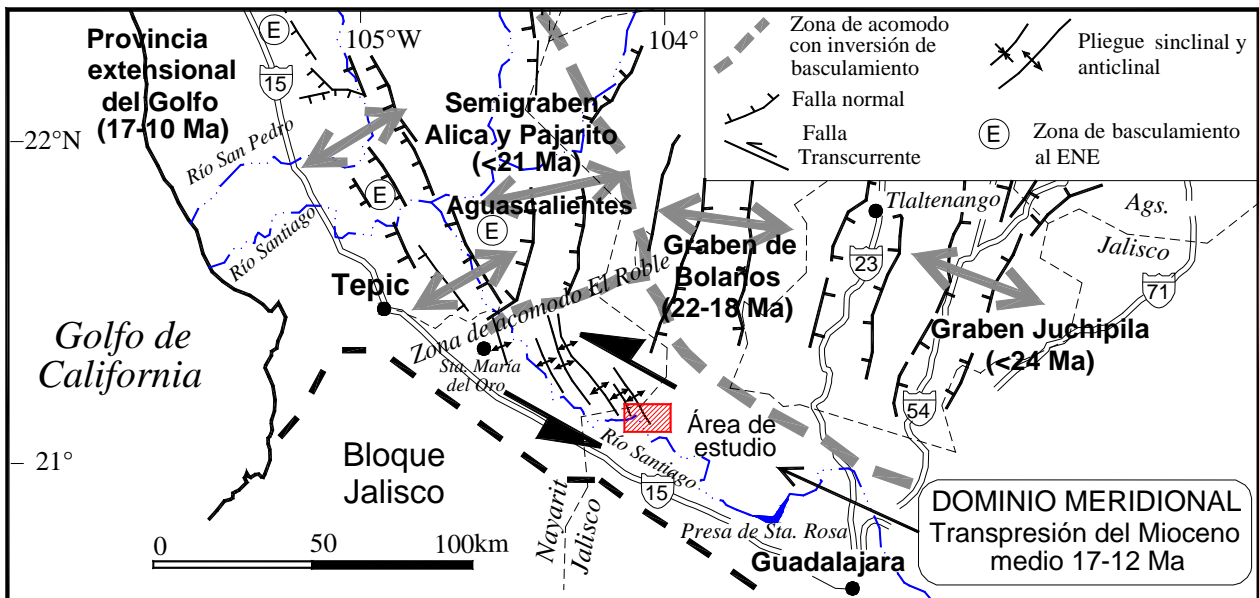


Figura 113.- Dominios estructurales establecidos de la parte sur de la Sierra Madre Occidental, la zona de estudio se ubica en el dominio meridional que comprende la zona de plegamiento transpresivo del Mioceno medio (Modificado de Ferrari *et al.*, 2002).

Las fallas inversas afectan a la secuencia de ignimbritas del Mioceno y a los intrusivos graníticos e intermedios cuya edad se considera en 17.2 Ma, no se observó que afecten a los diques diabásicos de edad de 11.4 Ma (Damon *et al.*, 1979), sin embargo no se descarta que fuera del área de estudio pudieran estarlos desplazando, debido a lo anterior es probable que el evento de deformación transpresiva se haya llevado a cabo entre los 16 y 12 Ma, es decir en el Mioceno medio. Este evento ya se había establecido para el corredor transpresivo (Ferrari, 1995). Aunque la dirección de acortamiento N82°W, 20°, obtenida para el Paso de la Yesca por Ferrari *et al.* (2002) se encuentra desviada de la dirección obtenida para la fase transpresiva en el presente estudio, la cinemática regional propuesta por Ferrari *et al.*, es claramente compatible con los resultados que con este trabajo se han obtenido. Debe considerarse que las direcciones de acortamiento obtenidas son de índole local, mientras que las definidas por Ferrari *et al.* (2002) corresponden a un ámbito de carácter regional.

Para explicar la deformación transpresiva Ferrari *et al.* (2002) recurren a los elementos tectónicos mayores del Sur de la Sierra Madre Occidental y el movimiento del Bloque Jalisco. Remontándose al Mioceno medio, el régimen tectónico establecido por la placa Norteamericana y su relación con el límite entre las placas Magdalena-Cocos, reactivaron el límite entre el Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental, con un movimiento lateral izquierdo hacia el Este-Sureste de dicho bloque durante el proceso inicial de la apertura del Golfo de California (14 -12 Ma).

Posterior al evento transpresivo se identifica una fase de deformación extensional en la región de Paso de La Yesca que esta representada por fallas normales orientadas ENE a ESE de la estación 18, por los diques diabásicos de rumbo N78°W y por fallas normales de rumbo NE-SW. El inicio de este evento está representado por las fallas normales más antiguas y la activación de los diques diabásicos como fallas normales, ambos tipos de estructuras tienen similar orientación que tiende a E-W y la dirección de la deformación extensional máxima obtenida fue NNE-SSW. Las fallas normales posteriores que predominan en la zona de estudio tienen rumbo NE-SW y constituyen un segundo evento de la fase de deformación extensional, desplazan tanto a las fallas de tendencia ENE-ESE como a los diques diabásicos y evidencian un cambio en la dirección principal de deformación extensional máxima a S61°E. Estas relaciones permiten establecer que la extensión actuó primero en dirección NNE-SSW y después hacia el S60°E, lo cual indica que las variaciones en las direcciones de extensión tienen una rotación en sentido antihorario de aproximadamente 60°, probablemente relacionadas con un cambio de similar sentido en el estado de esfuerzos que dio origen al fallamiento extensional; al respecto las estrías de componente lateral a menudo observadas en los planos de falla probablemente sean evidencias de esta rotación; asimismo estaría afectando a todas las estructuras previamente formadas y hace posible que los rumbos de las estructuras que fueron medidas en este trabajo hayan sufrido también una rotación en ese sentido. Esta condición induce a aceptar que las direcciones principales de deformación obtenidas en el plegamiento y en las fallas inversas tienen un grado de incertidumbre. En la mayoría de las estaciones estructurales de medición no se observó estratificación en los bloques de piso de las fallas por lo que no es factible llevar a cabo una corrección por la inclinación de las capas.

Como se indicó en los diques de diabasa, el evento extensional que se identifica en la región de Paso de la Yesca pudo haber iniciado contemporáneamente con la intrusión de los diques diabásicos y posterior a su emplazamiento, haber continuado el régimen de extensión pero con una rotación en sentido antihorario del esfuerzo mínimo horizontal.

En cuanto a la temporalidad, se observa que estos sistemas de fallas normales desplazan a las fallas transpresivas, a los intrusivos graníticos, a los diques intermedios y a los diabásicos que son los más jóvenes y tienen edad de 11.4 Ma (Damon *et al.*, 1979); no afectan a los derrames de basalto de la Mesa de Flores y de la Mesa de Palotes, los cuales se correlacionan con los basaltos de Hostotipaquillo con edad de 3.2 Ma (Plioceno). Tampoco se observó que los aluviones antiguos y flujos de pómez que subyacen a los basaltos estuvieran afectados por fallas normales. Con base en las relaciones anteriores se infiere que el fallamiento en régimen de extensión se llevó a cabo probablemente en el Mioceno tardío entre los 12 y 9 Ma y relacionada con la deformación por "extensión proto Golfo de California". En este periodo se infiere que el movimiento oblicuo lateral izquierdo del Bloque Jalisco en su límite con la Sierra Madre Occidental, se reactivó a una trastensión lateral derecha (Rossotti *et al.*, 2002), así como extensión hacia el Este, lo que implica un movimiento hacia el Oeste-Noroeste del bloque.

Con base en el análisis de los resultados obtenidos y su relación con la estratigrafía y el régimen tectónico de referencia se observa que las características estructurales identificadas en

el área de estudio son resultado de una sucesión de deformación por plegamiento, pasando a una fase transpresiva y finalmente a una fase extensional; en la génesis de estas deformaciones jugó un papel muy importante el comportamiento del Bloque Jalisco, influenciado por el régimen tectónico que establecieron la evolución de la placa Farallón y su relación con las placas Norteamericana, del Pacífico y Cocos.

Un modelo tectónico conceptual que considera las fases de deformación como consecuencia de los movimientos que experimentó el Bloque Jalisco se presenta en las figuras 114 y 115. El movimiento hacia el Este-Sureste habría dado continuidad a la formación de pliegues con ejes orientados al NNW y originó las fallas inversas de rumbo similar, además de fallas laterales izquierdas con rumbo NE-SW y E-W , así como la posibilidad de fallas normales con rumbo tendiente a E-W (Figura 114), aunque por las evidencias de campo estas fallas desplazan a las estructuras de pliegues y fallas inversas, de tal forma que podrían haberse formado en la parte final de este proceso o quizá en la transición del cambio del movimiento del Bloque Jalisco hacia el Noroeste. Este movimiento ocasionaría la formación de fallas normales de rumbo NE-SW, que representarían el segundo evento de la deformación por extensión, así como fallas laterales derechas de rumbo NW-SE y laterales izquierdas de rumbo NE-SW (Figura 115).

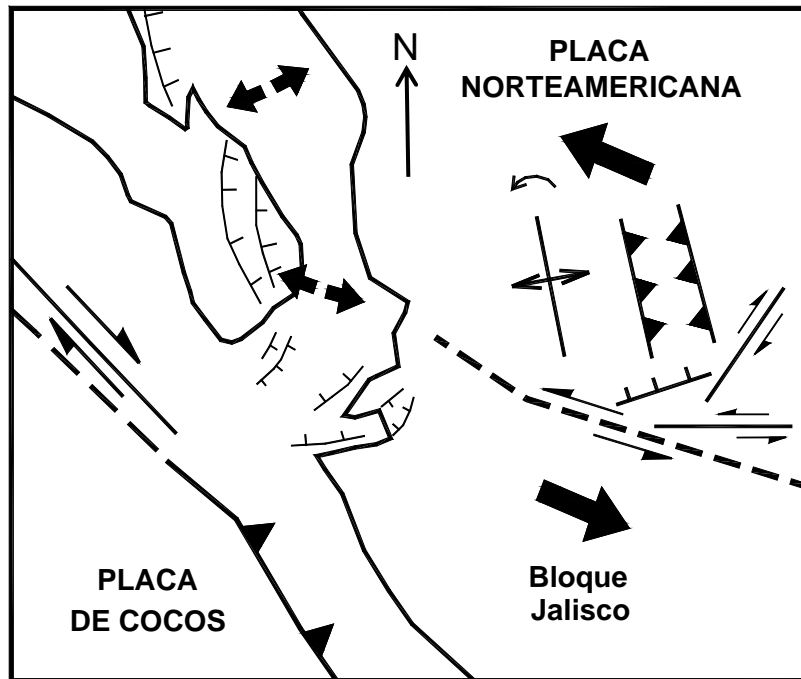


Figura 114.- Modelo tectónico que considera el movimiento del Bloque Jalisco hacia el Este-Sureste y la formación de fallas inversas en régimen transpresivo, fallas de desplazamiento lateral izquierdo y derecho, así como rotación de pliegues.

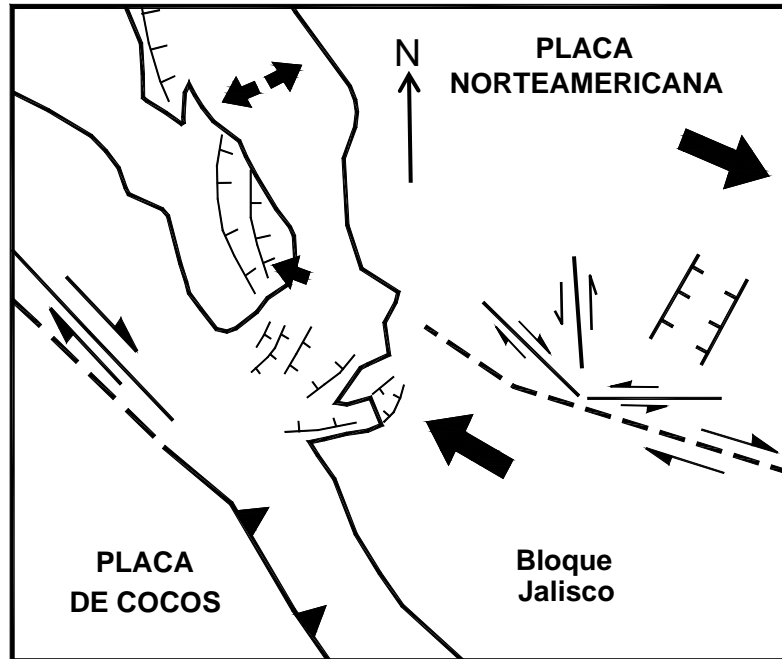


Figura 115.- Modelo tectónico con el movimiento del Bloque Jalisco hacia el Noroeste y la formación de fallas normales de rumbo NE-SW de un domo extensional, con fallas laterales izquierdas de rumbo E-W y N-S, así como derechas de rumbo NW-SE.

V CONCLUSIONES

Las características geológicas de la región de Paso de La Yesca, ubicada en el límite entre los estados de Jalisco y Nayarit y en el interior de la parte Sur de la Sierra Madre Occidental, resultan de particular interés por su estratigrafía volcánica y en especial por las estructuras presentes que fueron objeto de una detallada medición y registro. De los recorridos geológicos y el proceso de los datos estructurales obtenidos se llega a las siguientes conclusiones:

Se identifica en el área de Paso de la Yesca una secuencia de ignimbritas con cuatro unidades que consisten en ignimbritas líticas, ignimbritas riolacíticas con textura fluidal, ignimbritas dacíticas cristalinas e ignimbritas brechoides; por correlación con las secuencias ignimbriticas que se han identificado en trabajos previos en la región Sur de la Sierra Madre Occidental, se asume que estas rocas se originaron en el Mioceno temprano entre los 23.5 y 17.7 Ma. Esta secuencia se observó intrusionada por cuerpos hipabisales de composición ácida que en la región se han reportado con una edad de 17.2 Ma, así como diques diabásicos reportados con edad de 11.4 Ma; los derrames de basaltos que se cartografiaron en la Mesa de Flores y Mesa de Palotes se correlacionan con el Basalto de Hostotipaquillo cuya edad documentada es de 3.2 Ma. Las edades citadas para los diques y los basaltos son muy importantes en la determinación del alcance que tienen las fases de deformación.

En cuanto a la geología estructural, la utilización de indicadores cinemáticos de movimiento permitió definir los tipos de falla, asimismo con el proceso de los datos de estrías fue posible determinar las direcciones principales de distorsión que condujeron a identificar tres fases de deformación:

La primer fase consiste en un plegamiento abierto de la secuencia ignimbrítica evidenciada por un comportamiento regular del rumbo NW de los estratos pero cambios en la dirección del echado, que de estar inclinado con 35° a 50° hacia el W-SW en el poniente del área de estudio cambia hacia el Noreste a inclinaciones de 20° hasta 48° hacia el NE. El eje del pliegue identificado tiene dirección N15°-25°W.

La segunda fase de deformación consiste en una deformación transpresiva que se identificó mediante fallas inversas cuyas estrías indican una componente lateral con ligero predominio de tipo izquierdo. Las zonas de falla se caracterizan por una deformación intensa del tipo de cizalla simple, las relaciones angulares del modelo de cizalla simple se vieron distorsionadas por la rotación del conjunto de fallas, de modo que se produjeron variaciones en los ángulos que guardan las fallas secundarias entre ellas mismas y con respecto a las fallas maestras. Se determinaron dos direcciones de deformación por acortamiento orientadas hacia el N12°W, 6° y hacia el N66°E, 10°, esta última es la dirección predominante de acortamiento que pudo haber originado la fase de deformación transpresiva izquierda, la cual probablemente se llevó a cabo en el Mioceno medio entre los 16 y 12 Ma, posterior al emplazamiento de los intrusivos graníticos e intermedios (17.2 Ma) y previo al emplazamiento de los diques diabásicos (11.4 Ma). El rumbo NW-SE del eje del pliegue anticlinal abierto identificado en el área de estudio, así como de los pliegues que se han identificado en la región Sur de la Sierra Madre Occidental, probablemente sea resultado de una rotación antihoraria originada por la deformación transpresiva.

La tercera fase de deformación es de tipo extensional y origina dos episodios de fallamiento normal con características de tipo lístrico. El primer episodio está representado por las fallas normales más antiguas de rumbo ENE-ESE y por los respaldos de los diques diabásicos de

rumbo N78°W comúnmente reactivados como fallas normales, en ambos casos la dirección de alargamiento principal actuó en dirección NNE. El segundo episodio consiste en fallas de rumbo NE-SW que desplazan a los diques diabásicos y a las fallas de rumbo ENE-ESE, este segundo episodio se caracteriza por una dirección de extensión promedio hacia el S60°E.

El análisis conjunto de la fase extensional denota una variación en la dirección de extensión evidenciada por las fallas más antiguas con extensión en dirección NNE-SSW cambiando a la extensión hacia el S60°E definida por las fallas NE-SW, esta variación representa una rotación en sentido antihorario de unos 60° de las direcciones de deformación relacionada probablemente con la reactivación del movimiento del Bloque Jalisco hacia el Oeste-Noroeste. Las fallas normales dislocan a los diques diabásicos de 11.4 Ma, no afectan a los basaltos de la Mesa de Flores (3.2 Ma) ni a los aluviones y depósitos de pómez que le subyacen, por lo que se infiere que la deformación extensional se llevó a cabo en el Mioceno tardío, probablemente entre los 12 y 9 Ma.

La intensa deformación que se observó en las zonas de falla y la sobreposición de eventos de deformación extensional a las fases de acortamiento previas, induce un grado de incertidumbre en las direcciones de deformación obtenidas, debido a la rotación que pudieron haber sufrido las estructuras, la cual es difícil de cuantificar en función de los datos obtenidos en campo.

Las fases de deformación que ocurrieron desde el Mioceno medio son el resultado de la evolución tectónica del Occidente de México, con la subducción de la placa Farallón y su segmentación en las microplacas de Guadalupe y Magdalena, cuya interacción con la placa de Cocos y Norteamericana originó un movimiento convergente y lateral izquierdo en el límite Norte del Bloque Jalisco dando lugar al evento transpresivo. El posterior cambio del desplazamiento del Bloque Jalisco hacia el Oeste-Noroeste se relaciona con la “extensión proto Golfo de California” y con la ocurrencia de la fase de deformación extensional representada por los dos episodios de fallamiento normal identificados en este trabajo.

VI. BIBLIOGRAFÍA

- Allan, J. F., 1986. Geology of the northern Colima y Zacoalco grabens, southwest Mexico-late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-475.
- Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Leat, P. T. y Stephens, C. J., 2002. Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins, *Geological Society of America, Special Paper*, 362, 99-120.
- Bryan, S., Ferrari, L., Allen, C., Petrone, C., Ramos-Rosique, A. y Campbell, I., 2008. New insights into large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology. *Journal of Petrology*, 49, 47-77.
- Cather, S. M., Dunbar, N. W., McDowell, F. W., McIntosh, W. C. y Sholle, P. A., 2003. Early Oligocene global cooling, volcanic iron fertilization, and the ignimbrite flare-up of southwestern North America. *Geological Society of America*, 35, 255.
- Cox, A. y Bryan, H. R., 1986. *Plate Tectonics. How it works*. Blackwell Scientific Publications. 391 p.
- Damon, P. E., Nieto, O. J. y Delgado, A. L., 1979. Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago. *Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México. Memoria Técnica XIII*, 156-191.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y Clark, K. F., 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, 14, 137-154.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y Clark, K., 1983. Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1052-1071.
- Davis, G. H. y Reynolds, S. J., 1996. *Structural geology of rocks and regions*. Wiley, N.Y., 776 p.
- Demant, A., 1981. *L'Áxe Néovolcanique Transmexicain—étude volcanologique et pétrographique, signification géodynamique*. Marsella, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, disertación doctoral, 259 p.
- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, 23, 751-754.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D. y Romero, F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. *Geofísica Internacional*, 33, 139-151.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S. y Romero, F., 2000. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental y Jalisco block. *Geological Society of America, Special Paper*, 334, 65-84.
- Ferrari, L. y Rosas-Elguera, J., 1994. Structure, kinematics and rate of deformation of the Tepic-Zacoalco rift, Western Mexico. *EOS, Transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting*, 75(44), 675.
- Ferrari, L. y Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America, Special Paper*, 334, 41-64.
- Ferrari, L., López-Martínez, M. y Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, V 21, 1-24 p.
- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P. y Venegas-Salgado, S., 2003. Geology of the San Pedro-Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Tomo LVII, Num. 3*, 343-378.

- Gans, P. B., MacMillan, I. y Roldán-Quintana, J., 2003. Late Miocene (Proto Gulf) extension and magmatism on the Sonoran margin. EOS, Transactions AGU, 84 (46), Fall Meet. Suppl. F1405.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D. y Jensky, W. E., 1978. Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico. Geological Society of America, text to accompany Map y Chart Series, Map MC-24., 1 sheet, scale 1:200000.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D. y Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geological Society of America Bulletin, 90, 839–857.
- González de Vallejo, L., 2002. Ingeniería geológica. Editorial Prentice Hall, 715 p.
- Henry, C. D. y Aranda -Gómez, J. J., 2000. Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. Tectonophysics, 218, 1-26.
- Hills, E. S., 1972. Elements of structural geology. London, Chapman y Hall, 502 p. Hybook Series, 161 p.
- Jaeger, J. C., 1956. Elasticity, Fracture and flow. Methuen, London. Pp. 208
- Jaeger, J. C. y Cook, N. G. W., 1969. Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd ed., Chapman Hall, Capítulos 1, 2, 9-33 p.
- Marrett, R. A. y Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology 12, 973-986.
- Marrett, R. A. y Allmendinger, R. W., 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: Sampling of fault populations. Journal of Structural Geology, 13, 735-738.
- McClay, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London,
- McDowell, F. W. y Keizer, R. P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 88, 1479–1487.
- McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E., 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 180, 113-124.
- McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E., 1981. The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología. Revista, 5, 195-206.
- Mercier, J. L. y Vergely, P., 1992, Tectonique. Géosciences, Dunod. Paris. 214 p.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S. E. y Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Bulletin, 106, 383-394.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L. y Damon, P. E., 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, Memoria Técnica, v. XIV, 327-361.
- Nieto-Obregon, J., Delgado-Argote, L. y Damon, P. E., 1985. Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. Geofísica Internacional, 24, 623-663.
- Nieto-Samaniego, A. F., Macías-Romo, C. y Alaniz-Álvarez, S. A., 1996. Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 13, 117-122.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez, S. y Camprubí-Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LVII, Num. 3, 285-318.
- Petit, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology 9 (5-6), 597-608.

- Quintero-Legorreta, O., Michaud, F., Burgois, J. y Barrier, E., 1992. Evolución de la frontera septentrional del bloque Jalisco, México, desde hace 17 Ma. Univ. Nal. Auton. México, Instituto de Geología, Revista, 10, Num. 2, 111-117.
- Ramsay, G. J. y Martin, H. I., 1989. The techniques of Modern Structural Geology, Volume 1 Strain Analysis, Great Britain, Academic Press, Fourth Printing, 307 p.
- Ramsay, G. J., 1977. Plegamiento y Fracturación de Rocas, España, H. Blume Ediciones, 67-95 p.
- Rodríguez-Castañeda, J. L. y Rodríguez-Torres, R., 1992. Geología estructural y estratigrafía del área entre Guadalajara y Tepic, Estados de Jalisco y Nayarit, México. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Instituto de Geología, Revista, 10, 99-110.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M. y Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 19, Num. 1, 1-15.
- Scheubel, F. R., Clark, K. F. y Porter, E. W., 1988. Geology, tectonic environment and structural controls in the San Martin de Bolaños district, Jalisco, Mexico. Economic Geology, 83, 1703-1720.
- Soto, M. A. y Ortega, J. G., 1982. Geología del Río Santiago en los estados de Jalisco y Nayarit, México. Memoria XII° Convención Sociedad Geológica Mexicana, 20 p.

APÉNDICE 1

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N57°W	40° NE	86°NW	Inversa P
N66°W	30° NE	85° SE	Normal
N85°W	19° NE	80° SE	Inversa R
N62°W	36° NE	50° NW	Inversa derecha
N85°W	60° SW	85° SE	Normal R´
N83°E	30° NW	63° SW	Inversa derecha P
N55°W	45° NE	40° NW	Derecha inversa P
N65°W	36° NE	70° SE	Inversa izquierda P
N74°W	27° NE	60° NW	Inversa derecha P
N5°E	90°	10° NE	Derecha
N50°W	45° NE	45° NW	Inversa derecha P
N30°W	40° NE	50° NW	Inversa derecha P
N31°E	10° NW	45° NE	Inversa derecha R
N52°W	41° NE	45° NW	Inversa derechaP
E-W	50° N	60° E	Inversa izquierda
N80°W	33° NE	70° NW	Inversa derecha P
N60°W	23° NE	90°	Inversa M
N80°E	50° NW	65° SW	Inversa derecha P
N70°E	38° NW	47° SW	Inversa derecha P
N77°W	10° NE	82° SE	Inversa R
N75°W	73° SW	40° NW	Izquierda normal R´
N70°W	15° NE	55° NW	Inversa derecha R
N63°E	25° NW	80° NE	Inversa M
N50°W	40° NE	55° SE	Inversa izquierda P
N78°W	50° NE	47° NW	Normal izquierda P
N55°W	15° NE	65° NW	Inversa derecha R
N55°E	60° NW	20° NE	Derecha normal
N20°W	18° NE	70° NW	Inversa derecha
N85°W	42° NE	75° NW	Inversa derecha P

Tabla 1.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 1.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N40°W	51° NE	15° SE	Derecha normal P
N80°W	80° SW	10° NW	Izquierda
N26°W	60° NE	10° SE	Derecha P
N5°W	15° NE	90°	Inversa R
N20°W	78° NE	30° SE	Derecha normal
E-W	86° N	65° E	Inversa izquierda
N78°E	67° SE	55° SW	Inversa izquierda
N75°E	68° SE	76° SW	Inversa izquierda
N13°E	46° SE	90°	Inversa M
N40°W	55° NE	25° SE	Izquierda inversa P
N65°E	90°	20° NE	Izquierda normal

Tabla 2.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 2.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N20°W	76° NE	80° SE	Inversa P
N74°E	77° NW	33° NE	Inversa izquierda
E-W	45° N	65° E	Inversa izquierda R
N65°W	74° NE	75° SE	Inversa izquierda P
N30°W	72° NE	5° SE	Izquierda
N45°W	55° NE	65° NW	Inversa derecha M
N25°E	70° SE	20° SW	Normal derecha
N5°W	80° NE	15° SE	Inversa izquierda P
N20°E	68° NW	5° SW	Derecha
N25°W	72° NE	80° SE	Inversa P
N30°W	70° NE	50° SE	Inversa izquierda P
N30°W	53° NE	83° SE	Inversa M
N40°W	48° NE	5° SE	Izquierda R
N55°W	76° NE	56° NW	Inversa derecha P
N45°E	74° NW	8° NE	Derecha R´
N5°E	30° SE	60° SW	Inversa izquierda R
N55°W	63° NE	40° SE	Inversa izquierda P
N85°E	40° NW	85° NE	Inversa
N35°W	64° NE	80° NW	Inversa P
N30°E	68° SE	55° NE	Normal izquierda
N20°W	73° NE	85° SE	Inversa P
N25°E	55° NW	30° SW	Inversa derecha R´
N60°W	28° NE	80° NW	Inversa R
N65°W	50° NE	85° NW	Inversa M
N85°E	54° NW	90°	Inversa R´
N70°E	80° NW	80° NE	Inversa

Tabla 3.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 3.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N70°E	50°SE	60° SW	Inversa derecha R
N56°E	85°NW	70° SW	Inversa derecha P
N65°E	35°SE	80° NE	Inversa R´
N30°W	75°NE	70° SE	Inversa izquierda
N80°W	38°NE	75° NW	Inversa derecha X
N63°E	43°NW	30° NE	Izquierda inversa X
N85°E	75°NW	75° NE	Inversa izquierda P
N65°W	33°SW	30° SE	Izquierda normal R´
N78°W	64°SW	55° SE	Inversa derecha R
N67°W	65°SW	70° NW	Inversa izquierda R
N65°W	80°SW	70° SE	Inversa derecha M
N70°E	71°NW	45° NE	Inversa izquierda P
N60°W	58°SW	53° SE	Inversa derecha R
N85°W	75°SW	78° SE	Inversa derecha R
N80°E	77°NW	60° NE	Inversa izquierda P
E-W	70° S	55° E	Inversa derecha
N60°W	65°SW	35° SE	Derecha inversa R
N50°E	83°NW	35° NE	Izquierda inversa P
N73°W	84°NE	72° SE	Inversa izquierda P
N75°W	87°NE	90°	Inversa P
N60°W	30°NE	30° SE	Izquierda inversa X
N75°E	78°NW	79° NE	Inversa izquierda P
N60°W	66°SW	33° SE	Izquierda normal R
N80°W	70°SW	35°SE	Derecha inversa M
N68°W	85°SW	75° NW	Inversa izquierda P

Tabla 4.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 4.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N80°W	70° SW	35° SE	Derecha inversa X
N68°W	85° SW	50° SE	Inversa derecha X
N80°W	70° SW	53° SE	Inversa derecha X
N60°W	75° SW	85° SE	Inversa X
N53°W	80° SW	70° SE	Inversa derecha X
N65°W	46° SW	59° SE	Inversa derecha R´
N65°E	60° NW	55° NE	Inversa izquierda P
N85°W	75° NE	80° NW	Inversa P
N65°W	72° NE	83° NW	Inversa P
N65°E	41° NW	35° NE	Izquierda inversa M
N65°W	49° NE	85° NW	Inversa P
N45°W	24° NE	90°	Inversa
N10°W	26° SW	25° SE	Derecha inversa
N15°W	22° SW	45° SE	Inversa derecha
N10°W	71° SW	8° SE	Derecha
N35°W	70° NE	83° NW	Inversa P
N31°W	50° NE	22° NW	Derecha inversa P
N73°W	87° NE	75° SE	Inversa izquierda
N70°E	68° NW	55° NE	Inversa izquierda X
N19°W	49° NE	80° NW	Inversa
N55°E	80° NW	50° NE	Inversa izquierda X
N50°W	55° SW	55° SE	Inversa derecha R´
N-S	50° E	80° N	Inversa

Tabla 5.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 5.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N78°E	57° NW	55° NE	Inversa izquierda P
N50°E	75° SE	34° NE	Normal izquierda X
N85°E	85° NW	56° SW	Inversa derecha P
N75°E	70° NW	82° NE	Inversa P
N15°W	80° SW	28° NW	Izquierda inversa
N85°E	50° NW	90°	Inversa M
N35°W	63° NE	55° SE	Inversa izquierda
N63°W	56° NE	34° NW	Izquierda normal P
N78°E	54° NW	80° NE	Izquierda P
N25°W	73° SW	24° NW	Izquierda inversa
N85°W	54° NE	75° NW	Inversa derecha M
N73°W	85° SW	35° SE	Izquierda inversa X
N55°E	70° NW	5° NE	Izquierda P
N80°E	67° NW	60° NE	Inversa izquierda P
N50°W	84° NE	60° SE	Inversa izquierda P
N55°E	80° NW	70° NE	Inversa izquierda P
N80°E	25° NW	90°	Inversa R
N70°E	78° SE	90°	Inversa X

Tabla 6.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 6.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N66°E	52° NW	80° NE	Inversa
N5°W	85° NE	65° NW	Inversa izquierda
N25°W	90°	73° NW	Inversa izquierda
N15°W	78° NE	25° NW	Derecha inversa
N30°W	75° NE	70° NW	Inversa derecha
N85°W	48° NE	75° NW	Inversa derecha X
N85°E	37° NW	85° NE	Normal
N35°E	75° SE	86° NE	Inversa
N47°W	68° SW	75° SE	Inversa derecha P
N10°W	63° SW	53° NW	Inversa izquierda P
N12°W	86° SW	30° NW	Izquierda inversa P
N30°W	52° NE	55° SE	Inversa izquierda
N45°W	65° NE	70° NW	Inversa derecha X
N35°W	53° SW	60° NW	Inversa izquierda M
N45°W	65° SW	83° SE	Inversa P
N86°W	60° NE	25° NW	Derecha inversa X
N3°E	40° NW	60° SW	Inversa derecha R´
N60°W	33° NE	5° SE	Derecha R´
N75°W	46° NE	25° NW	Derecha inversa
N15°E	42° NW	65° SW	Inversa derecha
N36°W	75° NE	35° NW	Izquierda normal
N26°W	63° NE	50° SE	Inversa izquierda X
N82°W	68° NE	65° NW	Inversa derecha X
N40°W	33° SW	80° SE	Inversa R

Tabla 7.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 7.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N80°E	78° NW	65° SW	Inversa derecha
N87°W	68° NE	50° NW	Inversa derecha
N40°E	75° SE	58° SW	Inversa izquierda P
N68°E	42° NW	83° SW	Inversa
N18°E	58° SE	80° SW	Inversa M
N5°E	42° SE	90°	Inversa R
N10°E	76° SE	90°	Inversa P
N5°E	84° SE	10° NE	Izquierda P
N75°E	65° NW	20° NE	Izquierda inversa
N40°E	78° SE	90°	Inversa P
N86°E	30° NW	50° SW	Inversa derecha
N25°E	54° SE	85° NE	Inversa M
N70°W	85° NE	35° NW	Derecha inversa
N55°E	65° SE	75° NE	Inversa derecha
N40°E	55° SE	15° SW	Derecha normal
N65°E	44° SE	85° NE	Inversa
N50°W	65° NE	58° NW	Inversa derecha
N65°E	70° SE	8° SW	Izquierda
N60°E	56° SE	5° SW	Izquierda
N25°W	67° NE	50° NW	Inversa derecha
N80°E	55° NW	30° NE	Izquierda inversa
N83°E	58° NW	83° SW	Inversa
N80°E	78° NW	65° SW	Inversa derecha
N87°W	68° NE	50° NW	Inversa derecha
N40°E	75° SE	58° SW	Inversa izquierda P

Tabla 8.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 8.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N80°E	16° NW	85° SW	Inversa
N25°W	78° SW	17° NW	Izquierda inversa
N85°W	18° NE	72° NW	Inversa derecha
N83°E	34° NW	80° SW	Inversa
N31°E	54° NW	75° NE	Inversa izquierda R´
N5°E	60° NW	5° NE	Izquierda R´
N78°E	34° NW	82° SW	Inversa
N85°W	38° NE	85° NW	Inversa
N86°E	41° NW	83° SW	Inversa
N80°E	18° NW	80° NE	Inversa R
N28°E	65° NW	70° NE	Inversa izquierda X
N10°E	65° NW	8° NE	Izquierda X
N70°E	38° NW	82° NE	Inversa R´
N60°W	44° SW	48° NW	Inversa izquierda
N10°E	50° SE	90°	Inversa P
N17°E	32° SE	80° NE	Inversa M
N35°W	65° NE	8° NW	Derecha
N82°E	20° NW	80° NE	Inversa
N29°E	42° SE	75° NE	Inversa derecha P
N50°W	55° SW	50° NW	Inversa izquierda
N82°W	41° NE	85° NW	Inversa
N13°E	36° SE	82° NE	Inversa M
N10°E	40° SE	70° NE	Inversa derecha P

Tabla 9.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 9.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N70°W	82° NE	55° NW	Inversa derecha R´
N76°E	53° SE	40° NE	Derecha inversa X
N80°E	46° SE	75° SW	Inversa izquierda X
N77°W	83° SW	50° SE	Inversa derecha
N38°W	52° NE	42° SE	Izquierda inversa
N52°W	82° SW	20° NW	Izquierda inversa
N10°E	55° NW	80° SW	Normal
N80°E	86° NW	58° SW	Inversa derecha R´
N84°E	88° NW	85° NE	Inversa R´
N15°E	87° SE	55° SW	Inversa izquierda X
N65°E	80° NW	46° NE	Inversa izquierda R´
N76°E	62° NW	78° NE	Inversa izquierda
N85°W	74° NE	54° SE	Inversa izquierda
N18°E	59° SE	47° NE	Inversa derecha
N56°E	56° NW	43° NE	Izquierda inversa
N62°E	59° NW	85° SW	Normal
N75°W	64° NE	80° NW	Inversa
N20°E	56° NW	77° SW	Inversa derecha
N78°E	70° NW	50° NE	Inversa izquierda R´
N80°W	78° NE	58° NW	Inversa derecha R´
N48°W	78° SW	25° NW	Izquierda inversa
N24°E	50° NW	70° SW	Inversa derecha
N77°E	78° NW	55° SW	Inversa derecha R´

Tabla 10.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 10.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo de falla
N40°E	80° SE	36° SW	Izquierda inversa
N3°W	64° NE	85° NW	Normal
N78°E	28° SE	35° SW	Izquierda inversa
N35°W	78° NE	5° NW	Izquierda
N5°W	66° NE	50° NW	Inversa derecha
N20°W	36° SW	75° SE	Inversa derecha
N80°W	82° SW	45° SE	Inversa derecha
N23°E	81° SE	75° SW	Inversa izquierda
N55°E	75° NW	30° SW	Derecha inversa P
N70°E	75° NW	60° NE	Inversa izquierda
N75°E	60° SE	70° NE	Inversa derecha
N40°W	78° NE	80° SE	Inversa izquierda
N50°W	74° NE	76° SE	Inversa izquierda
N10°E	75° SE	57° NE	Inversa derecha
N30°E	50° NW	35° NE	Izquierda inversa M
N42°E	55° NW	80° NE	Inversa P
N85°W	55° SW	15° NW	Izquierda inversa
N85°W	50° SW	70° NW	Normal derecha
N15°E	48° NW	40° NE	Izquierda inversa M
N70°W	54° SW	72° SE	Inversa derecha
N85°W	86° NE	60° NW	Inversa derecha

Tabla 11.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 11.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N65°E	82° NW	60° SW	Inversa derecha
N80°E	67° SE	50° SW	Inversa izquierda
N40°E	73° SE	75° NE	Inversa derecha
N60°E	38° SE	85° SW	Inversa P
N39°E	87° NW	82° NE	Inversa X
N47°W	70° NE	75° NW	Inversa derecha
N60°W	62° NE	35° NW	Derecha inversa
N70°E	73° SE	72° SW	Inversa izquierda
N80°E	80° NW	60° SW	Inversa derecha X
N37°E	65° SE	50° NE	Inversa derecha P
N30°W	48° NE	30° SE	Izquierda inversa
N30°W	30° NE	80° SE	Inversa
N47°E	42° SE	15° SW	Izquierda inversa P
N35°E	39° SE	5° SW	Izquierda
N45°E	65° SE	5° NE	Izquierda
N52°W	56° SW	85° SE	Normal
N70°E	50° SE	5° SW	Izquierda
N30°W	85° SW	40° NW	Izquierda inversa
N35°E	80° NW	65° NE	Inversa izquierda X
N10°W	75° NE	75° SE	Normal derecha

Tabla 12.- Datos obtenidos en los planos de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 12

Rumbo	Echado
N80°E	65° NW
N81°E	76° NW
N85°W	55° NE
N70°W	61° NE
N80°W	68° NE
N70°W	55° NE
N67°W	72° NE
N87°W	53° NE
N75°W	74° NE
N83°W	61° NE
N70°E	85° NW
N6°W	60° NE
N87°E	70° NW
N85°W	76° NE
N30°W	78° NE
N85°E	60° NW
N73°W	80° NE
N48°W	83° NE
N68°E	65° NW
N75°W	76° NE
N84°E	57° NW
N80°W	57° SW
N70°W	78° NE
N10°W	48° NE

Tabla 13.- Datos estructurales de los diques diabásicos.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N31°E	46° SE	70° NE	Normal izquierda P
N22°E	55° SE	85° SW	Normal M
N16°E	55° SE	82° SW	Normal M
N22°E	74° SE	75° NE	Normal izquierda R
N26°E	48° SE	81° NE	Normal M
N5°W	43° NE	78° SE	Normal derecha R
N20°E	39° SE	76° SW	Normal derecha P
N25°E	60° SE	88° NE	Normal R
N17°E	61° SE	80° NE	Normal R
N25°E	72° SE	82° NE	Normal R
N45°E	65° SE	75° SW	Normal derecha R
N70°E	76° SE	86° NE	Normal
N45°E	54° SE	42° SW	Derecha normal R
N15°E	55° SE	86° NE	Normal M
N28°E	59° SE	82° NE	Normal R
N40°E	52° SE	78° SW	Normal derecha M
N30°E	55° SE	88° NE	Normal M
N42°E	55° SE	86° NE	Normal R
N45°E	62° SE	70° NE	Normal izquierda R
N10°E	85° NW	10° NE	Izquierda T
N25°E	80° SE	40° SW	Derecha normal R
N70°E	68° SE	12° NE	Izquierda normal R

Tabla 14.- Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 13.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N85°E	86° NW	40° NE	Izquierda inversa
N80°E	83° SE	50° NE	Normal izquierda
N80°W	85° SW	70° SE	Normal izquierda
N85°E	78 °SE	30° NE	Izquierda normal
N20°E	53° SE	25° SW	Izquierda inversa
N30°E	50° SE	48° SW	Inversa izquierda
E-W	80° N	30° E	Derecha normal
N21°E	78° SE	30° NE	Izquierda normal
N82°E	75° NW	35° NE	Derecha normal
N10°E	50° NW	80° NE	Normal M
N15°W	40° SW	78° SE	Normal P
N70°W	60° NE	50° NW	Inversa derecha
N75°W	80° NE	40° NW	Izquierda normal
N15°E	60° SE	75° NE	Normal izquierda R
N10°E	55° NW	75° SW	Normal izquierda R
N3°W	44° SW	82° NW	Normal M
N7°W	46° SW	80° NW	Normal M
N1°E	55° NW	78° NE	Normal derecha R
N1°W	48° SW	85° NW	Normal M
N6°E	60° NW	88° NE	Normal R

Tabla 15.- Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 14.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N60°W	65° NE	5° NW	izquierda
N85°W	80° NE	48° NW	Inversa derecha
N40°W	70° SW	52° NW	Normal derecha
N45°E	55° SE	70° NE	Normal izquierda P
N30°E	62° SE	75° NE	Normal izquierda M
N70°W	85° NE	50° SE	Normal Derecha
N70°E	77° NW	82° NE	Normal X
N30°E	52° SE	80° NE	Normal P
N45°E	72° SE	85° NE	Normal R
N55°E	78° SE	82° NE	Normal R
N60°E	65° SE	78° NE	Normal izquierda M
N43°E	67° SE	75° NE	Normal izquierda M
N60°E	70° SE	80° NE	Normal R
N50°E	62° SE	72° NE	Normal izquierda M
N80°W	87° NE	76° NW	Normal izquierda

Tabla 16.- Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 15.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N46°E	46° SE	80° NE	Normal M
N18°W	87° NE	80°NW	Normal R´
N35°W	84° NE	4° NW	Izquierda R´
N5°W	55° SW	5° NW	Izquierda
N45°W	75° NE	45° SE	Normal derecha
N50°E	86° SE	30° NE	Izquierda normal R´
N3°E	40° SE	12° NE	Izquierda normal P
N10°W	70° NE	50° NW	Normal izquierda R
N37°E	44°SE	88° NE	Normal M
N30°E	58° SE	80° SW	Normal R
N29°E	49°SE	83° NE	Normal M
N28°E	44°SE	70° SW	Normal derecha P
N58°E	59°SE	81° SW	Normal R

Tabla 17.- Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 16.

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N45°E	75° NW	30° SW	Normal izquierda
N25°E	85° NW	40° SW	Normal izquierda
N40°E	53° NW	55° SW	Normal izquierda
N20°E	70° SE	68° SW	Normal derecha
N60°E	45° NW	80° NE	Normal
N5°W	70° SW	73° NW	Normal derecha
N25°E	65° NW	68° SW	Normal izquierda
N-S	68° E	85° N	Normal
N70°W	72° SW	44° SE	Izquierda normal
N30°E	50° NW	80° SW	Normal derecha
N70°W	75° NE	90°	Normal
N30°E	58° NW	80° NE	Normal
N75°W	59° SW	55° SE	Normal izquierda
N30°E	75° SE	54° SW	Normal derecha

Tabla 18.- Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 17

Rumbo	Echado	Pitch	Tipo falla
N80°E	80° NW	40° NE	Derecha normal R
N80°W	75° SW	90°	Normal R
N35°W	66° NE	90°	Normal M
N70°E	55° NW	90°	Normal
N80°E	55° NW	90°	Normal P
N60°E	55° SE	10° SW	Derecha Normal
N70°E	55° NW	90°	Normal
N72°E	33° NW	90°	Normal
N70°E	45° SE	65° NE	Normal
N83°W	75° SW	20° NW	Izquierda R´
N73°W	82° NE	15° SE	Normal derecha R
N70°E	42° NW	65° SW	Normal
N85°E	43° SE	70° NE	Normal izquierda P
N70°E	56° SE	23° NE	Izquierda normal P
N49°E	46° SE	30° NE	Normal izquierda
N75°E	60° SE	10° SW	Derecha P
N80°W	82° SW	28° NW	Derecha normal R
N60°W	88° SW	25° SE	Izquierda normal R
N75°E	50° NW	65° SW	Normal izquierda P
N70°W	74° SW	70° NW	Normal derecha R

Tabla 19.- Datos obtenidos en la zona de falla, así como el tipo de falla identificado. Estación 18.