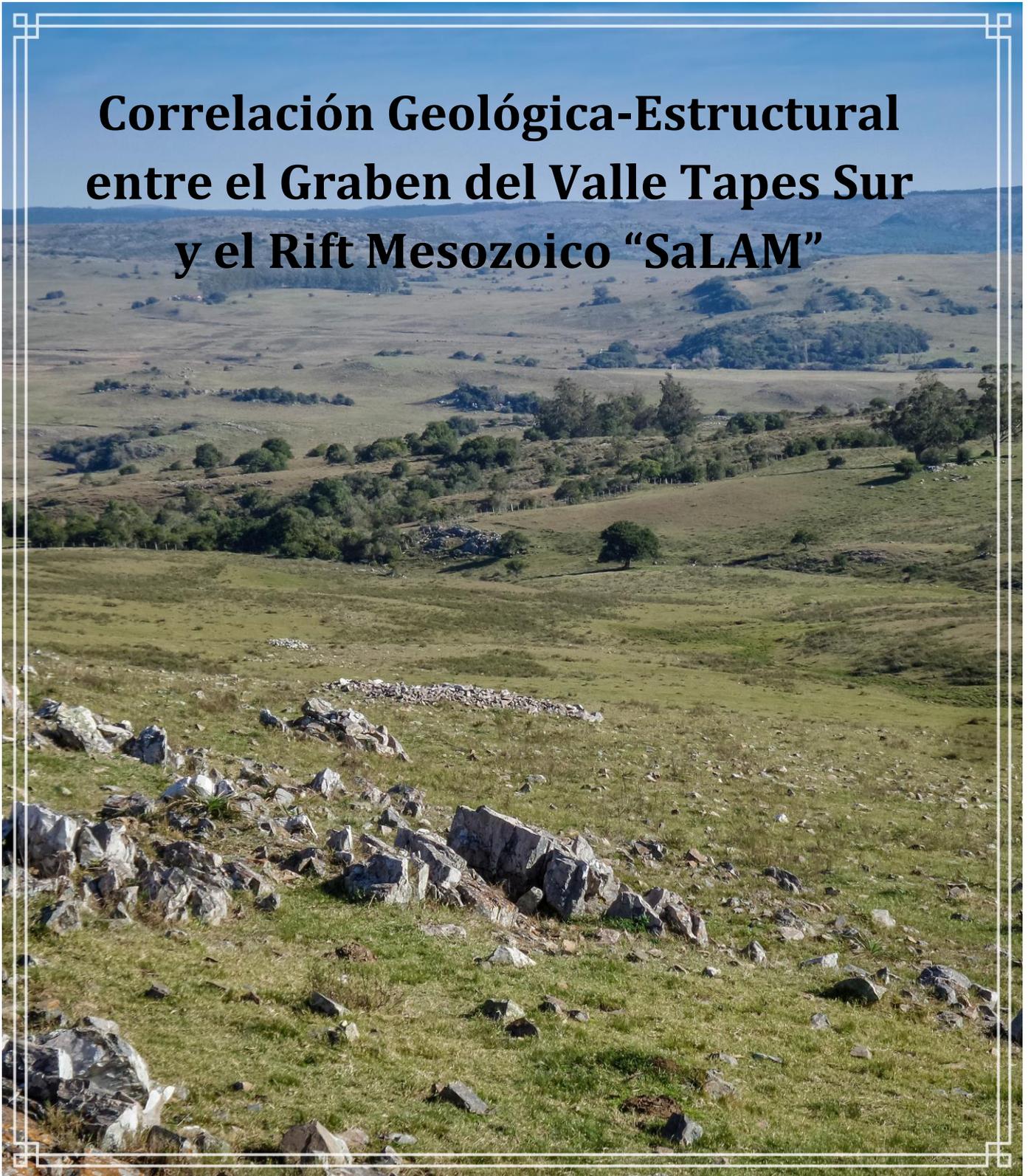


Correlación Geológica-Estructural entre el Graben del Valle Tapes Sur y el Rift Mesozoico “SaLAM”



Autor: Eduardo Ismael Navia Wolf

Mail de contacto: eduardowolf_1@hotmail.com

Orientador: Dr. Enrique Masquelin

Trabajo Final de la Licenciatura en Geología
Facultad de Ciencias
Universidad de la República 2019

RESUMEN

El área de estudio (Valle Tapes Sur) se ubica en la localidad de Puntas del Arroyo Tapes Grande (Departamento de Lavalleja Uruguay), dentro del segmento intermedio del aulacógeno “SaLAM” (comprendido entre las zonas de cizalla de Sarandí del Yí y Sierra Ballena).

Las rocas allí aflorantes son un relicto erosivo de la secuencia volcano-sedimentaria depositada dentro del aulacógeno “SaLAM”, la cual cuenta con características tanto estructurales como litológicas que se pueden correlacionar con este aulacógeno.

En el valle afloran rocas basálticas de la Formación Puerto Gómez, ignimbritas de la Formación Arequita y traquitas a feldespato alcalino. Dentro del valle se encuentra un arreglo de bloques desplazados por: 1) fallas oblicuas N15° a N50° pertenecientes a antiguas anisotropías heredadas del basamento; 2) fallas de tipo transcurrente normal N70° a N90° las cuales controlan la extensión NO-SE del valle; y 3) fallas transferentes N110° a N150° siendo estas las responsables de acomodar los bloques, con marcado encastre E-O e importante componente de dirección.

De acuerdo con los datos geológicos, se modeló al Valle Tapes Sur como un graben controlado por una falla lístrica E-O con buzamiento hacia el sur en su base, y con un modelo de deformación monofásico el cual presenta una extensión groseramente NO-SE y una contracción E-O en equilibrio con la extensión.

Palabras clave: Aulacógeno- Mesozoico- Monofásico- SaLAM- Tapes Sur.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a la persona que hizo todo esto posible, no solo este trabajo, sino todo lo que antecede y lo que precede, gracias Marina Wolf.

Luego quiero agradecer a mi tutor Enrique Masquelin, tanto por su gran paciencia, disponibilidad para preguntarle lo que sea, sus ganas de contestar y aclarar mis dudas y por las innumerables enseñanzas que me regaló a lo largo de este camino.

Quiero agradecer a las personas que estuvieron conmigo a lo largo de la carrera brindándome su amistad y apoyo (Paula A, Rodrigo U, Lucía O, Alejandra R, Florencia P, Federico P, Dionicio R).

Por ultimo quiero agradecer a las personas que brindaron su apoyo e información relevante para este trabajo (Hernan Silva, Pilar Diez, Tahar Aïfa, Zulma Almeida).

ÍNDICE

CAPÍTULO	PÁGINA
Resumen.....	2
Agradecimientos.....	3
1 Introducción.....	6
1.1 Objetivos y Justificación.....	6
1.2 Área de estudio.....	7
1.2.1 Localización y acceso.....	7
2 Marco conceptual y metodología de trabajo.....	9
2.1 Definición de rift.....	9
2.2 Modelos de rift.....	11
2.3 Formación de un sistema de rift.....	15
2.4 Asociaciones de rocas de rifts.....	17
2.5 Causas del rifting.....	20
2.6 Análisis de deformación frágil.....	21
2.7 Metodología de trabajo.....	23
2.7.1 Actividades realizadas.....	24
3 Contexto geológico regional.....	25
3.1 Antecedentes geológicos (SaLAM).....	25
3.1.1 Antecedentes.....	25
3.2 Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM).....	30
3.2.1 Introducción.....	30
3.2.2 Segmento Sudoccidental.....	33
3.2.3 Segmento Intermedio.....	35
3.2.4 Segmento Nororiental.....	37
3.3 Interpretación de la evolución tectónica del SaLAM.....	40
3.3.1 Fase Inicial (distensión).....	41
3.3.2 Fase Tardía (transcurrencia dextral).....	42
3.3.3 Última Fase (inversión tectónica).....	43

4 Resultados	44
4.1 Geomorfología	44
4.2 Geología descriptiva	46
4.2.1 Depósitos Cuaternarios.....	46
4.2.1.1 Depósitos Fluviales (Aluviones).....	46
4.2.1.2 Depósitos Actuales.....	46
4.2.2 Traquita a feldespato alcalino.....	48
4.2.3 Flujos piroclásticos, Tobas de lapilli (Ignimbritas).....	51
4.2.4 Rocas volcánicas básicas.....	54
4.2.5 Batolito Puntas de Santa Lucía.....	59
4.2.6 Faja Plegada Esquistosa.....	60
4.2.6.1 Esquistos y cuarcitas.....	60
4.2.6.2 Granitos gnéisicos y milonitas micáceas.....	61
4.3 Geología estructura	63
4.3.1 Análisis de las estructuras de Valle Tapes Sur.....	63
4.3.2 Análisis estadístico.....	67
4.4 Litoestratigrafía	79
4.5 Cálculo de la extensión	81
5 Discusión	82
6 Conclusiones	92
7 Bibliografía	94
Anexo 1 (Tabla de datos de las estaciones 1 a la 4)	99
Anexo 2 (Tabla de datos de estrías de falla)	103
Anexo 3 (Mapa Geológico zona O 1/10.000)	105
Anexo 4 (Mapa Geológico zona E1 1/10.000)	106
Anexo 5 (Mapa Geológico zona E2 1/10.000)	107
Anexo 6 (Mapa Geológico Tapes Sur 1/40.000)	108

1 Introducción

La siguiente monografía ha sido realizada como requisito parcial para la obtención del título de Licenciado en Geología, de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República. La propuesta surge de la pasantía PEDECIBA Geociencias (2017) “Estratigrafía, Petrología y Análisis Estructural del Hemigraben del Valle Tapes Sur, Lavalleja” realizada con el orientador Dr. Enrique Masquelin.

La finalidad de esta monografía es estudiar la estratigrafía, la petrología y la estructura tectónica del Valle Tapes Sur, con el fin de correlacionar la geología de este valle con la de otros valles de hundimiento mesozoicos (p. ej., Arequita, Fuentes, Aiguá) pertenecientes a la mega-estructura aulacogénica “Santa Lucía-Aiguá-Merín” (SaLAM).

El nombre Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM) fue propuesto por Rossello et al. (1999) para caracterizar el aulacógeno juro-cretácico relacionado con la apertura del Océano Atlántico del sur de Uruguay. Su extensión es de 450 km de largo y 40 a 60 km de ancho dispuesto ENE a NE a través del basamento precámbrico. Se dispone desde el Río de la Plata hasta la Laguna Merín, dividiéndose en tres segmentos: I = Segmento sudoccidental (Cuenca Santa Lucía); II = Segmento intermedio; III = Segmento nororiental (Cuenca Laguna Merín), cada segmento tiene sus características estructurales propias. El Valle Tapes Sur se encuentra en el segmento intermedio, comprendido entre las zonas de cizalla Sarandí del Yi y Sierra Ballena, que delimitan el Terreno Nico Pérez (Bossi y Campal, 1992). Se trata de un relicto erosivo con una geomorfología que destaca en la penillanura, mostrando una zona plana de 6 por 3 km y bordes abruptos controlados por fallas. En este, se encuentran rocas volcánicas muy similares a la de los valles Aiguá y Fuentes, cuya única diferencia es que se encuentran a una cota de 200 m por encima de los valles ya mencionados.

1.1 Objetivos y Justificación

Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es correlacionar geológica y estructuralmente al Valle Tapes Sur con el resto de valles del aulacógeno SaLAM.

Objetivos específicos

Realizar una síntesis de los antecedentes del aulacógeno “SaLAM” y sobre el marco conceptual competente. Caracterización de los rasgos geomorfológicos del área de estudio. Caracterización estratigráfica y petrológica de las rocas del Valle Tapes Sur. El análisis estructural y cinemático de las fallas que lo afectan. Documentar mejor las evidencias de la contracción E-O, concomitante con la extensión NO-SE del valle. Realizar el cálculo de la extensión para el Valle Tapes Sur.

Justificación

El aulacógeno SaLAM es bien conocido en cuanto a su estratigrafía y vulcanismo, disponiéndose de información tanto superficial como subsuperficial y datos geofísicos. Para este aulacógeno se han planteado modelos cinemáticos y de evolución tectónica y magmática, sin embargo, la evidencia de escala mesoscópica sustentando el modelo cinemático de apertura con contracción E-O concomitante de este aulacógeno es aun escasa. Surge como propuesta, entonces, estudiar la geometría y cinemática de las fallas, así como correlacionar los resultados con los otros valles del segmento intermedio y nororiental, para intentar colmar ese vacío y así corroborar las ideas propuestas. Conocer la cinemática de las fallas es esencial por varias razones: (i) mejorar el modelo geotectónico de la apertura del Océano Atlántico, (ii) conocer mejor los controles estructurales que generaron los depocentros meso-cenozoicos, tanto onshore como offshore y (iii) establecer la potencialidad de trampas para hidrocarburos, como una base para investigaciones futuras.

1.2 Área de estudio

1.2.1 Localización y acceso

El área se ubica en la localidad de Puntas del Arroyo Tapes Grande (Lavalleja, Uruguay), al noroeste de la localidad de Aiguá. La misma se encuentra dentro de la carta topográfica Mariscal F-25 (figura 1) de escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (I.G.M). El área es atravesada por el Arroyo Tapes Grande, perteneciente a la Cuenca de la Laguna Merín. Unos pocos km al norte del área, se encuentra la Escuela 77 Los Tapes, próximo al Arroyo

Tapes Grande. Para acceder al área desde la ruta 8 km 162 (entrada de Paso de los troncos) se deberá tomar hacia el noroeste, luego se conducirá 3.7 km y se deberá doblar hacia el norte y conducir 6.8 km por el camino vecinal. Finalmente se deberá tomar hacia el noroeste y conducir 4.5 km hasta el área de estudio.

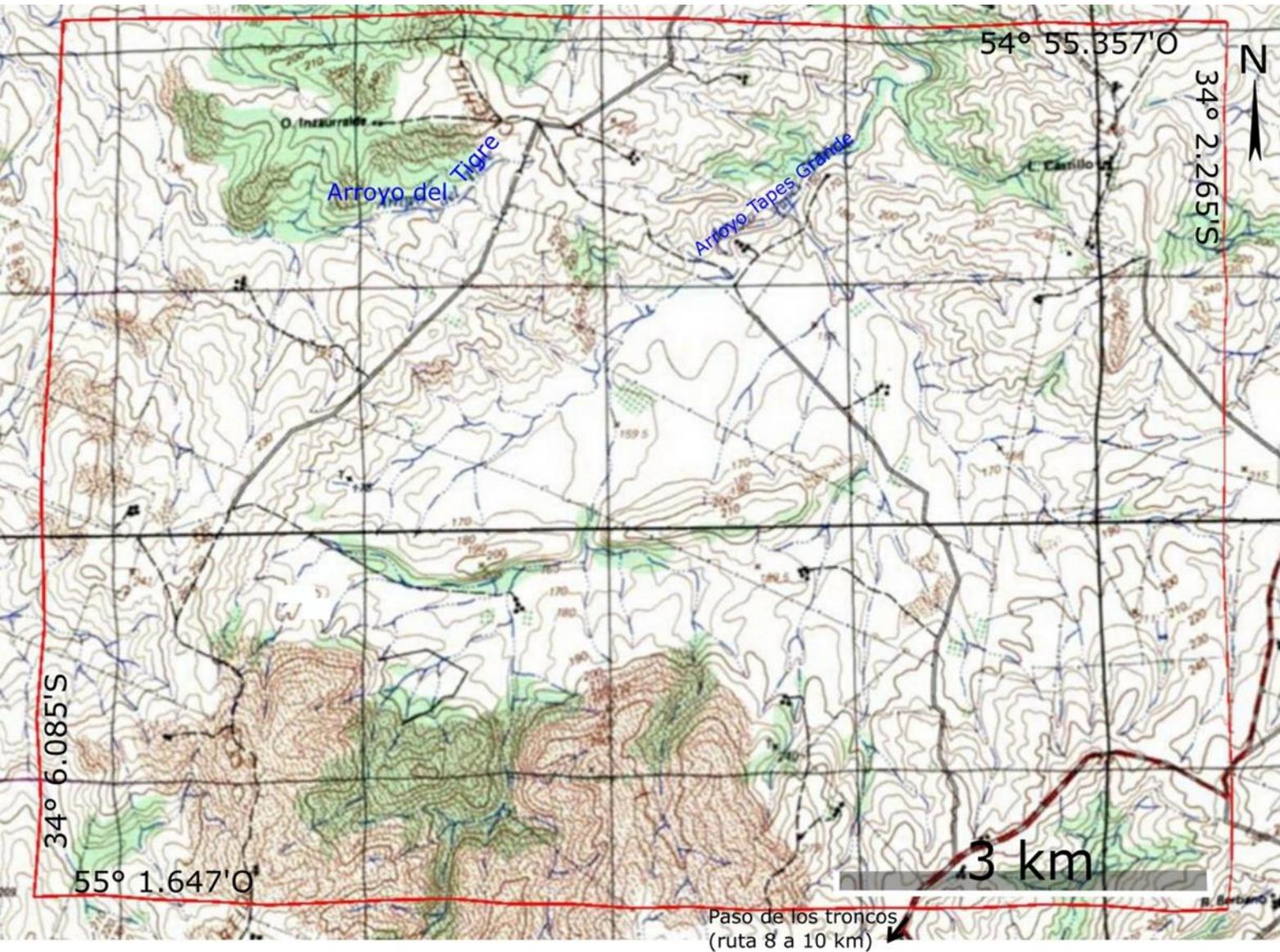


Figura 1) Localización de la zona de trabajo. Imagen tomada de Google Earth, Carta Mariscal 1:50.000 del I.G.M. Coordenadas de la zona de trabajo: 34° 6.075'S- 55° 1.643'O; 34° 2.266'S- 54° 55.357'O. UTM 21H 682243 E; 6232048 S, y 21H 691616 E; 6224515 S.

2 Marco conceptual

2.1 Definición de rift

El concepto de rift fue evolucionando desde los comienzos de los años 1800. El primer autor en proponer una síntesis tectónica global, haciendo énfasis en los procesos de generación de montañas fue Élie de Beaumont. Según Élie de Beaumont (1827, 1841, 1844) los Vosgos (NE de Francia) y Schwarzwald (SO de Alemania) formaban una elevación arqueada fallada a lo largo de su cresta por un bloque subsidente debajo del valle superior Rhin (Alemania). Otros autores como Suess (1891, 1904-1909) reconocen a las morfologías básicas de un rift y un rifting como un importante proceso en el desarrollo de la superficie de la Tierra, describiendo la estructura de los Alpes, siendo Suess el primero en proponer el término “graben”. Gregory (1896, 1921) también hace reconocimiento de las morfologías básicas de un rift y un rifting en sus trabajos ubicados en el rift de África Oriental. En estos primeros años, los estudios definían a un rift como una depresión tectónica con fallas normales en sus bordes, pero sin dejar explícito un mecanismo de formación para estas depresiones. Hoy en día un rift es generalmente asociado a características extensivas, aunque puede estar asociado a una compresión anterior, contemporánea o posterior (Ramberg y Morgan 1984).

Burke (1977) define a un rift como una zona a lo largo de la cual la litosfera se ha quebrado en extensión. Esta definición fue modificada por American Geological Institute (AGI) Glossary of Geology aplicando un contexto tectónico, definiéndolo como una extensa y estrecha depresión limitada por fallas normales, un graben de extensión regional, el cual marca una zona a lo largo de la litosfera que se ha quebrado bajo extensión.

Según las características de los fenómenos térmicos relacionados con los procesos de extensión de la litosfera, se pueden dividir a los rift en dos, los activos o modernos y los inactivos o paleorifts. Los activos tienen extensión tectónica actual y/o actividad magmática, son una serie de fallas normales recientes que cortan la corteza. En estos son comunes los terremotos y las erupciones volcánicas, y se distinguen topográficamente por la aparición de crestas lineales separadas por cuencas sedimentarias no marinas o poco profundas (Ramberg and Morgan 1984). En cuanto al modelo de rift inactivo, en estos no hay actividad magmática y la extensión ya cesó (Ramberg and Morgan 1984). Hay dos subdivisiones para los rifts inactivos; los “failed arm” o brazos fallidos que son formados como una rama de una unión triple de cresta-cresta-cresta (tres brazos extendidos), pero que uno de ellos no se convirtió en

una cuenca oceánica (Burke y Dewey 1973; Burke 1977, 1980). La otra subdivisión es la de aulacógeno, el cual es un paleorift en una plataforma antigua que ha sido reactivada en alguna etapa de su historia (Shatsky y Bogbanov, 1961; Milanovsky, 1981).

Si el rift divide por completo un continente en dos partes, se le denomina rift exitoso. Cuando esto sucede, se forma una nueva cresta oceánica (centro de expansión oceánica) entre los fragmentos del continente ahora separados estableciéndose un margen pasivo a cada lado, la expansión del fondo marino produce nueva litosfera oceánica. Típicamente, pasan de 20 a 60 millones de años entre el inicio de un rift y el tiempo (llamado transición de la deriva “drift”) a partir del cual la falla activa del rift migra a la placa oceánica y comienza la dispersión del fondo oceánico (Van der Pluijm y Marschak 2004).

La cantidad de estiramiento litosférico que tiene lugar antes de la transición de desplazamiento del rift es variable. Típicamente, la litosfera continental se extiende por un factor de 2 a 4 veces antes de la separación, lo que significa que la litosfera de la región de rift eventualmente se vuelve de 2 a 4 veces su ancho original y aproximadamente de la mitad a una cuarta parte de su espesor original. La cantidad de estiramiento antes del rifting en una localidad dada, así como también el ancho total del rift, depende en gran medida de la resistencia previa a la ruptura de la litosfera. Los rifts formados en escudos viejos, fríos y fuertes tienden a ser estrechos, mientras que los rifts formados en orógenos jóvenes, cálidos y blandos tienden a ser anchos. Los rifts continentales tienden a un promedio de ancho de unos 35 a 40 km (Van der Pluijm y Marschak 2004).

El estiramiento producido en una cuenca de rift se puede calcular mediante el cálculo de la extensión propuesto por Thompson (1960). Siendo este cálculo una relación entre la distancia X de extensión y los ángulos de buzamiento de las fallas (figura 2). Según el resultado del porcentaje de extensión, podemos deducir si se trata de un simple graben (menos del 5%); si se trata de un rift continental (entre 10 y 20%); si se trata de un terreno muy extendido (mayor al 50%); o si se trata de un margen pasivo (más de 800%).

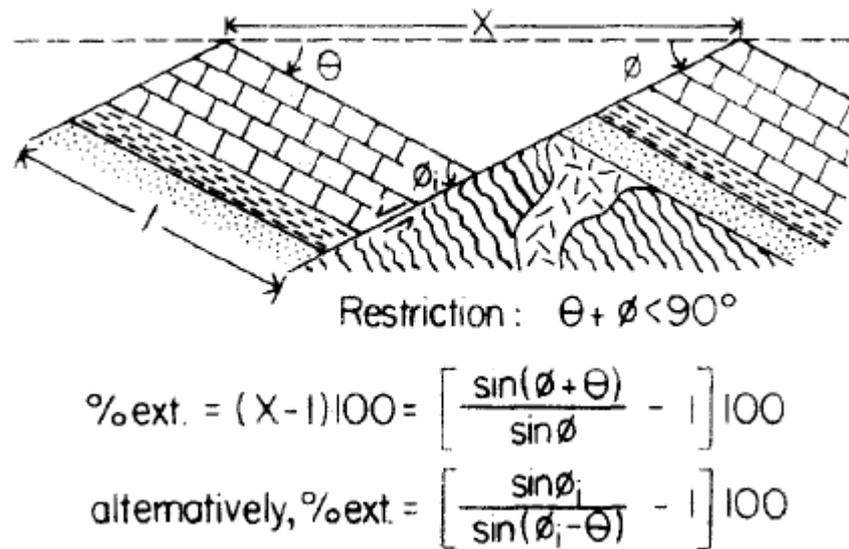


Figura 2) Cálculo de la extensión propuesto por Thompson (1960). Imagen tomada de Wernicke 1982.

Cuando las fallas activas del rift cesan, el rift subyace a los márgenes continentales a ambos lados de una nueva cuenca oceánica. Dado que disminuye mucho la actividad tectónica a lo largo de dichos márgenes continentales después de que se han formado, nos referimos a ellos como “márgenes pasivos”. La corteza pesada y estriada de los márgenes pasivos se desploma lentamente y es enterrada por los sedimentos erosionados del continente limítrofe (Burke 1986; Van der Pluijm y Marschak 2004).

2.2 Modelos de rift

Los modelos de perfil de rift se dividen entre los simétricos (cizalla pura dominante) y los asimétricos (cizalla simple dominante).

En el modelo simétrico de cizalla pura (figura 3a), definido por McKenzie (1978), se propone que una columna vertical dada de la litosfera continental, se estirará uniformemente para formar una cuenca simétrica con fallas normales en la corteza que acomodarán el estiramiento. Estas fallas se inclinan unas hacia las otras generando horsts y grabens, los cuales generan cordilleras montañosas y depresiones llenas de sedimentos. La zona que define la base del fallamiento normal de la corteza superior se encuentra en la transición de frágil-dúctil en la corteza o cerca de ella. Debajo de esta zona la corteza se acomoda estirándose a través de una amplia zona, ya sea mediante el desarrollo de deformación plástica penetrante, o mediante el movimiento en una matriz de zonas de cizalla anastomosa (trenzada) Van der Pluijm y Marschak (2004).

El modelo de cizalla simple, definido por Wernicke (1985), propone que la extensión ocurre mediante cizalla simple (figura 3b), generando un rift asimétrico por una falla de desprendimiento a gran escala (zona basal “detachment”) que se extiende desde la corteza superior a la litosfera inferior e incluso a la astenosfera. Al iniciarse el proceso, la corteza superior sufrirá un hundimiento inicial, pero no se producirá una extensión litosférica. El comportamiento litosférico en el extremo “distal” de la zona de cizalla puede experimentar un leve levantamiento. La pared inferior de la zona de cizalla experimenta una ligera elevación del calor lateral de la astenosfera, que eventualmente vuelve a la altura normal después del enfriamiento térmico. Sin embargo, el alargamiento de la corteza está lejos del área de surgencia térmica y, por lo tanto, el área debajo de ella no admite mucho hundimiento térmico (Van der Pluijm y Marschak 2004). La subsidencia total entre los modelos de cizalla pura y simple es relativamente la misma, dependiendo de la cantidad de adelgazamiento de la corteza.

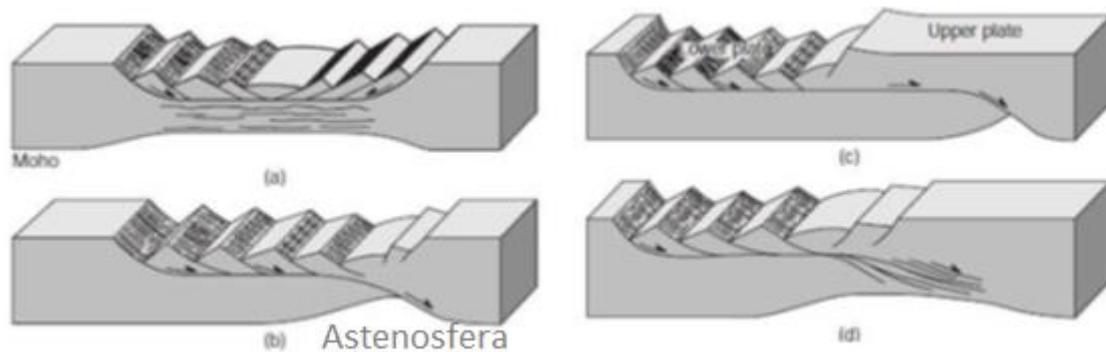


Figura 3) Modelos de rifting a escala de corteza. (a) Modelo de cizalla pura; (b) modelo de cizalla simple; (c) modelo de laminación; (d) modelo de combinación (cizalla simple más zona ancha de cizalladura distribuida en profundidad). Imagen tomada y modificada de Van der Pluijm y Marschak (2004).

La zona basal “detachment” corta a través de la corteza, y tal vez más profundo, como una zona de cizalla discreta. En algunas versiones de este modelo, la zona “detachment” puede ser subhorizontal a una distancia considerable más allá del borde del rift antes de doblarse, de modo que la región de la extensión cortical superior no se encuentre directamente sobre la región de extensión más profunda (Figura 3c).

Debido a que las partes más profundas de la zona de cizalla involucran porciones de la corteza donde las temperaturas y presiones son lo suficientemente altas para que funcionen los mecanismos de deformación plásticos, el movimiento en estas zonas produce milonita. En un "modelo de combinación", la zona de cizalla se extiende transcrustal del modelo de cizallamiento simple, extendiéndose en profundidad en una banda difusa de zonas de cizalla,

se anastomosa y desaparece en una zona de tensión distribuida en la corteza inferior y la litosfera, extendiéndose con penetración (Figura 3d). Muy probablemente, una combinación de modelos de cizalla puro y simple representa la geometría real de los rifts (Van der Pluijm y Marschak 2004). En superficie, la geometría de los rifts pueden ser muy diversas, según la clasificación geométrica de Şengör (1995) estos se clasifican desde la más simple a la más compleja como (figura 4):

-Rifts solitarios: Estos rifts son muy pequeños y raros, son difíciles de determinar en el registro geológico ya que es complicado saber si forman parte o no de una secuencia más grande.

-Rifts en estrella: Se forman cuando más de dos rifts se irradian desde un centro en común, suelen estar coronados por volcanes y formando un ángulo de aproximadamente 120° entre sí, comúnmente están asociados con plumas mantélicas (Burke y Dewey 1973).

-Cadena de rifts: Son generadas cuando varios rifts se alinean de extremo a extremo formando una cadena de rifts.

-Racimo de rifts: Se generan cuando se producen varios rifts subparalelos en áreas más o menos iguales.

-Rifts netos: Se trata de un conjunto de rifts que forman un patrón aproximadamente cuadrado.

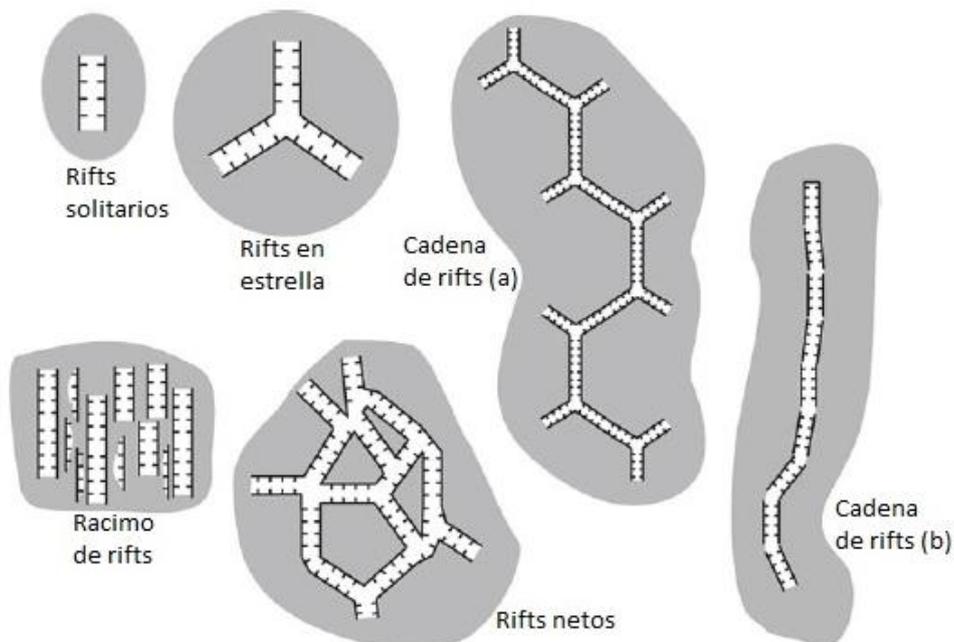


Figura 4) Clasificación geométrica de rifts de Şengör (1995). Imagen tomada y modificada de Şengör 2011.

El modelo de Wernicke (1985) es un rift asimétrico donde la extensión de la porción superior de la corteza se acomoda mediante desplazamientos de fallas normales subparalelas, la

mayoría de las cuales se sumergen en la misma dirección (figura 5a) formando un modelo domino rígido. Estas fallas se fusionan en profundidad formando una regional basal subhorizontal llamado zona “detachment” (figura 5b). Estos tipos de rifts contienen tanto fallas normales (donde la inmersión permanece constante con la profundidad) como fallas normales lístricas (en donde la caída disminuye con la profundidad). El movimiento en fallas normales lístricas da como resultado la rotación del bloque de la pared colgante, de modo que este bloque se inclina progresivamente durante la extensión regional, con la cantidad de inclinación proporcional a la cantidad de desplazamiento en la falla (Van der Pluijm y Marschak 2004). Debido a la curvatura de las fallas lístricas, el movimiento del bloque de la pared colgante a lo largo de un desprendimiento subhorizontal crea un espacio, en el cual la gravedad tira del borde del bloque de la pared colgante hacia abajo, para mantener el contacto con la pared inferior, formando un anticlinal de vuelco. A la suma de estos bloques rotados se los denomina modelo dominó, ya que generan una geometría de escalera o dominó en el perfil (Fossen. 2010).

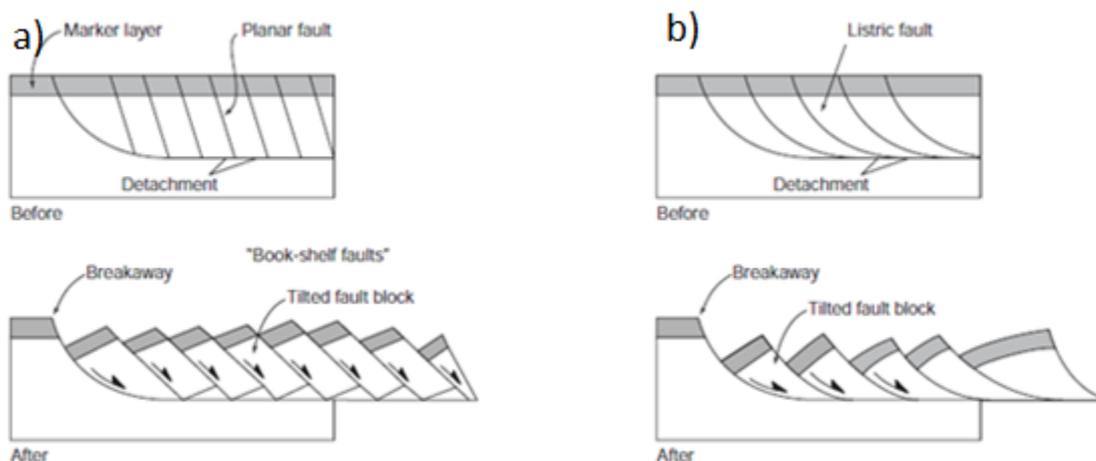


Figura 5) Geometría de matrices de fallas normales, en sección transversal. (a) Fallas rotacionales paralelas. Antes de fallar (arriba), las fallas son paralelas y no curvas. Después de fallar (abajo), los bloques de falla están inclinados. Aplastamiento y fallas a pequeña escala en la base de los bloques llenan los huecos. (b) Fallas lístricas. Antes de fallar (arriba), las fallas son poco profundas y se fusionan en la zona “detachment”. Después de fallar (abajo), los bloques se han movido y rotado. El bloque a la derecha se curva hacia abajo para mantener el contacto con la base, formando un anticlinal volcado. Imagen tomada de Van der Pluijm y Marschak (2004).

También se suelen desarrollar fallas sintéticas y antitéticas de la pared colgante (una falla sintética es una falla secundaria que se sumerge en la misma dirección que una falla mayor y una falla antitética es una falla que se sumerge en la dirección opuesta a la de la falla principal).

En un rift real hay combinaciones de fallas en escalera, dúplex, vuelcos, fallas antitéticas y fallas sintéticas, los cuales producen una geometría muy compleja. Esta geometría puede volverse aún más compleja en regiones donde la depositación ocurre durante las fallas, o donde el movimiento de la sal acompaña al rifting (ya que la sal puede elevarse diapéricamente en capas suprayacentes).

Si en una zona donde existe extensión o rifting, también existen fallas transcurrentes o zonas de cizallas perpendicularmente a la extensión se puede formar una cuenca denominada pull apart. Este tipo de cuencas se suelen formar entre dos fallas más o menos paralelas que por una curva o escalón de la falla transcurrente produce un graben que tiende a rellenarse rápidamente con sedimentos (Fossen. 2010).

2.3 Formación de un sistema de rift

La formación de un sistema de rift de escala continental comienza con extensión diferencial a lo largo de toda la distancia involucrada. En una región determinada, el sistema de rift comienza como una serie de segmentos de fallas no conectados, de 100-700 km de largo, cada una con un conjunto de fallas normales, que mueren a lo largo de su longitud. Estas fallas normales, comprenden un segmento de rift individual que se dirigen predominantemente en la misma dirección. Las fallas individuales dentro de los segmentos suelen tener una traza en forma de cuchara en tres dimensiones, o forma de letra C; en el centro de la C, el desplazamiento en la falla es descendente, mientras que en los extremos de la C, el desplazamiento es transcurrente (Van der Pluijm y Marschak 2004).

El espesor del sedimento en el half graben desarrollado por encima de los bloques descendentes de la pared colgante disminuye hacia los extremos de la “C”. A medida que aumenta el desplazamiento, los segmentos desplazados crecen y se acuñan hasta que los segmentos adyacentes se superponen e interactúan. Cuando esto sucede, los segmentos se vinculan de extremo a extremo para formar una zona continua de extensión. Los segmentos que finalmente se vinculan para formar el rift continuo no están necesariamente alineados de extremo a extremo Van der Pluijm y Marschak (2004).

En las regiones donde dos segmentos de rift interactúan y se conectan se llaman zonas de acomodación, en estas zonas es común encontrar deformación compleja que involucra fallas de rumbo con deslizamiento. La geometría en estas zonas depende de si las fallas que vinculan

los segmentos bajan en la misma dirección o en direcciones diferentes, o si las fallas se alinearon inicialmente de extremo a extremo en cuánto se superponen las trazas de la falla a lo largo del rumbo, o si el estiramiento regional es perpendicular u oblicuo a las trazas de fallas. Por lo tanto, su geometría es bastante variable (Van der Pluijm y Marschak 2004).

Para que los segmentos de rift se unan para formar un sistema de rift largo, es necesaria una secuencia de eventos posteriores. En una etapa temprana de la separación, los segmentos están separados unos de otros a lo largo de su longitud por la corteza (Figura 6a). A medida que aumenta el desplazamiento en las fallas de los segmentos, también aumenta la longitud de los segmentos. Eventualmente, los segmentos individuales interactúan a lo largo del rumbo del rift, en cuyo momento las fallas de inmersión opuestas dejan de ser tan activas y se conservan como las fallas de la "placa superior" (figura 6b). La falla "detachment" subyacente también crece durante este tiempo y se propaga a mayores profundidades en la corteza (Van der Pluijm y Marschak 2004).

A medida que evoluciona un rift y la litosfera continúa extendiéndose, tiene lugar la transición rift-drift (figura 6c). Cuando esto sucede, se forman depresiones alargadas discretas, en las cuales el flujo de calor es particularmente alto a lo largo del rift. Estos canales son sitios de propagación del fondo marino naciente. A medida que el estiramiento continúa, los segmentos se ensanchan hasta que la litosfera continental se rompe, y se desarrolla un rift en plena placa oceánica (figura 6d) por encima del centro de expansión oceánica (una enorme cámara magmática que también presiona a la expansión). El estiramiento se torna dependiente también de la presión magmática, además de la inercia causada por el movimiento tectónico extensional (Van der Pluijm y Marschak 2004). El rift "meso" oceánico es simétrico y está en permanente renovación a una altitud que puede superar los 3000 m respecto del fondo oceánico (planicie abisal), lo cual está relacionado con el domo termal causado por la astenósfera ascendente.

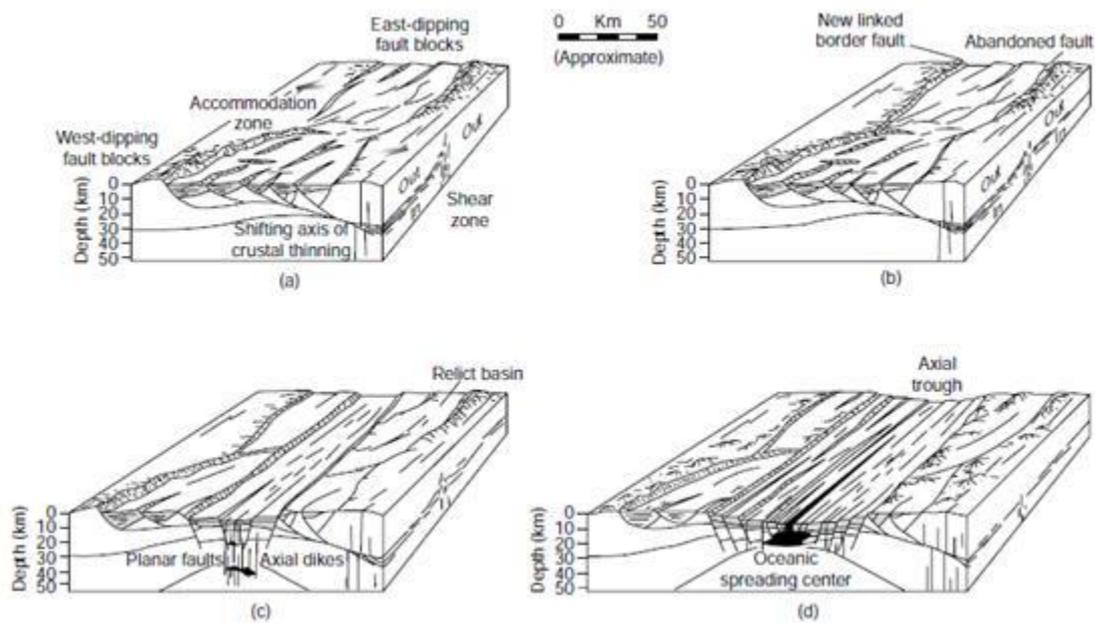


Figura 6) Evolución de un rift. (a) Después del rifting inicial, dos segmentos de rift norte-sur que miran en direcciones opuestas comienzan a interactuar. (b) Una nueva escapada se propaga desde el segmento del rift sur hacia el norte, a través del segmento menos activo del rift. La ruptura original de la falla norte se vuelve inactiva. (c) Un enjambre de diques comienza a inmiscuirse a lo largo del eje del rift, y comienza la transición de rift y deriva. (d) Se inicia una nueva cresta medio oceánica y comienza la dispersión del lecho marino. Imagen tomada de Van der Pluijm y Marschak (2004).

2.4 Asociaciones de rocas de rifts

Los rifts se caracterizan por contener asociaciones de rocas sedimentarias e ígneas que son depositadas y extruidas por los procesos de formación del rift.

Asociaciones de Rocas Sedimentarias en Rifts

Dentro del rift se forman cuencas de grabens o half grabens, que se llenan de sedimentos, en donde la porción central de la cuenca tiene drenaje interior, lo que significa que las corrientes de las tierras altas circundantes fluyen hacia ella, pero no tiene salida.

Dado que la subsidencia de la corteza puede ser relativamente rápida, una sucesión de sedimentos de varios km de espesor puede acumularse en las cuencas de un rift durante unos pocos millones de años. La secuencia depositacional en una cuenca de rift refleja etapas en la evolución de la cuenca.

Cuando se forma un rift, el piso del mismo se encuentra sobre el nivel del mar. En las primeras etapas de rifting, los sedimentos depositados en la cuenca de rift consisten enteramente en

desechos clásticos de tamaño grava gruesa no marinos provistos por la erosión de los márgenes de rift.

Estos sedimentos se acumulan en abanicos aluviales superpuestos alimentados por corrientes que drenan los márgenes del rift. Estas corrientes pueden fluir por el eje de la cuenca, proporcionando un entorno en el que se acumulan los depósitos fluviales; ó acumularse en áreas particularmente bajas de las cuencas para formar un lago. En este lago se pueden formar playas incrustadas de sal, si el clima es desértico y el lago logra evaporarse, en cambio si el clima es húmedo, el agua puede durar todo el año. En estos lagos se pueden depositar sedimentos muy finos, o incluso turbiditas (si el lago es profundo y se ve afectado por terremotos relacionados al rift) Leeder y Gawthorpe (1987).

A medida que el rift continúa ensanchándose, su piso finalmente se desploma por debajo del nivel del mar, quedando el agua que cubre el piso del rift a muy poca profundidad, por lo que las tasas de evaporación son altas. Si el piso de la cuenca queda temporalmente aislado del océano (ya sea debido al levantamiento tectónico en los extremos del rift o al descenso global del nivel del mar) el agua de mar en la cuenca de rift queda aislada del océano abierto y se evapora formando depósitos de sal. Estos depósitos entierran los depósitos clásticos continentales que se formaron antes. La secuencia evaporítica resultante puede volverse muy espesa, porque el nivel global del mar puede subir y bajar varias veces, de modo que el rift se inunda repetidamente y luego se seca. En esta etapa, las cimas de los márgenes pueden estar enterradas por sedimentos, por lo que todo el rift contiene solo una cuenca de rift única (Van der Pluijm y Marschak 2004).

Si la extensión continua, una falla se amplía y profundiza, y evoluciona hacia un océano estrecho. En esta etapa, los estratos marinos (carbonatos, areniscas y lutitas) entierran las evaporitas. Si la extensión continúa, la secuencia marina continúa acumulándose mucho tiempo después de que cesa y comienza la dispersión del fondo oceánico, formando una cuña sedimentaria de margen pasivo muy gruesa. Si la extensión se detiene, no se depositará la secuencia marina que cubre al rift, en cambio; a medida que la litosfera debajo de la parte central del rift se enfría, se espesa y disminuye los márgenes del rift que se hundieron con el tiempo. Como resultado, una delgada cuña de sedimento que se estrecha abarca los márgenes del rift (Van der Pluijm y Marschak 2004).

Asociaciones de Rocas Ígneas en Rifts

Durante el rifting, el estiramiento disminuye el grosor de la litosfera, y por lo tanto disminuye la presión litostática en la astenosfera directamente debajo del rift. La astenosfera está tan caliente (1280 °C) que, cuando se produce dicha descompresión, tiene lugar una fusión parcial. El derretimiento parcial de la astenosfera (compuesta por roca ultramáfica peridotita) produce un magma máfico (basáltico). La cantidad de fusión parcial a una presión dada depende de la temperatura, por lo que si hay una pluma en el manto debajo del rift, se formarán grandes cantidades de magma (Van der Pluijm y Marschak 2004).

Ya que el magma es menos denso que la litosfera suprayacente, el mismo asciende a la litosfera y, en algunos casos, una porción del magma queda atrapado y se solidifica en la base de la corteza, un proceso llamado (subplacado magmático), el cual es de gran importancia ya que espesa la corteza (Van der Pluijm y Marschak 2004). El magma que no se solidifica en la base de la corteza se eleva más, y asciende a través de fracturas y a lo largo de fallas, y se introduce en la corteza, llegando algunos magmas a la superficie de la Tierra y generando erupciones volcánicas. El basalto que resulta de la erupción en la superficie del suelo del rift tiene baja viscosidad y, por lo tanto, se extiende lateralmente para crear flujos que cubren un área amplia, a estos basaltos se les denomina basaltos de inundación, y son derramados a partir de fisuras.

En rifts de extensión horizontal, la tensión principal máxima en la corteza es debida a la gravedad y debe ser vertical, mientras que la menor tensión principal tiende a ser aproximadamente perpendicular al eje del rift (excepto cuando se produce desviación oblicua). Por lo tanto, el basalto que se eleva en la corteza del rift forma enjambres de diques subverticales, que golpean en paralelo al eje del rift (Van der Pluijm y Marschak 2004). Sin embargo, en niveles corticales muy poco profundos, la presión del magma puede ser suficiente para levantar las capas de roca superpuestas. Aquí, el basalto se intercala entre las capas y forman sills.

Durante el rifting, el magma formado en la parte superior de la pluma del manto se precipita a la superficie y se derrama en flujos de hasta varios cientos de km de largo. El magma máfico está tan caliente (1000 °C) que cuando se queda atrapado en la corteza continental, conduce suficiente calor hacia la corteza adyacente para provocar la fusión parcial de esta corteza. Esta fusión tiene lugar porque la roca que comprende la corteza continental contiene minerales con temperaturas de fusión relativamente bajas (900 °C). La fusión parcial de la corteza continental

produce magma silíceo que luego asciende para formar plutones de granito y diques de riolita en profundidad, o flujos de riolita e ignimbritas (láminas de toba soldada formadas cuando las cenizas calientes salen de los volcanes) en la superficie. La asociación común de vulcanismo silíceo y máfico en los rifts se denomina conjunto volcánico bimodal (Van der Pluijm y Marschak 2004).

2.5 Causas del rifting

El rifting es el proceso que ocurre cuando la litosfera continental sufre una extensión horizontal regional, estirándose con una componente aproximadamente perpendicular a la tendencia del rift. Esta extensión horizontal no ocurre a causa de la convección proveniente de la astenosfera, ya que es imposible diseñar una geometría de celdas convectivas simples que sea compatible con la geometría de los rifts actuales. Los esfuerzos de cizalla aplicados a la base de las placas por el flujo convectivo de la astenosfera pueden contribuir al rifting en algunos lugares, pero varios procesos adicionales parecen jugar un papel importante (Van der Pluijm y Marschak 2004). Uno de ellos es la herencia estructural del basamento, es frecuente que esta herencia produzca la reactivación de estructuras (fallas) que condicionan en parte a la extensión. Consideremos varias razones para el rifting, las cuales se nombrarán a continuación.

1) En el caso en que una pluma del manto se eleva, formará un punto caliente en la base de la litosfera, esta litosfera se calienta y se eleva sometándose a estiramiento. Como consecuencia de este estiramiento, se forman fallas normales en la parte superior de la litosfera. Los rifts formados por este proceso se denominan rifts térmicamente activos, y se componen por tres brazos cada uno en un ángulo de 120° con respecto al otro. Si uno de estos brazos es abortado, se le denomina aulacógeno.

2) Otro caso que genera el rifting puede ser el cambio del radio de curvatura de una placa. Esto generaría un desgarro relacionado a la flexión, que ocurre cuando la litosfera es doblada justo antes de descender por debajo de un límite de colisión. Como consecuencia de la flexión de la litosfera, se desarrolla una serie de fallas normales paralelas al límite en la placa descendente.

3) También se pueden formar rifts cuando los extremos de un continente son arrastrados en direcciones opuestas por esas fuerzas impulsoras de placas. Si el continente contiene una zona débil (como un orógeno joven), estas fuerzas pueden ser suficientes para separar el continente.

4) Algunos rifts se desarrollan en regiones de corteza elevada y engrosada en orógenos convergentes o colisionales, incluso a medida que continúa la deformación por contracción. Esto ocurre porque la energía potencial gravitacional hace que la zona engrosada y elevada se extienda lateralmente por su propio peso, proceso denominado como colapso extensional (o colapso gravitacional o colapso orogénico). Finalmente, la corteza se divide a lo largo de "fallas" discretas para acomodar el desplazamiento total.

5) Otro caso potencial de generar rift se puede desarrollar en regiones de arco posterior (back-arc) en márgenes convergentes. En el caso de los arcos continentales, la zona resultante de la extensión del arco posterior se convierte en un rift.

6) Finalmente, puede desarrollarse un rifting en el frente de los orógenos colisionales como consecuencia de la indentación. Si los márgenes laterales del antepaís no están restringidos, la colisión de un bloque continental rígido con otro continente puede hacer que partes del continente se estrechen lateralmente, para salir del camino, un proceso llamado escape lateral. En la región comprendida entre los bloques que escapan, la litósfera se extiende y se desarrolla el rift. Estas divisiones tienen una tendencia aproximadamente perpendicular al rastro del orógeno.

2.6 Análisis de deformación frágil

Este apartado servirá como marco teórico del capítulo de resultados (geología estructural), con el fin de aclarar conceptos fundamentales competentes con la investigación.

Las fracturas y fallas son estructuras muy frecuentes en la superficie de la corteza terrestre, las cuales se pueden dar en cualquier afloramiento y de cualquier tipo de roca.

Una falla se puede definir como un volumen tabular de roca que consiste en una superficie de deslizamiento central o núcleo, formado por cizallamiento intenso, y un volumen circundante de roca que ha sido afectado por una deformación más suave y frágil, espacial y genéticamente relacionada con la falla (Fossen. 2010).

Como resultado del movimiento a lo largo de una falla, se obtiene un bloque piso y un bloque techo. De acuerdo al sentido del movimiento (dado por la posición de los vectores principales de esfuerzo, donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) de estos bloques se identifican las fallas normales, inversas y de rumbo. Las fallas normales se caracterizan por que el bloque techo se mueve hacia abajo con

respecto al bloque piso (figura 7a), en estas fallas el σ_1 es vertical, mientras que σ_2 y σ_3 son horizontales. Si el buzamiento de la falla es menor a 45° se denomina “falla de bajo ángulo” y si el mismo es mayor a 60° se denomina “falla de alto ángulo”. Las fallas inversas son caracterizadas por el movimiento del bloque techo hacia arriba con respecto al bloque piso (figura 7b), en estas fallas el σ_3 es vertical, y σ_1 , σ_2 son horizontales. Si la falla tiene un buzamiento menor a 30° se denomina “falla de bajo ángulo” y si tiene un buzamiento mayor a 45° se denomina “falla de alta ángulo”. Por último, las fallas de rumbo se caracterizan por acomodar el movimiento horizontalmente (figura 7c), estas dependen del movimiento relativo de un bloque con respecto al otro, pudiendo ser sinestrales (lateral izquierda) o dextral (lateral derecho). En estas fallas el σ_2 es vertical y σ_1 , σ_3 son horizontales.

El vector desplazamiento es el que conecta dos puntos que antes de que ocurra la falla se encontraban juntos. En las fallas normales e inversas el vector desplazamiento se encuentra en el sentido del desplazamiento (con cierta componente vertical), mientras que en las fallas de rumbo el vector desplazamiento se encuentra horizontal.

En la naturaleza es muy raro que ocurran fallas con un comportamiento ideal, lo que ocurre normalmente son fallas de carácter irregular, o fallas con movimientos combinados (ej normal y de rumbo). También, es común que no se observen planos de falla definidos, si no que más bien una zona de falla que puede consistir en muchas superficies de falla anastomosadas. Una zona de falla puede tener entre algunos m y muchas decenas de m de ancho. En longitud, una zona de falla puede tener hasta varios cientos de km, pudiendo acomodar grandes cantidades de tensión en la corteza superior. Las zonas de falla suelen caracterizarse por presentar diversos tipos de roca según su profundidad, en los niveles superiores de la corteza se suelen encontrar materiales arcillosos y brechas de falla, estando estas bajo un comportamiento frágil. Existe una transición completa desde zonas de falla frágiles hasta zonas de falla dúctiles, pasando por un comportamiento intermedio frágil-dúctil. En niveles más profundos, donde el comportamiento es dúctil, se encuentran rocas cataclásticas y/o miloníticas.

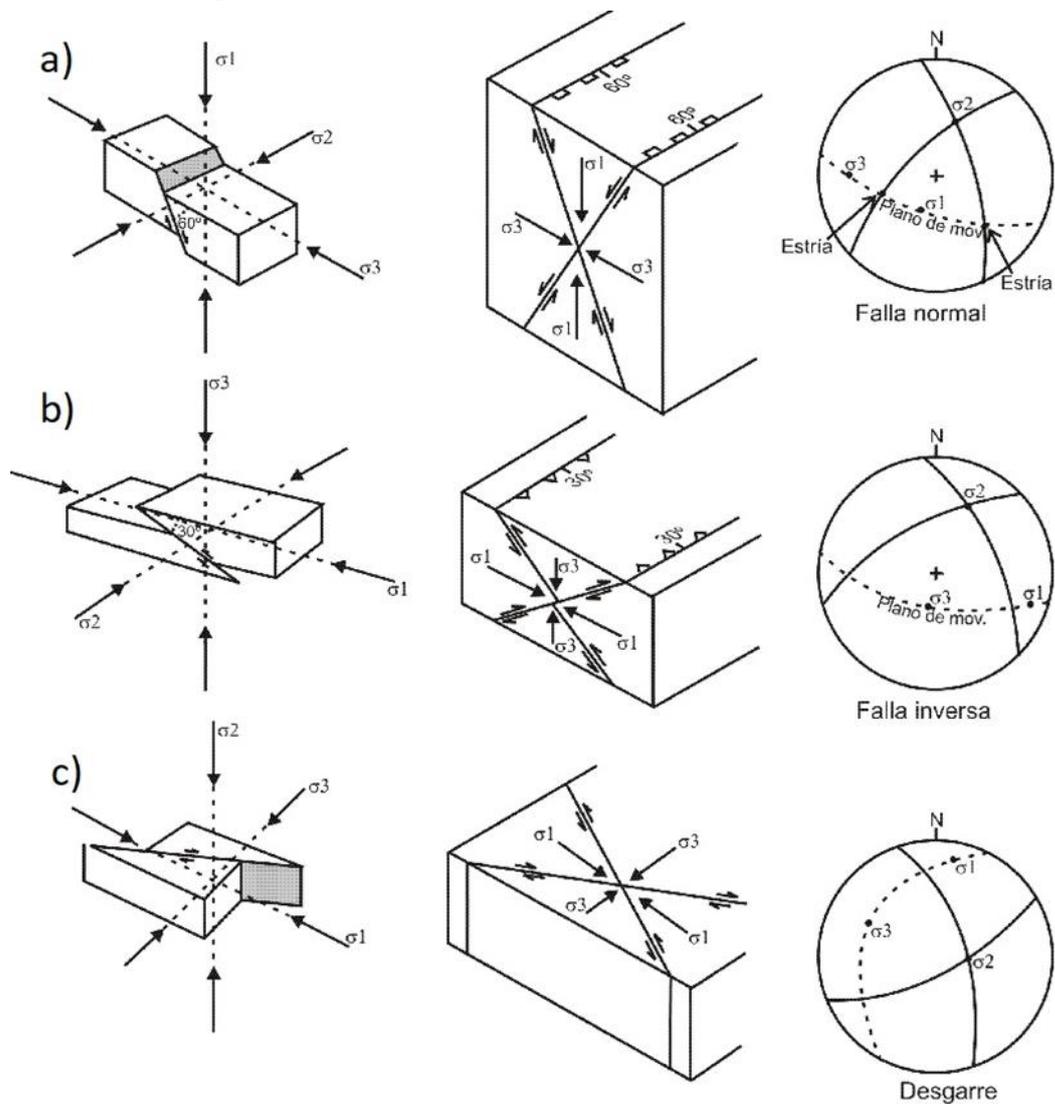


Figura 7) a) Modelo de falla normal, b) inversa, c) De rumbo. En la columna de la izquierda y central se observa el bloque diagrama con los esfuerzos principales. En la columna de la derecha su estereograma correspondiente.

2.7 Metodología de trabajo

La metodología para este trabajo consta de trabajo de gabinete, revisión bibliográfica, fotointerpretación, planificación y excursiones de campo, interpretación de los datos, procesamiento y tratamiento de datos estructurales con Openstereo (GNU). La confección del mapa geológico 1:40000 con corte N-S y mapas a detalle 1:10000. Las excursiones de campo fueron destinadas a la toma de datos estructurales, planos de fallas estriadas, estaciones de medida de diaclasado (4), la colecta de muestras y observaciones de campo. Se realizó trabajo de laboratorio, en el que se estudió la petrografía de las muestras tomadas. Finalmente, se realizó la monografía del trabajo de grado.

2.7.1 Actividades realizadas

Se exponen a continuación las actividades realizadas para esta monografía, dando a conocer las etapas de trabajo.

Tabla 1) Actividades realizadas.

Actividades realizadas

Recopilación de antecedentes regionales				
Fotointerpretación y preparación para excursión de reconocimiento				
Excursión de reconocimiento, procesamiento de datos obtenidos y realización de mapa geológico				
Recopilación de bibliografía de carácter conceptual en tectónica de rift				
Excursión de campo, con el fin de la toma de datos estructurales y la colecta de muestras para petrografía				
Procesamiento y análisis de datos y muestras de la excursión de campo				
Elaboración de informe final				
Entrega del trabajo de grado, preparación y realización de la defensa del trabajo				

3 Contexto geológico regional

3.1 Antecedentes geológicos (SaLAM)

El lineamiento de Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM) fue inicialmente descrito por Bossi (1966), luego fue redefinido por Rossello et al. (1999) como un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral ocurrido durante la apertura del Océano Atlántico en el Mesozoico, el cual muestra como rasgo distintivo la implantación de una tectónica extensiva global.

En Uruguay, esta tectónica extensional dejó trazas geomorfológicas que pueden ser reconocidas en zonas como los bañados de Laguna Merín, elevaciones como el Cerro Arequita y Grutas de Salamanca, formas aplanadas en la región interserrana de Minas, suaves elevaciones en la Cuchilla Grande en el departamento de Canelones y en valles de hundimiento controlados por fallas. Todas estas zonas comparten su génesis y están íntimamente asociadas a la evolución del SaLAM.

3.1.1 Antecedentes

Desde comienzos del siglo XX, Walther (1919, 1927) define la Serie Aiguá y comenzó a hacer mención sobre la morfología de rocas eruptivas de distintas edades, describiendo “alturas mesetiformes” en las localidades de Arequita y Aiguá (p. ej., “Grutas de Salamanca”).

Dentro de estas rocas eruptivas, él reconoce rocas basálticas (a veces amigdaloides) y rocas alcalinas de color vino, que se encuentran en los alrededores de Minas. El magmatismo original, atravesó las capas del basamento y se derramó en la superficie, en forma de coladas (que él llama “napas”). Intercaladas con las rocas eruptivas resultantes se encuentran conglomerados y areniscas colocadas dentro de la Serie de Aiguá (definida por Walther 1927). Mac Millan (1933) reconoce las rocas efusivas (amigdaloides, brechas volcánicas y riolitas) ya descritas por Walther, y reconoce que en el valle Aiguá los metasedimentos de la Serie de Minas (definida por Walther 1927) se encuentran suprayacentes y en discordancia con las mismas. Luego Serra (1944), reconoce al este y noreste de la ciudad de Treinta y Tres, rocas basálticas que “se han abierto paso a través de granitos”. Ferrer et al. (1952), en un estudio de exploración de petróleo por parte de ANCAP, describen utilizando información de tres

perforaciones a la cuenca sedimentaria Laguna Merin, nombrándola así por la cercanía geográfica que esta tiene con la laguna homónima.

Jones (1956) describe las lavas mesozoicas en el departamento de Canelones, tanto en superficie como en subsuelo (perforación San Jacinto), y presume por primera vez que la estructura de esta zona está compuesta por dos graben separados por un horst angosto (lo que hoy en día conocemos como fosa tectónica Santa Lucía, la cual se subdivide en dos por el Alto de Santa Rosa).

También descarta que estas lavas sean del Arcaico, acotando estos derrames antes de la depositación de las margas más modernas de la facies de Migues (de edad Cretácica), y después de la etapa de sedimentación desértica (de la Formación Tacuarembó) a comienzos del Mesozoico, (ya que se encuentran intercalaciones de sedimentos ferruginosos dentro de las lavas de la Cuchilla Grande).

Caorsi y Goñi (1958) renombran la Serie de Aiguá (Walther 1927) como Serie de Lascano ya que en el Pueblo de Aiguá no afloran las rocas correspondientes, y en el pueblo de Lascano (Departamento de Rocha) se observa una buena exposición de rocas volcánicas ácidas en numerosos afloramientos. La Serie de Lascano se ubica como posterior a la Serie de Lavalleja.

Bossi (1966) propone que a finales del desarrollo del continente de Gondwana, relacionado a la apertura del Océano Atlántico, Uruguay sufrió *“una intensa tectónica que fracturo el basamento y las capas sedimentarias suprayacentes”*, dejando en relieve una faja de dirección N-NE (Figura 8). La misma está limitada por dos fallas, una al O que pasa por Paso Centurión que condicionó el actual borde rectilíneo, fracturado y flexado, de los sedimentos gondwánicos; y otra al E, que pasa por la ciudad de Treinta y Tres y determinó una profunda cuenca de sedimentación, por lo que Bossi (1966) delimita a la fosa Laguna Merín. Al O de la Cuchilla Grande, se detectan direcciones N-NE en la fosa tectónica de Santa Lucía con rumbo general N60-70E. Estas estructuras regionales corresponden a lo que hoy en día se conoce como rift del SaLAM o el aulacógeno SaLAM.



Figura 8) Lavas Mesozoicas del Uruguay y líneas tectónicas fundamentales. Tomado y modificado de Bossi (1966). Coordenadas UTM 21 H 401122 E; 6180368 S.

A partir de la datación K-Ar de una serie de muestras de lavas, se determinaron edades Mesozoicas (Cretácico y el Jurásico). Bossi (1966) elimina los términos "serie Lascano" y "serie Lavalleja", ya que definen una litología diferente de la que existe en el área relevada como tal. Por lo que plantea el siguiente esquema estratigráfico para las lavas Mesozoicas no-orogénicas:

-Formación Arequita: Compuesta por las riolitas del Cerro Arequita; las rocas de Marmarajá, Minuano, Mariscal; micropegmatitas, traquitas y riolitas de la Sierra San Miguel y de los Ajos; riolitas de los alrededores de Lascano.

-Formación Puerto Gómez: Compuesta por basaltos espilíticos vacuolares del valle del Santa Lucía, arroyo Los Chanchos, Ombúes de Bentancur, alrededores de Colón, Pirarajá, Puerto Gómez; andesita del sur de Lascano. Las lavas integrantes fueron primeramente descritas por Serra (1944) en forma preliminar al ser halladas en un sondeo en Puerto Gómez, sobre el río Cebollatí debajo de 222 m de sedimentos cenozoicos, donde presentan un espesor de más de 1000 m. Fueron denominadas "Lavas de Puerto Gómez" por Caorsi y Goñi 1958.

-Formación Arapey: Basaltos tholeiíticos del NO del país, Artigas, Salto, Paysandú, oeste de Rivera y Tacuarembó, meseta de Cuaró, barra del Arroyo Frayle Muerto y todos los filones

basálticos y doleríticos asociados a los derrames. Fue nombrada por Caorsi y Goñi (1958) y separada por ellos al observar el mapa geológico y la red hidrográfica, las cuales mostraban bien claro los límites de la misma.

El concepto del aulacógeno SaLAM evolucionó con diferentes aportes de autores como: Bossi (1967); Ferrando y Fernández (1971); Bossi et al. (1975); Gómez Rifas (1989); Preciozzi et al. (1985); ANCAP (1994); Veroslavsky (1999); Hasta llegar a Rossello et al. (1999) el cual lo define como tal.

Las formaciones Arequita y Puerto Gómez son descritas en detalle por Muzio (2004) como:

La formación Arequita reúne a las lavas de composición ácida, presentes en todas las fosas tectónicas Mesozoicas del sur y sureste del país (con excepción de la Cuenca Punta del Este). Son de composición riolítica con términos ignimbríticos, incluyendo también a los derrames de dacitas de Lascano y Rio Branco y los granófiros de la sierra de San Miguel. Las riolitas presentan textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y/o sanidina frecuentemente corroídos. Son de color rosado a rojizo y es común observar estructuras de tipo fluidal. Las diferentes coladas suelen culminar con niveles ignimbríticos. Análisis químicos realizados por Muzio y Sánchez (1998) y Muzio (2000) permiten definir naturaleza peralcalina–alcalina para estas rocas. Estos derrames corresponden a los últimos estadios del magmatismo de la Provincia Paraná–Etendeka, estando éstos concentrados a lo largo del margen continental actual. Regionalmente han sido subdivididos, en función de sus características petrográficas y geoquímicas, en dos grandes grupos; riolitas de alto TiO^2 (magmas tipo Chapecó), y riolitas de bajo TiO^2 (o de tipo Palmas) dominantes en volumen. Datos químicos e isotópicos asignan al magma parental un origen a nivel del manto litosférico (Muzio 2014).

Por otro lado en la formación Puerto Gómez se agrupan los derrames predominantemente de composición basáltica, presentes en todas las fosas tectónicas del sur y sureste del país. Los basaltos son de color gris oscuro a castaño-rojizo (color de alteración), con estructuras amigdaloides a subordinadamente masiva, los cuales presentan texturas subofítica a intersertal y ocasionalmente glomeroporfirítica (alrededores de Mariscal y Colón). Las amígdalas presentan rellenos de minerales secundarios del grupo de las ceolitas, calcita, yeso y cuarzo. En los alrededores de las localidades de Lascano y Velázquez se disponen diferentes derrames de andesitas sobre los basaltos, estos presentan textura porfirítica, son de color marrón rojizo, con fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica.

Análisis químicos realizados por Gómez y Masquelin (1996) en los basaltos de la perforación 502 del IGU (Instituto Geológico Uruguayo) muestran comportamientos geoquímicos diferentes a los 650 m de profundidad. Por encima de los 650 m hay lavas típicas de ambiente intraplaca continental, de naturaleza tholeítica; por debajo de los 650 m presenta características primitivas correlacionables a la etapa inicial de formación de un fondo oceánico.

Turner et al. (1999) interpretaron estas variaciones geoquímicas como el resultado de procesos de evolución del magma en el interior de la propia cámara magmática, en la cual se combinarían la cristalización fraccionada y los aportes de la contaminación crustal.

Dentro de la antigua definición de Formación Arequita de Bossi (1966) se incluyen traquitas, luego Ferrando y Fernández (1971) define la Formación Valle Chico y las incluye en ella, más tarde Pirelli (1999) redefine esta formación como Complejo Valle Chico. Dentro del complejo se describen Sienitas Alcalifeldespáticas Cuarzosas; Granitos Alcalifeldespáticos; Traquitas Alcalifeldespáticas y Pórfidos Traquíticos Alcalifeldespáticos; Riolitas Alcalifeldespáticas; Pórfidos Riolíticos Alcalifeldespáticos; Vidrios Riolíticos, Granófiros y Filones de Cuarzo (Pirelli., 1999). Pirelli 1999 describe las Traquitas como de textura traquítica, colores grises violáceos, matriz afanítica a microgranuda; mineralógicamente se componen por fenocristales de feldespatos alcalinos (ortoclasa, anortoclasa) y ocasionalmente algo de cuarzo, estando estos inmersos en una matriz con feldespato alcalino (sanidina, anortoclasa), anfíboles (riebeckita), piroxenos (augita-egirina) y escaso cuarzo.

Dentro del Complejo Valle Chico se encuentra el Macizo Valle Chico que según Muzio y Artur (2000) corresponde a un complejo pluto-volcánico que se puede agrupar en tres asociaciones magmáticas principales, correspondientes a distintas etapas evolutivas del macizo. La Asociación Putónica que reúne sienitas y cuarzo sienitas. La Asociación Volcánica Porfirítica constituida por cuarzo traquita porfirítica y derrames de riolita porfirítica de la Formación Arequita. Y la Asociación de Diques Porfiríticos Tardíos, constituida por diques porfiríticos de composición traquítica y riolítica.

Tabla 2) Dataciones radimétricas. Tomado de Muzio (2014) y de Cernuschi et al. (2015).

Edad	Método	Autor
Formación Puerto Gómez		
142 +/- 10 Ma	k/Ar	Bossi y Umpierre (1975)
157 +/- 4 Ma	k/Ar	Vieira (1985)
131.4 +/- 0.7 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
132.7 +/- 1.0 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)

133.0 +/- 0.8 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
165.6 +/- 16.6 Ma	k/Ar	Veroslavsky (1999)
132.0 +/- 0.2 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
120.0 +/- 3.2 Ma	k/Ar	Muzio (2000)
126.9 +/- 0.9 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cernuschi et al. (2015)
Formación Arequita		
124 +/- 4 Ma	K/Ar	Umpierre (1965, apud Bossi 1966)
128.2 +/- 0.7 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
131.9 +/- 0.6 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
127.0 +/- 0.6 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
131.8 +/- 0.9 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
125 +/- 9 Ma	K/Ar	Pirelli (1999)
131.4 +/- 0.4 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
130.2 +/- 0.2 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
131.0 +/- 0.2 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
132.0 +/- 0.2 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
131.7 +/- 0.4 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
130.8 +/- 0.5 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Féraud et al. (1999)
133.5 +/- 3.1 Ma	k/Ar	Muzio (2000)
127.8 +/- 0.9 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cernuschi et al. (2015)
129.1 +/- 0.73 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cernuschi et al. (2015)
131.10 +/- 0.73 Ma	U/Pb	Cernuschi et al. (2015)
129.0 +/- 0.6 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cernuschi et al. (2015)
133.97 +/- 0.75 Ma	U/Pb	Cernuschi et al. (2015)
134.25 +/- 0.56 Ma	U/Pb	Cernuschi et al. (2015)
Complejo Valle Chico		
120 +/- 5 Ma	Rb/Sr	Umpierre y Helpert (1971)
123 +/- 3 Ma	Rb/Sr	Bossi y Umpierre (1975)
132 +/- 2 Ma	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Stewart et al. (1996)
138 +/- 7 Ma	k/Ar	Pirelli (1999)
138 +/- 9.5 Ma	k/Ar	Pirelli (1999)
128.1 +/- 1.6 Ma	U/Pb	Muzio (2000)

3.2 Santa Lucía-Aiguá-Merín (SaLAM)

3.2.1 Introducción

El SaLAM fue redefinido por Rossello et al. (1999) como *“la expresión geotectónica de un rift abortado juro-cretácico relacionado con la apertura Atlántica que afectó el basamento cristalino uruguayo y controló la sedimentación y volcanismo de las cuencas Santa Lucía y*

Merín, y la de los remanentes intermedios contemporáneos localizados en las fosas de Minas, Aiguá, Lascano y Velázquez”.

Sin embargo, el SaLAM es solo un aulacógeno generado durante la apertura del Océano Atlántico, el rift Atlántico Sur (figura 9) evolucionó como una ramificación a lo largo del Jurásico-Cretácico entre las placas africana y sudamericana durante la separación final del Gondwana occidental. En el territorio uruguayo el aulacógeno se dispone con rumbo aproximado N70°, desde la costa del Río de la Plata, por el sudoeste, hasta la Laguna Merín, por el noreste.

La evolución planteada por estos autores se basa en la ocurrencia de dos fases tectónicas, en primer lugar, una extensión de edad jurásica al eocretácico representada por un magmatismo de intraplaca y escasa sedimentación asociada. Y en segundo lugar por una fase transtensional dextral, de edad aptiano al albiano (Rossello et al., 1999).

Se observa también una etapa de reactivación tectónica durante el Cenozoico, la cual invierte algunas estructuras distensivas (Rossello et al., 1999). Esta reactivación sigue patrones acordes con la deformación global de acortamiento para toda Sudamérica, ocasionada por esfuerzos andinos propuesta por Cobbold et al. (1996).

El rift abortado SaLAM se superpone al basamento cristalino uruguayo, el cual tiene bloques de corteza de diferente historia geológica que se encuentran separados por distintas discontinuidades.

Para simplificar la descripción del SaLAM, se separará en tres dominios (Figura 10): sudoccidental (al oeste de la falla Sarandí del Yí), intermedio (entre las zonas de cizalla de Sarandí del Yí y Sierra Ballena) y nororiental (al este de la zona de cizalla de Sierra Ballena). Los diferentes dominios, tuvieron un papel activo diferencial en el control de la evolución tectónica y magmática del SaLAM (Rossello et al. 2000).

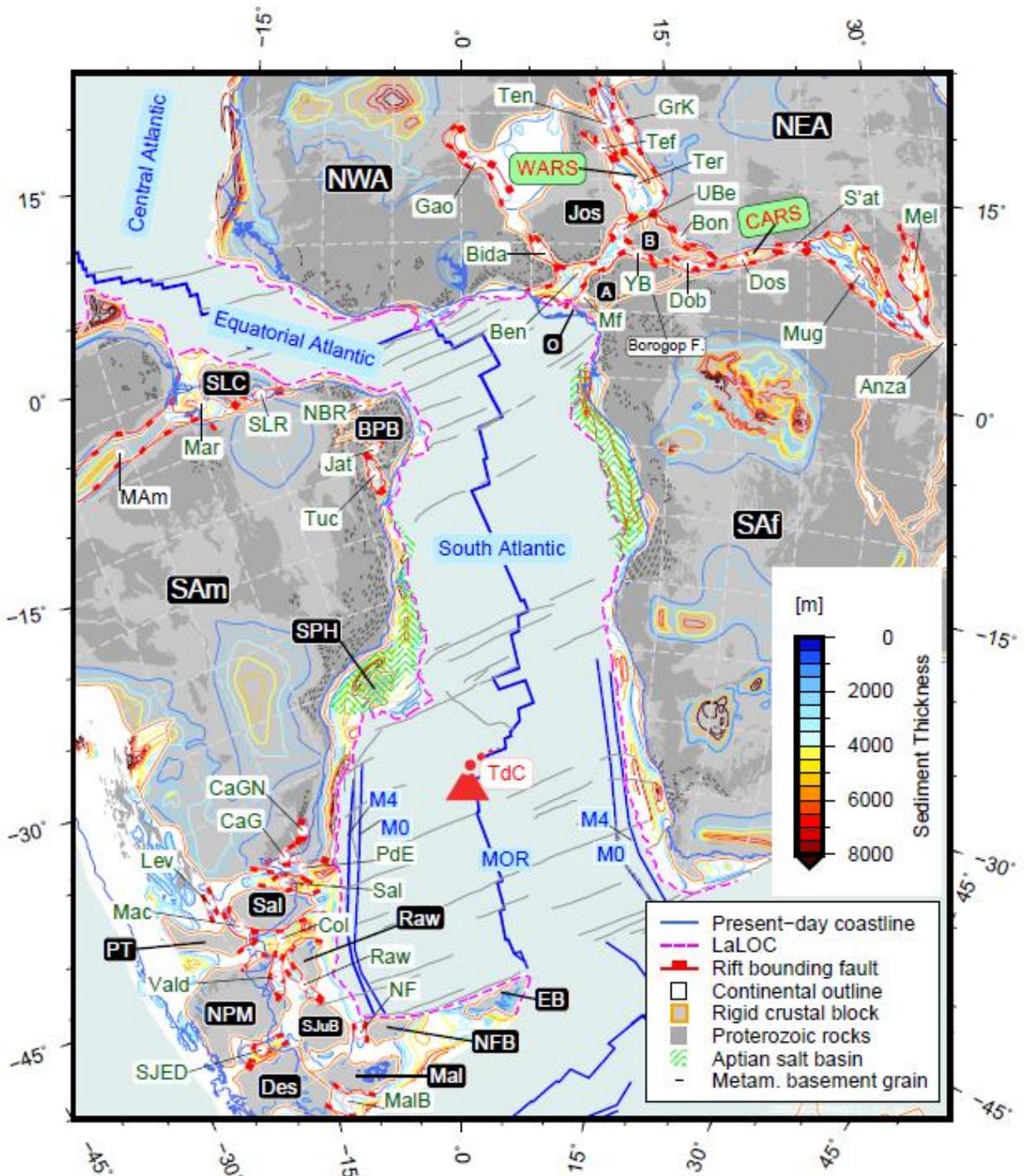


Figura 9) Modelo del rift Atlántico Sur reconstruido a una posición de 83.5 Ma. Abreviaturas: A - Adamaoua Highlands / Benue Microplate; B - Bongor Block; Ben - Comedero Benue; BPB - Bloque de la provincia de Borborema; Bida - Cuenca Bida; Bon - Comedero Bongor; CaG / CaGN - Canelones Graben (Cuenca Santa Lucía) y Canelones Graben norte (Cuenca Laguna Merín); Col - rift de Colorado; Dob - Cuenca de Doba; Des - Macizo del Deseado en la Patagonia; Dos - Doseo Basin; EWB - Maurice Ewing Bank; Gao - Gao Trough; GrK - Rift Grein-Kafra; Jat - Rift de Jatob; Lev - Rift del general Levalle (Leboulaye); Mac - Rift de Maccachin; MAL - Bloque Malvinas; Mal - Cuenca de Malvinas; Mar - Rift de Maranau; Mel - Rift de Melut; Mf - Cuenca Mamfe; MOR - Cordillera oceánica media del Atlántico sur; Mug - Rift de Muglad; NEA - África nororiental; NBR - Rifts del noreste de Brasil; NF - Malvinas Norte / N Malvinas; NFB - Bloque de las Malvinas del Norte; NPM - Macizo Patagónico Norte; NWA - África del noroeste; O - Bloque de las tierras altas de Oban; PAM - Terrano pampeano; PdE - Cuenca de Punta del Este; RAW - Rawson Block; Raw - Rift de Rawson; SAf - África austral; Sal - Rift del Salado; SAM - América del Sur; SJED - Dominio Extensional de San Jorge; SJuB - Bloque San Julián; SLC - Sao Luis Craton; SLR - Rift de San Luis; SPH - Sao Paulo High; Tef: Rift de Tefidet; Diez - Tenere rift; Ter - Rift de termitas; Tuc - Rift de Tucano; UBe - Rift superior de Benue; Yola - rama de la Rift Yola; Vald - Valdes rift. Imagen tomada de Heine et al. (2013).

3.2.2 Segmento Sudoccidental

Se desarrolla al oeste de la zona de cizalla Sarandí del Yí y comprende los registros mesozoicos ENE correspondientes al aulacógeno intracratónico de la cuenca Santa Lucía. El mismo se dispone con su eje mayor subparalelo a la disposición regional del aulacógeno (Rossello et al. 1999, Rossello et al. 2000). Esta se propagó a través de los principales planos de debilidad cortical preexistentes del Terreno Piedra Alta, de direcciones NNE.

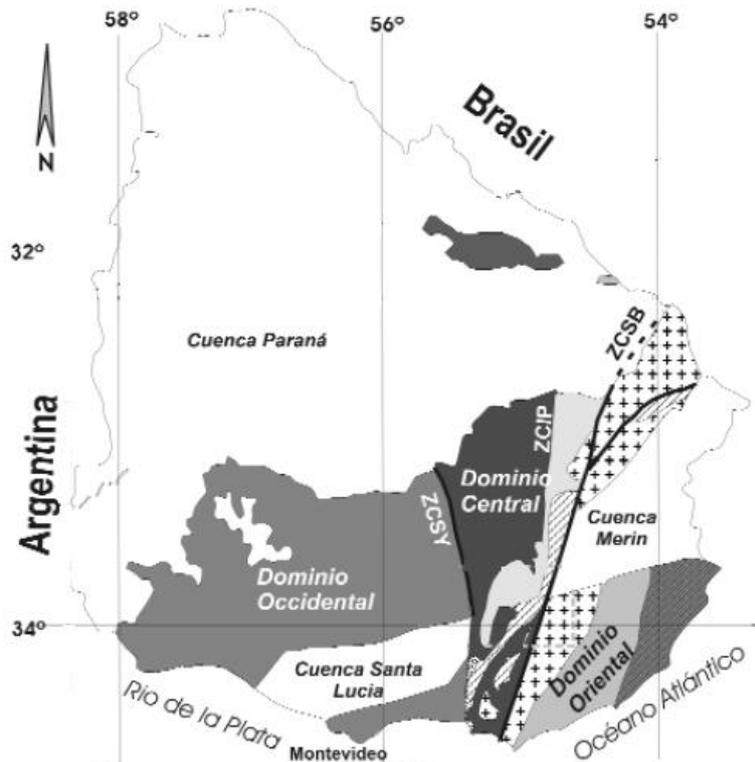


Figura 10) Rasgos geológicos fundamentales del Uruguay, que exhiben los tres dominios del escudo uruguayo y sus principales discontinuidades corticales que los limitan (ZCSY: zona de cizalla Sarandí del Yí, ZCIP: zona de cizalla Isla Patrulla y ZCSB: zona de cizalla Sierra Ballena) y sus cuencas sedimentarias fanerozoicas. Tomado de Rossello et al. (2007).

La cuenca Santa Lucía (Figura 11) muestra a lo largo de toda su extensión, una sección asimétrica, conformada por un sistema conjugado de fallas normales lítricas de crecimiento sintéticas y antitéticas que definen grábenes y pilares tectónicos sucesivos a diferentes escalas (Rossello et al., 1999). La misma puede ser subdividida en dos fosas (Subcuenca Norte y Subcuenca Sur) las cuales funcionaron, entre el Albiano y el Senoniano, como ámbitos de sedimentación independientes separados por el Alto Santa Rosa (Veroslavsky 1999). Este segmento tiene una mayor definición en el margen sur, expresada por el mayor funcionamiento de las fallas normales que lo limitan y el desarrollo restringido del vulcanismo. Esta situación permite suponer que la extensión cortical fue mayor hacia el este y que la

extrusión de las vulcanitas se produjo desde fisuras y diques de alimentación ubicados en los sectores más deprimidos de la cuenca (Rossello et al., 2000).

Este volcanismo no inhibe la producción de vulcanismo explosivo y la construcción de aparatos volcánicos (volcanes cónicos) los cuales extruyen grandes niveles de Ignimbritas (Rossello et al., 2000). El relleno de la cuenca es volcanosedimentario típico de la fase rift, el mismo se puede separar en tres tectosecuencias. Una tectosecuencia reúne a todos los depósitos generados contemporáneamente a cada una de las fases tectónicas reconocidas en la cuenca (Veroslavsky et al., 2004). En la Cuenca Santa Lucía, el apilamiento y registro sedimentario fue controlado, básicamente, por la tectónica y las variaciones climáticas.

a) Tectosecuencia A (Jurásico): Se trata de la primer fase extensional, representada por coladas basálticas delgadas (Formación Puerto Gómez) que se intercalan con conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas conglomerádicas, rojizos, interpretados como depósitos aluviales originados a partir de un relieve abrupto controlado por las fallas ENE. Estas sedimentitas continentales se reúnen en la Formación Cañada Solís, la que fue definida originalmente por de Santa Ana y Ucha (1994).

b) Tectosecuencia B (Cretácico Temprano, Neocomiense): Representa la segunda reactivación, representada por rocas volcánicas que integran la Formación Arequita y también en algunos de los términos basálticos que se asocian a aquellas. La Tectosecuencia B muestra un mayor desarrollo en los segmentos intermedio y nororiental del SaLAM, donde el magmatismo alcanzó su máxima expresión durante el Neocomiense registrándose fuertes emplazamientos intrusivos, hipabisales y extrusivos.

c) Tectosecuencia C (Cretácico Temprano, Aptiense–Albiense): Representa la progresiva aceleración de la subsidencia mecánica en la Cuenca Santa Lucía que ocurre desde el Aptiense, esta subsidencia es producto de la implantación de campos de esfuerzo extensional vinculado a la actuación de una tectónica transtensiva dextral y sin magmatismo asociado. Es representada por la sucesión de depósitos continentales que se reúnen en las formaciones Castellanos, Migues y Cañada Solís.

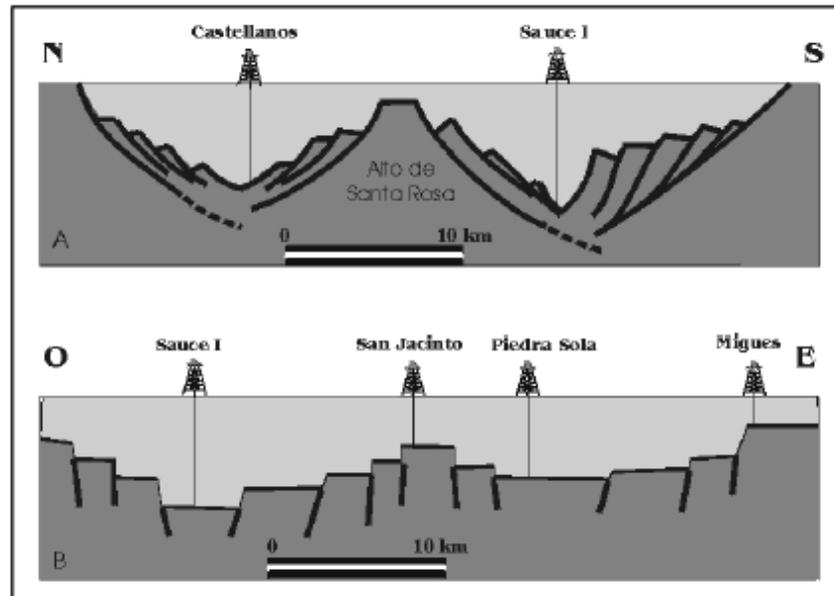


Figura 11) Esquema que ilustra la estructura y compartimentación interna de la Cuenca Santa Lucía. Corte geológico superior: perfil transversal de toda la cuenca; corte geológico inferior: perfil longitudinal de la subcuenca Sur. Tomado de Veroslavsky (1999).

3.2.3 Segmento Intermedio

Se desarrolla entre las Zonas de Cizalla Sarandí del Yí y Sierra Ballena, y presenta su eje principal levemente curvado, tornándose progresivamente a direcciones más submeridionales hacia el este, adquiriendo un diseño sigmoidal en planta (Rossello et al., 2000), mostrándose más restrictos y angostos que los otros segmentos. El basamento del sector intermedio, presenta anisotropías heredadas propias de la evolución metamórfica precámbrica que se disponen preferencialmente con rumbos NE y NS y son cortadas por las estructuras distensivas vinculadas con el SaLAM. Es posible reconocer remanentes mesozoicos aislados y delgados (Figura 12), principalmente volcánicos e hipabisales, dispuestos en depresiones elongadas y estrechas (cuencas de Arequita, Marmarajá, Los Tapes, entre otras) apoyadas directamente sobre rocas precámbricas limitadas por fallas normales (Rossello et al., 2000). En ellos se reconocen unidades volcánicas extrusivas básicas y ácidas, representadas por los basaltos y riolitas con edades de 120 a 130 Ma (Bossi y Navarro 1991).

Los basaltos se disponen en coladas no muy potentes las cuales están apoyadas directamente sobre el basamento y se disponen en pequeñas fosas de dirección NE, como las situadas al Norte de Minas y Noroeste de Villa Serrana. Otras fosas pequeñas elongadas que muestran un notable control estructural de dirección N100° y N130° son las situadas al Noroeste de Mariscalá y Sureste de Colón. Las riolitas, conforman una sucesión volcanoclástica no muy potente con desarrollos preferenciales de dirección NE (Rossello et al., 2000).

La deformación que afecta a las rocas volcánicas cretácicas es principalmente un sistema de fallas sintéticas N70°E de componente principalmente normal y fallas antitéticas dispuestas N110°. Esto se observa en un perfil NE-SO en el que el arreglo estructural del valle Aiguá sugiere un conjunto de bloques que exhiben un típico diseño de flor positiva cuya falla principal corresponde a la falla vertical N70°E del borde sur del rift. Cada bloque está limitado por fallas antitéticas N110°, con desplazamiento transcurrente sinistral y una pequeña componente inversa con aproximadamente el 10 % del desplazamiento total. Esta flor positiva se encontraría truncada por los esfuerzos generados por la reactivación del fallamiento normal sierra de los Caracoles, con rumbo N15°E, paralela a la foliación milonítica de la falla de Sierra Ballena (Rossello et al., 2007). La región al oeste de Minas presenta evidencias de que la fracturación del SaLAM está en continuidad con las estructuras que controlaron la Cuenca Santa Lucía. La falla N70°E dextral que desplaza a las cuarcitas de los cerros Verdún y Águila sugiere que existe continuidad tectónica del aulacógeno en el segmento intermedio. Además el arrumbamiento de los ejes longitudinales sublatitudinales a ESE-ONO de las fosas de Minas, Aiguá, Colón y Lascano, son evidencia del carácter transcurrente dextral, de componente transpresiva en el sector intermedio (Rossello et al., 2007).

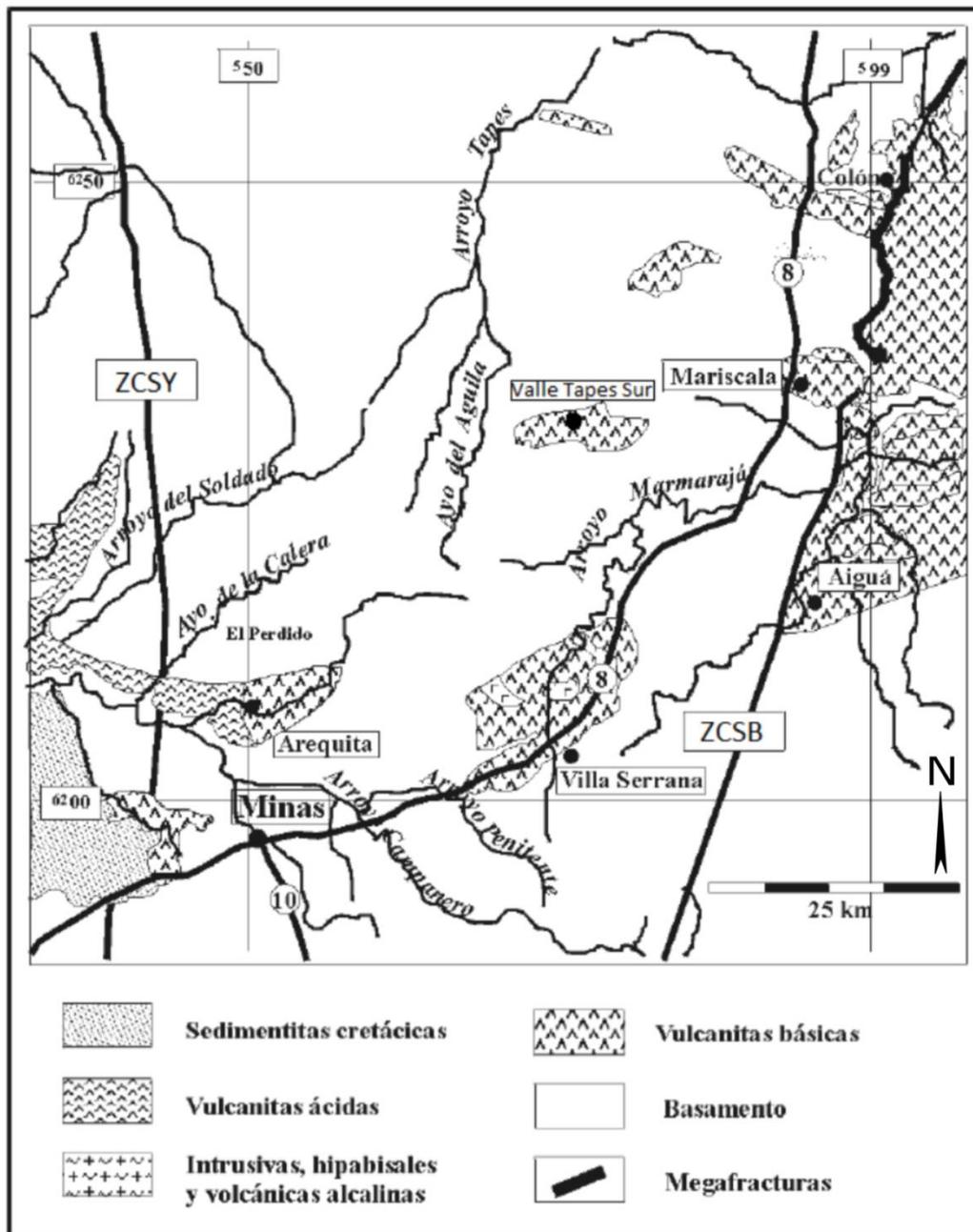


Figura 12) Segmento intermedio del SaLAM, mostrando detalles de los afloramientos de volcánitas cretácicas y el Valle de Tapes Sur. Tomado y modificado de Rossello et al (2000).

3.2.4 Segmento Nororiental

Se desarrolla al este de la zona de cizalla Sierra Ballena, el mismo se dispone N45°E a causa de una clara inflexión a partir del lineamiento Cebollatí-Merín y N60°E por el Lineamiento Aiguá-India Muerta-Chuy, los cuales controlaron el desarrollo extensional de la Cuenca Laguna Merín. Próximo a la zona de cizalla Sierra Ballena, se desarrolla un conjunto de pequeñas fosas (Figura 13) Lascano, Aiguá, Mariscalá y Treinta y Tres rellenas por basaltos, andesitas, riolitas, dacitas, sedimentitas areno- conglomerádicas, rocas intrusivas, hipabisales y volcánicas

alcalinas, correspondientes al complejo intrusivo Valle Chico, de edad Eocretácica (Rossello et al., 2000).

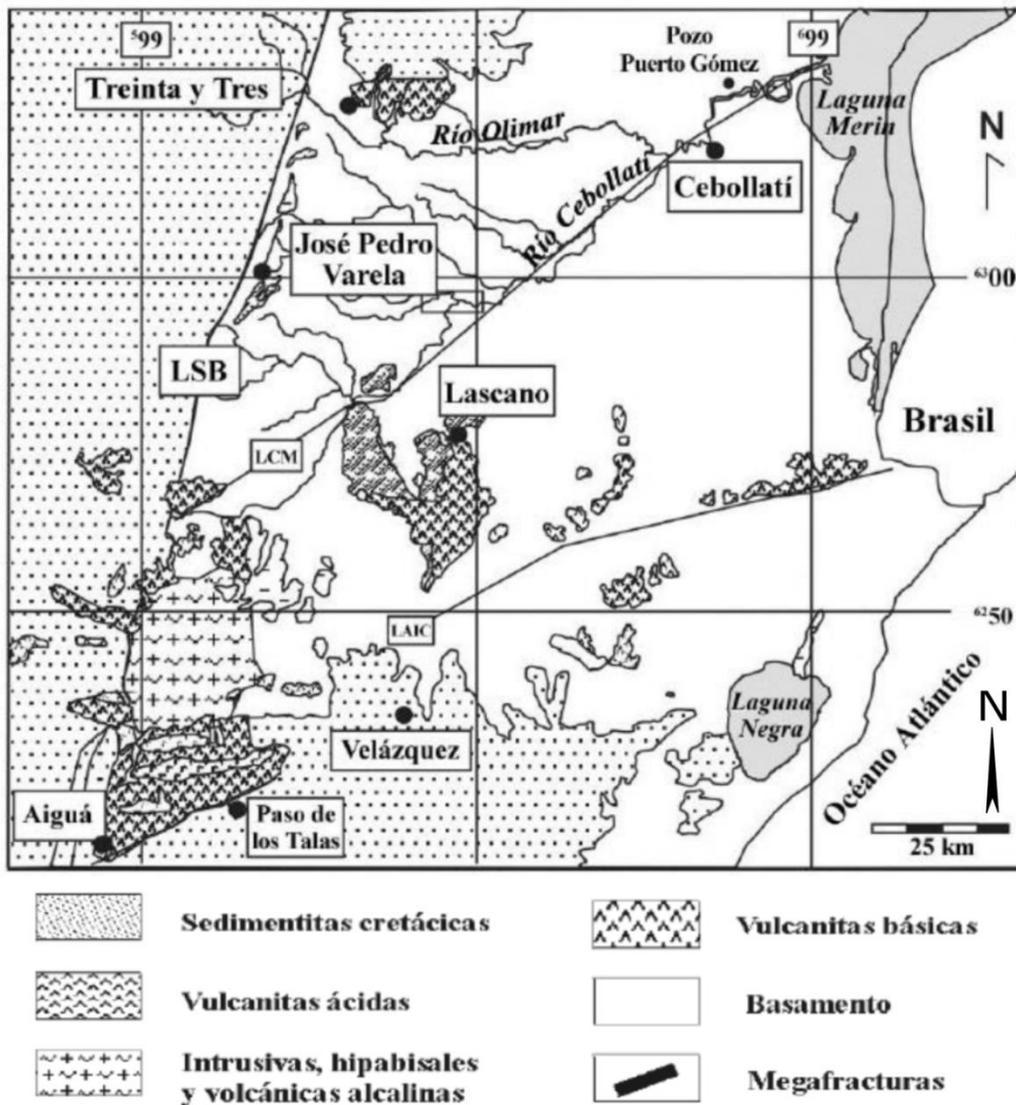


Figura 13) Esquema geológico-estructural del segmento nororiental del SaLAM. LCM = Lineamiento Cebollatí–Merín; LAIC = Lineamiento Aiguá–India Muerta–Chuy. Tomado de Rossello et al (2000).

En estas fosas, se propone la existencia de fallas lítricas asimétricas, inclinadas hacia el sur, controladas por fallas transcurrentes N130° sinestrales antitéticas en el labio norte, y fallas transcurrentes con rumbo N70° (Rossello et al., 2007). Los bajos topográficos de las fosas Aiguá y Mariscal, están asociados al desarrollo de basaltos mesozoicos de la Formación Puerto Gómez. Asociado a estos basaltos podemos encontrar areniscas y conglomerados rojizos de la Formación Migues, la cual se apoya sobre el basamento precámbrico. Los relieves bajos y planos se ven interrumpidos por serranías de orientación general NE, los cuales se componen por rocas volcánicas ácidas de la Formación Arequita. El basamento circundante a

las fosas presenta una geología variada: al sur, está constituido por granitos precámbricos (Granitos Aiguá y Florencia), mientras que al norte-noroeste, afloran granitos y cuarcitas hospedantes de la intrusión plutónica sienítica cretácica del Complejo Valle Chico (Muzio 2004, Lustrino *et al.*, 2005).

En el valle Aiguá, se observan elementos estructurales en el labio sur que evidencian la actuación de una deformación transcurrente dextral. Los filones de cuarzo con agregados fluoríticos muestran una disposición en planta de forma sigmoidal, con dirección NE hasta E-O con estrías de buzamientos verticales a 80° hacia el Norte. Esta deformación pudo haberse generado a partir de la actuación de movimientos horizontales a lo largo de la falla del borde sur de la fosa en dirección 70°E (Rossello *et al.*, 2007). A su vez, reconocieron una fase de deformación sin- a postectónica al proceso hidrotermal que diera origen a los filones fluoríticos y cuarzosos (Bosse *et al.*, 1982).

El cuanto al sector ocupado por la Cuenca Laguna Merín, se registra la anomalía gravimétrica positiva de Bouguer más importante del territorio continental del Uruguay que llega a valores superiores a los 80 mGal (Rossello *et al.* 2007 y Cernuschi *et al.* 2014). La misma posee una extensión de más de 80 km y un ancho de 40 km, ocupando parcialmente los departamentos de Rocha, Lavalleja y Treinta y Tres, con dirección NEE. Esto contrasta fuertemente con el comportamiento gravimétrico regional del resto del basamento substancialmente grueso de Uruguay (litosfera estimada en 110 km de espesor). Según Rossello *et al.*, (2007) esta gran anomalía sería compatible con un importante ascenso mantélico de cuerpos ultramáficos de tipo diapírico. La emisión de grandes volúmenes de material extrusivo desde una cámara magmática situada a relativamente pocos km de la superficie podría haber generado, en algún momento de su evolución, la eliminación brusca del apuntalamiento del techo de la cámara. A este proceso se lo conoce como subsidencia de caldera (Clough *et al.* 1909). El ascenso mantélico de cuerpos ultramáficos está asociado con relictos de suelo oceánico, contrastando con el marcado carácter continental de los basamentos (Rossello *et al.*, 2000).

La anomalía se encuentra limitada en planta por los lineamientos Cebollatí–Merín y Aiguá–India Muerta– Chuy, determinando los mismos una geometría romboidal. Rossello *et al.* (2000) sugiere que la morfología es semejante a un pull-apart con una geometría y disposición elongada en dirección N70°, que indica transtensión dextral.

En cambio, según Cernuschi *et al.* (2014) esta anomalía gravimétrica de 80 mGal y anomalías aeromagnéticas de 1200 nT, son registradas en cuatro anillos de 20 a 30 km de diámetro de

nombres y localidades Valle Chico, Lascano Oeste, Lascano Este y San Luis. Según estos autores las anomalías gravimétricas resultan de un emplazamiento poco profundo con densos diques y sills de gabro, y otras intrusiones subyacentes y más voluminosas que se extienden a más de 5 km de profundidad. El origen de estos magmas se daría a partir de fuentes de manto poco profundas para los subalcalinos y a partir de fuentes del manto astenosférico más profundo para los alcalinos (Cernuschi et al., 2014).

Independientemente de la hipótesis elegida, esta enorme sobrecarga isostática podría estar vinculada con alguna de las causas tectónicas responsables del inicio y desarrollo del SaLAM, a partir de un punto triple de extensión cortical (Rossello *et al.*, 2007).

3.3 Interpretación de la evolución tectónica del SaLAM

El SaLAM está controlado por planos de debilidad cortical, dispuestos como una sección asimétrica, conformada por un sistema conjugado de fallas normales y lísticas de crecimiento sintéticas y antitéticas respecto a la dirección de extensión que definen grábenes y pilares tectónicos sucesivos de diferentes escalas (Rossello et al., 1999).

Según Rossello et al. 1999 y 2000 la evolución tectónica del SaLAM, se compone de dos fases; una inicial Juro-Eocretácica, claramente distensiva; y una segunda fase a partir de Aptiano-Albiano, donde se destaca el carácter transcurrente dextral. El abandono de la extensión debe haberse generado de modo transicional, por una mayor eficiencia mecánica de las antiguas discontinuidades submeridianaes localizadas hacia el oriente del terreno Dom Feliciano que pudieron haber canalizado la apertura y creación de la corteza oceánica Atlántica (Rossello et al., 2000). En la Figura 14 se observa una síntesis de los registros geológicos que se desarrollan en el interior del SaLAM.

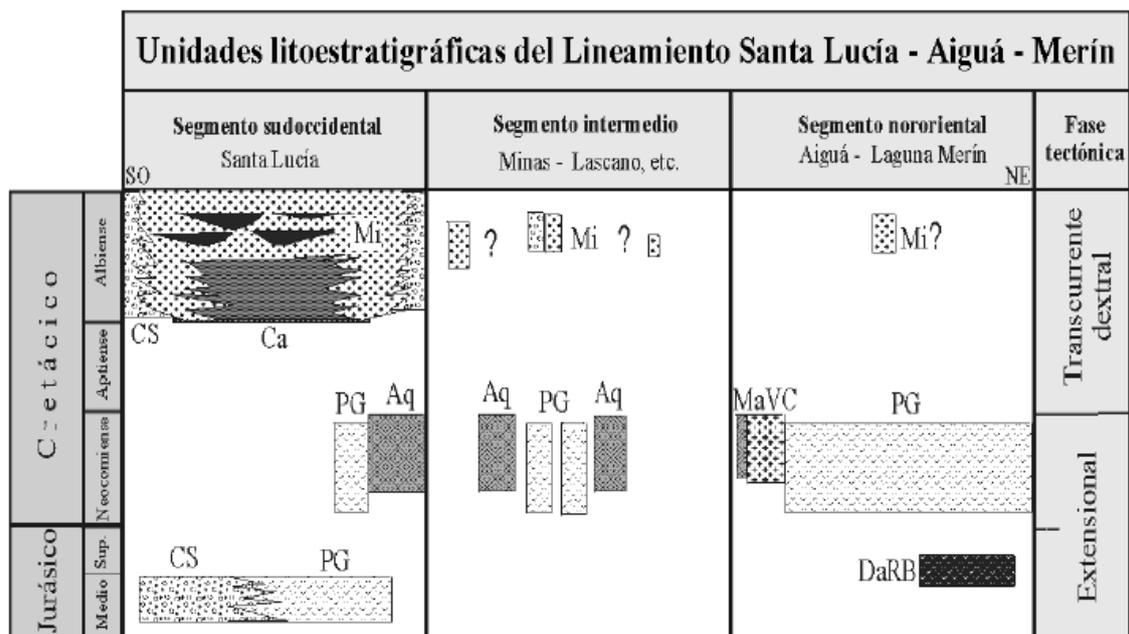


Figura 14) Registros del aulacógeno Santa Lucía–Aiguá–Merín: fases tectónicas y unidades estratigráficas. CS = Formación Cañada Solís; PG = Formación Puerto Gómez; DaRB = dacitas de Río Branco; Aq = Formación Arequita; MaVC = Macizo Alcalino de Valle Chico; Ca = Formación Castellanos; Mi = Migues ?: sedimentitas asignadas a las formaciones Migues y Cañada Solís. Tomado de Veroslavsky et al. (2004) Cuencas Sedimentarias de Uruguay Mesozoico.

3.3.1 Fase Inicial (distensión)

El SaLAM comienza su fase inicial (distensión) desde el Jurásico tardío, la cual está vinculada con la fracturación del Gondwana a partir de antiguas zonas de debilidad del mismo (Burke K., 1976).

En la etapa de rifting, relacionado con la apertura del Océano Atlántico, se da la evolución de las cuencas juro-cretácicas de la región del Plata, comenzando a individualizarse los altos intracuencales de: i) Martín García o Del Plata, que limita las cuencas del Salado y Punta del Este; ii) Polonio, que constituye el límite entre las cuencas Punta del Este y Pelotas; iii) del Plata, que limitó parcialmente las cuencas Punta del Este y Santa Lucía; y iv) Colonia-Mercedes, que separa la Cuenca Santa Lucía con la Cuenca Norte o Paraná (Rossello et al., 2000).

El principal carácter extensional del SaLAM está indicado por la presencia de magmatismo de intraplaca a lo largo de todo su recorrido. Sin embargo, el funcionamiento extensional posterior del rifting que expresa este aulacógeno se vio superado por otro localizado más hacia el este y que efectivamente originó al actual Océano Atlántico (Figura 15). Se reconocen al menos dos pulsos magmáticos en la evolución del SaLAM. El primer pulso está representado

por los basaltos y dacitas jurásicos que se desarrollan en el extremo oriental y occidental del SaLAM, el cual se puede correlacionar con la reactivación extensiva inicial de la Tectosecuencia volcanosedimentaria de edad Jurásico – Cretácico Temprano de la Cuenca Norte. El segundo pulso magmático se dio en el Neocomiense y generó registros magmáticos ubicados fundamentalmente en el sector intermedio y noroccidental del SaLAM. Estos registros están representados por las formaciones Puerto Gómez, Arequita y Valle Chico (Rossello et al., 2000).

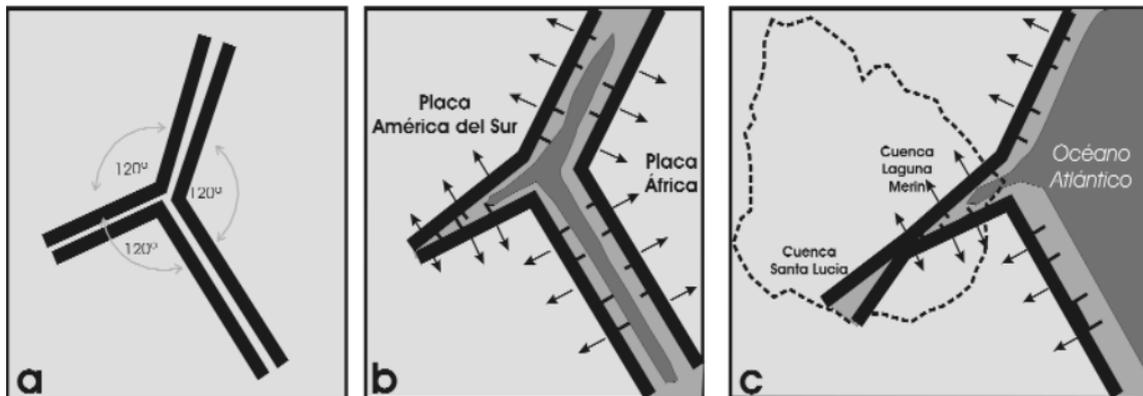


Figura 15) Esquema evolutivo de un punto triple de desmembramiento del Gondwana (a), con desarrollo de corteza oceánica entre las placas América del Sur y África (b) y la situación actual donde las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín corresponderían a un brazo aulacogénico abortado. Tomado de Rossello et al. (2007).

3.3.2 Fase Tardía (transcurrencia dextral)

La Fase Tardía (transcurrencia dextral), está relacionada con los esfuerzos compresivos de intraplaca, los cuales están vinculados al inicio de la fragmentación del Gondwana y a la fase de deriva de la placa Sudamericana a partir del Aptiano. Por lo que los factores afectantes en esta fase son los esfuerzos compresivos generados por el paulatino aumento de la velocidad de deriva de la placa Sudamericana hacia el Oeste y además por el desarrollo de la subducción protoandina en el margen occidental. El carácter transcurrente dextral del SaLAM está determinado, a escala regional, por el arreglo espacial y escalonado de diferentes rasgos tanto extensivos como de contracción dispuestos con rumbos N 100° a N130° a lo largo del corredor N 70°E (Rossello et al., 2000).

Por otro lado, el SaLAM presenta curvamientos locales a lo largo de toda su extensión. En los que el sector intermedio presenta rotaciones y pandeos constrictivos, los cuales son responsables del abovedamiento del basamento cristalino. Contrariamente, hacia sus extremos, se observan pandeos de alivio, de modo tal que provocó las condiciones extensivas

que facilitaron la generación del rifting de las cuencas Santa Lucía y Laguna Merín. Esto quiere decir que el segmento intermedio presenta un carácter transpresivo y hacia los dos extremos se observa un carácter transtensivo. El carácter transcurrente dextral controló el desarrollo de las fases de verdadero rift, dando como resultado numerosos depocentros (los cuales resaltan la traza del SaLAM) limitados por fallas normales (Rossello et al., 2000).

Según Rossello et al. (2007), en la fase de rift maduro, se da la generación de un pull-apart, a partir de la existencia de una superficie de falla principal, de la cual se desarrolló y evolucionó el proceso de ruptura; las cuencas vinculadas con este proceso son Santa Lucía y Laguna Merín. El relleno vulcano sedimentario de las fases sinrift exhibe una arquitectura rombohedral limitada por fallas dispuestas ENE-OSO y fallas lísticas de crecimiento, las cuales controlaron la geometría y disposición de los depocentros sedimentarios. Este pull-apart se exhibe en dos depresiones, separadas por un alto intracuencial, todos dispuestos “*en echelon*” y con sus bordes más activos de tipo transcurrentes dextrales y otros pasivos de tipo normales de crecimiento. El relleno del pull-apart está representado en la cuenca Santa Lucía por las Formaciones Castellanos, Migués y Cañada Solís; donde esta última representa los conglomerados y areniscas conglomerádicas de origen aluvial asociados a abanicos debidos a la reactivación tectónica de bordes y altos internos (Rossello et al., 1999).

3.3.3 Última Fase (inversión tectónica)

Por último, se pueden reconocer fenómenos de reactivación tectónica generados por la reactivación andina cenozoica. Esta reactivación invierte estructuras distensivas preexistentes (Rossello et al., 1999) siguiendo patrones acordes con la deformación global para toda Sudamérica (Cobbold et al., 1996). Estos esfuerzos andinos pueden ser los responsables, al menos parcialmente, que el segmento intermedio del SaLAM haya ascendido diferencialmente como un pilar tectónico con respecto a los otros dos segmentos, razón por la cual, exhibe solamente retazos volcánicos basales apoyados sobre el basamento (Rossello et al., 2000).

Según Rossello et al. (1999) evidencias observadas tanto en las cuencas del sector intermedio, como en el subsuelo de la Cuenca Santa Lucía, indican la inversión de algunas estructuras distensivas desarrolladas contra o próximas al Alto de Santa Rosa.

4 Resultados

4.1 Geomorfología

El Valle Tapes Sur muestra un relicto erosivo de rocas volcánicas mesozoicas de 30 km² que se encuentra en una región interserrana y presenta características geomorfológicas de rejuvenecimiento topográfico muy distintivas como lo son su zona norte plana y bordes abruptos controlados por fallas.

Las zonas topográficas del valle se separaron en tres utilizando criterios de la clasificación de Suelos CONEAT (1979) (figura 16); (1) Lomadas suaves (zona norte del valle); (2) Terrenos ondulados suaves (zona sur del valle); (3) Terrenos ondulados a fuertemente ondulados (región circundante a las anteriores). El valle se conforma por las lomadas suaves (zona norte del valle) y los terrenos ondulados suaves (zona sur del valle), los cuales son separados por una gran escarpa E-O (figura 16).

-Lomadas suaves

La zona norte del valle (Figura 16C) está representado por una fina capa de sedimentos cuaternarios con una extensión de 6 por 3 km, y alturas sobre el nivel del mar con un promedio de 160 m. El relieve allí presente es de lomadas suaves (1 a 3% de pendientes) con valles cóncavos asociados (como el del Arroyo Tapes Grande). En el mismo se incluyen interfluvios levemente ondulados convexos. La densidad de afloramiento es muy escasa a nula, mostrándose Depósitos Cuaternarios en algunos valles cóncavos asociados a cursos de agua.

-Terrenos ondulados suaves

Es de destacar que la zona norte y la zona sur son separadas por una gran escarpa E-O (figura 16D) con pendiente de 10 a más de 12%. Esta escarpa es abrupta hacia el sur y suave hacia el norte, siendo la cota de la escarpa de entre los 200 y los 210 m. Es afectada por diversas fallas y en ella afloran densamente rocas piroclásticas y traquitas. También se pueden identificar laderas de disección de forma convexa. En la zona sur se observan colinas y escarpas de pendientes que van desde 6 a 12% y una altura promedio de 190 m, pequeños interfluvios y valles cóncavos asociados a cursos de agua. En esta zona afloran rocas basálticas con una densidad de afloramiento media.

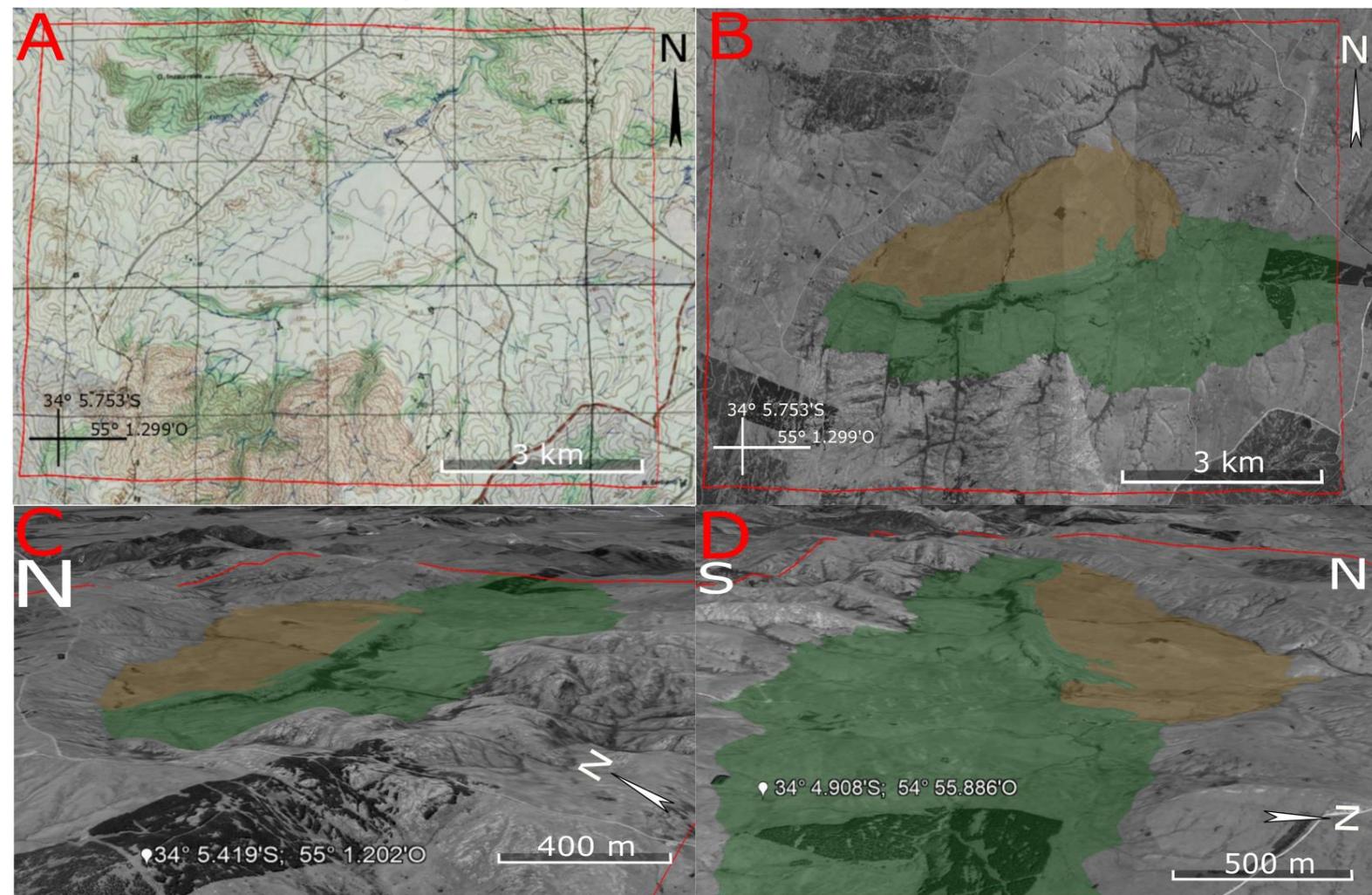


Figura 16) En naranja se representa la zona norte del valle (Lomadas suaves), en verde la zona sur del valle (Terrenos ondulados suaves), y el resto del área dentro del rectángulo rojo es la zona circundante a las anteriores (Terrenos ondulados a fuertemente ondulados). A) Carta Mariscal 1:50.000 del I.G.M; B) Vista desde arriba del Valle Tapes Sur; C) Vista hacia el NE del Valle Tapes Sur (notar lo plano que es la zona norte con respecto al resto de la imagen) coordenadas en UTM 21 H 682665.51 E- 6226060.36 S; D) Vista hacia el O del Valle Tapes Sur (Notar la escarpa E-O), coordenadas en UTM 21 H 690593.02 E- 6226908.47 S. Todas las imágenes satelitales fueron tomadas de Google Earth Pro con la opción de “exagerar elevación” en 3.

-Terrenos ondulados a fuertemente ondulados

Por último, en la zona circundante a las anteriores, aflora el basamento del valle, el cual se destaca por presentar un paisaje ondulado fuerte, con pendientes mayores al 20% y alturas que alcanzan los 260 m. El paisaje es cortado por valles cóncavos que entallan cursos de agua, como el Arroyo Tapes Grande y el Arroyo del Tigre, y por interfluvios altos. La densidad de afloramiento es media a alta, predominando los afloramientos de rocas graníticas a miloníticas. La presencia del Batolito Puntas del Santa Lucía, ubicado al sur (figura 16A y 16B), destaca en el paisaje con alturas que llegan hasta los 290 m y un paisaje ondulado fuerte que destaca por presentar fallas normales en sus extremos. La densidad de afloramiento allí presente es muy alta.

4.2 Geología descriptiva

El Valle Tapes Sur se caracteriza por presentar su zona norte plana y bordes abruptos controlados por fallas. Dentro de esta, se encuentra una cobertura de Depósitos Actuales que son cortados por algunos aluviones, pudiendo ser mapeada solo a escala menor (ver Mapa Geológico Valle Tapes Sur zona O, E1 y zona E2 1/10000).

Entre la zona norte y la zona sur del valle se desarrolla una escarpa de 200 a 210 m de altura la cual destaca en el paisaje, en ella se encuentran rocas traquíticas y piroclásticas (ver Mapa Geológico Valle Tapes Sur 1/40000).

En la zona sur del valle afloran Depósitos Actuales muy finos y aluviones, que solo se pueden mapear a escala 1:10000, estos son cortados por rocas volcánicas básicas (basalto) dispuestas en pequeñas escarpas con buzamientos de 8 a 11° al norte.

El basamento del valle se compone por rocas graníticas a miloníticas, esquistosas y cuarcitas que afloran alrededor del valle. Al SO aflora un granito rosado a biotita (Batolito Puntas de Santa Lucía), presentando bordes abruptos con fallas EO y NO.

4.2.1 Depósitos Cuaternarios

4.2.1.1 Depósitos Fluviales (Aluviones)

Los aluviones están asociados tanto a los entalles actuales del Arroyo Tapes Grande como a sus canales secundarios, desarrollándose debajo y encima de la napa de agua superficial. Se encuentran en la zona norte del valle y en la zona sur, presentando 2,5 a 3,5 m de profundidad, pudiendo ser mapeados solo a escala de detalle 1/10000. Litológicamente se identifica en el primer metro el horizonte A de color negro y mucha materia orgánica, en el resto de los perfiles afloran los Depósitos Actuales de un material arcillo limoso de color naranja ocre. Se encuentran niveles de grava fina a grava gruesa con espesores de 10 a 15 cm, los clastos de estos niveles son subredondeados a redondeados y polimícticos.

4.2.1.2 Depósitos Actuales

Estos depósitos se desarrollan tanto en la zona norte del valle como en la zona sur del mismo y en la zona este fuera del valle. Los depósitos de la zona norte del valle dan lomadas muy suaves pero a grandes rasgos se identifican como planos, horizontales y de muy poco espesor

(aproximadamente 4 m). A partir de los entalles de los cursos de agua se pueden identificar los perfiles de estos depósitos, (Figura 17), en el primer metro, se identifica el horizonte A de suelo, de color negro, con mucha materia orgánica en la que se ven raíces, estando poco o nada consolidado, matriz sostén y de textura arcillo limosa. Por debajo de este, se encuentran los Depósitos Actuales, los cuales corresponden a la capa color ocre. La misma es de textura arcillo limosa, con un 80-90% de clastos tamaño limo-arcilla (matriz) y un 20-10% de tamaño arena media a gravas finas (a excepción de algunos tamaño grava gruesa), de composición predominantemente cuarzosa y subordinadamente feldespática, poco a nada consolidado, matriz sostén, subanguloso a anguloso y en casos puntuales se encuentran clastos redondeados.

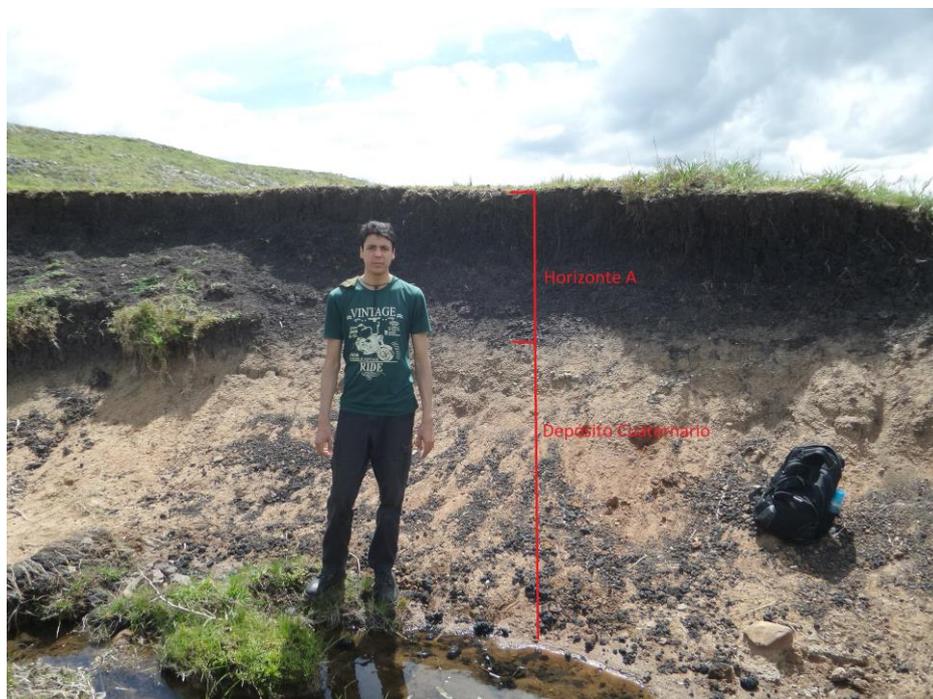


Figura 17) Foto de aluvión donde se puede apreciar el perfil del depósito actual y el desarrollo del horizonte A del suelo.

En cuanto a los perfiles que se encuentran en la zona este fuera del valle, estos presentan cualidades muy parecidas a las anteriormente descritas (un horizonte A y por debajo los depósitos actuales). Con la diferencia de que en estos, los depósitos son cortados por pequeños afloramientos de cuarcita rosada. Según CONEAT (1979) el uso predominante de este suelo es pastoril en la zona sur y pastoril agrícola en la zona este fuera del valle.

4.2.2 Traquita a feldespato alcalino

Esta litología aflora en la zona norte de la escarpa del centro del valle, y en menor medida en la zona este del valle (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000). Los afloramientos que genera esta unidad al norte de la escarpa son al ras del suelo y en algunos casos generando lomadas muy suaves (figura 18A). Al este del valle aflora en una estructura en planta similar a la de un dique (forma tabular). Este afloramiento muestra un bloque tabular de aproximadamente 400 m orientado E-O, cortado y desplazado por una falla NO (ver Mapa Geológico Tapes Sur zona E1 1/10000). Litológicamente se trata de una roca volcánica porfirítica (figura 18B) con una matriz afanítica color gris oscuro a negro. Los fenocristales son de tamaños muy variados (desde menos de 1 mm a unos 5 mm) y en muestra de mano se distinguen minerales como feldespato alcalino, opacos y algunos minerales máficos. El feldespato alcalino se presenta con tamaños menores a 1 mm hasta 5 mm, euhédricos a xenomórficos, presentándose en ocasiones núcleos de plagioclasa y algunas veces cristales alterados. Se observan algunos minerales máficos (piroxeno) y opacos muy pequeños, de color oscuro y euhédricos.

En lámina delgada estas rocas tienen textura porfirítica, con una matriz muy fina holocristalina. En ella se observan cristales de feldespato alcalino, minerales opacos e iddingsita, todos de tamaño muy fino y sin una orientación preferencial (figura 19 A, C, D, E y F). En cuanto a los fenocristales se encontraron variaciones desde fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa, minerales opacos y piroxenos. Los feldespatos alcalinos son de tamaños muy gruesos (hasta 5 mm), predominantemente xenomórfos y subordinadamente euhédricos (figura 19 A), en algunos casos con texturas glomeroporfíricas y cumulática (con inclusiones de piroxeno y/o opacos) (figura 19 A y B) presentando mucha cantidad de golfos de corrosión y venillas de cuarzo. Las plagioclasas presentan tamaños muy gruesos (de 0,05 mm hasta 2 mm), siendo xenomórficos a euhédricos, con mucha cantidad de golfos de corrosión y en algunos casos pequeñas venillas rellenas por minerales secundarios o matriz (figura 19 E). Estas plagioclasas en algunos casos presentan texturas antiperiticas.

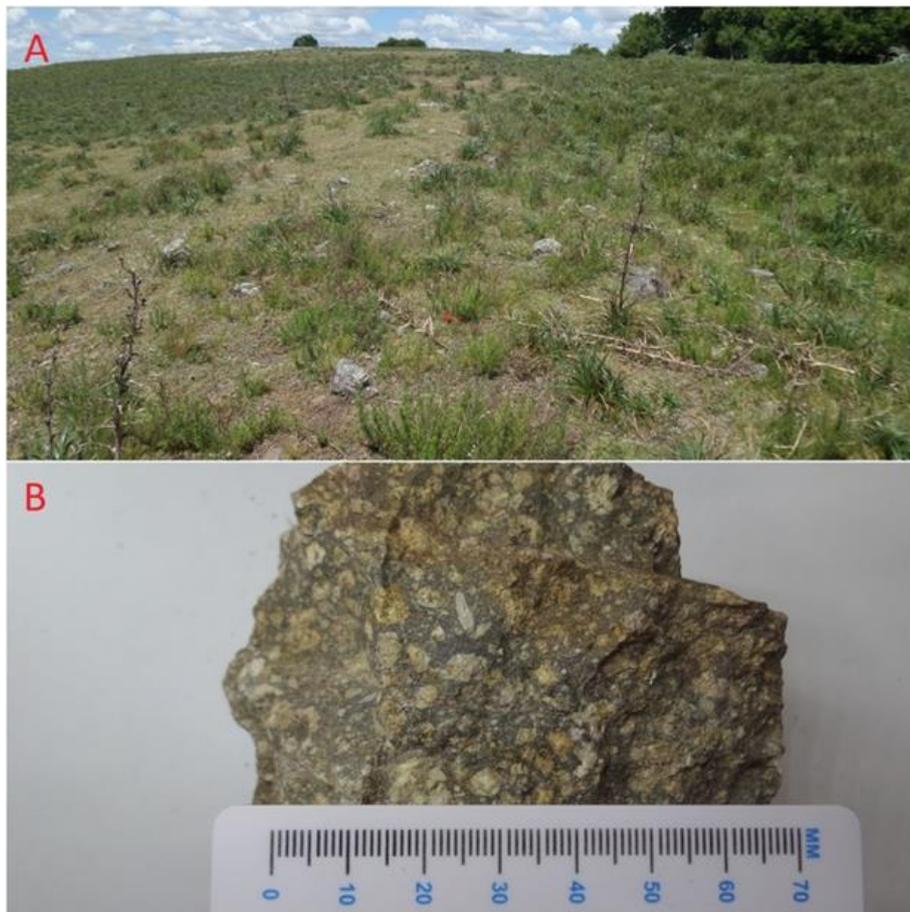


Figura 18) A) Afloramiento al ras del suelo que genera lomadas muy suaves. B) Muestra de mano de la traquita a feldespato alcalino, notar los feldespatos alcalinos euhédricos y xenomórficos.

En cuanto a los piroxenos, estos presentan texturas glomeroporfírica, con tamaños de 0,1-0,5 mm, tratándose de clinopiroxenos que en la mayoría de los casos los cristales se encuentran alterados o fueron removidos mediante los procesos de confección de la lámina delgada (figura 19 C y D). Los fenocristales de opacos son euhédricos y con tamaños 0,1-0,3 mm (figura 19 B). También se identifican minerales accesorios como el apatito. Las muestras de la zona Este se encuentran afectadas por deformación, llegando a ser brechas de falla con mucha alteración hidrotermal, en ellas se forman fracturas rellenas completamente por cuarzo, con tamaños de los cristales de 0,01-2,2 mm, y ancho de las fracturas de 0,1-3 mm (figura 19 F).

Para esta y las siguientes composiciones minerales se realizará un conteo visual de los minerales y no uno modal. La composición mineral de esta roca en lámina delgada es del 80% de matriz, y 20% de fenocristales. Dentro del 20% de los fenocristales tenemos un 6% de feldespatos alcalinos; 6% de opaco; 3% de plagioclasa, 4% de piroxenos y un 1% de minerales accesorios (Apatito). Dentro de la matriz hay un 65% de feldespato alcalino, un 10% de opacos y un 5% de iddingsita. Según Streckeiser. (1976) esta composición mineral corresponde a una Traquita de feldespato alcalino.

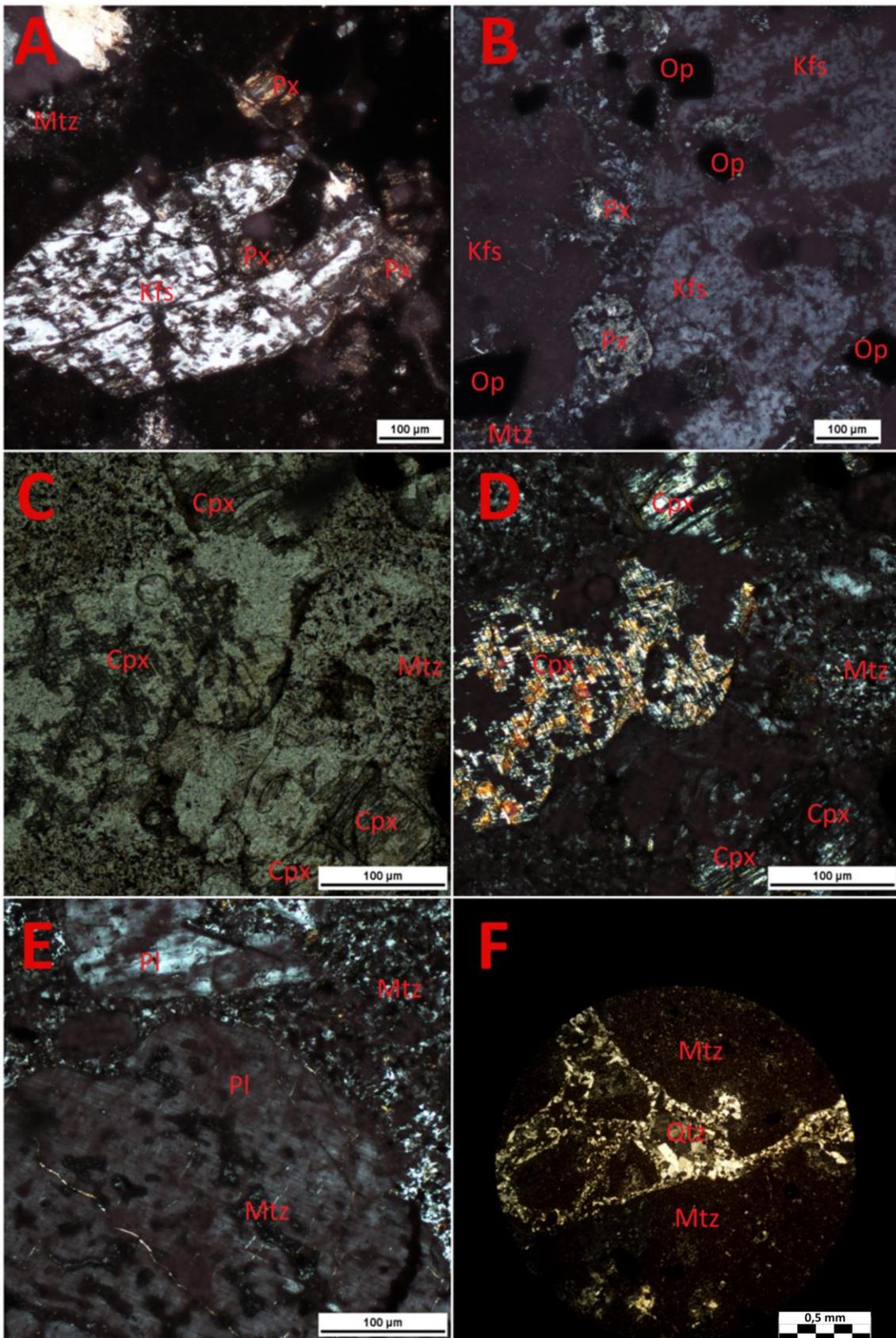


Figura 19) Traquita de feldespato alcalino en lámina delgada. El significado de las siglas será: Cpx: Clinopiroxeno; kfs: Feldespato alcalino; Mtz: Matriz; Op: Opaco; Pl: Plagioclasa; Px: Piroxeno; Qtz: Cuarzo. A) Kfs euhédrico con inclusiones de Px. B) Kfs muy gruesos con inclusiones de Op, Px y golfos de corrosión. C y D) Cpx alterados o removido por la confección de la lámina delgada, se observa la matriz también y textura glomeroporfírica.. E) Fenocristal de Pl con golfos de corrosión y venillas rellenas por minerales secundarios o por matriz. Se observa también la matriz. F) Muestra de la zona Este, se observa fractura rellena por Qtz en una matriz alterada de color bordó. Imagen C a LPP (luz polarizada plana), imágenes A, B, D, E y F a LPC (luz polarizada cruzada).

4.2.3 Flujos piroclásticos, Tobas de lapilli (Ignimbritas)

En esta unidad se agrupan los depósitos piroclásticos que se desarrollan en la zona este y oeste del valle y al sur de la escarpa del centro del valle. Afloran de manera groseramente E-O siendo afectados por diversas fallas de rumbo, con movimientos dextrales como sinestrales (figura 20A) que a veces muestran estrías de falla (figura 20B) (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000), tomando mayor intensidad en la región este y oeste (ver Mapa Geológico Valle Tapes Sur zona O y zona E1 1/10000).

Litológicamente se trata de toba soldada compuesta por fragmentos de roca y fenocristales en una matriz afanítica vítrea de color rojo. Los fenocristales son de cuarzo y se destaca la presencia de oquedades de 0,5 a 15 cm. Algunas de estas oquedades están rellenas con piedra pómez tratándose de flamas que llegan a medir 30 cm de largo, además se aprecia gran cantidad de flamas de cuarzo y zeolita con unos pocos mm de ancho y varios cm de largo



Figura 20) A) Vista de los afloramientos en bloques cortados por fallas. B) Estría de falla. C) Oquedades rellenas por piedra pómez en roca piroclástica. D) Oquedades en roca piroclástica, observar las flamas rellenas de Qtz o Zeo. E) Perfil del flujo piroclástico donde se aprecia las tres partes de la secuencia.

siguiendo la dirección del flujo magmático (figuras 20C y D). Estas rocas se pueden clasificar como Ignimbritas, ya que se tratan de flujos piroclásticos pumáceos (Marshall., 1932).

En este flujo se puede apreciar una parte intermedia (la anteriormente descrita), una inferior y una superior (figura 20E). En la inferior (base de la secuencia) se observa un contacto levemente erosivo hacia una litología compuesta por toba sin tanta tenacidad como la anteriormente descrita, sin oquedades y con una leve estratificación cruzada correspondiente al desplazamiento interno durante el transporte. En contacto gradual hacia la parte superior se desarrolla una toba soldada con textura escoriácea, la cual sufrió un proceso muy rápido de solidificación y una importante desgasificación.

En lámina delgada, estas rocas presentan textura fluidal y cinerítica (figura 21 A, B y F) compuesta por una pasta fina de cenizas volcánicas y fenocristales angulosos. La matriz está compuesta por una masa vítrea, sin llegarse a distinguir casi ningún mineral y en ocasiones aparecen pequeños cristales de cuarzo siguiendo la dirección del flujo magmático. En cuanto a los fenocristales, se observa una población seriada de tamaños desde 0,02-0,9 mm. En esta población encontramos fenocristales de feldespatos alcalinos (posiblemente sanidina) de 0,2-0,9 mm, angulosos, fracturados a muy fracturados; fenocristales de cuarzo xenomorfo con tamaños desde los 0,02-0,2 mm (figura 21 E), encontrándose embutidos en la matriz vítrea o en aglomeraciones de cristales muy finos, los cristales suelen ser angulosos y fracturados aunque también los hay redondeados. Algunos de estos fenocristales se encuentran alterados con una aureola de alteración. En cuanto a los minerales accesorios se observaron olivinos (euhédricos con tamaños de 0,1 mm) posiblemente se trate de Crisolita ó Forsterita (figura 21 E), y minerales opacos (xenomórficos con tamaños de 0,1-0,3mm).

Se aprecian flamas alargadas rellenas con cuarzo y zeolita, estando la zeolita en los bordes exteriores y en el interior el cuarzo (figura 21 C y D), existiendo casos en los que solo se aprecian rellenas por cuarzo con textura en cresta, o solo por zeolita. En algunos casos también se observaron rellenas con textura gráfica. Estas amígdalas alargadas se desarrollan con una dirección preferencial (figura 21 F).

La composición mineral de estas rocas en lámina delgada es del 40% de matriz, 5% de flamas y 55% de fenocristales, en los que el 40% son cuarzo, 10% Kfs (sanidina), 4% de zeolita y el 1% restante de minerales accesorios.

Estos depósitos piroclásticos se pueden correlacionar con la Formación Arequita (Bossi 1966), la cual agrupa el magmatismo mesozoico efusivo ácido e intermedio de los segmentos sudoccidental e intermedio del SaLAM. Datos geocronológicos en Tabla 2.

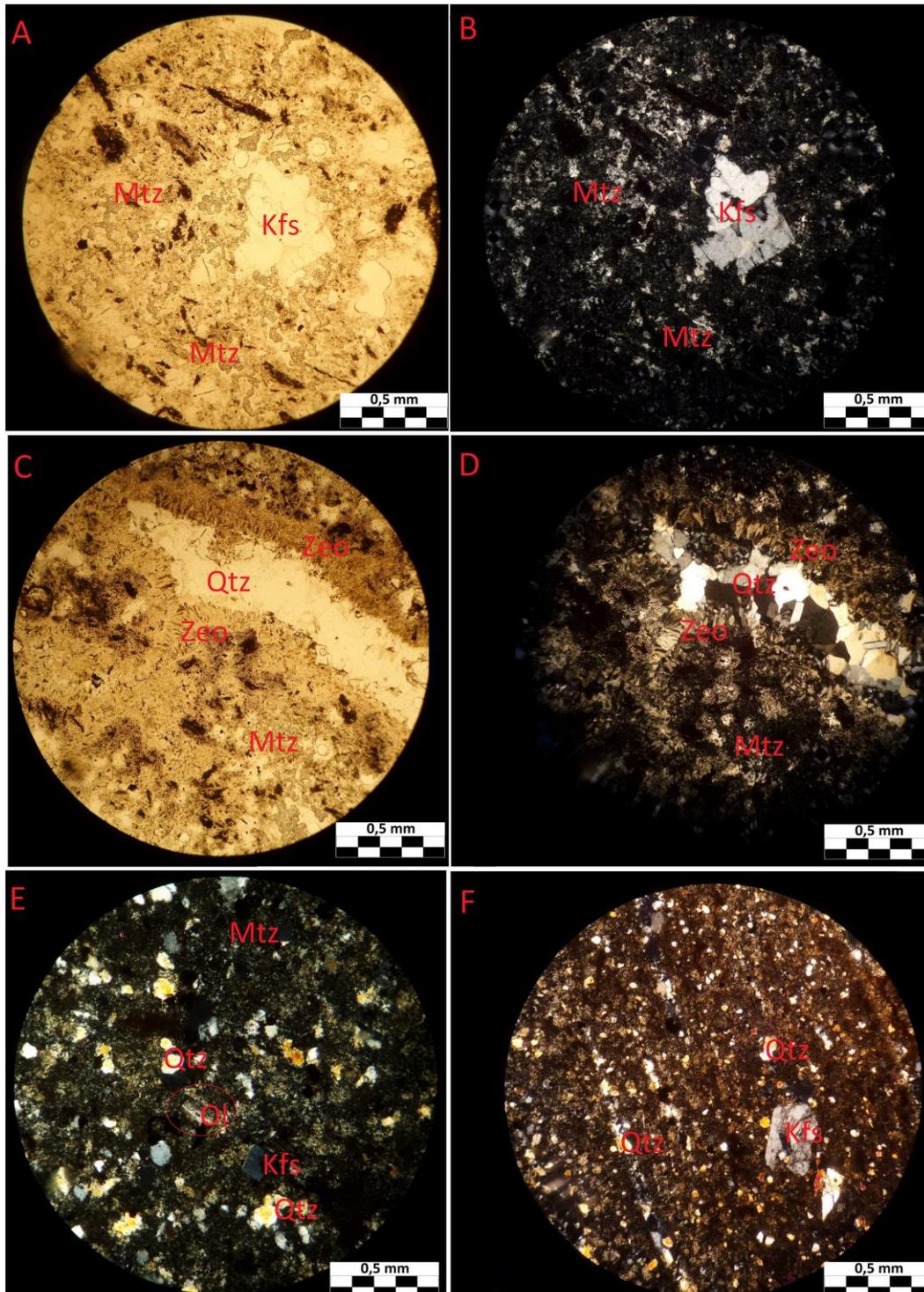


Figura 21) Ignimbrita en lámina delgada. El significado de las siglas será: Ol: Olivino; Zeo: Zeolita. A y B) Textura cinerítica con fenocristales de Kfs. C y D) Flamas rellena de zeo y Qtz. E) Cristales de Qtz subangulosos a redondeados embutidos en la matriz vítrea, se observa también un fenocristal de olivino. F) Pequeñas flamas alargadas según la dirección del flujo, rellenas por Qtz.

4.2.4 Rocas volcánicas básicas

En esta unidad se agrupan las rocas volcánicas básicas (basaltos) que se desarrollan en la zona sur y este del valle (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000). Esta unidad aflora generando pequeñas escarpas con buzamiento alrededor de 10° al norte (figura 22 A), dando una morfología ondulada suave. La unidad se ve afectada por diversas fallas normales y de rumbo, con desplazamientos tanto dextrales como sinestrales, generando afloramientos en forma de bloques irregulares cortados por fallas, que a veces muestran pliegues en planta (figura 22 B y C).

Litológicamente se tratan de basaltos que van desde porfíricos en la base, a vacuolares hacia el tope en menor cantidad. Estas litologías son en su conjunto, parte de una misma colada basáltica.



Figura 22) A) Escarpas de basalto con un buzamiento de 10° al norte. B) Afloramiento orientado de basalto, en el que se desarrolla un pliegue volcado entre dos bloques de basalto. C) Croquis de la imagen B.

Basaltos vacuolares (amigdaloides)

Los basaltos vacuolares se encuentran en algunos afloramientos de la zona este y sur del valle, se trata de rocas afaníticas, generalmente de colores rojizos, con vacuolas redondeadas de unos pocos mm y otras alargadas que llegan a los 10-15 cm (figura 23 A). Predominantemente el relleno de las vacuolas es de calcedonia, pero se encuentran algunas rellenas de zeolita fibrorradiada (figura 23 B) y algunas otras vacías (figura 23 C).



Figura 23) A) Basalto vacuolar relleno de calcedonia, con vacuolas redondeadas de unos pocos mm y otras alargadas de 5 cm aprox. B) Vacuolas rellenas de zeolitas fibrorradiales. C) Basalto amigdaloides con algunas amígdalas rellenas de zeolita alterada.

En lámina delgada estas rocas presentan textura porfírica, vacuolar e intersertal, su matriz es de vidrio volcánico y plagioclasa con piroxeno (figura 24 A y B) de tamaños muy finos (0,02 a 0,1 mm), en algunos casos se observan aglomeraciones de cristales de zeolita como mineral secundario de alteración. Los fenocristales se encuentran en aglomeraciones de cristales finos a gruesos (de 0,2 a 0,5 mm) de plagioclasa muy fracturados en algunas ocasiones alterados a zeolita (figura 24 C, D, E y F). En cuanto a las vacuolas, estas se encuentran predominantemente rellenas por calcedonia (figura 24 E y F), en algunos casos se observan cristales de zeolita sin cubrir completamente la vacuola.

La composición mineral de estos basaltos es de un 70% de matriz (con 40% de plagioclasa y un 30% de piroxeno), un 25% de fenocristales (donde el 20% son de plagioclasa y 5% de zeolita), y un 5% de vacuolas.

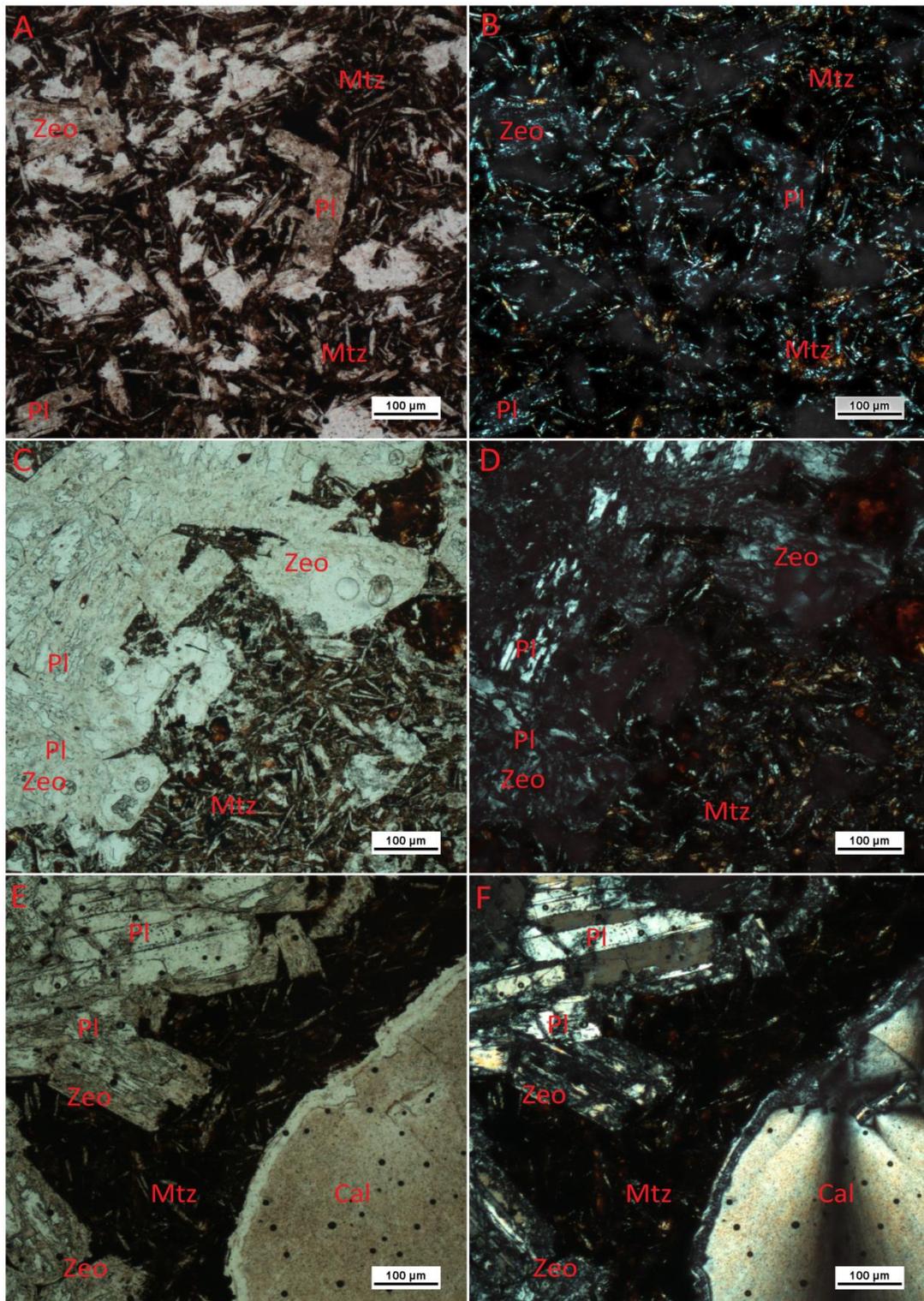


Figura 24) Basalto vacuolar en lámina delgada. El significado de las siglas será: Cal: Calcedonia. Ay B) Matriz compuesta por vidrio, pl y px, con algunos fenocristales de pl alterado a zeo. C y D) Aglomeraciones de pl alterándose a zeo. E y F) Aglomeraciones de pl alterándose a zeo, vacuola rellena por calcedonia radial. Imágenes A, C y E están a LPP y B, D y F a LPC.

Basaltos porfiríticos

Los basaltos porfiríticos se encuentran aflorando en la zona sur y norte del valle, en la parte central de la escarpa y en los márgenes de los cursos de agua de la zona norte del valle. Los afloramientos que generan varían según su ubicación, en la zona E y en la parte central de la escarpa afloran en bloques cortados por fallas; en la zona sur del valle afloran en pequeñas escarpas que dan una geomorfología ondulada suave; y en los márgenes de los cursos de agua de la zona norte del valle dan afloramientos erosionados al ras del suelo, estando muy alterados y con venillas de rocas carbónicas.

Litológicamente se trata de rocas porfiríticas con matriz afanítica generalmente de color gris oscuro (figura 25 A). Los fenocristales no superan un cm de largo, pudiendo ser generalmente estos de cuarzo o zeolita, aunque también los hay de olivino o feldespato. En algunos afloramientos se observa disyunción esferoidal (figura 25 B), y en otros venillas rellenas de carbonatos (figura 24 C) con estrías también rellenas de carbonato.



Figura 25) A) Basaltos porfiríticos de la zona. B) Afloramiento con disyunción esferoidal. C) Afloramiento de basalto cortado por venillas sintectónicas hidrotermales rellenas de carbonato.

En lámina delgada estas rocas presentan textura porfirítica, subofítica a levemente intersertal, con una matriz de clinopiroxeno y plagioclasa andesina (An 47) con tamaños desde 0,05 a 0,3 mm (figura 26 A y B), además se reconocen algunos minerales euhédricos opacos dentro de esta. Los fenocristales son de plagioclasa andesina (An 47) determinados por el método de Muchel-Lévy, son de tamaños desde 0,5 a 0,8 mm (figura 26 A, B, E y F), en ocasiones los cristales se encuentran fracturados y rellenos por vidrio (figura 26 A y B). En algunos casos los plagioclasas se ven alteradas a zeolita (figura 26 C y D), en otros se ven minerales secundarios del grupo de la clorita (figura 26 E y F).

La composición mineral de estos basaltos porfíricos es de un 90% de matriz (siendo un 55-65% de plagioclasa, un 20-30% de clinopiroxeno y un 5% de opacos) y un 10 % de fenocristales (siendo un 8% de plagioclasa y un 2% de clorita), como mineral accesorio se identificó al olivino con un porcentaje menor al 1%.

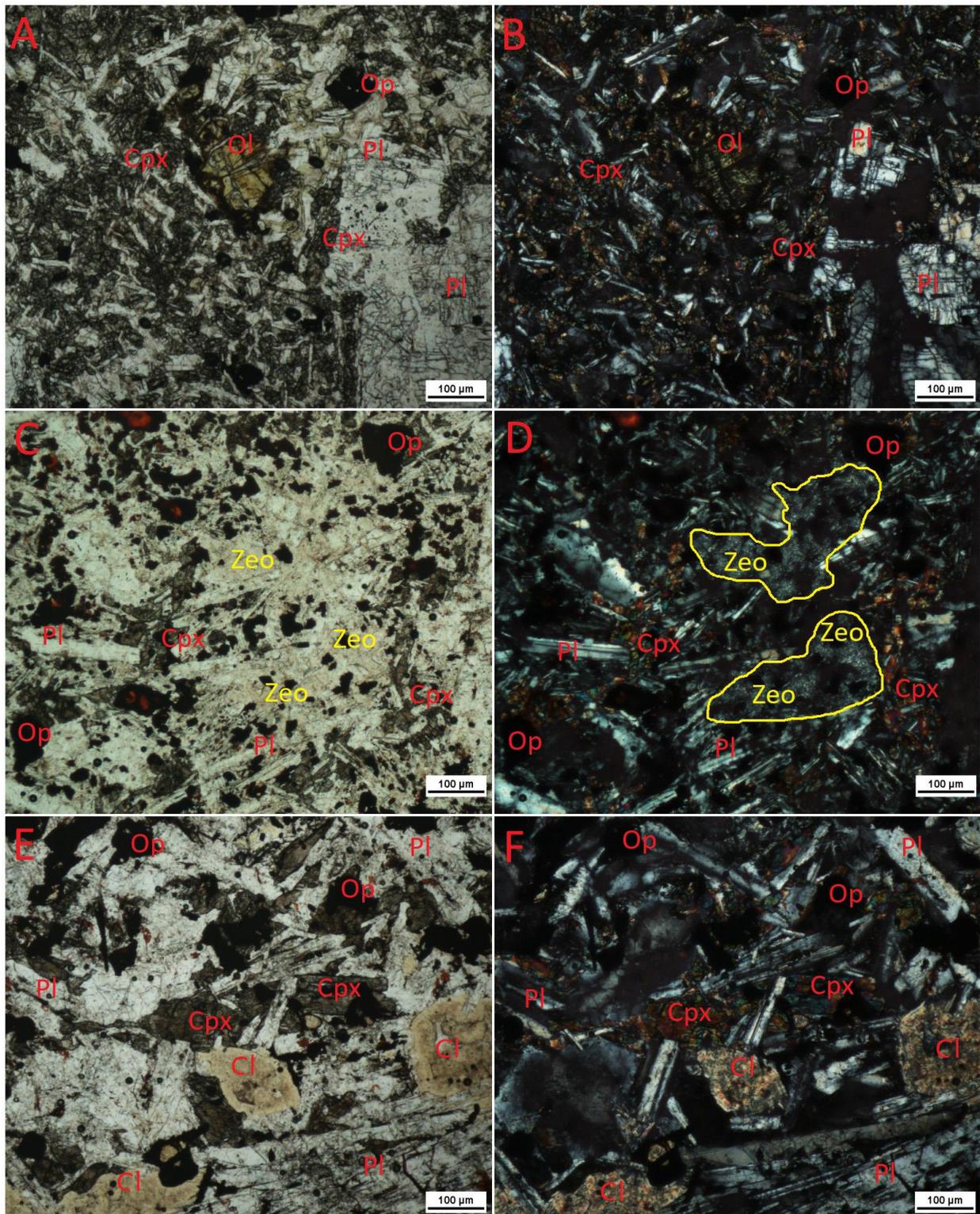


Figura 26) Basalto porfírico en lámina delgada. El significado de las siglas será: Cl: Clorita. A y B) Matriz muy fina de cpx y pl con fenocristales de pl fracturados y rellenos por vidrio. C y D) Alteración de pl a zeo. E y F) Mineral secundario clorita con fenocristal de pl en el costado inferior derecho.

Estas coladas de rocas volcánicas básicas (basaltos vacuolares y porfiríticos) se pueden correlacionar con la formación Puerto Gómez (Bossi 1966); esta formación agrupa los derrames predominantemente de composición basáltica, presentes en todas las fosas tectónicas del sur y sureste del país. Datos geocronológicos de esta unidad en tabla 2 página 28.

4.2.5 Batolito Puntas de Santa Lucía

Esta unidad aflora en la zona S-SO (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000), generando un relieve abrupto con bordes netos delimitados por fallas normales (figura 27 A), dando un paisaje ondulado fuerte con alturas de hasta 290 m. Litológicamente se trata de un granito leucócrata con biotita, presentando una leve cataclasis y sin deformación en fase dúctil, de textura equigranular e isótropa, de color rosado a blanco y tamaño medio a grueso de los cristales (figura 27 B). En muestra de mano se identifica cuarzo, feldespato alcalino, anfíbol y muy poco de biotita. Presenta venillas de cuarzo de tamaños de 0,5 a 3 cm (figura 27 C). Este pluton fue descrito y nombrado por Gaucher y Schipilov (1994) y por Gaucher et al. (1996) como Batolito Puntas de Santa Lucía, y datado por Hartmann et al. (2002a) por U-Pb SHRIMP en 633+/- 8 Ma.

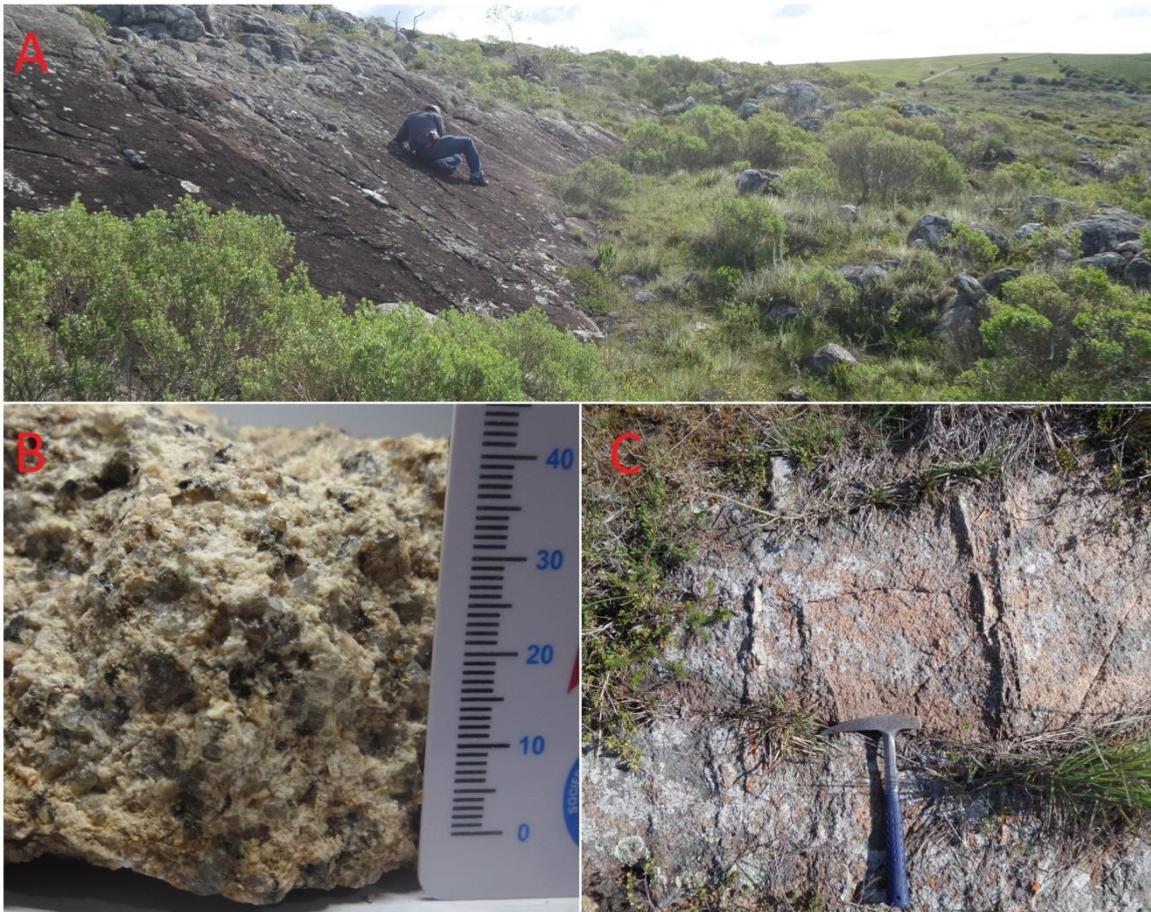


Figura 27) A) Afloramiento del borde norte del granito, notar el relieve abrupto que generan las fallas normales. B) Muestra de mano del granito Puntas de Santa Lucía. C) Afloramiento en planta del granito, notar las venillas de cuarzo.

4.2.6 Faja Plegada Esquistosa

La Faja Plegada Esquistosa conforma el basamento del Valle Tapes Sur, y se desarrolla por debajo y circundante al valle, conformando un relieve bien marcado por fallas normales. Este basamento se compone por rocas graníticas gnéissicas y milonitas micáceas, esquistos y cuarcitas (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000).

4.2.6.1 Esquistos y cuarcitas

Los esquistos afloran muy poco al NO del valle (dando afloramientos tan pequeños que no se pueden representar en el mapa de escala 1:40000) y con mayor frecuencia al norte de la misma (ya fuera del área de trabajo).

En la zona norte, esta roca da afloramientos orientados de esquistos tremolíticos de color verde, con venillas graníticas intercaladas, foliaciones de N70/70 SE y foliaciones anastomosadas (figura 28 A y C). En el borde NO del valle se desarrollan afloramientos muy escasos orientados de esquistos tremolíticos plegados, donde se reconocen pliegues recumbentes afectados por pliegues secundarios, la foliación principal es N53/22 SE (figura 28 B y D).

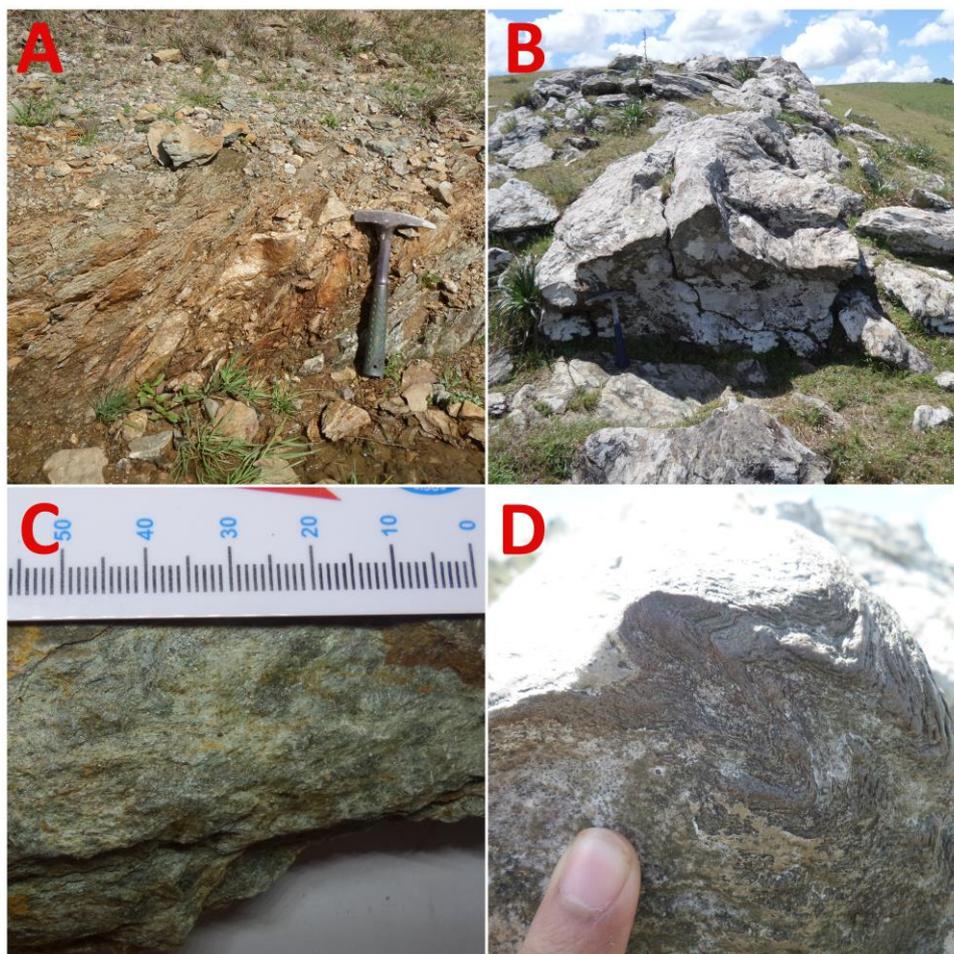


Figura 28) A) Afloramiento N70/70 SE de esquistos de la zona norte. B) Afloramiento de esquistos sericiticos con foliación de bajo ángulo de la zona NO, muy cerca del borde del valle. C) Muestra de mano, esquistos tremolíticos verdes. D) Pliegue recumbente del afloramiento de la foto B.

Las cuarcitas, afloran en una franja que va desde 600 a 1000 m de ancho ubicada al NE de la cuenca (ver mapa Geológico Tapes Sur 1/40000 Tapes Sur), con un rumbo NE y en algunos afloramientos aislados al este del valle, desarrollándose continuamente por debajo de una delgada capa de depósitos cuaternarios. Las de la franja se encuentran muy fracturadas, plegadas y en algunos casos milonitizadas, encontrándose en la base mucha caolinitización, en la parte media un BIF de unos 50 cm de ancho, y en la parte superior cuarcitas con pirita (figura 29 A y B). En algunos sectores del afloramiento se encuentran esquistos intercalados, y mucha argilización. Los afloramientos aislados son de color rosado a blanco, con grano muy fino a fino, y con un brillo típico de recrystalización de cuarzo. En estos no se encuentra la deformación ni la alteración de los que corresponden a la franja NE (figura 29 C).

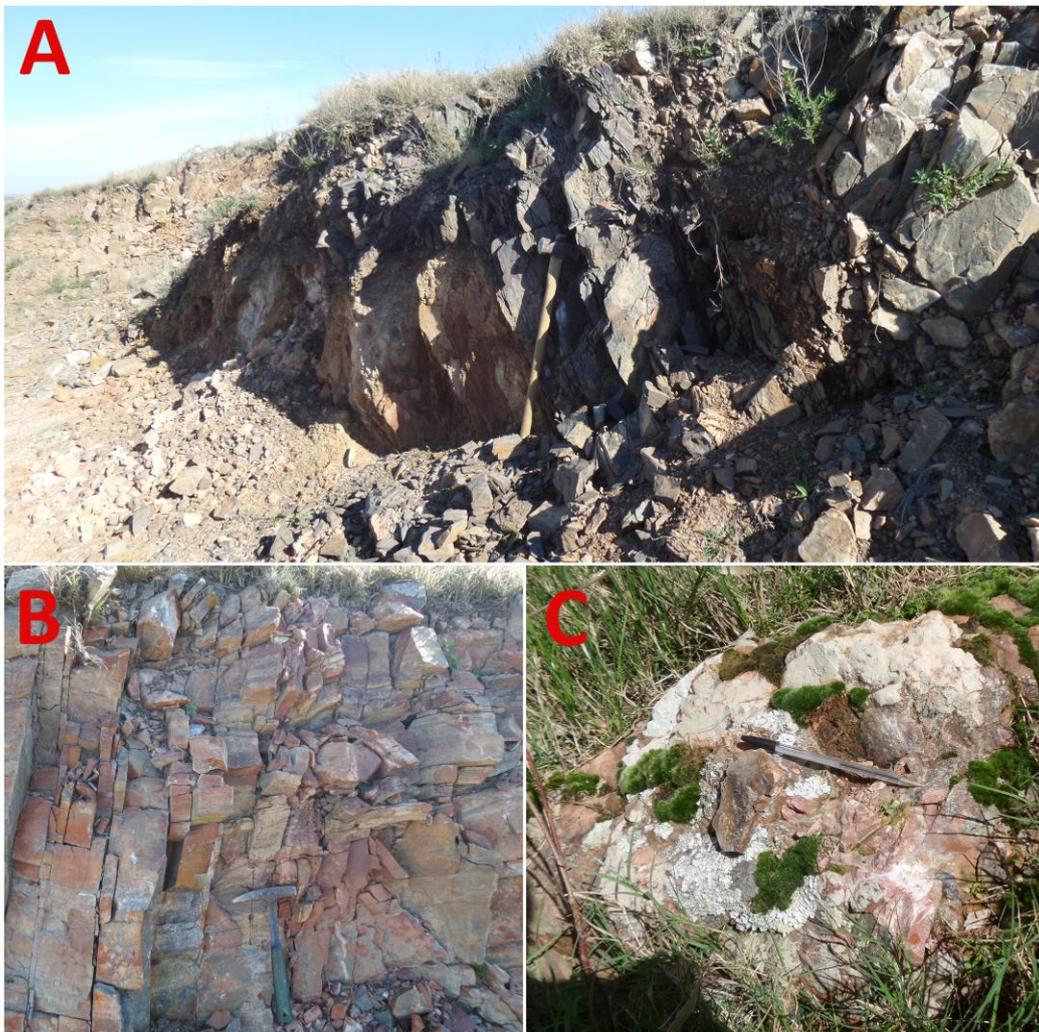


Figura 29) A) Afloramiento de cuarcita de la faja NE donde se ve el BIF. B) Afloramiento de cuarcitas con fracturación de la zona NE. C) Afloramiento aislado de cuarcita.

4.2.6.2 Granitos gnéísicos y milonitas micáceas

El basamento granítico gnéísico y milonitas micáceas reúne a todas las rocas que afloran circundante al valle (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000). Esta unidad genera un paisaje

ondulado a fuertemente ondulado, con pendientes mayores al 20% y alturas que alcanzan los 260 m.

Las milonitas micáceas afloran predominantemente en la zona SE del valle, aunque también las hay en la zona oeste. Las de la zona SE presentan venas de cuarzo inyectadas paralelas a la foliación principal N30/57 SE (figura 30 A). Las de la zona oeste dan afloramiento orientados de milonitas cuyo protolito es granítico al igual que las de la zona SE, por lo que sus minerales principales son cuarzo y feldespato, ambos dispuestos en finas bandas de un mm a pocos cm de ancho (figura 30 B). En la zona SE se identifican rods de Qtz con fuchsita y un lineamiento de 13 al 190, mucho plegamiento con microplegues de eje 10 al 200 y poca foliación, siendo esta última N20/67 NO (figura 30 C).

En cuanto al granito gnéscico, este aflora predominantemente al N y NO del valle, dando afloramientos orientados N40/40S, en los que se identifica una roca de color blanco a beige, rica en cuarzo y feldespato, con poca lineación mineral y textura gnéscica y cuyo protolito es granítico (figura 30 D). En algunos afloramientos se identifican pegmatitas con cristales de cuarzo y feldespato muy grandes que recortan estas litologías y no presentan deformación.



Figura 30) A) Afloramiento de milonita de la zona SE ver vena de cuarzo paralela a la foliación. B) Afloramiento de milonita de la zona oeste. C) Rods de cuarzo de la zona SE. D) Muestra de mano de gneiss granítico.

4.3 Geología estructural

El Valle Tapes Sur se caracteriza por una geomorfología bien marcada en la que en su zona norte vemos una llanura plana, en su zona sur pequeñas escarpas con buzamientos de 10° hacia el norte y en su zona central una gran escarpa E-O afectada por diversas fallas transferentes con desplazamientos dextrales y sinestrales. Este valle fue formado por una tectónica extensional, por lo que las fallas generadas tienen su σ_1 vertical y predominantemente su σ_2 y su σ_3 horizontal. En este capítulo se desarrollaran las características estructurales del Valle Tapes Sur, junto con el estudio estadístico de cuatro estaciones de medida, el estudio de estrías de falla y una rosa de los vientos de las fracturas fotointerpretadas.

4.3.1 Análisis de las estructuras de Valle Tapes Sur

En este apartado se analizarán las estructuras del Valle Tapes Sur, tanto fotointerpretadas como a escala de afloramiento. El valle es delimitado por fallas que destacan en el paisaje (ver Mapa Geológico Valle Tapes Sur 1/40000). Dentro del valle se observa un arreglo de bloques desplazados que fueron afectados por fallas transferentes de rumbo N110° a N150°, una falla transferente es una falla de desplazamiento que transfiere el desplazamiento de una falla a otra entre dos fallas extensivas o de contracción. Predominantemente las estructuras que afectan al valle son de régimen frágil, aunque hay excepciones de estructuras de régimen frágil-dúctil.

Las fallas en el Valle Tapes Sur juegan un papel importante, ya que son las que acomodan los bloques de las unidades, en la figura 31 A se observa la zona E del valle, la cual cuenta con bloques afectados por fallas con una componente horizontal que genera movimientos tanto dextrales como sinestrales. Estas fallas afectan tanto a las unidades basálticas, traquíticas como a las piroclásticas, aunque los resultados a escala de afloramiento son diferentes. Las rocas piroclásticas y traquíticas no son tan afectadas por la fracturación como las rocas basálticas (figura 32 A, B y C), además, estas tienen una mayor conservación de estrías de falla (figura 32 A y B), las cuales analizaremos más adelante.

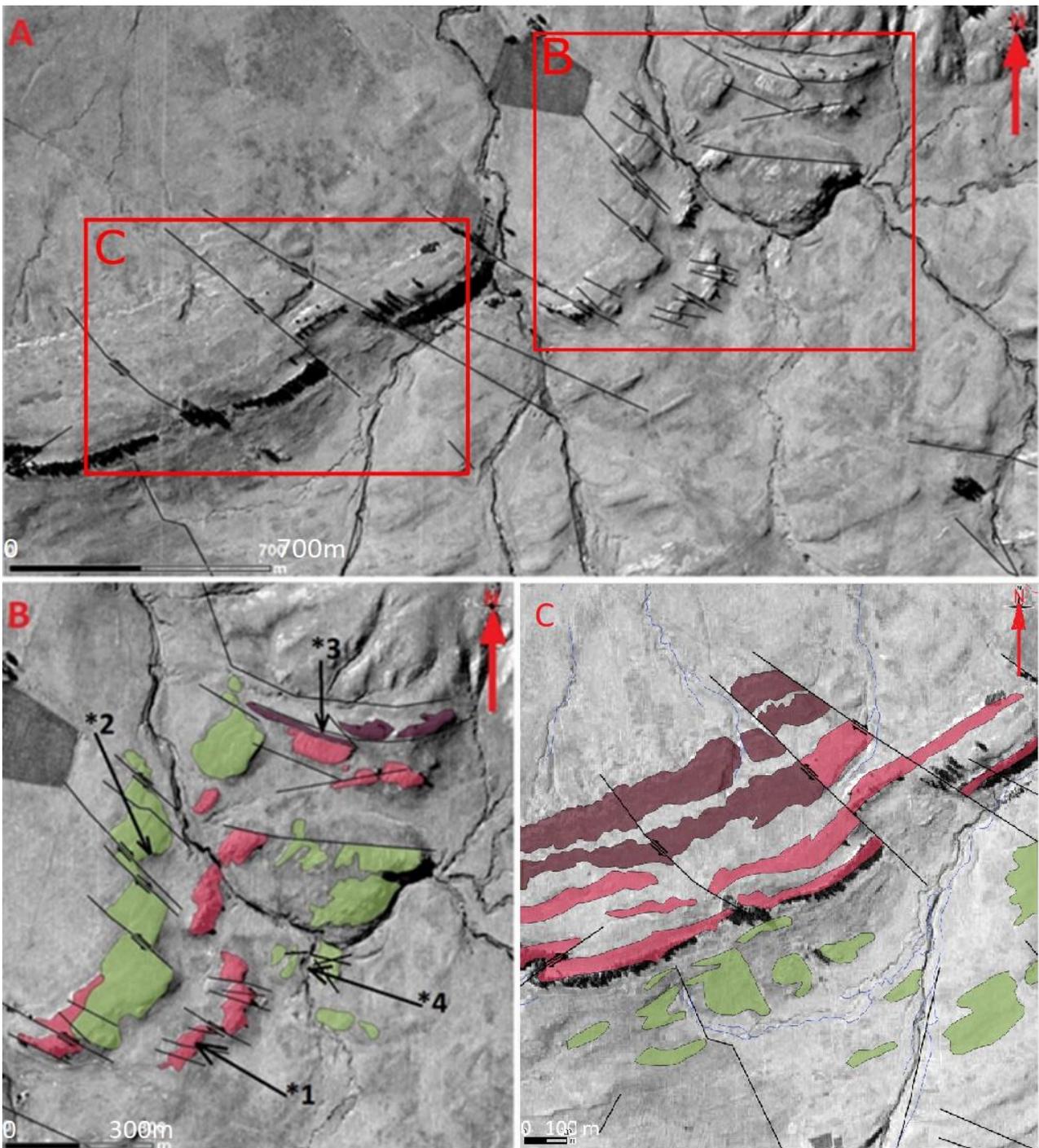


Figura 31) A) Zona E del valle ubicando las figuras B y C. B) Aumento de la zona más hacia el este. Nótese las fallas tienen desplazamientos en sentido tanto dextral como sinistral. Los asteriscos en esta imagen servirán más adelante como referencia para otras acotaciones. C) Zona E más hacia el centro. Imágenes obtenidas de la foto aérea 1:40.000 54-116. En las imágenes B y C, los colores de los afloramientos corresponderían a rojo para la unidad de rocas piroclásticas, bordo para la traquita a feldespatos alcalinos y verde para las rocas basálticas. Para un mayor detalle ir a Mapa Geológico Valle Tapes Sur zona E1 y E2 1/10000.

En la zona este (figura 31 B) se observa un mayor número de fallas y bloques desplazados, esto se debe a la presencia del basamento ubicado hacia el norte, el cual actuó como tope para estas rocas que generaron estos acomodamientos. En donde se ubica el punto del *3 de la figura 31 B aflora la unidad de traquitas a feldespatos alcalinos, la cual aflora en un rectángulo de dirección ONO-ENE con forma similar a un dique. Esta estructura se forma por los esfuerzos

compresivos de las unidades piroclásticas contra los del basamento norte. Esta estructura es curvada a lo largo de una falla NO-NE y es desplazada por otra falla NO-SE (ver Mapa Geológico Tapes Sur zona E1 1/10000) siguiendo el límite del basamento. A lo largo de los bloques de basalto indicados por el *2 se ve un juego de fallas transferentes de desplazamiento dextral y sinistral que cortan a la capa que se afina hacia el norte, este afinamiento indica que cambia el buzamiento de las fallas que afectan a los bloques.

En la zona del *4 de la figura 31 B se observan diversos desplazamientos a escala de afloramiento (figura 32 D y E), en estas fotos se puede notar como los bloques de rocas piroclásticas son desplazados por fallas de desplazamiento tanto dextral como sinistral.

En la zona este más cerca del centro (figura 31 C) se pueden observar algunas fallas con desplazamiento dextrales y sinestrales que cortan la escarpa central del valle y desplazan las unidades hacia el NO, este comportamiento evidencia una contracción del valle. Este bloque desplazado NO podría también estar afectado por una falla inversa de componente vertical,



Figura 32) A y B) Estría de falla en roca piroclástica ignimbrítica. Las imágenes A y B son afloramientos ubicados en el zona *1 de la figura 31 B. C) Afloramiento orientado de roca basáltica. Este afloramiento está ubicado en donde se señala el *2 de la figura 31 B. Los afloramientos en esta zona tienen un comportamiento igual al de la foto, que se acentúa en cuanto nos acercamos a las fallas. D) Falla con movimiento dextral en rocas piroclásticas, se muestra el movimiento de bloques que generan estas fallas. E) Fallas con movimiento dextral (der) y sinistral (izq), se puede ver el movimiento de bloques en rocas basálticas.

haciendo que las unidades a su derecha no estén aflorando. Notar que la intensidad de los desplazamientos no es tan grande como en la zona este, esto se debe al hecho de no estar tan cerca del basamento. En cambio en la zona oeste, se observa un control por fallas con desplazamientos como en la zona este (figura 34).

Hay estructuras que se asemejan a un régimen frágil-dúctil, estas se restringen a estructuras similares a pliegues de arrastre. Aunque se aprecia un arrastre de las unidades, estas no son pliegues de arrastre, ya que las unidades se encuentran bastante cortadas por las fallas. Se pueden fotointerpretar en las zonas este, central y oeste del valle. Estas estructuras se observan tanto en las unidades de rocas piroclásticas como en las basálticas. Estas fallas evidencian un desplazamiento de las unidades entre 50 a 90 m en superficie, en la figura 33 se muestran dos fallas con desplazamiento dextral en rocas piroclásticas, con direcciones NO-SE y NE-SO, estas fallas también evidencian contracción E-O de las unidades con un rechazo horizontal.

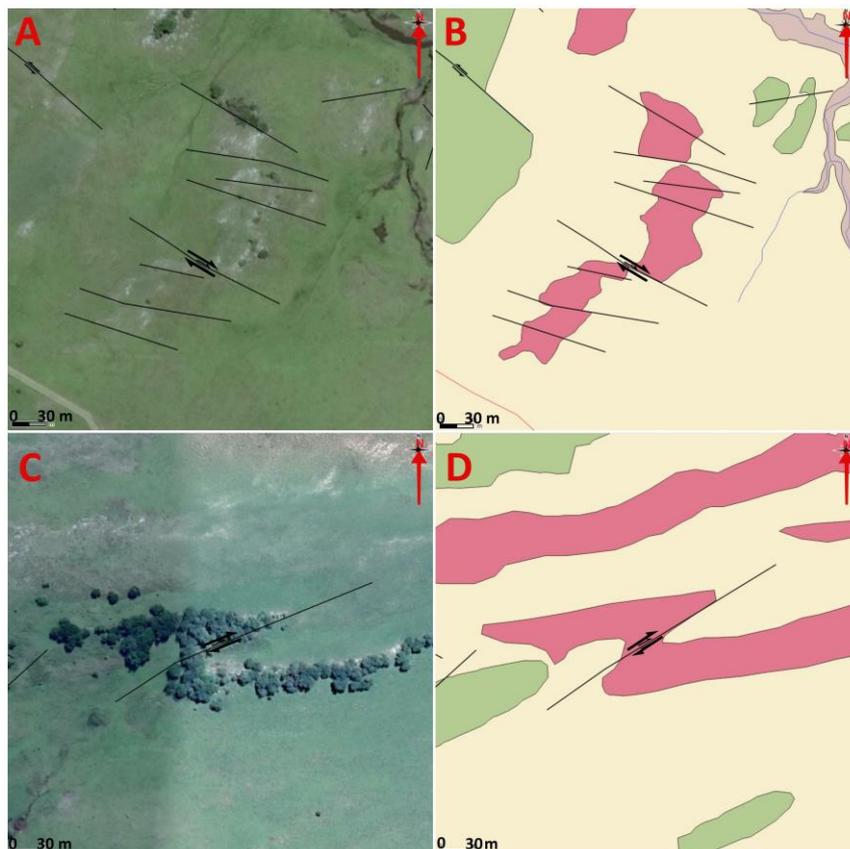


Figura 33) A y B) Falla con desplazamiento dextral en rocas piroclásticas de la zona E del valle. C y D) Falla con desplazamiento dextral en rocas piroclásticas de la zona E más cerca del centro del valle. Las imágenes satelitales de la izq fueron tomadas de Google Earth. Las imágenes de la der se tomaron del mapa Geológico Valle Tapes Sur zona E1 y E2 1/10000, los colores corresponden a: rojo para las rocas piroclásticas, verde para rocas basálticas, amarillo para depósitos cuaternarios y beige para los aluviones.

En apariencia, las estructuras de la zona oeste fotointerpretadas (figura 34 A) se asemejan a un pliegue en caja o “box fold” el cual es un pliegue con dos juegos de superficies axiales, pero

analizándola a mayor detalle nos damos cuenta que está conformada por un conjunto de fallas conjugadas de desplazamiento dextrales y sinestrales (figura 34 B). En su lado izquierdo vemos que la estructura se compone por una falla con desplazamiento sinistral seguida por una de desplazamiento dextral que afecta a las unidades basálticas del sur generando pliegues de arrastre en forma de ganchos y afectando al Batolito Puntas del Santa Lucía. Esta falla es la única falla del valle que afecta de manera considerable y apreciable tanto al basamento como a las unidades adentro del valle (figura 34 A). En el lado derecho de la estructura se ve un juego de fallas con desplazamiento dextral y sinistral que desplazan las unidades hacia el NO. Estos desplazamientos indican contracción E-O horizontal.

En la zona oeste, cerca del basamento, se observa un afloramiento de ignimbritas (figura 34 C) que no forma parte de la escarpa central, las capas en este afloramiento se orientan N23/25SE y el resto de la escarpa aproximadamente N315/27NE; se presume que se trata de una falla NE que acomoda la extensión E-O haciendo aflorar las ignimbritas.

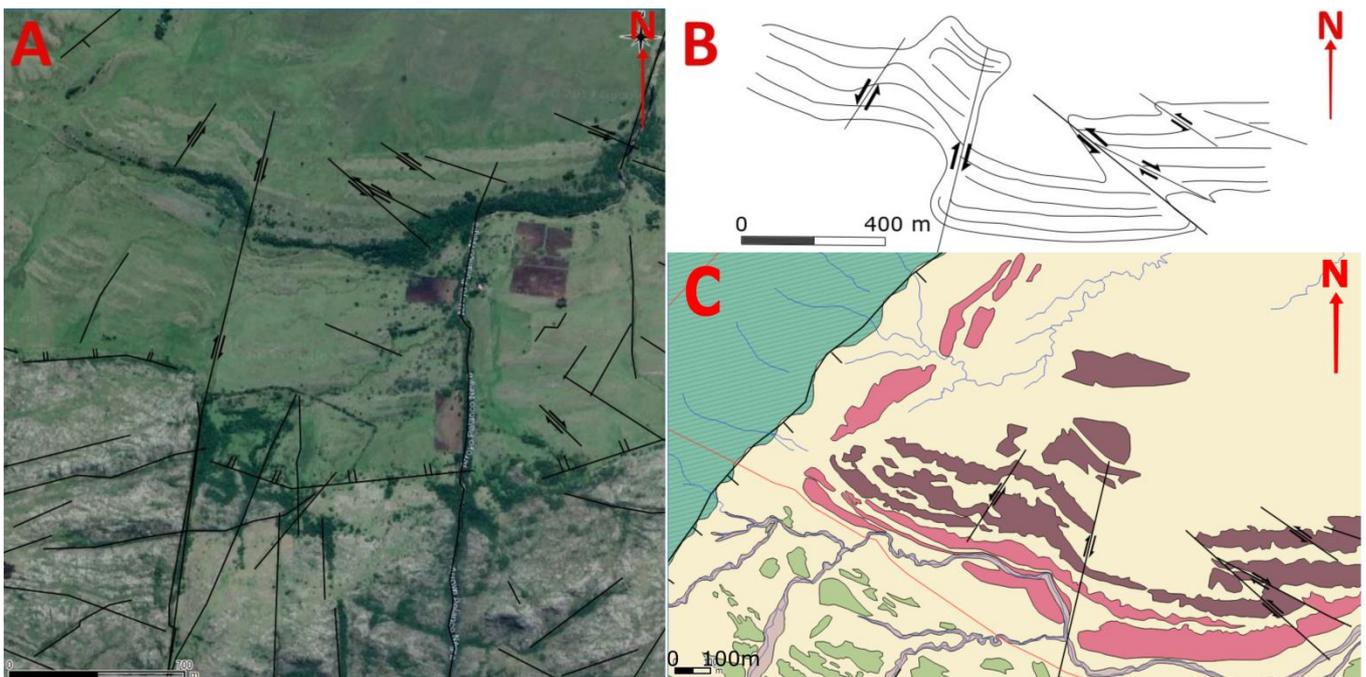


Figura 34) A) Imagen satelital Google Earth, observar la estructura y como es afectada por la falla NE-SO que también afecta al Batolito Puntas del Santa Lucía, el basamento se encuentra inmediatamente a la izquierda de la imagen. B) Croquis de la estructura. C) Estructura en mapa Geológico Valle Tapes Sur zona O 1/10000, los colores corresponden a: rojo para las rocas piroclásticas, bordo para la traquita a feldespato alcalino, verde para rocas basálticas, amarillo para depósitos cuaternarios y beige para los aluviones.

4.3.2 Análisis estadístico

Para el análisis estadístico se realizaron cuatro estaciones de medidas de diaclasas con un promedio de cien medidas en cada estación. Se utilizó este criterio ya que las diaclasas son planos de debilidad por los que las rocas se fracturan y dan valiosa información. Cada estación está ubicada en un punto estratégico para que proporcione mayor información, se tiene que

tener en cuenta que las medidas fueron tomadas en la zona en que se ubica el punto que mostrara la ubicación, y que la tabla con las medidas tomadas se encuentra en el apartado anexo 1. También se tomaron medidas de estrías de falla (tabla de datos de estrías de falla en Anexo 2), y se realizó una rosa de los vientos de las fallas fotointerpretadas.

Estación de medidas 1

Esta estación se ubica sobre la zona este del valle, y se tomó en la unidad de rocas basálticas, en la zona de afectación por fallas de importante componente horizontal (en dirección) y con curvatura (figura 35).

En esta estación se obtuvieron dos familias principales de diaclasas y dos familias secundarias. Las familias principales son N90/ 40S, N250/ 56NO y las secundarias son N346/ 86NE, N300/ 81NE (figura 36). Viendo los resultados se deduce que las familias principales tienen direcciones en torno a N70 y N90 con buzamientos de mediano a alto ángulo en torno a los 40-60° tanto hacia el sur como hacia el NO. Las direcciones N70° y N90° pertenecen a las trazas del SaLAM y son las que controlan la extensión, pero no se suelen ver en la fotointerpretación aunque estas tengan una presencia importante. Las familias secundarias tienen direcciones entre N120° y N166° con buzamientos de muy alto ángulo hacia el NE, perteneciendo a las direcciones de fallas transferentes que si se suelen ver en la fotointerpretación del valle.



Figura 35) Imagen satelital Google Earth mostrando la estación 1. Coordenadas UTM 21 H 689217.00 E; 6228467.00 S.

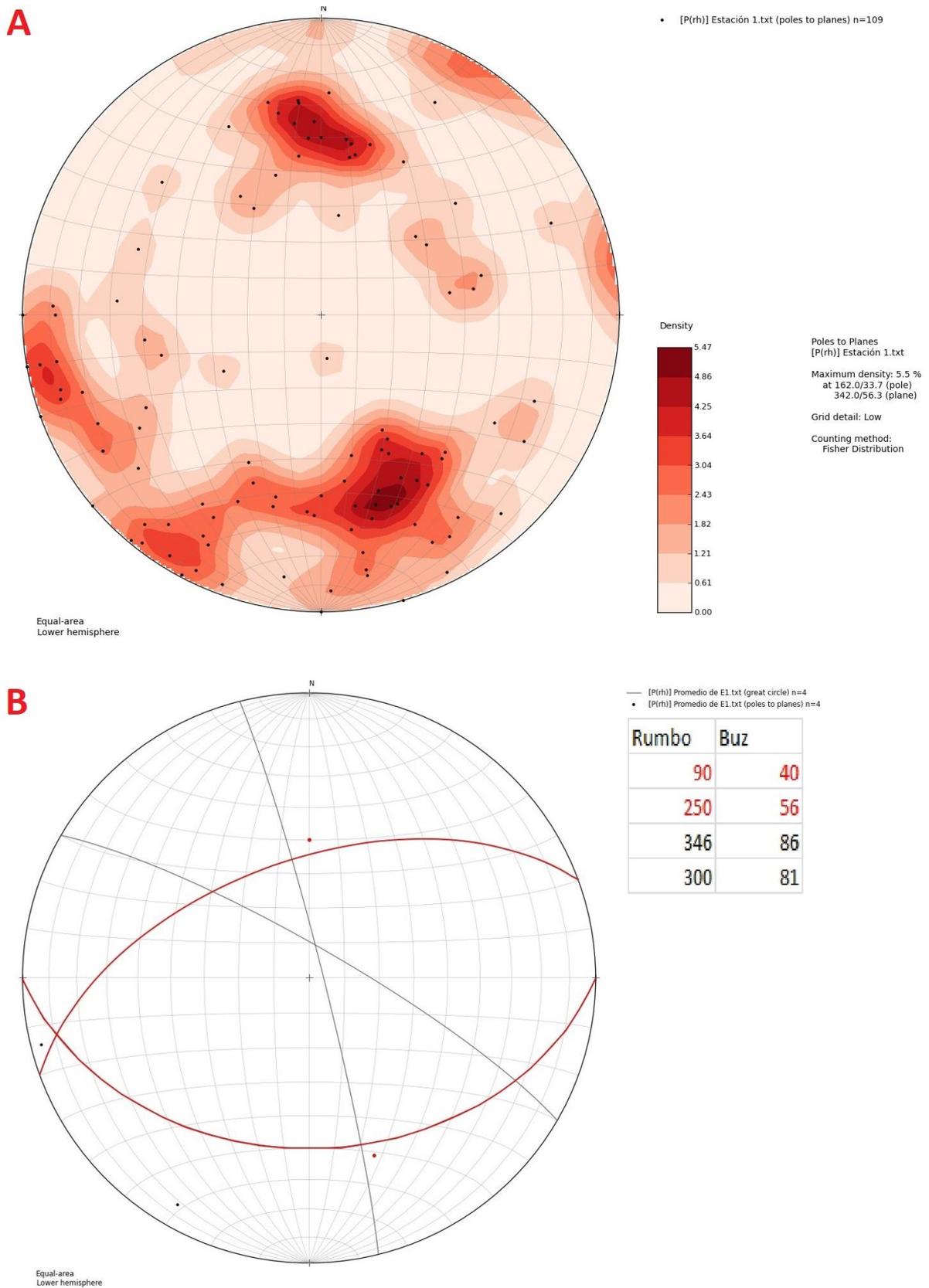


Figura 36) A) Densidad de polos de las medidas tomadas de diaclasas. B) Polos y planos promedios de las familias principales (en rojo) y secundarias (negro). Estación 1. Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

Estación de medidas 2

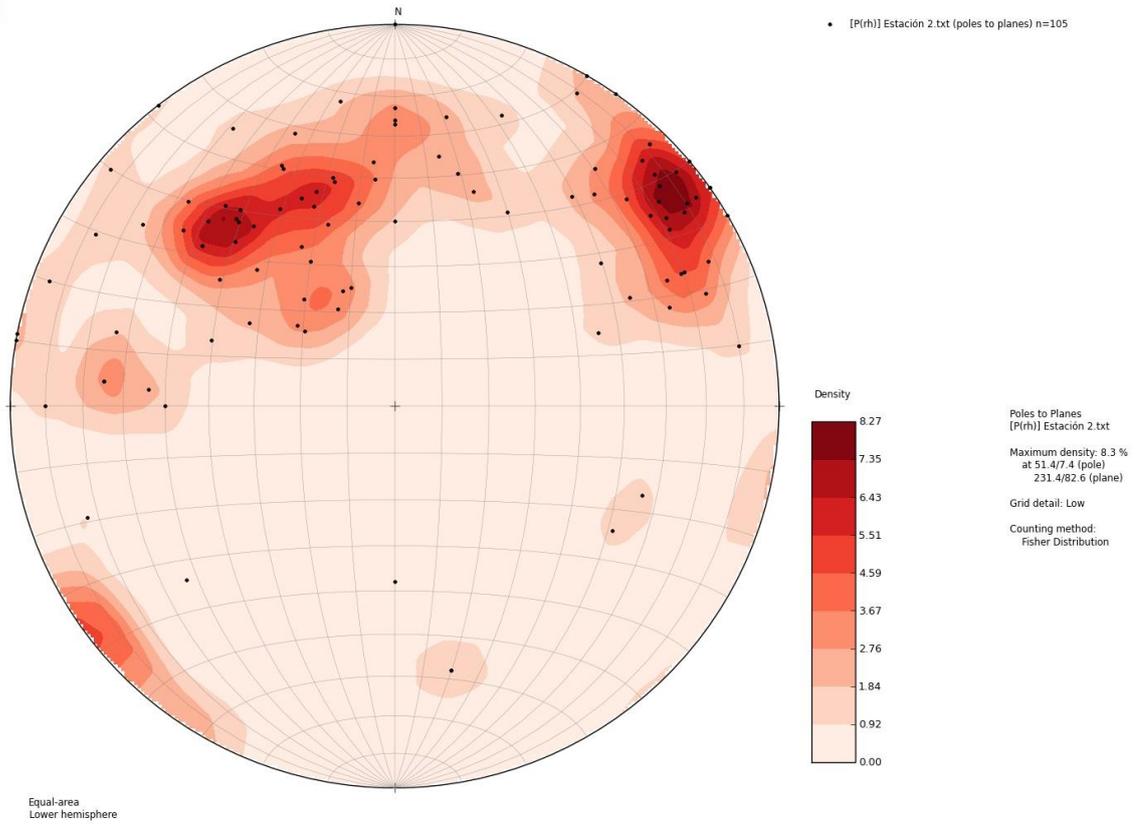
La estación dos fue ubicada en la zona este del valle, al NE de los bloques de basaltos desplazados (figura 37).

En esta estación se obtuvieron dos familias de diaclasas principales, una N145/ 80SO y la otra N46/ 54SE (figura 38). La familia N145 de muy alto ángulo hacia el SO, pertenece a las direcciones que se pueden fotointerpretar, que van desde N110° a N150° aproximadamente. La familia N46 de buzamiento alto al SE, pertenece a las anisotropías heredadas del basamento que van desde N15° a N50°, y como se ve en los resultados, afectan a las unidades del valle.



Figura 37) Imagen satelital Google Earth mostrando la estación 2. Coordenadas UTM 21 H 689219.00 E; 6228630.00 S.

A



B

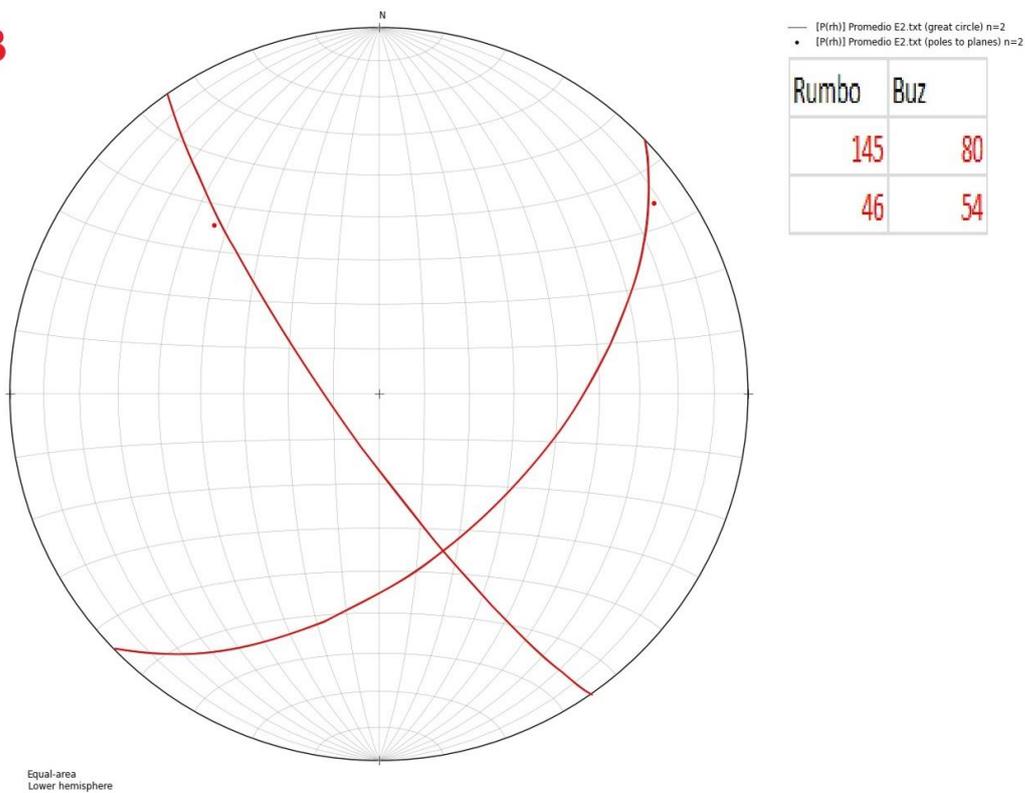


Figura 38) A) Densidad de polos de las medidas tomadas de diaclasas. B) Polos y planos promedios de las familias principales (en rojo). Estación 2. Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

Estación de medidas 3

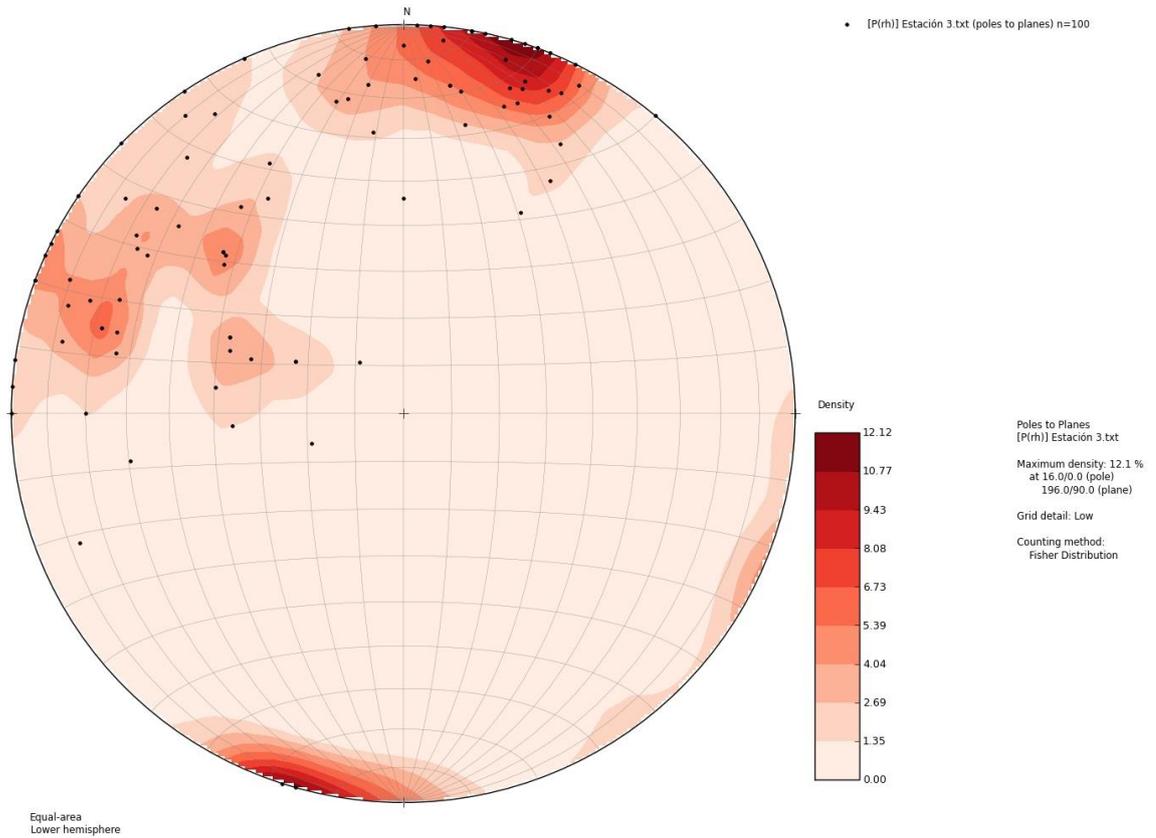
La estación tres está ubicada en la zona este del valle pero en la unidad de rocas piroclásticas (figura 39), notar que la estación se ubica muy cerca del basamento y pegado a la unidad de traquita a feldespatos alcalinos (ver Mapa Geológico Tapes Sur zona E1 1/10000).

Como resultado se obtuvo una familia principal de diaclasas de N104/ 88SO y tres familias secundarias de N16/ 68SE, N20/ 36SE y N40/ 50SE (figura 40). La familia principal N104° de muy alto ángulo de buzamiento hacia el SO, pertenece al grupo fotointerpretable de direcciones N110° a N150° aproximadamente. Mientras que el resto de las familias secundarias pertenecen a las anisotropías heredadas del basamento, y muestran resultados de ángulos de buzamientos de bajo a alto ángulo hacia el SE.



Figura 39) Imagen satelital Google Earth mostrando la estación 3. Coordenadas UTM 21 H 689550.00 E; 6228676.00 S.

A



B

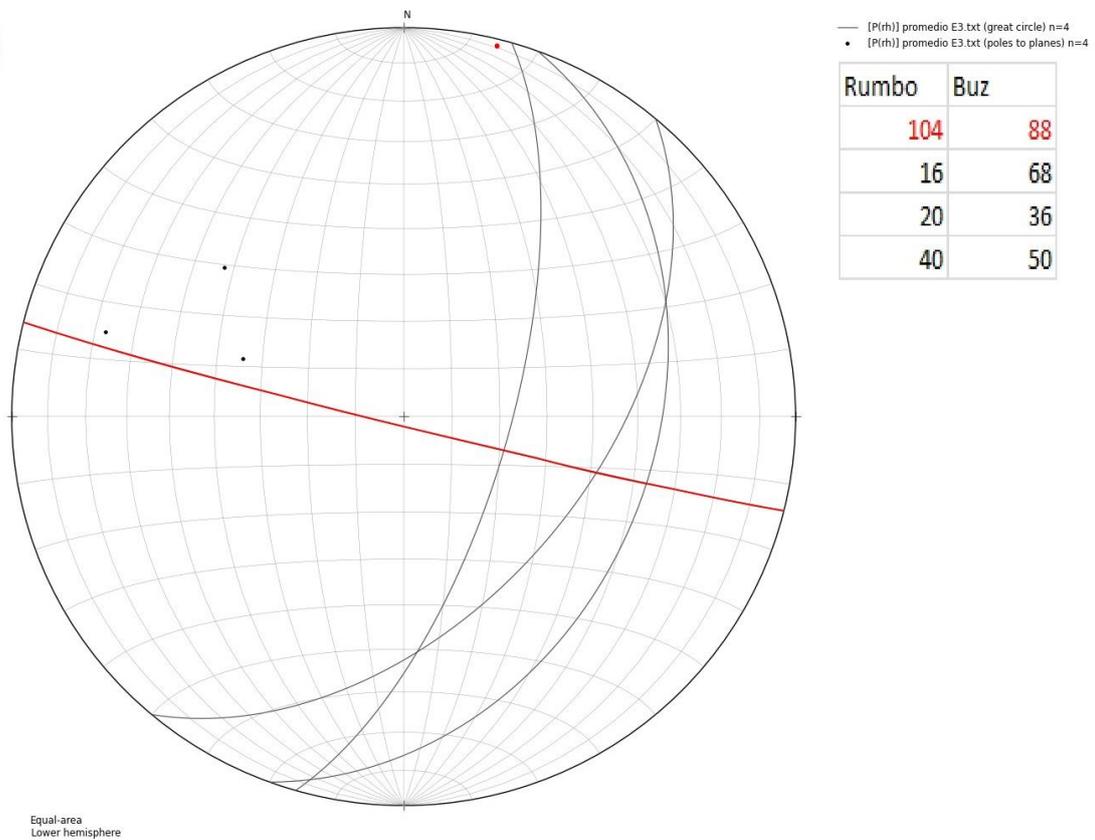


Figura 40) A) Densidad de polos de las medidas tomadas de diaclasas. B) Polos y planos promedios de las familias principales (en rojo) y secundarias (negro). Estación 3. Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

Estación de medidas 4

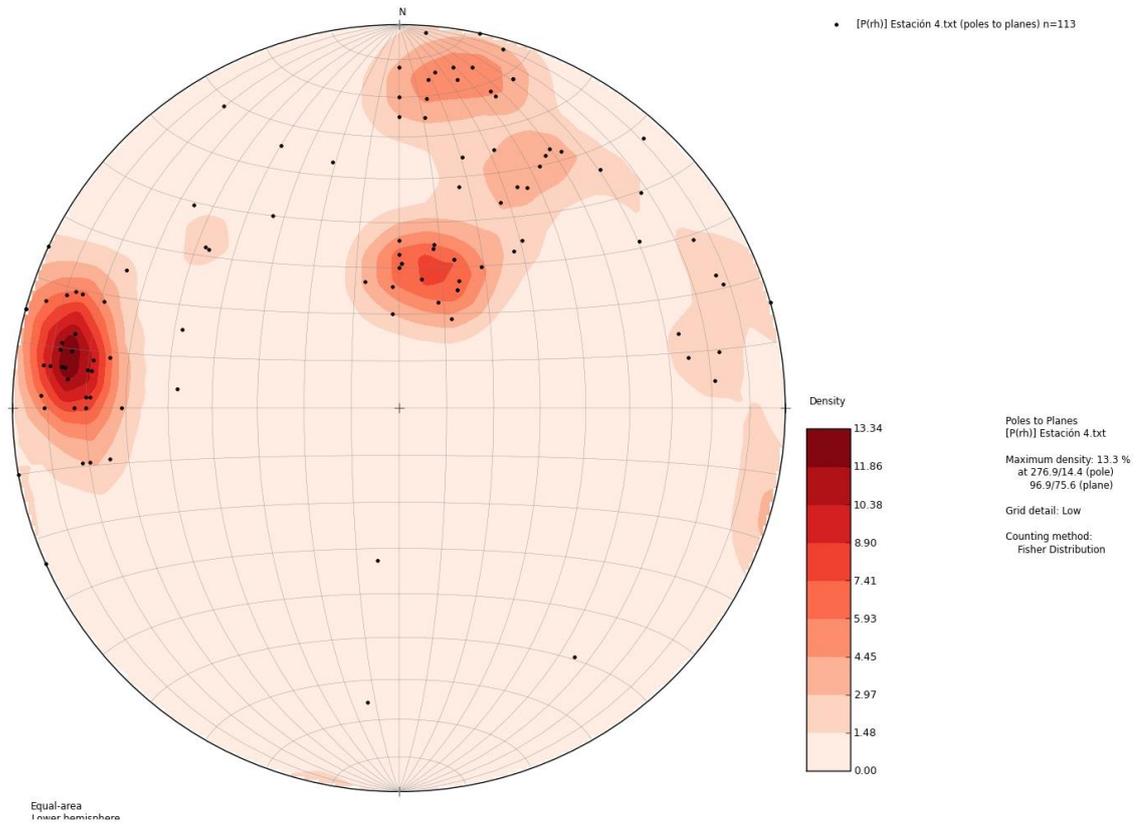
La estación cuatro se ubica al SO del valle, sobre el batolito Puntas del Santa Lucía (figura 41).

Como resultado se obtuvo una familia primaria de diaclasas de N10/ 75SE, una familia secundaria de N 104/ 30 SO, y dos familias terciarias N119/ 62SO y N103/ 75SO (figura 42). La primaria N10° de muy alto ángulo hacia el SE, corresponde a las anisotropías del basamento, mientras que la familia secundaria y terciaria con buzamientos de bajo a alto ángulo hacia el SO, corresponden a las direcciones N110° al N150° que se pueden fotointerpretar dentro del valle, en este caso vemos como las anisotropías adquiridas están afectando al basamento.



Figura 41) Imagen satelital Google Earth mostrando la estación 4. Coordenadas UTM 21 H 684234.00 E; 6226851.00 S.

A



B

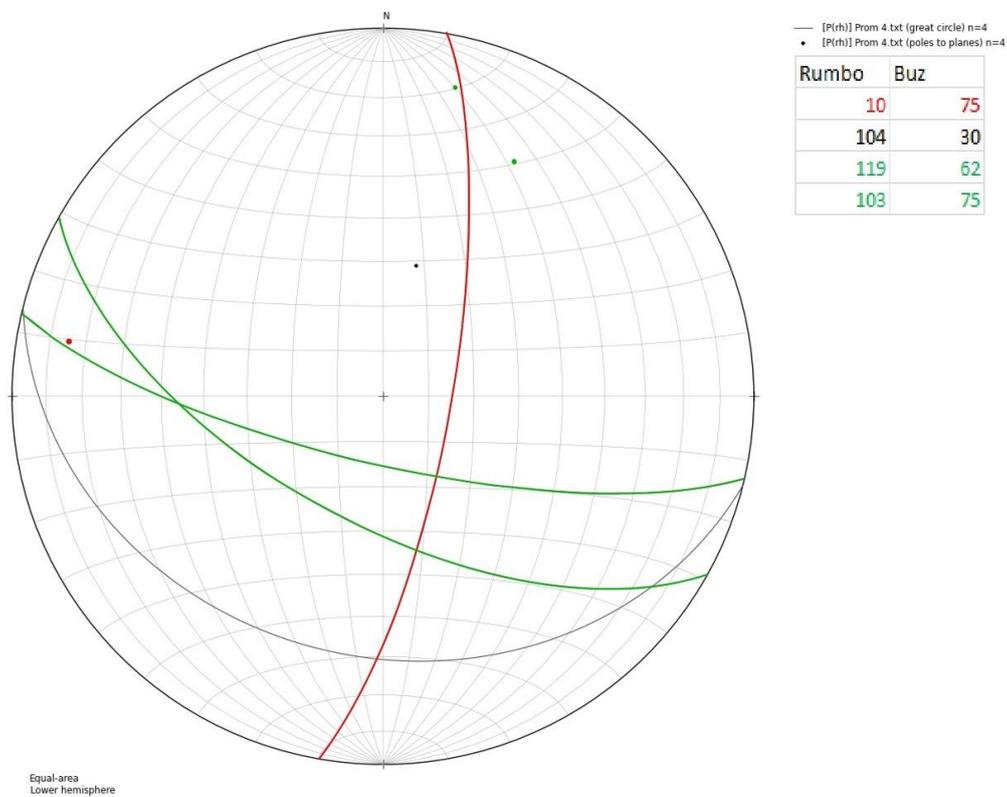


Figura 42) A) Densidad de polos de las medidas tomadas de diaclasas. B) Polos y planos promedio de las familias principales (en rojo), secundarias (negro) y terciarias (en verde). Estación 4. Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

Estrías de falla

Las estrías de falla sirven como indicador directo de una falla, por lo que proporcionan información muy valiosa. En el Valle Tapes Sur se pueden encontrar estrías de falla predominantemente en la zona este del valle, en rocas piroclásticas y en menor cantidad en rocas basálticas (figura 43).

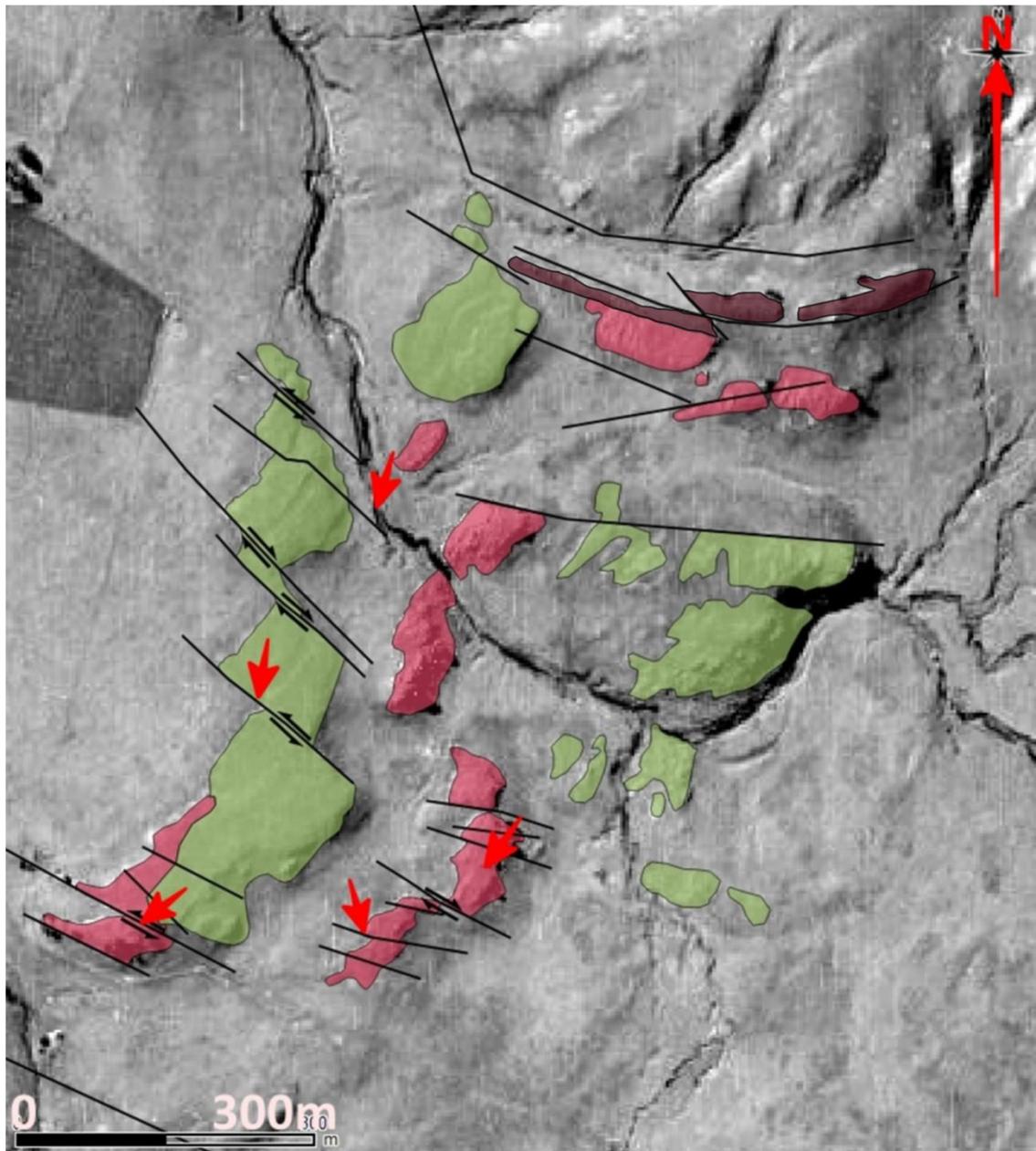


Figura 43) Imagen obtenida de la foto aérea 1:40.000 54-116 para mostrar la ubicación de las estrías. Los colores de los afloramientos corresponderían a rojo para la unidad de rocas piroclásticas, verde para las rocas basálticas y negro para las traquitas. Nota: en algunas de las zonas seleccionadas con una flecha roja se encuentra más de una estría.

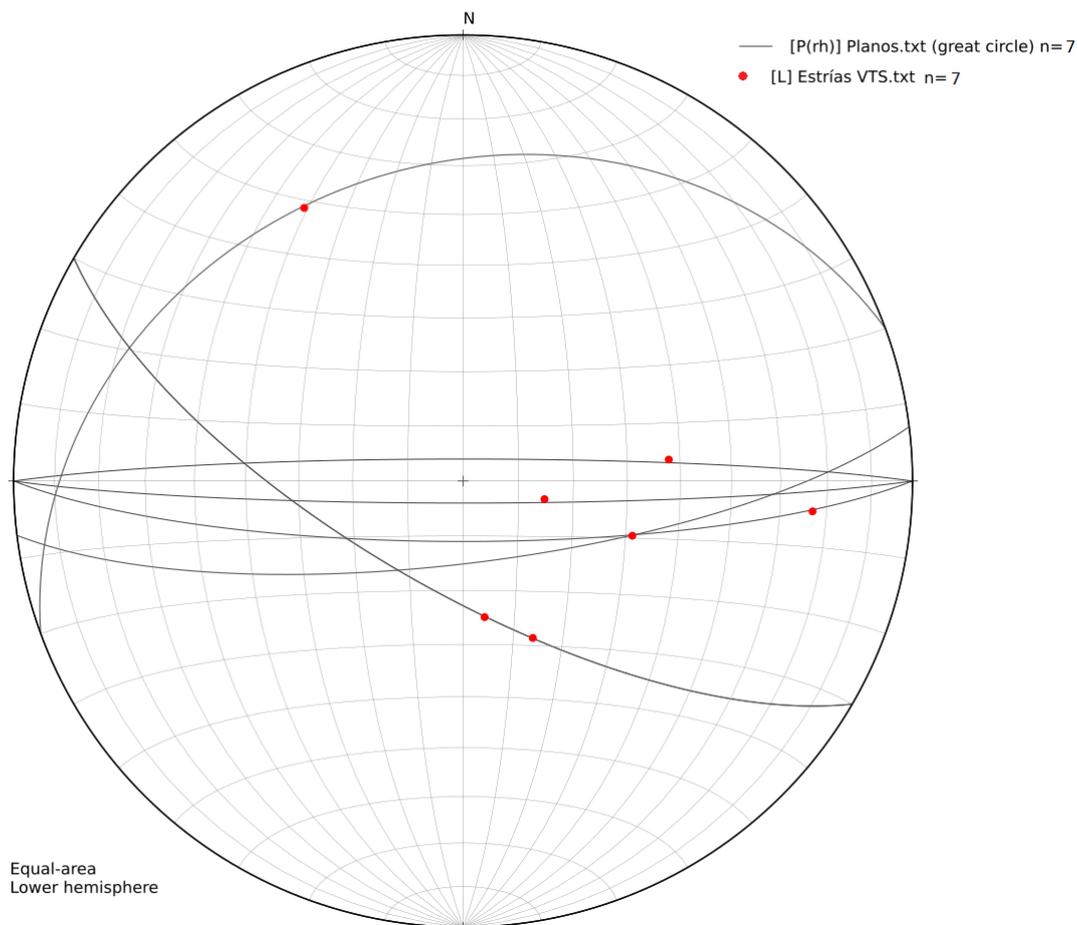


Figura 44) Planos estriados (negro), estrías de falla (puntos rojos). Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

Como resultado se obtuvieron siete estrías de falla (figura 44), en donde se puede distinguir las correspondientes a las fallas N70° a N90°, y una de las correspondientes N110° a N150°. En cuanto a las N70° a N90° vemos que estos buzanan al NO y al N respectivamente, mientras que los otros tres tienen un alto ángulo de buzamiento de aproximadamente 80° hacia el S y SE, este comportamiento ya se observó en algunas de las estaciones de medidas. La falla N70° contiene una estría de 30° al 330, por lo que la falla tiene un bajo ángulo de buzamiento y tiende a tener desplazamiento de rumbo N330 con una inmersión de 30°. En cuanto a la falla N90° con buzamiento de muy alto ángulo hacia el N, vemos que su estría es de 52° al 84, por lo que el movimiento de la falla tiende a ser en una dirección N84 con una inmersión de 52°. El resto de las fallas N90° aproximadamente, contienen estrías con rumbos de N95 a N110 y ángulos de inmersión de bajo a alto ángulo, por lo que podemos ver que estas fallas tienen un comportamiento combinado entre fallas normales y de rumbo, aunque predominan los desplazamientos en la componente vertical. La falla N120/70SO contiene estrías con direcciones N154° y N170° e inmersiones de 60° y 65°, por lo que se puede observar que estas fallas tienden a tener una componente vertical importante, como se vio en la mayoría de las estrías y planos estriados.

Fotolineamientos de fracturas (Rosa de los Vientos)

La siguiente rosa de los vientos (figura 45) se realizó midiendo los rumbos de fotolineamientos del Valle Tapes Sur (ver Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000) mediante el programa Qgis 2.18 con el complemento Line Direction Histogram. Como resultado se obtuvo un grupo de fotolineamientos N15° al N50° aproximadamente, que son los correspondientes a las anisotropías heredadas del basamento, estos se pueden observar tanto en las estaciones 2, 3 (que se encuentra cerca del basamento) y 4 la cual corresponde al basamento. Luego se observan fotolineamientos N70° y N90° con muy poca recurrencia, ya que en la fotointerpretación no se suelen observar, pero si juegan un papel importante en el valle siendo estas fallas transcurrentes normales que controlan la extensión y aparecen en la estación 1. Por ultimo vemos una importante recurrencia de fotolineamientos N110° a N150° aproximadamente que se suelen ver seguido en la fotointerpretación, y son las fallas transferentes que controlan los movimientos NO-SE de la escarpa central del valle. Estas fallas aparecen en todas las estaciones de medidas y forman familias de diaclasas de segundo y tercer orden en la estación 4 (en el basamento), esto nos evidencia que tanto el valle como el basamento adquieren este tipo de anisotropías.

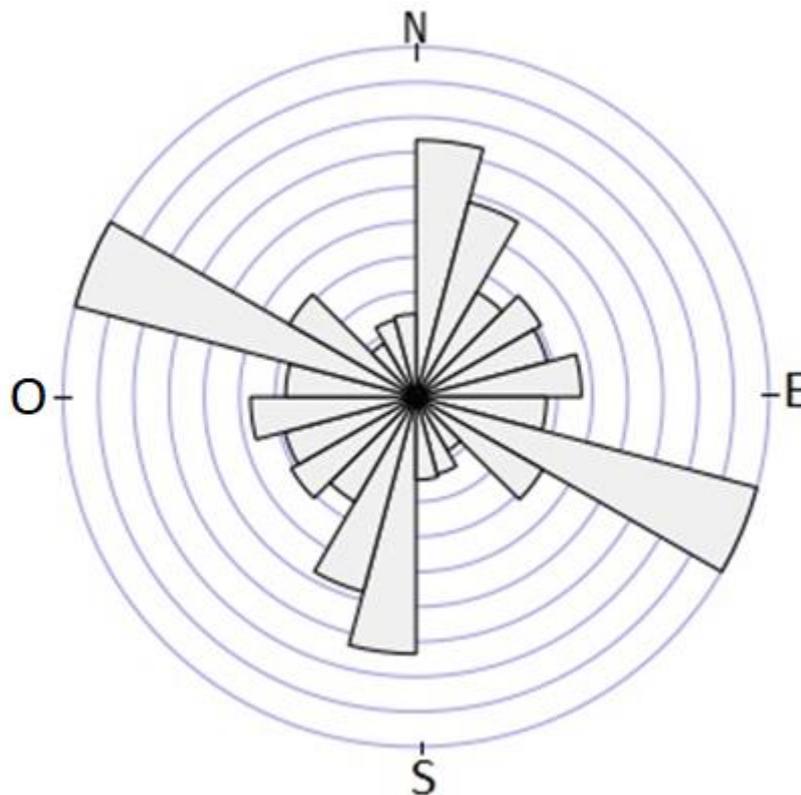


Figura 45) Rosa de los vientos de rumbos los de fotolineamientos de fracturas. Programa utilizado Qgis 2.18 con complemento Line Direction Histogram.

4.4 Litoestratigrafía

A continuación se describirá la litoestratigrafía de las unidades involucradas en el Valle Tapes Sur. En la base se encuentra el basamento del valle, el cual se denominará Faja Plegada Esquistosa, en el que se encuentran rocas granito gnéisicas a miloníticas e intercalados y por encima, se encuentran esquistos y cuarcitas. Estratigráficamente por encima y mediante contacto intrusivo se encuentra el Batolito de Puntas del Santa Lucía datado por Hartmann et al. (2002a) U-Pb SHRIMP en 633+/- 8 Ma. Por medio de contacto erosivo y de inconformidad se encuentran las unidades basálticas correspondientes a la Formación Puerto Gómez. Suprayacente se encuentra la secuencia de rocas piroclásticas (Ignimbritas) de la Formación Arequita y suprayacente a esta, las traquitas a feldespatos alcalinos, estas tres unidades se encuentran en contacto concordante y en continuidad unas con las otras, siendo las dos primeras unidades del Cretácico Inferior (edades de las unidades en Tabla 2). Suprayaciendo mediante contacto erosivo a estas últimas unidades se encuentran los Depósitos Cuaternarios.

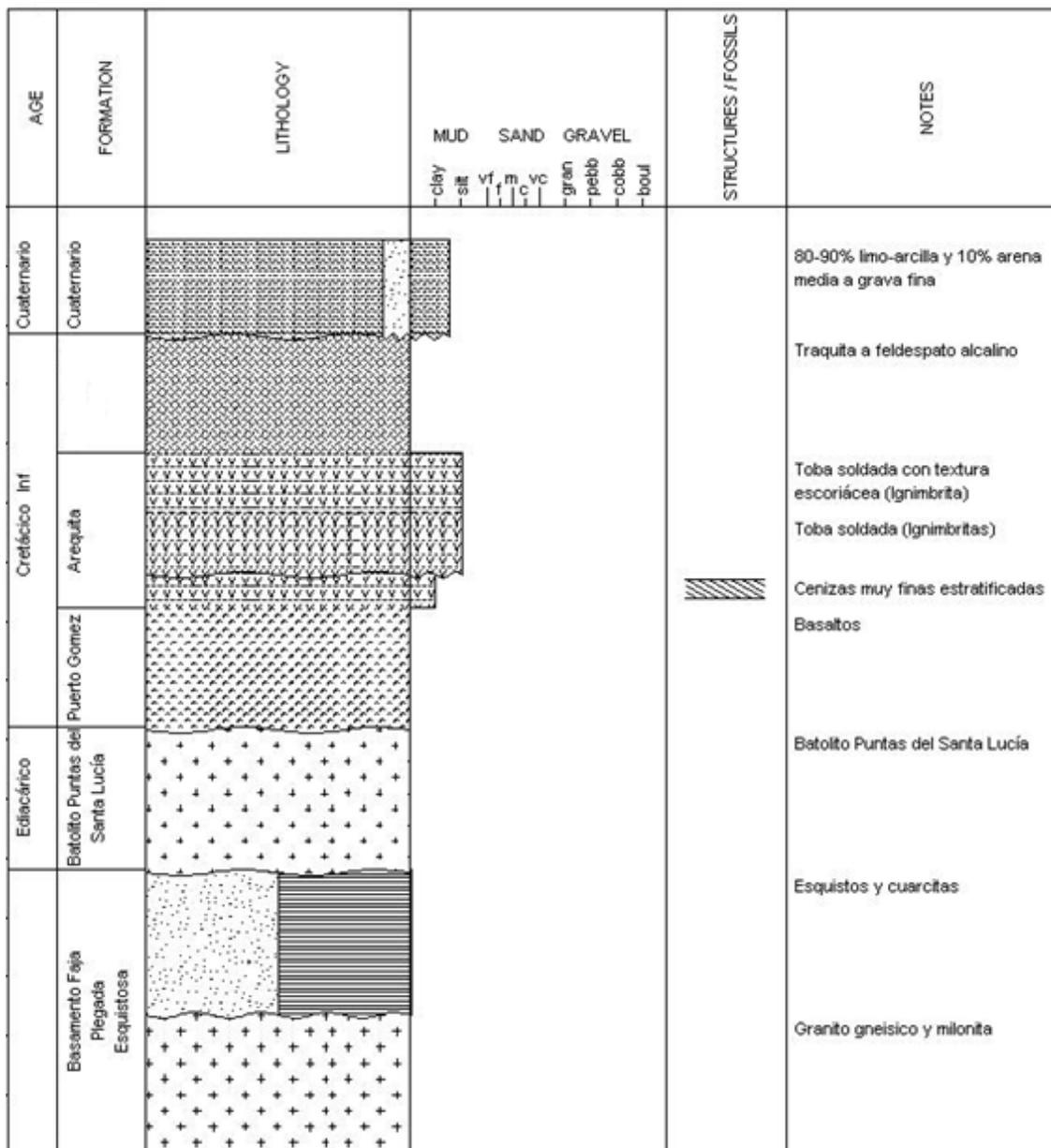


Figura 46) Columna estratigráfica de Tapes Sur. Programa utilizado SedLog 3.1.

4.5 Cálculo de la extensión

Para realizar el cálculo de la extensión se tomaron tres cortes de distinto tamaño (figura 47) 1; 2 y 3. Para el corte 1 se obtuvo un $x=2,58$ km; un $l=1,85$ km; un $\theta=55^\circ$; y un $\phi=45^\circ$. Realizando la cuenta: $\%ext=(x-l)100$ se obtuvo un resultado de 73% para el corte 1. En el corte 2 se utilizó un $x=3,08$ km; un $l=2,21$ km; un $\theta=55^\circ$; y un $\phi=45^\circ$. Realizando la misma ecuación, el resultado es de 87%. Para el corte 3 se utilizó $x=4,26$ km; un $l=3,04$ km; un $\theta=53^\circ$; y un $\phi=45^\circ$. El resultado obtenido fue de 122%. Por lo que realizando el promedio de los tres resultados obtenemos un promedio de 94%, este resultado caería dentro de la categoría de terreno muy extendido, aunque el resultado es relativamente bajo ya que el límite para esta categoría es 50%. Por lo que se propone que el resultado indique una situación de terreno muy extendido pero con características de un rift continental.

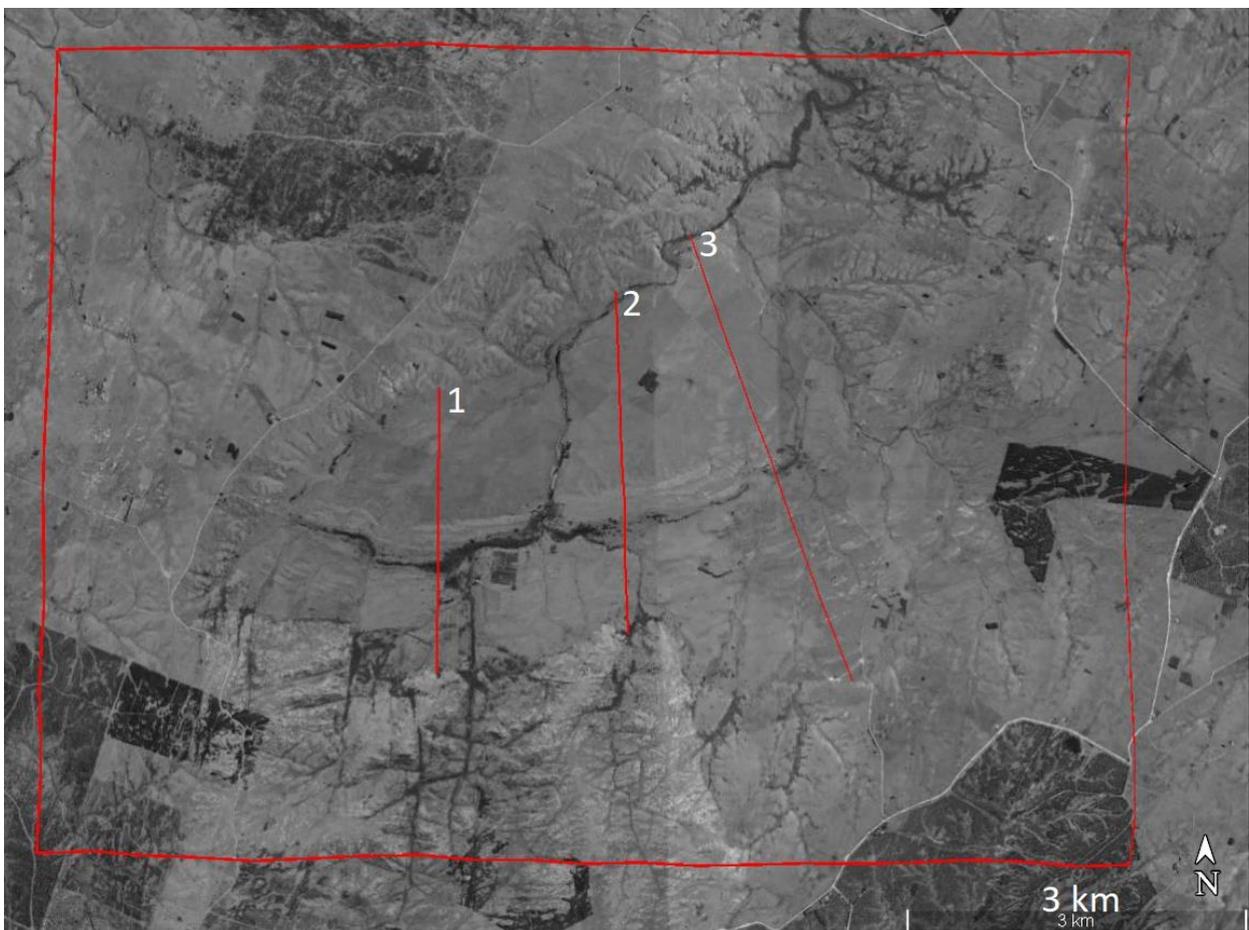


Figura 47) Cortes 1, 2 y 3 para el cálculo de la extensión. Imagen satelital tomada de Google Earth Pro.

5 Discusión

Como principal punto se tratara la correlación del Valle Tapes Sur con el aulacógeno Mesozoico “SaLAM”. Luego se discutirán temas competentes al Valle Tapes Sur propiamente dicho.

Veroslavsky (1999) reconoce la existencia del Valle Tapes Sur pero no lo describe puntualmente, ni tampoco lo nombra como tal. Rossello et al. (2007) hace referencia al Valle Tapes Sur, diciendo que el mismo conforma parte de los valles de la región serrana del departamento de Lavalaja, refiriéndose a los valles de Arequita, Marmarajá, Mariscalá, Pirarajá y los valles “Tapes” refiriéndose a los valles de la región del Arroyo Tapes Grande, aunque en una figura de Rossello et al. (2007) si señala al valle como “Tapes Sur”. Por lo que el Valle Tapes Sur es reconocido por los autores que anteceden esta monografía, tanto bajo la denominación de valle “Tapes” como la denominación “Valle Tapes Sur”. Estos autores reconocen su existencia, y su correlación con el aulacógeno SaLAM, reconociendo que el mismo esta relleno por rocas basálticas de la Formación Puerto Gómez. Por lo que en esta monografía se presenta por primera vez una correlación geológica-estructural de este valle con la secuencia “SaLAM”, y un estudio a detalle del Valle Tapes Sur.

Sabemos que el valle se encuentra relleno por basaltos de la Formación Puerto Gómez, lo que es cierto, en el valle se encuentran rocas basálticas en su zona sur. Pero también se encuentran rocas piroclásticas y traquitas en la escarpa central del valle. En cuanto a los basaltos, estos son de colores gris oscuro a rojizo, con estructuras amigdaloides y predominantemente porfiríticos con texturas subofíticas a intersertal en lámina delgada, los cuales se pueden correlacionar con los basaltos descritos para la formación Puerto Gómez (figura 48).



Figura 48) A) Afloramiento de basalto Puerto Gómez de Tapes Sur. B) Muestra de mano de basalto Puerto Gómez de Tapes Sur. C) Afloramiento de brecha de falla en basalto Puerto Gómez en el borde de Valle Fuentes.

Las rocas piroclásticas, ignimbritas, pueden ser correlacionadas litológicamente con los términos ignimbríticos de la Formación Arequita, ya que estos cumplen con las mismas características litológicas y estratigráficas. Vimos que en Gruta de Salamanca se encuentran Ignimbritas de la Formación Arequita, y que estas cuentan con las mismas oquedades rellenas de piedra pómez, y las mismas características litológicas en muestra de mano (figura 49 A y B). En cuanto a lámina delgada, las ignimbritas del Valle Tapes Sur y las de Gruta de Salamanca cuentan con textura cinerítica de matriz muy fina que en el caso de Tapes Sur rara vez se identifican pequeños cristales de cuarzo y en las de Salamanca se identifican pequeños cristales de cuarzo, vidrio y feldespato alcalino. En cuanto a los fenocristales, las dos rocas cuentan con fenocristales de feldespato alcalino anguloso (figura 49 C, D, E y F). Si bien las ignimbritas de Gruta del Salamanca tienen una matriz en la que se pueden identificar muchos más minerales, esto se debe a su mejor estado de preservación. Las ignimbritas de Tapes Sur se apoyan sobre los basaltos de Formación Puerto Gómez, cumpliendo este requisito estratigráfico para la correlación.

Para la correlación de las traquitas a feldespato alcalino se tomó una muestra de traquita del Valle Aiguá y se realizó una comparación con las de Tapes Sur (figura 50). Se ve que las dos rocas son de textura porfíricas y glomeroporfírica (figura 50 B, C, D y F), con una matriz afanítica llegando a reconocerse muy pocos minerales como feldespato alcalino, iddingsita y opacos. Los fenocristales son en su gran mayoría de feldespato alcalino angulosos de tamaños aproximados de 5 mm, encantándose diferencias en que las de Tapes Sur se encuentran más piroxenos y en las de Aiguá prácticamente no hay piroxeno. Según un conteo visual de los minerales, la roca tomada del Valle Aiguá se puede clasificar como una traquita a feldespato alcalino según Streckeiser (1976), al igual que la de Tapes Sur. Si bien estas traquitas y las del Valle Aiguá cumplen las mismas características litológicas para las traquitas de la Formación Arequita (Bossi 1966) o para las de la Formación Valle Chico (Ferrando y Fernández 1971), estas no cumplen con los requisitos estratigráficos, ya que se apoyan sobre las ignimbritas de la Formación Arequita.

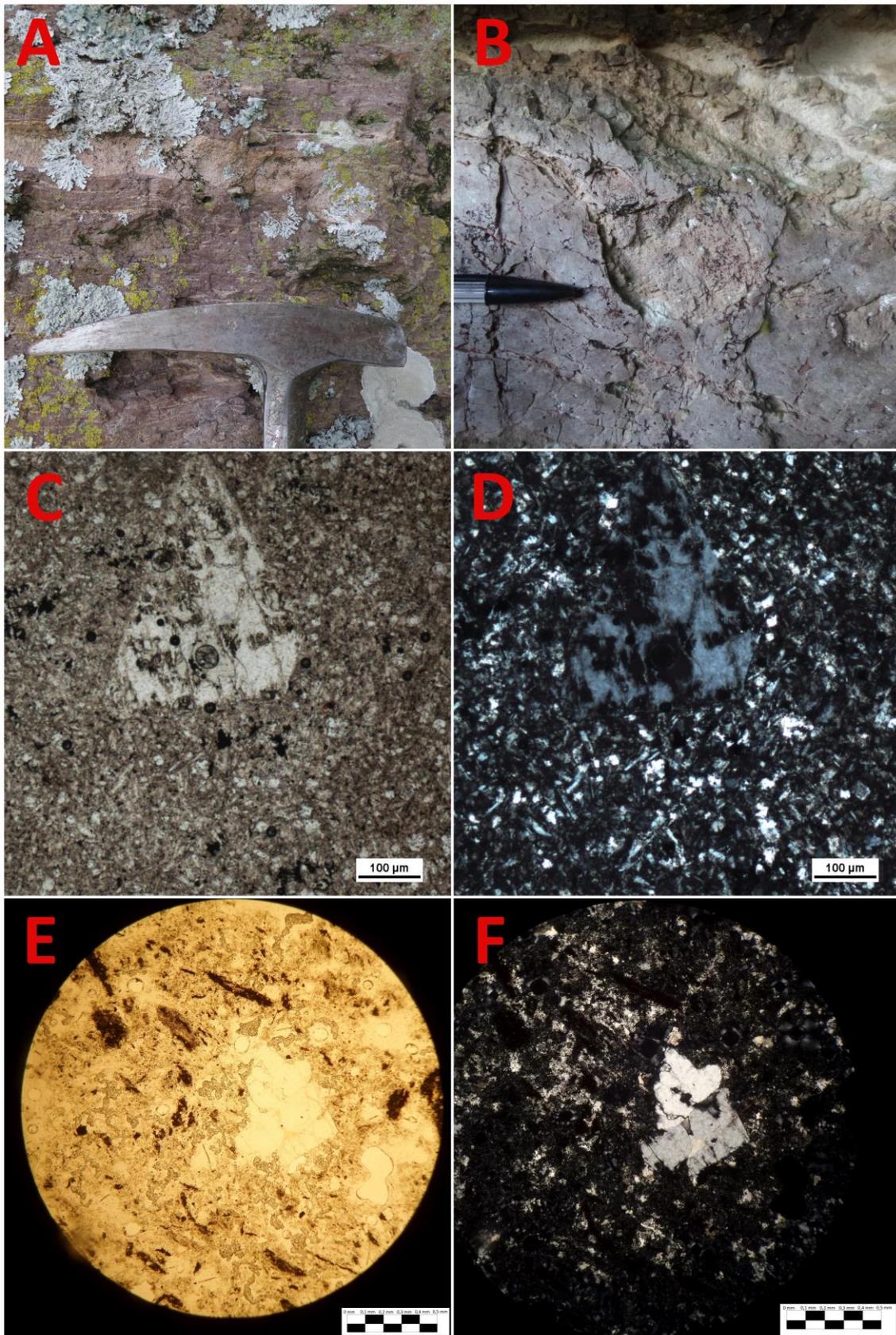


Figura 49) A) Ignimbrita de Tapes Sur con oquedades rellenas de piedra pómez. B) Ignimbrita de Gruta de Salamanca con oquedades rellenas de piedra pómez. C, D) Lámina delgada de ignimbrita de Gruta de Salamanca, textura cinerítica con fenocristal de feldespato. E y F) Lámina delgada de ignimbrita de Tapes Sur, textura cinerítica con fenocristal de feldespato.

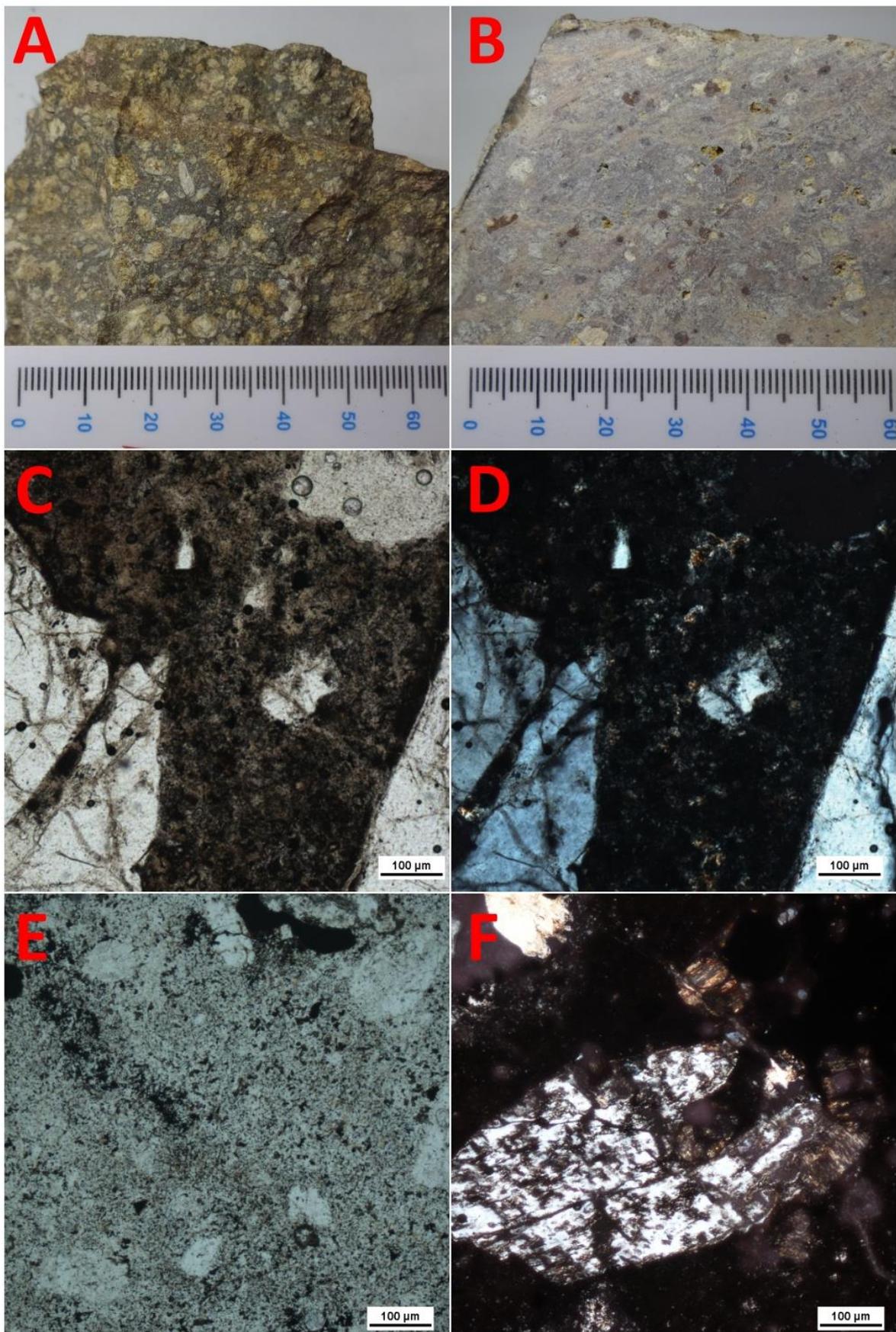
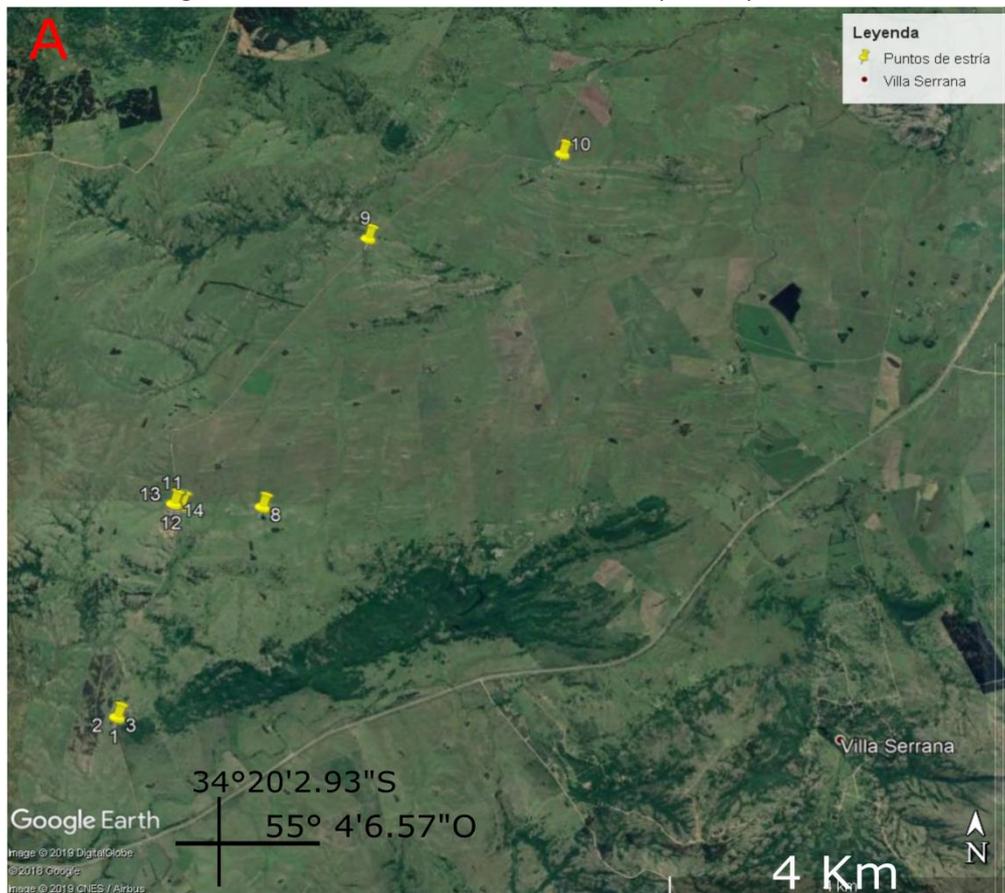


Figura 50) A) Traquita de Tapes Sur. B) Traquita de la Fosa Aiguá. C, D) Lámina delgada de traquita de la Fosa Aiguá, observar textura porfirítica con fenocristales de Kfs. Figura C a LPP y D a LPC. E y F) Lámina delgada de traquita Tapes Sur, ver textura porfirítica y fenocristales de kfs. Figura E a LPP y F a LPC.

Para la correlación estructural, se realizó la fotointerpretación de los valles del segmento intermedio del “SaLAM” y se pudo corroborar que a grandes rasgos el Valle Tapes Sur cumple con las mismas características estructurales de los demás valles del segmento intermedio (una orientación NE, bordes controlados por fallas N70 E y fallas transferentes con rumbo N110° a N150°). En un estudio de las estrías de falla de valle Fuentes, ubicado al NO de Villa Serrana (figura 51 A), se pudo ver que las fallas N110° a N150° de buzamientos tanto al NE como al SO de altos ángulos se repiten, y que sus estrías tienen direcciones similares a las estrías del Valle Tapes Sur. También se ven fallas con estrías N15° a N50° correspondientes a las anisotropías del basamento, pero en este caso con buzamientos de bajo a alto ángulo hacia el NO. Igualmente, se puede apreciar la similitud con el Valle Tapes Sur (figura 51 B).

Se realizaron medidas de estrías de falla y planos estriados en el segmento nororiental del SaLAM, en las ubicaciones de mina de fluorita “Florencia” en el departamento de Maldonado, y en la fosa Aiguá, al NE de la localidad de Aiguá, en rocas basálticas y piroclásticas (figura 52 A).

Los resultados muestran fallas onduladas de escala decamétricas de rumbo N90° de muy alto ángulo de buzamiento, tanto hacia el NO, NE y SO con estrías con alto ángulo de inmersión. Estos comportamientos también se pueden ver en el Valle Tapes Sur (figura 52 B).



B

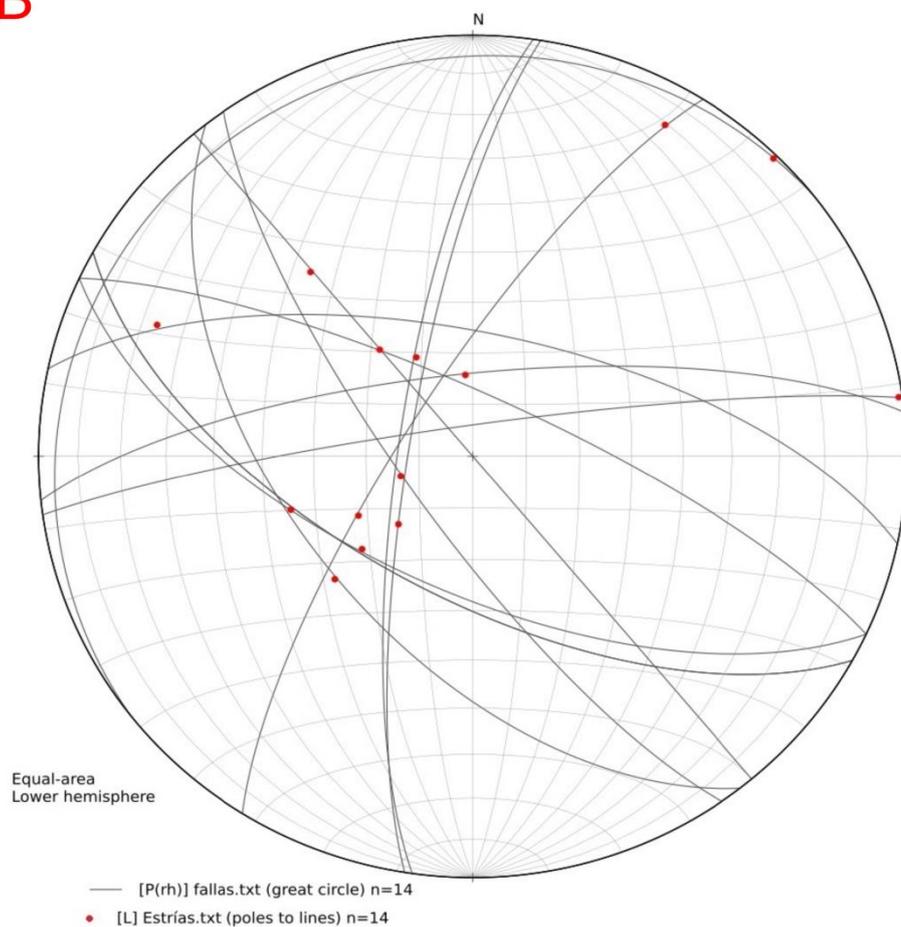


Figura 51) A) Valle Fuentes. Puntos donde se tomaron datos de estrías de falla y planos estriados. Los números de los puntos corresponden a la tabla del Anexo 2. Los puntos 4 al 7 y 11 al 14 están ubicados en una pequeña cantera. Imagen satelital tomada de Google Earth Pro. Coordenadas en UTM 21 H 677677.27 E- 6199104.58 S. B) Planos estriados (negro), estrías de falla (puntos rojos). Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

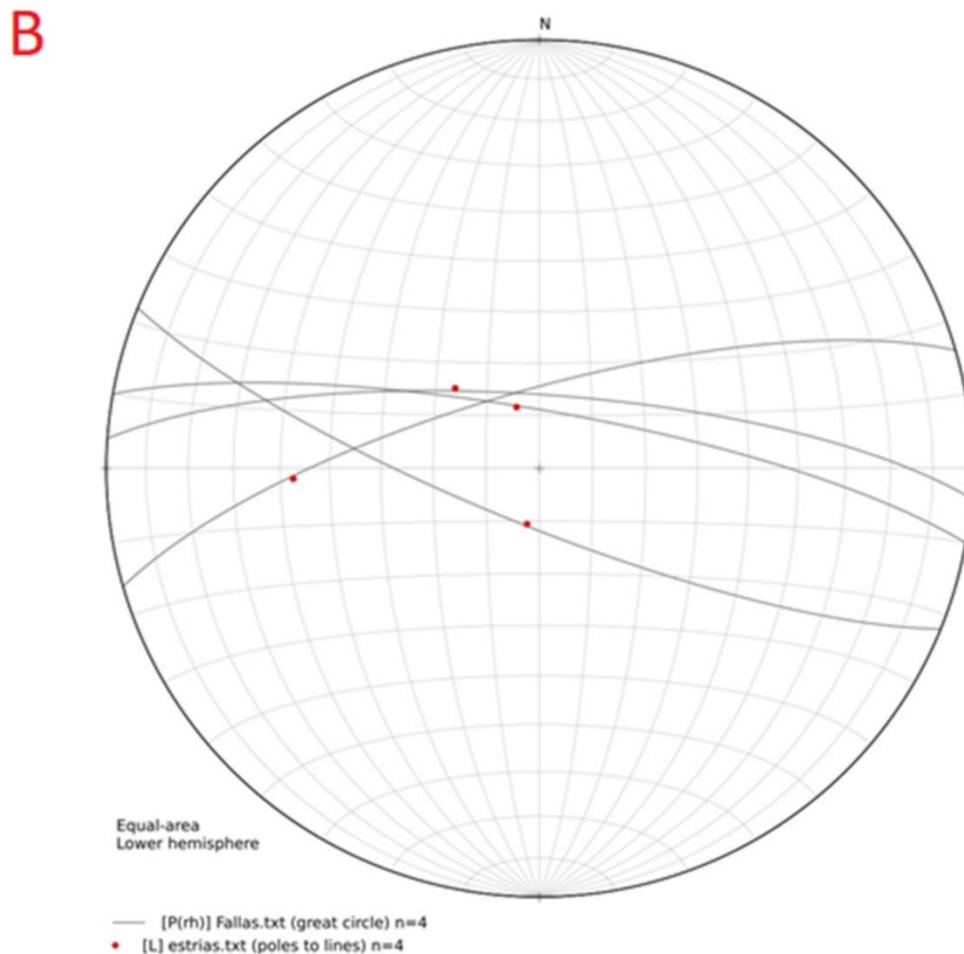


Figura 52) A) Mina de Fluorita “Florencia” y Fosa Aiguá. Puntos donde se tomaron datos de estrías de falla y planos estriados. Los números de los puntos corresponden a la tabla del Anexo 2. Los 1 y 2 corresponden a la fosa Aiguá, y los puntos 3 y 4 a la mina de fluorita “Florencia”. Imagen satelital tomada de Google Earth Pro. Coordenadas UTM 21 H 718515.06 E- 6217152.84 S. B) Planos estriados (negro), estrías de falla (puntos rojos). Programa utilizado Open Stereo 0.1.2.

Según los resultados obtenidos, el Valle Tapes Sur se formó por una tectónica extensional, estando en el contexto de aulacógeno, con un porcentaje de extensión del 94% estando entre un contexto de terreno muy extendido y rift continental, por lo que las fallas generadas tienen su σ_1 vertical y predominantemente un σ_2 y σ_3 horizontal. Los resultados señalan que existen tres grupos de discontinuidades (se agrupan tanto diaclasas como fallas). En primer lugar, y de mayor importancia, tenemos las fallas transferentes N110° a N150°, las cuales son las responsables de acomodar los bloques. En segundo lugar vemos que existe otra familia de fallas N15° a N50°, estas corresponden a las antiguas anisotropías del basamento que se ven tanto dentro como fuera del valle, por lo que el Valle Tapes Sur es afectado por estas anisotropías. Y por último vemos que existen fallas transcurrentes normales N70° a N90°, las cuales corresponden a las trazas del “SaLAM” y son las que controlan la extensión NO-SE del valle, esta familia también se vio en las estrías y planos estriados, mostrando inmersiones de bajo a alto ángulo. Geomorfológicamente, el valle puede ser subdividido en dos zonas, una norte (lomas suaves) y otra sur (terrenos ondulados suaves). La zona norte se encuentra cubierta por Depósitos Cuaternarios y en la zona sur afloran pequeñas escarpas de basalto de la Formación Puerto Gómez. Entre estas dos zonas se encuentra una escarpa que destaca en el paisaje, en ella afloran rocas ignimbríticas de la Formación Arequita y traquitas a feldespató alcalino.

Según Rossello et al. (2007), reconocen que la extensión del SaLAM se dio groseramente NO-SE, y las fallas N70° son las que controlaron esta extensión. Otra evidencia que apoya esta afirmación son las fallas transferentes N110° a N150° tienen un rumbo acorde con una extensión NO-SE, siendo más lógico pensar en una extensión en este sentido que en una N-S. Por otro lado se sabe que las discontinuidades heredadas del basamento son N15° a N50°, por lo que una extensión NO-SE es lo más lógico, ya que se encuentra perpendicular a estas discontinuidades.

Según recopilación de antecedentes (Rossello et al., 1999; Rossello et al., 2007; Ruben y Mann 2019), observaciones de campo y fotointerpretación, vemos que las coladas de basalto se encuentran buzando alrededor de 10° al norte y que la zona norte del valle presenta una geomorfología demasiado plana, esto junto con los aportes de los autores que anteceden, nos lleva a modelar la cuenca controlado por una falla lítrica en la base, groseramente E-O e inclinada hacia el sur (ver corte Geológico en Mapa Geológico Tapes Sur 1/40000), con un conjunto de fallas sintéticas y antitéticas ya que los resultados muestran fallas que buzando tanto hacia el NE como al SO para las del grupo N110° a N150° y hacia el S y NO para las N70° y N90°.

Otra característica destacable en el valle son las estructuras que evidencian cierta contracción E-O y se pueden ver a lo largo de toda la escarpa central del valle figura 53. Según las evidencias encontradas en relación al Valle Tapes Sur fue formado por una tectónica extensional y sufrió contracción E-O en equilibrio con la extensión.

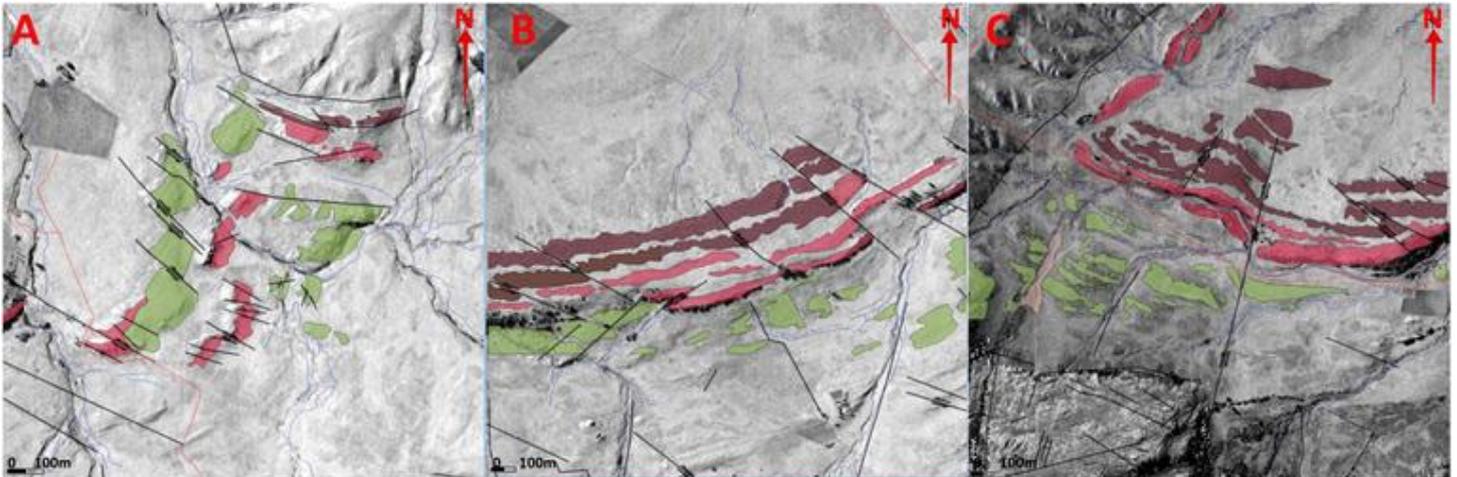


Figura 53) A y B) Imágenes tomadas de la foto aérea 1:40.000 54-116, donde las litologías con rojo corresponden a las rocas piroclásticas, las de bordo a la traquita a feldespato alcalino y las verde a las basálticas. C) Imagen satelital tomada con el programa Qgis 2.18 con la capa Google Earth.

Analicemos la suposición de que la contracción se encuentra en equilibrio con la extensión, en ese caso las estructuras se adaptarían bastante bien, ya que en la figura 53 A tenemos una zona donde se acumula la deformación por los efectos que genera la presencia del basamento en esta zona.

La estructura de la figura 53 B se encuentra más al centro del valle, aquí se observa que las estructuras no se encuentran tan desplazadas, y esto es debido al hecho de no encontrarse cerca del basamento. Luego, al oeste del valle, tenemos la estructura de la figura 53 C, aquí también se ve contracción y una acumulación de deformación por la presencia del basamento. Por lo que a medida que nos acercamos al basamento la deformación aumenta. Según un elipsoide de deformación donde el λ_1 es NO-SE ya que la extensión es en esta dirección, el λ_2 de este elipsoide sería E-O ya que la contracción es en esta dirección y las estructuras que se producen cerca del basamento evidencian una contracción en esta dirección. En cuanto al λ_3 este se encuentra vertical, por lo que el elipsoide de deformación producido sería un prolato (figura 53).

Ahora analicemos suponiendo que la contracción fue provocada por una inversión tectónica de los esfuerzos andinos del cenozoico, por lo que supondríamos dos episodios de deformación. En ese caso veríamos estructuras como fallas inversas, estructuras de extensión que sufren contracción o pliegues de arrastre que indiquen desplazamientos secundarios o se hayan invertido. Pero en el Valle Tapes Sur no se encuentra ni fallas inversas, ni pliegues de

arrastre que indiquen desplazamientos secundarios de inversión (si pliegues de arrastre, pero estos siguen los patrones de la deformación monofásicos del valle). En cuanto a las estructuras de extensión que muestran contracción sí se pueden observar en el valle, tanto en la figura 53 A, B y C, pero son muy pocas evidencias para respaldar esta teoría, ya que solo indican un episodio de deformación. En caso de haber existido inversión tectónica en el valle se verían más estructuras que siguen los patrones de la deformación global de Sudamérica, además de un segundo episodio de deformación con fallas inversas, o estructuras como las que ya se nombraron, las cuales no se reconoce ninguna evidencia.

Por lo que se propone para el Valle Tapes Sur un modelo de deformación monofásica donde su elipsoide de deformación correspondería a uno prolato con su λ_1 NO-SE, su λ_2 E-O, y su λ_3 vertical (figura 54).

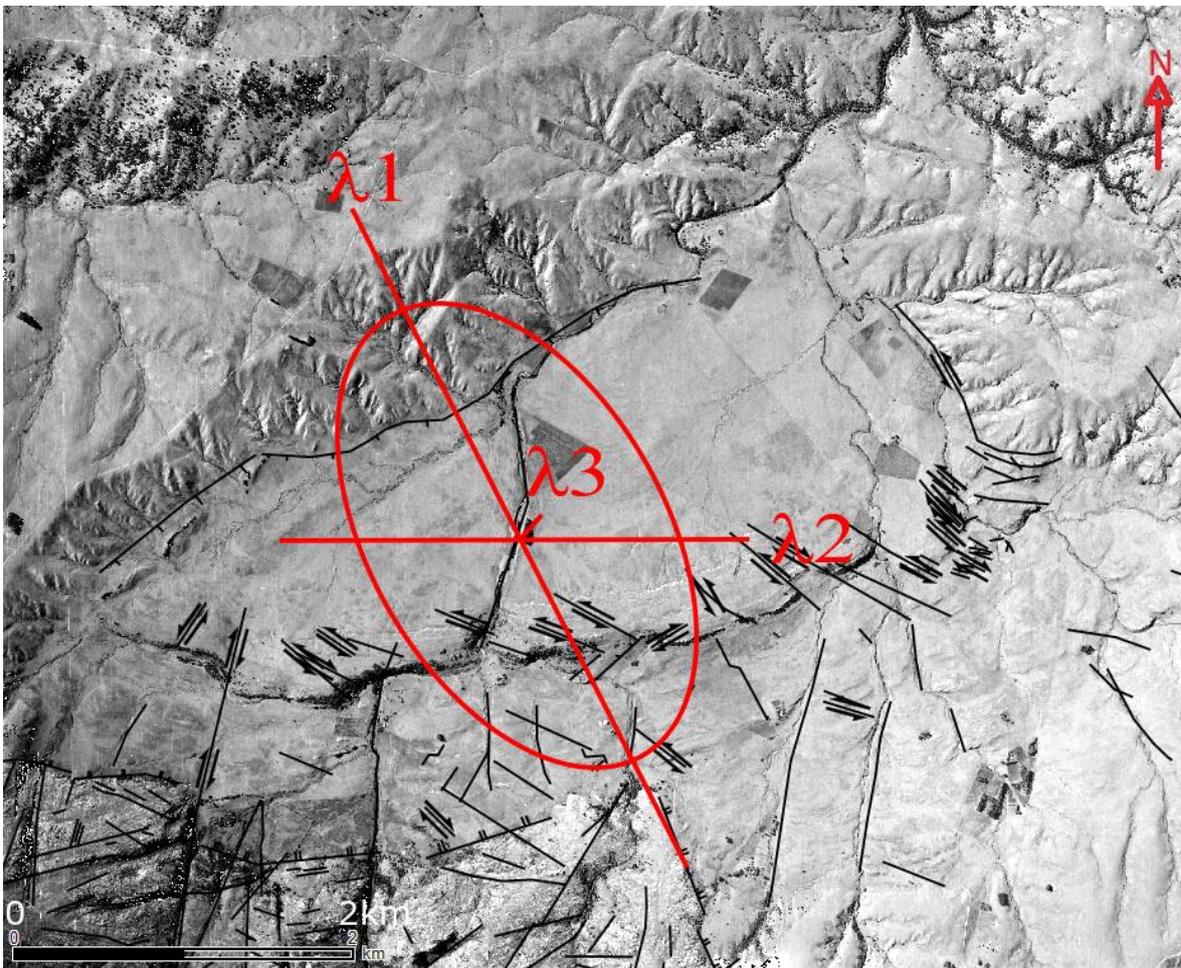


Figura 54) Modelo de deformación, elipsoide de deformación prolato con λ_1 NO-SE, su λ_2 E-O, y su λ_3 vertical. Imagen satelital Tomada y modificada del Google Earth Pro.

6 Conclusión

El Valle Tapes Sur puede ser subdividido en dos zonas con características geomorfológicas distintas, zona norte (lomadas suaves) y la zona sur (terrenos ondulados suaves). En la zona norte se destaca una llanura plana cubierta por Depósitos Cuaternarios y en la zona sur pequeñas escarpas de basalto de la Formación Puerto Gómez que dan la geomorfología ondulada suave. Entre esas dos zonas se encuentra una escarpa orientada E-O en la cual afloran ignimbritas de la Formación Arequita y traquitas a feldespatos alcalinos.

Las rocas basálticas que afloran en el Valle Tapes Sur se pueden correlacionar con las de la Formación Puerto Gómez, ya que cumplen con las mismas características litológicas y estratigráficas descritas para esta formación, además de ya haber sido reconocida por autores como Veroslavsky (1999) y Rossello et al. (2007) dentro del Valle Tapes Sur. Estos basaltos son de colores gris oscuro a rojizo, con estructuras amigdaloides y predominantemente porfiríticos con texturas subofíticas a intersertal en lámina delgada, cumpliendo la descripción de la Formación Puerto Gómez.

Las ignimbritas que afloran en Tapes Sur se pudieron correlacionar con la Formación Arequita, ya que se encuentran por encima de los basaltos de Puerto Gómez y cumplen con las características litológicas de esta formación. Tanto las ignimbritas de Tapes Sur como las de Gruta de Salamanca cuentan con oquedades rellenas de piedra pómez, textura cinerítica en una matriz muy fina con fenocristales angulosos de feldespatos alcalinos en lámina delgada.

Las traquitas aflorantes en el Valle Tapes Sur se encuentran encima de las ignimbritas de la Formación Arequita, si bien las de Tapes Sur y las del Valle Aiguá son de textura porfirítica y glomeroporfirítica, con una matriz afanítica y grandes cantidades de feldespatos alcalinos, tanto en la matriz como en los fenocristales, en primera instancia no se podrían correlacionar con el Complejo Valle Chico (Pirelli 1999). Las traquitas del Valle Tapes Sur no cumplen las mismas características estratigráficas, en investigaciones futuras se buscará correlacionar esta unidad con los términos traquíticos de la Formación Arequita (Bossi 1966) o bien con el Complejo Valle Chico (Pirelli 1999), pero por el momento harían falta más datos para esta correlación.

En cuanto a la correlación estructural, se pudo ver que Tapes Sur cumple con las mismas características de los demás valles del “SaLAM” (una orientación NE, bordes controlados por fallas N70E y fallas transferentes con rumbo N110° a N150°).

Por lo que en esta monografía se presenta por primera vez una correlación geológica-estructural de este valle con la secuencia “SaLAM”, y un estudio a detalle del Valle Tapes Sur.

En cuanto al valle, este es modelado por una falla listrica groseramente E-O en su base de la cual se espera encontrar mayor evidencia en investigaciones futuras.

Aunque no se encontraron evidencias consistentes de que el valle haya sufrido inversión tectónica a causa de los esfuerzos Andino del cenozoico, si se puede corroborar que el mismo sufrió contracción E-O pero fue en equilibrio con la extensión groseramente NO-SE que sufrió el valle.

Por lo que se concluye que el mismo sufrió una deformación monofásica donde su elipsoide de deformación correspondería a uno prolato con su λ_1 NO-SE, su λ_2 E-O, y su λ_3 vertical.

Por lo que mediante esta monografía se propone al “Valle Tapes Sur” como un valle independiente del sector intermedio del aulacógeno “SaLAM”, el cual se compone por rocas traquíticas, basálticas (de la Formación Puerto Gómez) y piroclásticas (de la Formación Arequita).

7 Bibliografía

- ANCAP (1994): Exploration prospectives and hydrocarbon potential of the Uruguayan sedimentary basins. By Hector de Santa Ana y Nelson Ucha. Montevideo.
- Bally, A. W., 1984. Tectogenese et sismique réflexion. Bulletin de la Société Géologique de France, 7 (26): 279-285.
- Ben A. van der Pluijm; Stephen Marshak (2004). Rifting, Seafloor Spreading, and Extensional Tectonics. In Earth Structure Second Edition(382-410). United States of America: W. W. Norton y Company, Inc.
- Bosse HR, Gómez-Rifas CG & Mari C (1982): Estudio geológico de la mina de fluorita “Florencia”, Departamento de Maldonado, Uruguay. DINAMIGE/Instituto Federal de Geociencias y Materias Primas (Hannover). (Informe inédito)
- Bossi (1966): Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo.
- Bossi (1967): Congreso “Continental Drift Emphasizing the History of the South Atlantic Area”. Montevideo.
- Bossi, J., Ferrando, L.A., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., Carballo, E., Medina, E., Ford, I., Montaña, J. 1975. Carta Geológica del Uruguay Escala 1/1.000.000. Edición de los Autores, Montevideo.
- Bossi J. y Navarro R. 1991. Geología del Uruguay. Montevideo, Universidad de la República - Dpto. Publicaciones, 970p.
- Bossi, J.; Campal, N.; 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: J. G. Gutierrez- Marco, J. Saavedra, I. Rabano (Editors): Paleozoico Inferior de Iberoamérica. Universidad de Extremadura, Mérida, pp 343- 356.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, P, 1998b. Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000.- Geoeditores, Montevideo.
- Burke, K., and Dewey, J., 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Journal of Geology, 81, 406–433.
- Burke, K., and J.F. Dewey, 1973. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. J Geol. 81: 406-433.
- Burke, K. (1976). Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. Developments in Geotectonics. Vol 12, Pag 93-112.
- Burke, K., 1977. Aulacogens and continental breakup. Ann. Rev. Earth Planetary Sci., 5: 371-396.
- Burke, K., 1980. Intercontinental rift and aulacogens. In: Panel on Continental Tectonics (Editors), Continental Tectonics, National Academy of Science Studies in Geophysics, Washington, DC., pp. 42-49.
- Caorsi J y Goñi J (1958): Geología uruguaya. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N° 37: 1-73. Montevideo.
- Cernuschi F., Dilles J.H., Kent A.J.R., Schroer G., Raab A.K., Conti B., Muzio R., 2015. Geology, geochemistry and geochronology of the Cretaceous Lascano East intrusive complex and magmatic evolution of the Laguna Merín basin, Uruguay. Gondwana Research 28 (2015) 837–857.

- Clough, C.T., Maufe, H.B. y Bailey, E.B. 1909. The cauldron-subsidence of Glen Coe, and the associated igneous phenomena. *Journal of the Geological Society* 65: 611-678, London.
- Cobbold P.R., Szatmari P., Lima C., Rossello E.A. 1996. Cenozoic deformation across South America: Continent-wide data and analogue models. In: ORSTOM Géosciences Rennes, Saint Malo - Francia, International Simposium on Andean Geodynamics, 1:21-24.
- CONEAT. (1979). Grupos de Suelos. Indices de Productividad. 28/9/18, de MGAP. Sitio web: http://eva.universidad.edu.uy/pluginfile.php/713353/mod_resource/content/1/coneat
- Cooper, M.A. y Williams, G.D., 1989. Inversion Tectonics. *Geological Society, Special Publication* 44: 1-375. London.
- Élie de Beaumont, Léonce, 1827. Observations géologiques. *Ann. Mines*, 2:5-82.
- Élie de Beaumont, Léonce, 1841. Explication de la Carte Géologique de la France. Vol. I, “Les Vosges”.
- Élie de Beaumont, Léonce, 1844. Note sur le rapport qui existe le refroidissement progressif de la masse du globe terrestre et celui de la Surface. *C. R. Acad. Sci. Paris* 19: 1327-1331.
- Ferrando y Fernandez (1971): Esquema Tectónico Cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay. XXV Congreso Brasileño de Geología.
- Ferrer, A; Serra, N; Holmer, R; Taylor, E.F (1952): History and Status of Petroleum Exploration in Uruguay. *Bulletion of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol. 36, N° 4, PP. 677-687.
- Gaucher, C.; Schipilov, A. 1994a. Carta geológica a escala 1:20.000 del sector SE del Fotoplano Arroyo del Soldado – G25. Trabajo final de grado, Licenciatura en Geología. Facultad de Ciencias, Montevideo, pp. 1-46.
- Gaucher, C.; Sprechmann, P.; Schipilov, A.; 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jahrbuch FÜR Geologie und Palaontologie, Abh.*, 199: 339 – 367.
- Gómez Rifas (1989): Tectónica Cretácica en Uruguay. Contribuciones de los Simposios sobre Cretácico de América Latina. São Paulo.
- Gómez-Rifas C.G. y Masquelin- Árcelos H.C. 1996. Petrología y geoquímica de las rocas volcánicas cretácicas del Uruguay. In: AGA/Buenos Aires - Argentina, XIII° Congreso Geológico Argentino y IIIo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, III: 635-652.
- Gregory, J.W., 1896. *The Great Rift Valley*. Murray, London, 422pp.
- Gregory, J.W., 1921. *The Rift Valleys and Geology of East Africa*. Seeley, Service, London, 479 pp.
- Haakon Fossen (2010). Extensional regimes. En *Structural Geology* (333-351). United States of America by Cambridge University Press, New York: Cambridge University Press.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., McNaughton, N.J., 2002. Zircon and titanite U–Pb geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229–236.
- C. Heine, J. Zoethout, and R. D. Müller. (2013). Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4, 217.

- Jones, G. (1956): Memoria explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. Boletín del Instituto Geológico y Perforaciones 34: 1-19. Montevideo.
- Lustrino, M.T, Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C.B., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti E. y Tassinari, C.C.G. 2005. Petrogenesis of the early Cretaceous Valle Chico igneous complex (SE Uruguay): Relationships with Parana- Etendeka magmatism. *Lithos* 82: 407- 434.
- Mac Millan (1933): Terrenos Precámbricos del Uruguay. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín N°18. Montevideo.
- Marshall, 1932, p.200; from the Latin ignis = fire, imber = shower; Tröger(38) 871f; Tomkeieff p.271.
- McKenzie, D. P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 15–32.-Muzio R. y Artur C. 1998. Petrografía y geoquímica del Macizo alcalino Valle Chico, Depto. de Lavalleja, Uruguay: resultados preliminares. In: *SUG/ Punta del Este, Ilo Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este - Uruguay, Actas*, 145-150.
- Leeder M.R. y Gawthorpe. R.L. (1987). Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. COWARD, M.P., DEWEY, J.F. y HANCOCK, P.L. (eds), 1987, *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication No. 28, pp. 139-152.
- Milanovsky, E.E., 1981. Aulacogens of ancient platforms: problems of their origins and tectonic development. *Tectonophysics*, 73: 213-248.
- Muzio R y Artur A. (2000). Caracterización petrogenética del Macizo Alcalino Valle Chico (Uruguay), por medio del análisis morfológico de circones.. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, III, N°7, 1-8.
- Muzio, R. 2004. El magmatismo Mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales asociados. En Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds.) *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales - Mesozoico*, DIRAC - Facultad de Ciencias 4: 77-102, Montevideo.
- Muzio, R; Morales, E; Veroslavsky, G; Conti, B (2009): The Arequita Formation (Lower Cretaceous): Petrographic Features of the Volcanic Facies in the Laguna Merín Basin, East Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. 16 (1) 2009, 19-28. ISSN 1669 7316.
- Pirelli, H. (1999). Contribución al conocimiento de la Formación Valle Chico, Uruguay. Boletín V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, I Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Serra Negra, Brasil, 433 – 438.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., Rossi, P., 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000. DINAMIGE, Montevideo.
- Preciozzi F.; Spoturno J.; Heinzen W. y Rossi P. (1985). Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500 000. DINAMIGE. Montevideo Uruguay.
- Ramberg, I. B., and Morgan, P., 1984. Physical characteristics and evolutionary trends of continental rifts. *Proceeding of the 27th Internat. Geol. Congress*, 7: 165-216.
- Rossello EA, de Santa Ana H y Veroslavsky G (1999a): El Lineamiento Santa Lucía- Aiguá-Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo mesozoico abortado durante la apertura atlántica?, pp. 443-448 de: *Anais 5° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur*, UNESP/SBG, Serra Negra, Brasil.

- Rossello EA, de Santa Ana H y Veroslavsky G (2000): El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá- Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura atlántica. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 749-756.
- Rossello, E.A., Veroslavsky, G. Masquelin, H. y de Santa Ana, H. 2007. El corredor Juro-Cretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Cinemática transcurrente dextral y controles preexistentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(1): 92-104.
- Rossello, E.A., Veroslavsky, G. de Santa Ana, H. y Rodríguez, P. 2017. Depocentros Meso-Cenozoicos y rasgos tectónicos del basamento cristalino del Río de la Plata (Argentina y Uruguay). Revista de la Asociación Geológica Argentina Volumen 74.
- Ruben K; Mann P (2019): Control of Precambrian-to-Paleozoic Orogenic Trends on Along-Strike Variations in Early Cretaceous Continental Rifts of the South Atlantic Ocean. Journal Interpretation. Manuscript ID: INT-2018-0257.R1. Pag 15-18.
- Şengör, A. M. C., and Natal'in, B. A., 2001. Rifts of the world. In Ernst, R., and Buchan, K. (eds.), Geological Society of America special paper 352, pp. 389–482.
- Şengör. 2011. Continental Rifts. En Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (41-55) India: Springer.
- Serra N. (1944): Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Treinta y Tres. Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N° 31. Montevideo.
- Shatsky, N.S., and A.A. Bogdanov, 1961. An international tectonic map of Europe, scale 1:2,500,000. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. 1961 (4). (in Russian).
- Streckeisen, A, 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, v. 12, pp 1-33.
- Suess, E., 1891. Die Brüche des Östlichen Afrika. In:Beitrage zur geologischen Kenntniss des Östlichen Afrika: Denkschriften Kaiserlichen Akademie Wissenschaften, Wien, Mathematisch-Naturwissen Klasse, 58: 555-584.
- Suess, E., 1904-1909. The Face of the Earth. Translated by H.B.C. Sollas, Vol. 1, 1904, 604 pp.; Vol. 2, 1905, 556pp.; Vol. 3 1901; Vol. 4, 1904).
- Thompson, G. A. 1960. Problem of late Cenozoic structure of the Basin Ranges. Proc. 21st Int. Geol. Congr., Copenhagen 18, 62-68.
- Veroslavsky G (1999): Geología da Bacia de Santa Lucia - Uruguai. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, São Paulo, Tese de Doutorado, 152pp.
- Veroslavsky G; Santa Ana H; Rossello E (2004): Depósitos del Jurásico y Cretácico Temprano de la Región Meridional de Uruguay. Libro Cuencas Sedimentarias Mesozoico Geología paleontología y recursos naturales (2da edición), D.I.R.A.C – S.U.G. Capítulo VI. Facultad de Ciencias 4: 117-142, Montevideo.
- Walther K (1919): Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía 3(2): 1-186.
- Walther K (1927): Contribución al conocimiento de las rocas basálticas de la Formación de Gondwana en la Sud-América. Boletín Instituto de Geología y Perforaciones N° 9: 1- 43.
- Wernicke, B. y Burchfiel, B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. J. *struct. Geol.* 4, 105-15.

-Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, 22, 108–125.

Highlight

Se considera al Valle Tapes sur como un relicto erosivo dentro de la secuencia volcano-sedimentaria mesozoica “SaLAM”. En el valle afloran rocas basálticas de la Formación Puerto Gómez, piroclásticas de la Formación Arequita y traquitas a feldespatos alcalinos. Se modeló la deformación del valle mediante un modelo de deformación monofásico con una extensión groseramente NO-SE y una contracción E-O en equilibrio con la extensión, su elipsoide de deformación correspondería a uno prolato con λ_1 NO-SE, λ_2 E-O, y el λ_3 vertical. Este valle es controlado por una falla listrica E-O en su base y en superficie se destacan bloques delimitados por las fallas transferentes N110° a N150°; y fallas transcurrentes normales N70° a N90° las cuales controlan la extensión NO-SE. Estas fallas también se ven en los demás valles del sector intermedio del SaLAM.

Anexo 1 (Tabla de datos de las estaciones 1 a la 4)

Estación de medidas 1

Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
254	56 N	248	58 NW	146	35 NE
260	70 SE	328	75 SO	320	69 SO
100	28 NE	328	75 SO	20	55 SE
118	49 SE	262	62 NO	350	79 SO
100	45 NO	86	50 NE	328	61 SO
106	50 NE	0	78 O	346	46 NE
4	58 SE	278	78 SO	268	82 NO
78	59 NO	344	80 SO	298	89 SO
140	49 NE	350	85 SO	166	46 NE
158	72 NE	342	81 SO	2	79 SE
98	50 NO	252	52 NO	298	73 SO
100	49 NO	84	62 SE	284	53 NE
118	70 NE	84	61 SE	230	53 NO
102	46 NO	350	90	296	46 SO
170	36 NE	242	36 NO	284	56 NE
72	41 NO	258	40 NE	298	66 SO
88	55 NO	64	60 NO	342	73 SO
332	56 SO	56	40 SE	272	57 SO
308	87 SO	334	72 SO	330	31 NE
310	89 SO	262	47 NO	140	34 SO
212	69 NO	320	90	170	43 NE
212	58 NO	246	66 SE	262	12 NO
76	63 SE	244	51 NO	306	76 SO
40	59 NO	246	41 NO	244	43 SE
82	55 NO	0	90	296	85 NE
82	45 NO	260	76 SE	260	78 NO
92	64 SE	240	54 NO	352	50 SO
90	50 N	260	55 SE	270	51 N
58	35 NO	238	57 NO	240	75 SE
290	86 NE	236	71 NO	270	90
310	81 SO	228	52 NO	274	56 NO
350	90	250	58 NO	294	58 SO
254	90	302	64 SO	242	39 NO

228	79 SE	296	75 NE	202	66 SE
340	90	292	51 SO	256	60 SE
244	74 SE	244	86 NE	234	48 NO
				302	85 NE

Estación de medidas 2

Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
258	60 NO	36	70 SE	100	66 SO
258	60 NO	66	50 SE	30	79 SO
20	85 NO	70	27 NO	210	55 NO
133	65 NE	135	80 NE	130	61 SO
270	38 S	40	27 NO	200	58 NO
15	64 NO	50	54 SE	4	54 NO
30	36 NO	170	80 NE	145	75 SO
125	90	0	50 E	110	70 NE
155	57 NE	140	85 NE	60	40 SE
320	60 NE	60	36 NO	10	90
40	55 NO	145	90	120	84 NE
40	55 NO	155	71 NE	160	47 NE
40	55 NO	46	50 NO	50	30 NO
75	51 NO	90	67 S	60	73 SE
340	74 NE	147	74 NE	68	47 SE
70	50 SE	143	72 NE	66	27 NO
65	58 NO	52	50 NO	120	49 NE
160	65 NE	70	65 SE	85	50 SE
90	90	145	82 NE	11	90
110	50 NE	52	55 NO	20	42 NO
130	70 NE	60	50 NO	0	80 E
45	58 NO	75	52 SE	145	90
5	65 O	155	72 NE	65	59 NO
5	65 O	40	61 NO	138	80 NE
5	65 O	155	67 NE	36	47 NO
40	25 SE	50	53 NO	142	76 NE
145	55 SO	90	40 S	40	86 NO
45	65 NO	80	45 SE	120	90
105	53 NE	155	79 NE	140	90

85	54 NO	90	64 S	60	24 NO
90	63 S	52	90	100	56 SO
150	90	45	42 NO	134	85 NE
80	70 SE	160	75 NE	134	85 NE
146	80 NE	50	58 SE	145	85 NE
70	42 NO	138	70 NE	140	79 SO

Estación de medidas 3

Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
42	52 SE	350	60 NE	34	90
42	52 SE	122	60 NE	112	90
42	52 SE	32	66 NO	54	84 SE
98	74 SO	96	90	102	90
84	74 SO	98	74 NE	4	90
84	62 SO	56	90	80	71 SE
26	25 SE	92	90	0	70 E
26	25 SE	32	69 NO	76	79 SE
8	40 SE	338	78 SO	102	65 SO
20	39 SE	90	46 N	40	71 SE
108	72 SO	84	81 SE	108	90
90	84 N	116	74 SO	116	81 SO
16	69 SE	0	90	38	79 SE
16	69 SE	58	80 SE	110	90
16	69 SE	108	77 SO	110	74 SO
116	90	92	75 SO	114	80 SO
110	80 SO	120	69 SO	24	90
12	64 SE	26	90	82	90
110	78 NE	100	73 SO	96	86 SO
118	85 SO	110	90	62	62 SE
24	40 SE	110	90	94	90
24	40 SE	110	90	130	90
16	65 SE	40	50 SE	120	50 NE
20	34 SE	52	57 SE	100	90
8	90	40	64 SE	22	81 NO
44	90	50	14 NO	58	55 SE
66	90	286	90	356	36 NE

94	80 NE	288	90	342	20 NE
20	74 SE	34	71 SE	20	90
100	90	78	71 SE	42	51 SE
20	90	86	90	28	90
100	90	22	67 SE	106	90
12	78 NO	18	79 NO	50	75 SE
				106	84 SE

Estación de medidas 4

Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento	Rumbo	Buzamiento
132	84 NE	40	54 SE	0	70 O
235	68 SE	15	90	17	85 SE
2	70 SE	15	90	110	61 SO
118	55 SO	110	24 NE	100	28 NE
10	75 SE	120	62 SO	350	70 NE
10	75 SE	5	75 SE	120	65 SO
164	90	96	77 SO	13	75 SE
57	50 SE	336	90	13	75 SE
40	55 SE	15	90	13	75 SE
159	79 SO	104	57 SO	7	70 SE
120	35 NE	130	70 SO	75	56 SE
126	45 NE	90	70 S	10	78 SE
60	80 SE	100	76 SO	10	78 SE
27	68 NO	120	67 NE	25	90
350	72 NE	278	33 NE	87	26 SE
20	76 SE	276	66 SO	102	35 NE
7	69 SE	19	80 SE	350	90
7	69 SE	20	50 NO	109	80 SO
66	64 SE	0	73 E	109	80 SO
116	28 NE	5	48 NO	20	70 SE
116	28 NE	90	65 S	90	78 S
116	28 NE	110	34 NE	20	78 SE
7	82 SE	110	34 NE	122	68 SO
102	90	0	61 O	0	81 O
105	50 SO	170	73 NE	120	22 NE
45	64 NO	170	65 NE	7	76 SE

175	71 NE	165	64 SO	11	78 SE
115	30 NE	102	80 SO	99	79 SO
350	65 NE	95	75 SO	94	88 NE
107	74 SO	95	65 SO	95	70 SO
120	56 NE	150	77 SO	86	20 NO
10	65 SE	75	28 NO	9	69 SE
116	50 SO	145	65 SO	106	87 SE
90	36 N	157	78 SO	102	36 NE
2	82 SE	90	30 N	7	77 SE
7	80 SE	2	69 NO	126	42 SO
138	73 NE	91	31 N	106	75 SO
90	33 N	91	31 N		

Anexo 2 (Tabla de datos de estrías de falla)

Tabla de datos de estrías de falla y planos estriados de Tapes Sur

x	y	F_Strike	F_Dip	L_plunge	L_trend
689294.8	6228519.6	250	30	330	30
689304.0	6228108.0	270	86	84	52
689304.0	6228108.0	90	86	101	75
689304.0	6228108.0	90	79	95	23
689069.0	6228094.0	83	75	110	55
689411.0	6228152.0	120	70	170	60
689411.0	6228152.0	120	70	154	65

Tabla de datos de estrías de falla y planos estriados de Valle Fuentes

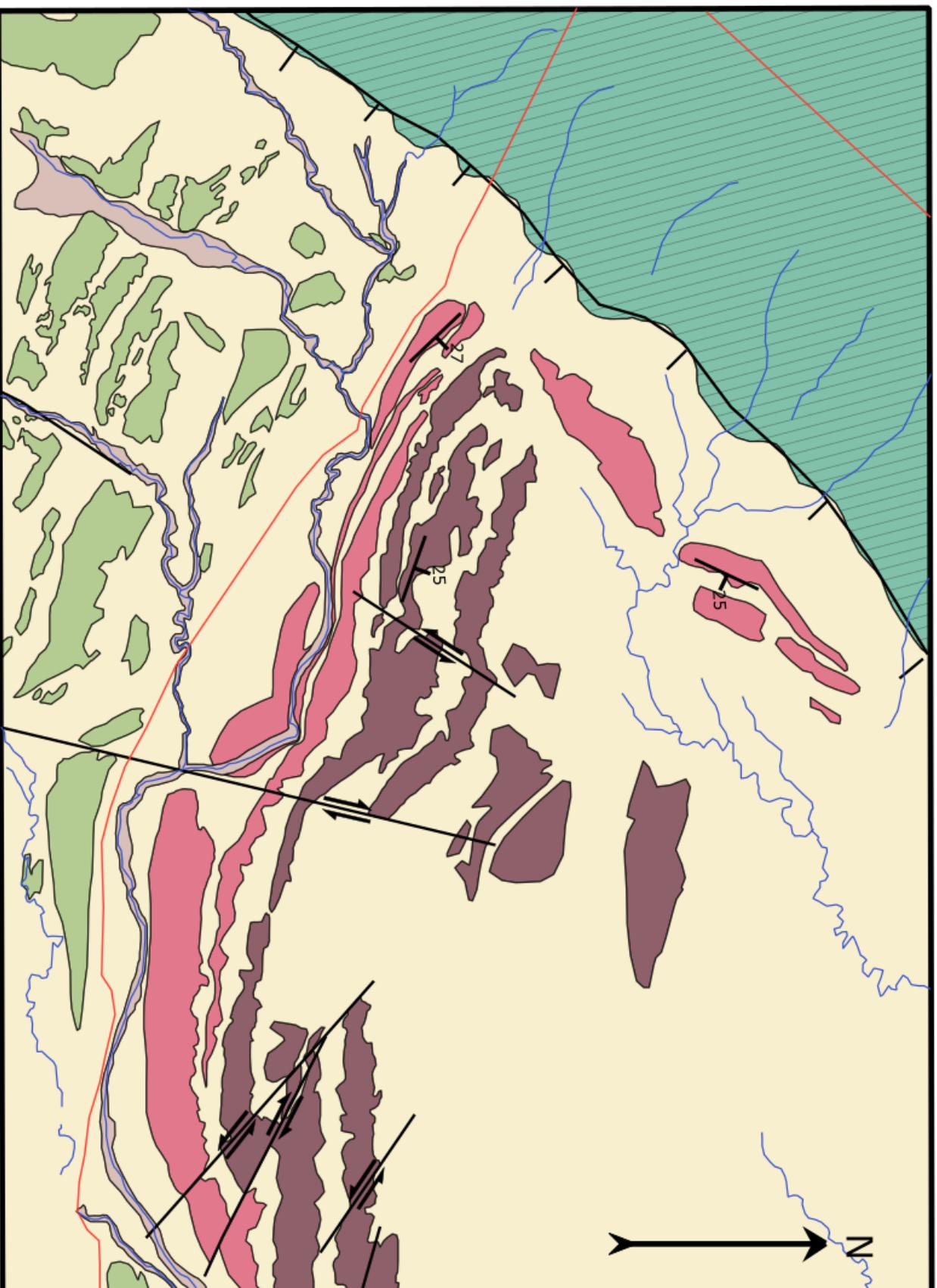
N°	x	y	F_strike	F_dip	L_plunge	L_trend
1	676437,38	6200519,71	119	63	55	240
2	676437,39	6200519,56	119	63	51	242
3	676437,42	6200519,26	145	77	67	262
4	677145,48	6203238,47	188	76	66	242
5	677145,48	6203238,47	232	7	2	45
6	677145,48	6203238,47	262	84	0	81
7	677145,48	6203238,47	212	77	10	29

8	678174,3	6203203,53	295	78	62	325
9	679468,88	6206850,77	189	78	67	237
10	681996,33	6208045,61	142	55	54	230
11	677074.13	6203252.15	115	64	20	298
12	677074.13	6203252.15	282	66	74	356
13	677074.13	6203252.15	320	90	42	320
14	677074.13	6203252.15	264	74	68	332

Tabla de datos de estrías de falla y planos estriados de Fosa Aiguá y Mina de fluorita “Florencia”

N°	x	y	F_strike	F_dip	L_plunge	L_trend
1	716508,06	6224642,2	254	75	66	323
2	717546,81	6224359,34	112	79	56	245
3	728509.09	6220104.59	274	76	79	330
4	728513.62	6220102.16	280	79	80	190

Mapa Geológico Zona O 1/10.000 (Anexo 3)

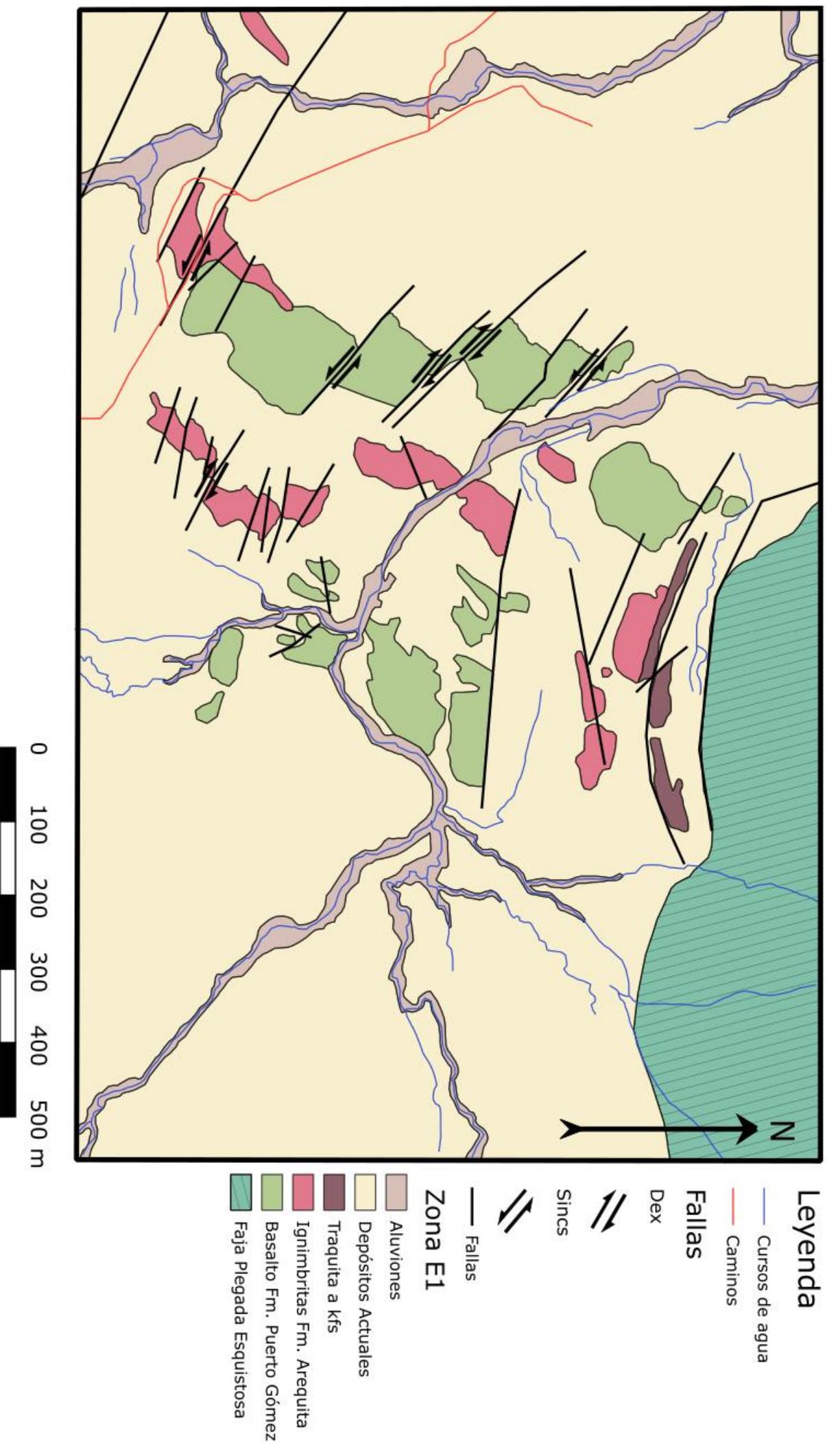


Leyenda

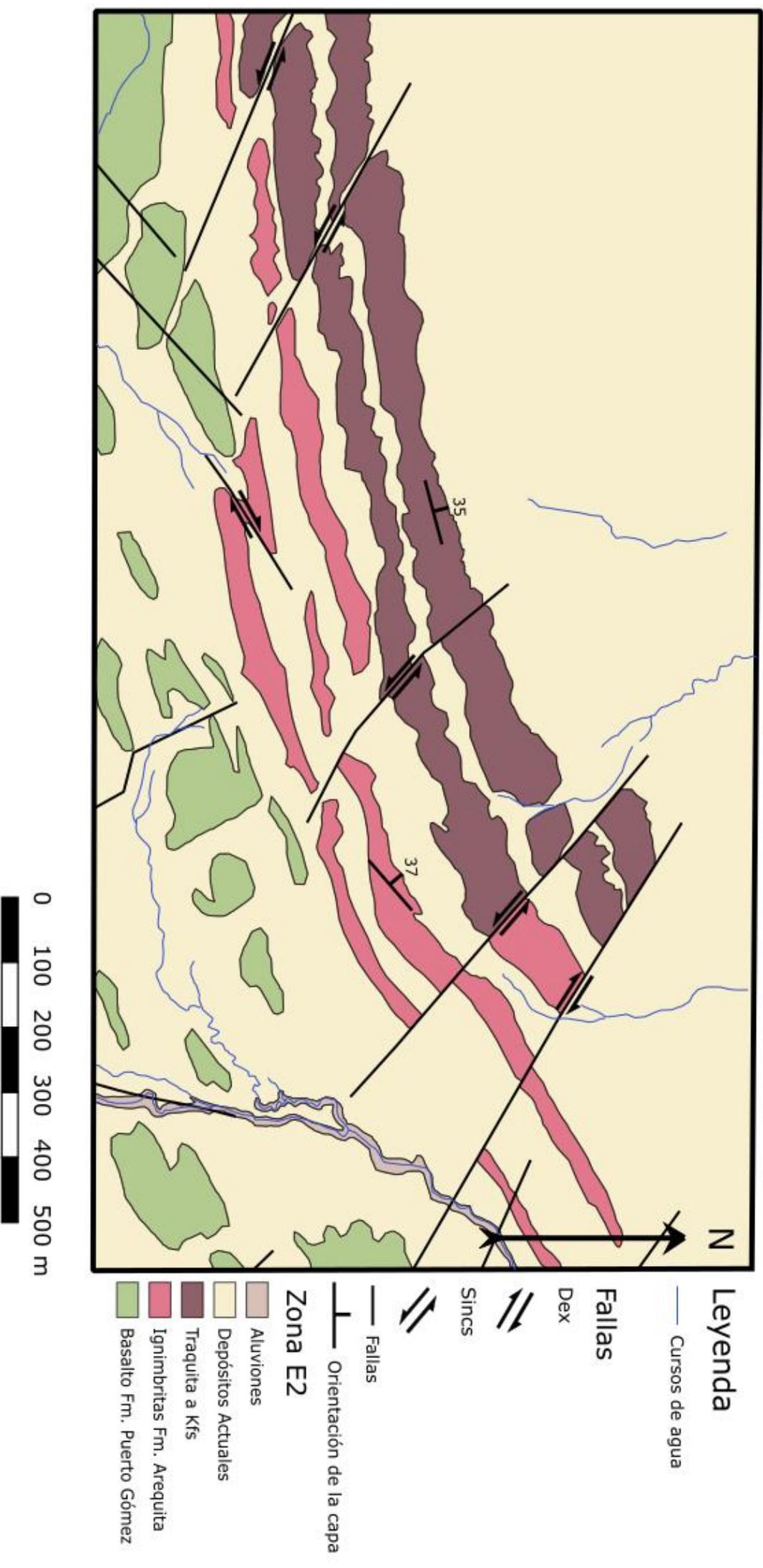
- Cursos de agua
- Caminos
- Fallas**
- Dex
- Sin
- Fallas
- Orientación de la capa
- Zona O**
- Aluviones
- Depósitos Actuales
- Traquita a kfs
- Ignimbritas Fm. Arequita
- Basalto Fm. Puerto Gómez
- Faja Plegada Esquistosa

0 100 200 300 400 500 m

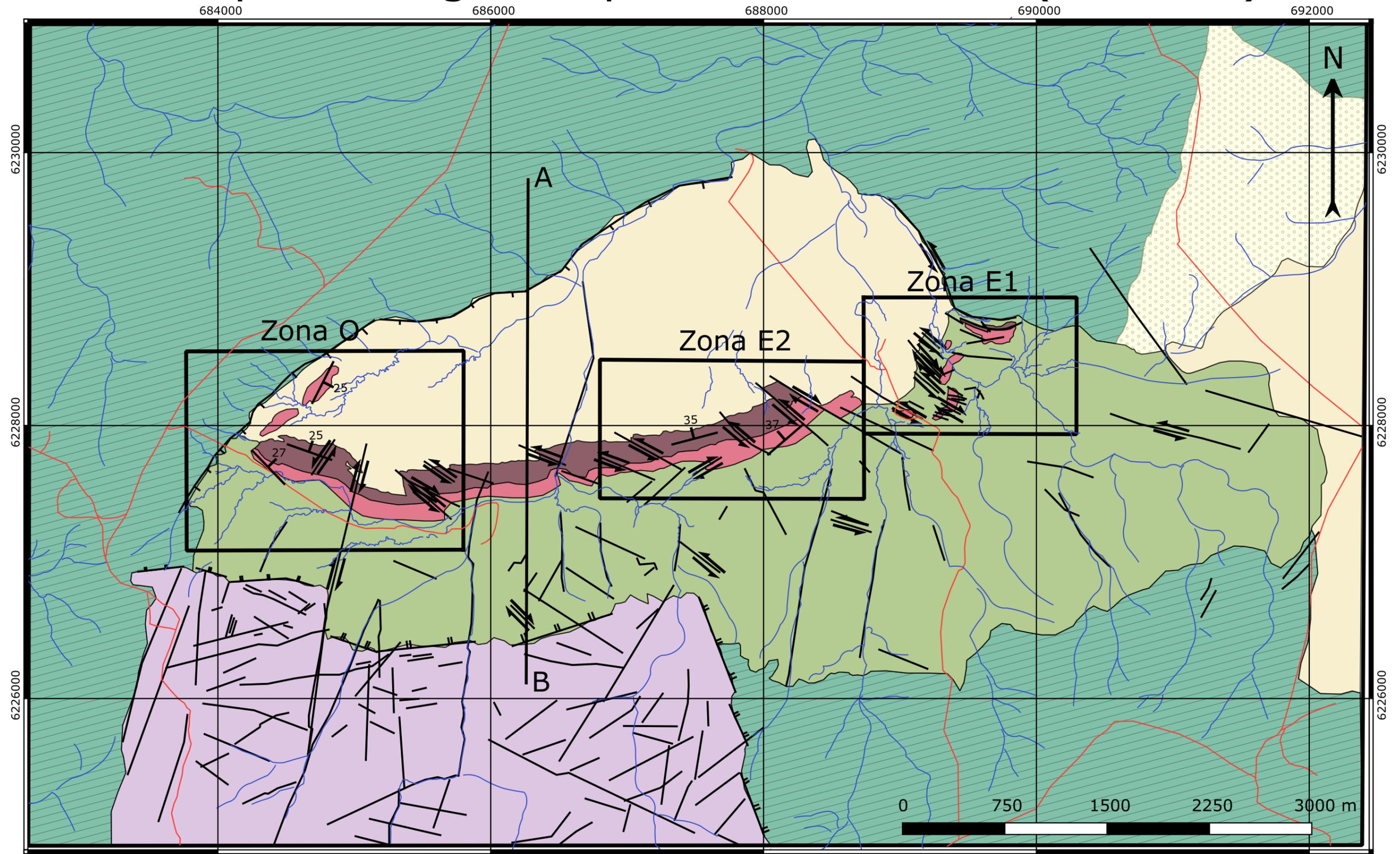
Mapa Geológico Zona E1 1/10.000 (Anexo 4)



Mapa Geológico Zona E2 1/10.000 (Anexo 5)



Mapa Geológico Tapes Sur 1/40.000 (Anexo 6)



Leyenda

- Cursos de agua
- Caminos
- Zona E1
- Zona E2
- Zona O

Fallas

- Dex ⇨
- Sincs ⇄
- Fallas —
- Fallas normales ⊥
- Orientación de la capa ⊥

Geología 1/40.000

- Zona 1.40000
- Depósitos Cuaternarios
- Traquita a kfs
- Ignimbritas Fm. Arequita
- Basalto Fm. Puerto Gómez
- Batolito Puntas de Santa Lucía
- Cuarcitas FPE
- Faja Plegada Esquistosa

