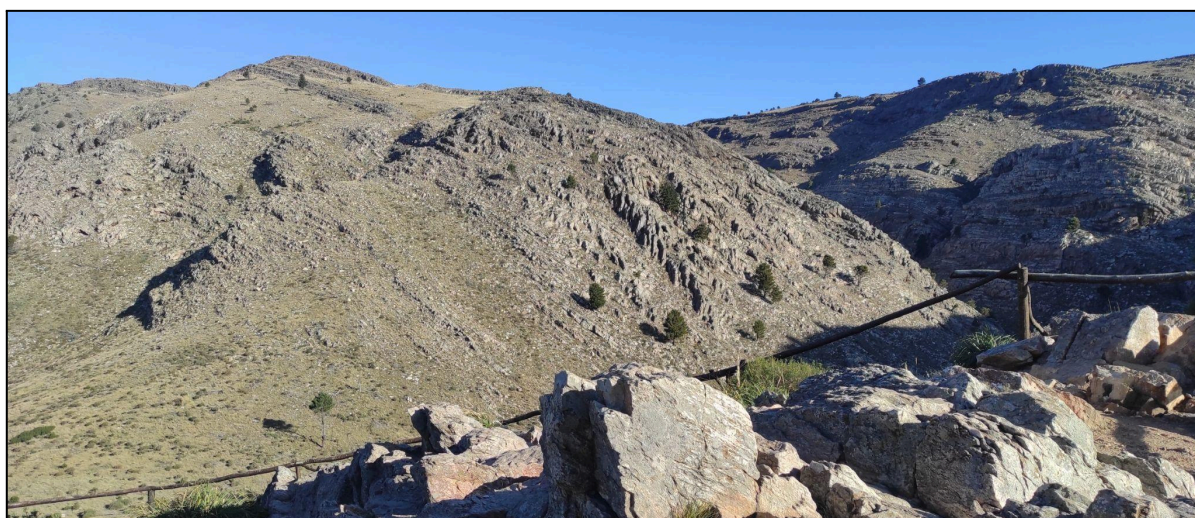




Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas



**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y CARACTERIZACIÓN DE
FRACTURAS DE LAS FORMACIONES LOLÉN Y SAUCE
GRANDE EN LA ZONA DE ESTANCIA LAS ACACIAS,
SECTOR NORESTE DE LAS SIERRAS AUSTRALES,
PROVINCIA DE BUENOS AIRES**

Trabajo Final de Licenciatura

Karen Calvo

Directores: Miguel E. Ramos y Hernán Barcelona

2025

«la ilustración y fomento de las letras es la llave maestra que abre las puertas de la abundancia y hace felices a los pueblos; ese que ha sido la cuna de las ciencias ha sufrido el ominoso destino que le decretaron los tiranos para tener en cadenas los brillantes ingenios de ese país; yo deseo que todos se ilustren en los sagrados libros que forman la escuela de los hombres libres.»

José de San Martín

Resumen

El presente Trabajo Final de Licenciatura tuvo como objetivo caracterizar la estructura y el patrón de fracturación del sector noreste de las Sierras Australes, en la estancia Las Acacias, mediante una metodología integrada que combina relevamiento de campo, análisis estadístico y modelado tridimensional. Se interpretó la geometría y evolución tectónica de los pliegues, foliaciones y fracturas que afectan a las formaciones Sauce Grande y Lolén, deformadas durante un evento de acortamiento paleozoico.

A partir de 26 estaciones estructurales y más de 2300 mediciones, se identificaron ocho familias de fracturas mediante agrupamientos estadísticos (K_a , R_m , MCA) y proyecciones estereográficas. También se calcularon ejes de pliegue locales por intersección $S_0 \cap S_1$. El eje de pliegue promedio regional obtenido a partir de esta población tiene una orientación de $161^\circ/8^\circ$, cuyas variaciones interpoladas (Surfer) permitieron reconocer zonas de culminación y anticulminación a lo largo del perfil estructural.

El modelo evolutivo distingue tres etapas: (1) pre-plegamiento, con fracturas tensionales (familia roja) y de cizalla (familia naranja), luego rotadas durante el plegamiento; (2) sin-plegamiento, bajo un campo compresivo constante pero con reorganizaciones locales, donde se desarrollan fracturas oblicuas con fuerte componente de cizalla (familia verde) y fracturas subverticales (familia azul), afectadas por la geometría tridimensional de los pliegues; y (3) acomodación tardía, caracterizada por fracturas localizadas (familias violeta, rosa, lila y celeste), interpretadas como ajustes internos sin requerir un nuevo campo tectónico.

El análisis espacial muestra que la distribución de fracturas estuvo fuertemente controlada por la geometría jerárquica de los pliegues. Las mayores densidades se concentran en charnelas y culminaciones, donde la deformación se intensifica. Los modelos digitales y perfiles estructurales revelan que la deformación se concentra en el bloque intermedio limitado por F1 y F2, dentro del cual se reconocen pliegues de primer orden, a su vez compuestos por pliegues de segundo y menor orden. Para explicar su generación se proponen discontinuidades ciegas (F3 y F4), que refuerzan la interpretación de un sistema estructural complejo y jerarquizado.

Este trabajo propone una metodología replicable que combina análisis estadístico, geometría y modelado 3D, construyendo un marco tectónico coherente para comprender la deformación paleozoica en las Sierras Australes y aplicable a otras regiones comparables.

Índice General

Resumen.....	i
Índice General.....	ii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Ubicación Geográfica.....	1
1.2 Objetivos de trabajo.....	2
1.3 Antecedentes.....	3
1.4 Marco estructural.....	6
1.5 Marco geotectónico.....	10
Capítulo 2. Metodología.....	14
2.1 Recopilación de datos y análisis.....	14
2.2 Relevamiento de campo.....	15
2.3 Procesamiento y análisis estructural.....	20
Capítulo 3. Estratigrafía.....	24
3.1 Paleozoico medio - superior.....	25
3.1.1 Devónico inferior - medio.....	25
Formación Lolén.....	25
3.1.2 Carbonífero superior - Pérmico inferior.....	33
Formación Sauce Grande.....	33
3.2 Perfil estratigráfico de referencia.....	37
Capítulo 4. Análisis Estructural.....	40
4.1 Descripción de los datos estructurales.....	40
4.1.1 Análisis de planos estratigráficos (S_0) y de foliación (S_1) obtenidos en campo...40	
4.1.2 Intersección de $S_0 \cap S_1$: lineamientos paralelos al eje de pliegue.....	46
4.1.3 Análisis y clasificación de fracturas obtenidas en el campo.....	50
4.1.4 Fracturación superficial y análisis de densidad a partir de imágenes aéreas.....	60
4.1.5 Fracturación superficial y análisis de densidad a partir de imágenes satelitales..62	
4.2 Reconocimiento estructural de campo y a partir del modelo 3D.....	64
4.3 Mapa geológico.....	73

4.4 Perfiles estructurales.....	73
4.5 Modelo geológico y estructural 3D.....	80
Capítulo 5. Discusiones.....	86
5.1 Interpretación de estructuras.....	86
5.2 Distribución de fracturas y relación con los pliegues.....	90
5.3 Interpretación de las familias de fracturas.....	92
5.4 Modelo estructural e interpretación evolutiva.....	97
5.5 Comparación multiescala de fracturas.....	100
5.4 Propuesta de optimización metodológica y estandarización de datos.....	102
Capítulo 6. Conclusiones.....	103
Agradecimientos.....	105
Bibliografía.....	106
Anexo.....	115

Capítulo 1. Introducción

El presente Trabajo Final de Licenciatura tiene como finalidad cumplir con los requisitos exigidos para la obtención del título de Licenciada en Ciencias Geológicas, otorgado por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

El área de estudio geológico se encuentra en la estancia Las Acacias, dentro de la provincia geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, ubicadas en el sur de la provincia de Buenos Aires (Fig. 1.1). Estas sierras forman una cadena montañosa que se extiende en sentido NO-SE, con una longitud aproximada de 180 kilómetros y un ancho máximo de 60 kilómetros, a una distancia de aproximadamente 500 km al suroeste de la ciudad de Buenos Aires.

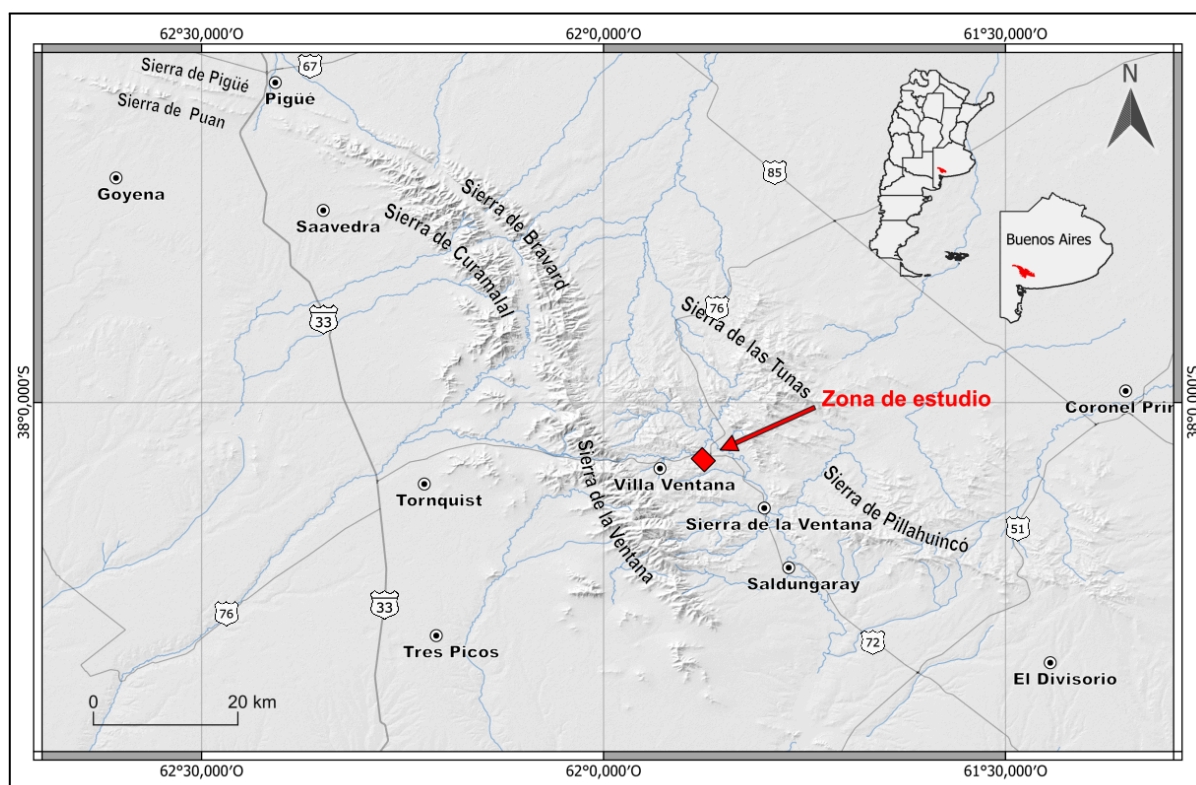


Figura 1.1: Mapa de ubicación y acceso al área de estudio, la cual se marca en color rojo y se indican las principales rutas de acceso a la misma. Las sierras representadas (Puán, Cura Malal, Bravard, La Ventana, Las Tunas, Pillahuincó) conforman el Sistema de Sierras Australes o de Ventania.

1.1 Ubicación Geográfica

El área de estudio se encuentra en la estancia Las Acacias, localizada en el sector noreste del sistema de Sierras Australes o Sierra de la Ventana (Fig. 1.1), al sudoeste de la

provincia de Buenos Aires, Argentina. Geológicamente, la región forma parte de la provincia geológica Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, la cual se inserta dentro de la Llanura Oriental. Las Sierras Australes constituyen un sistema de sierras bajas que se extiende aproximadamente 180 km en dirección noroeste-sureste y hasta 50 km en sentido este-oeste. Afloran en un sector relativamente aislado de la llanura pampeana, constituyendo un rasgo orográfico destacado del borde sur del Cratón del Río de la Plata. Dentro de este sistema, la estancia Las Acacias se sitúa en las cercanías de la localidad de Sierra de la Ventana, en el partido de Tornquist.

La zona relevada comprende un área de aproximadamente 0,61 km², ubicada entre los paralelos 38°03'38.66"S y 38°04'18.19"S, y los meridianos 61°56'05.41"O y 61°52'10.43"O. El acceso principal al área se realiza desde la Ruta Provincial 72, a 11,6 km de Sierra de la Ventana, tomando luego la Ruta Provincial 76 en dirección noroeste hasta la falda noreste de las sierras. Otra alternativa es el acceso desde Villa Ventana, recorriendo 4,8 km hacia el noreste por la Ruta Provincial 76.

1.2 Objetivos de trabajo

El objetivo principal de este trabajo fue realizar la caracterización geométrica y sistemática de la fracturación en la zona, mediante la medición de la actitud, el análisis de sus características observables y la clasificación de las fracturas en familias estructurales.

Objetivos específicos:

- ❖ Realizar un mapa geológico para representar las relaciones entre las unidades litológicas aflorantes, acompañado de cortes petrográficos.
- ❖ Comparar los mapeos de fracturas obtenidos mediante diferentes metodologías, en particular a partir de imágenes satelitales y fotografías aéreas obtenidas con dron.
- ❖ Generar un modelo digital del afloramiento (mapeo con dron).
- ❖ Construir un modelo geológico y estructural 3D integrando todos los datos.
- ❖ Confeccionar secciones estructurales con el fin de describir el estilo de deformación
- ❖ Establecer un modelo evolutivo de la zona.

1.3 Antecedentes

Las Sierras Australes, en la provincia de Buenos Aires, han sido objeto de estudios geológicos desde fines del siglo XIX. Charles Darwin, durante su expedición en el HMS Beagle en 1833, realizó una de las primeras descripciones del ascenso a la Sierra de la Ventana (Darwin 1838). Posteriormente, investigadores como Bravard (1857), Holmberg (1884), Aguirre (1891a,b) y Hauthal (1896, 1901) profundizaron el conocimiento inicial de la región.

Durante la primera mitad del siglo XX, el avance en la comprensión estratigráfica y paleontológica impulsó las primeras hipótesis estructurales y correlaciones globales. Bonarelli y Pastore (1915), Du Toit (1926, 1927) y, especialmente, Keidel (1910, 1912, 1916, 1922, 1929) propusieron la inclusión de las Sierras Australes en el orógeno Gondwanides, vinculados al Sistema del Cabo en Sudáfrica. El aporte de Keidel fue fundamental para el desarrollo posterior de la teoría de la deriva continental (Ramos 2023).

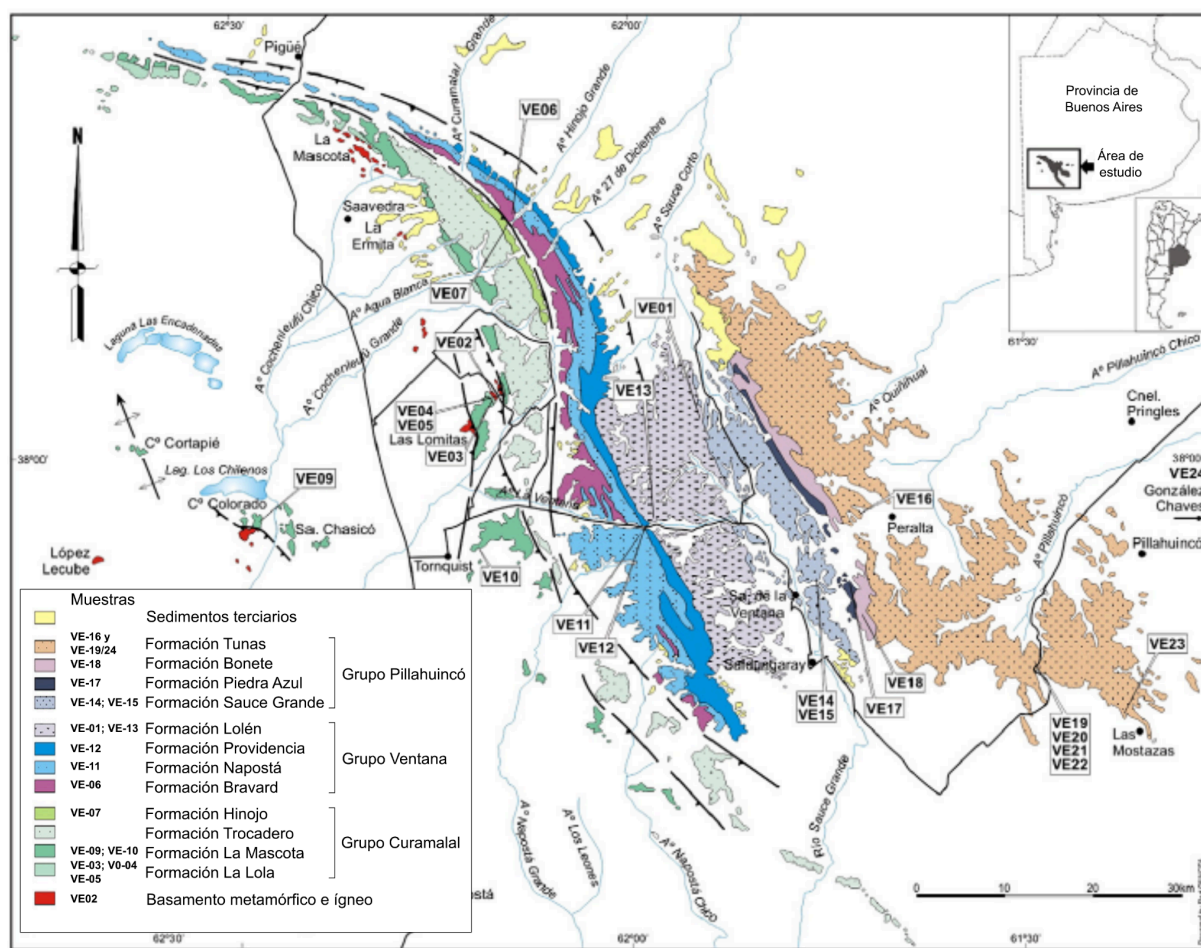
En 1947, Harrington elaboró las hojas geológicas 33m y 34m para las Sierras de Curamalal y de la Ventana, proponiendo que estas sierras representaban un ejemplo clásico de montañas de plegamiento de arco puro, sin fallamiento significativo. Sin embargo, observaciones anteriores de Keidel (1916) y Schiller (1930) ya habían sugerido la importancia de fallas y repeticiones tectónicas, interpretaciones que quedaron relegadas por la influencia del modelo de Harrington.

La estratigrafía propuesta por Harrington fue adaptada posteriormente por Suero (1961) al nuevo Código de Nomenclatura Estratigráfica. Ante la falta de dataciones precisas y la similitud litológica entre unidades, surgieron interpretaciones alternativas, como la de Kilmurray (1975), quien propuso que los Grupos Curamalal y Ventana corresponden a una misma unidad tectónicamente duplicada. Suero (1957), por su parte, aportó observaciones detalladas del plegamiento y litología glaciogénica en la Sierra de Pillahuincó.

Durante las décadas siguientes, estudios como los de Andreis (1962, 1964, 1965, 1984), Amos y Urien (1968) y Andreis et al. (1971, 1979, 1987) profundizaron el análisis estructural y tecto-magmático de la región. Furque (1973) describió pliegues suaves y de bajo ángulo en el sector oriental de la Sierra de Pillahuincó.

Desde mediados del siglo XX, surgieron múltiples interpretaciones sobre el origen tectónico de las Sierras Australes. Borrello (1971) y Borrello et al. (1969), las interpretó como un miogeosinclinal, Harrington (1970) como un aulacógeno intracrátónico, mientras que Ramos (1984) propuso su formación como producto de una colisión continental. Estos

El Sistema Ventania, constituido por un basamento cristalino toniano - cámbrico medio y una cobertura sedimentaria cámbrica tardía - cisuraliana, marca el borde suroeste del Cratón del Río de la Plata (Rapela et al. 2003; Ballivian et al. 2019). En la Figura 1.2 se presenta el mapa geológico regional del Sistema Ventania, donde se destacan las principales unidades litológicas y estructuras relevantes para este estudio (modificado de Ramos et al. 2014).



La última estructuración significativa se produjo durante el Pérmico - Triásico, en el marco de la Orogenia Gondwánica (Varela et al. 1985; Tomezzoli 1999, 2001). Dataciones K-Ar en illitas de la Formación Mascota (257-282 Ma) respaldan una deformación pérmica (Varela et al. 1985; Buggisch 1987), aunque persiste la discusión entre un modelo de

deformación monofásica post-Pérmica (Harrington 1947; Suero 1957) y un modelo de múltiples eventos desde el Devónico tardío (Schiller 1930; Tomezzoli 2012; Ballivian et al. 2017).

Trabajos recientes como el de Tomezzoli et al. (2017) aportaron evidencias de una magnetización postectónica de edad pérmica (~280 Ma) en sedimentos de la Formación Lolén en la estancia Las Acacias. Los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética y el análisis paleomagnético indican una deformación progresiva iniciada en el Devónico medio - tardío, con máxima compresión SO-NE, reafirmando un escenario de deformación multiepisódica a lo largo del Paleozoico tardío.

Por otra parte, la evolución de las Sierras Australes se encuentra íntimamente vinculada a las dinámicas de las cuencas de Sauce Grande y Claromecó (Andreis y Japas 1996; Ramos 1984). Los afloramientos serranos tienen continuidad subsuperficial en estas cuencas, en relación con la evolución tectónica del margen cratónico.

Respecto al origen de la Patagonia, dos grandes hipótesis siguen vigentes: la de Patagonia como terreno alóctono, acoplado durante el Pérmico (Ramos 1984, 2008; Pángaro y Ramos 2012), y la de Patagonia como terreno parautoctono, presente en Gondwana desde el Cámbrico (Dalla Salda et al. 1992; Pankhurst et al. 2006, 2014; Uriz et al. 2011; Rapalini et al. 2013). Incluso se propone como autóctona (Gregori et al. 2008).

Finalmente, Ballivian et al. (2023) documentaron la presencia de zonas de cizallamiento dúctil en el Sistema Ventania, indicando reactivaciones tectónicas durante el Cisuraliano (~287 Ma), el Lopingiano (~256 Ma) y el Triásico tardío (~227 Ma).

La estancia Las Acacias, área de este estudio, expone rocas de la Formación Lolén, compuestas principalmente por pelitas y areniscas de bajo grado de metamorfismo, afectadas por pliegues con ejes orientados NO-SE. La estratigrafía y las relaciones regionales de esta unidad fueron descriptas por Massabie y Rossello (1984), mientras que estudios más recientes analizaron con mayor detalle su estructura y estilo de plegamiento (Tomezzoli et al. 2017).

El perfil estructural esquemático de la Formación Lolén en la estancia Las Acacias fue elaborado a partir de Tomezzoli et al. (2017) (Fig. 1.3). A pesar de estos antecedentes, hasta el presente no existía una caracterización sistemática de la fracturación en la zona, vacío que este trabajo busca abordar.

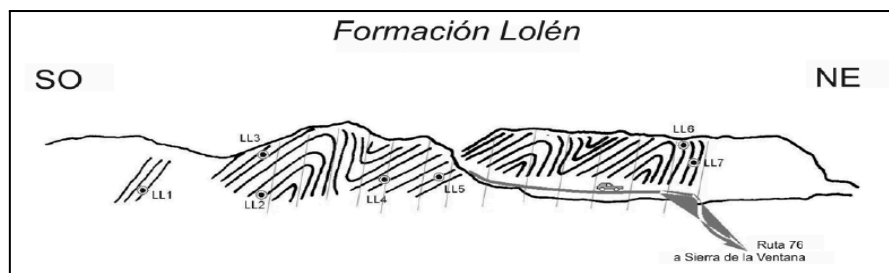


Figura 1.3: Perfil estructural esquemático de la Formación Lolén en la estancia Las Acacias. Tomado y simplificado de Tomezzoli et al. (2017).

1.4 Marco estructural

Las Sierras Australes fueron caracterizadas por Harrington (1947) como “una montaña de plegamiento de estructura de arco con subsidiaria disposición en échelon de ciertos complejos estratigráficos”. Según su análisis, representan uno de los ejemplos más puros de plegamiento, con una deformación donde predominan pliegues similares y disarmónicos, y escasa participación de fracturas o desplazamientos verdaderos. La estructura está compuesta por pliegues de primer orden replegados en pliegues de órdenes superiores, generando una geometría compleja que solo se evidencia a través de perfiles transversales detallados.

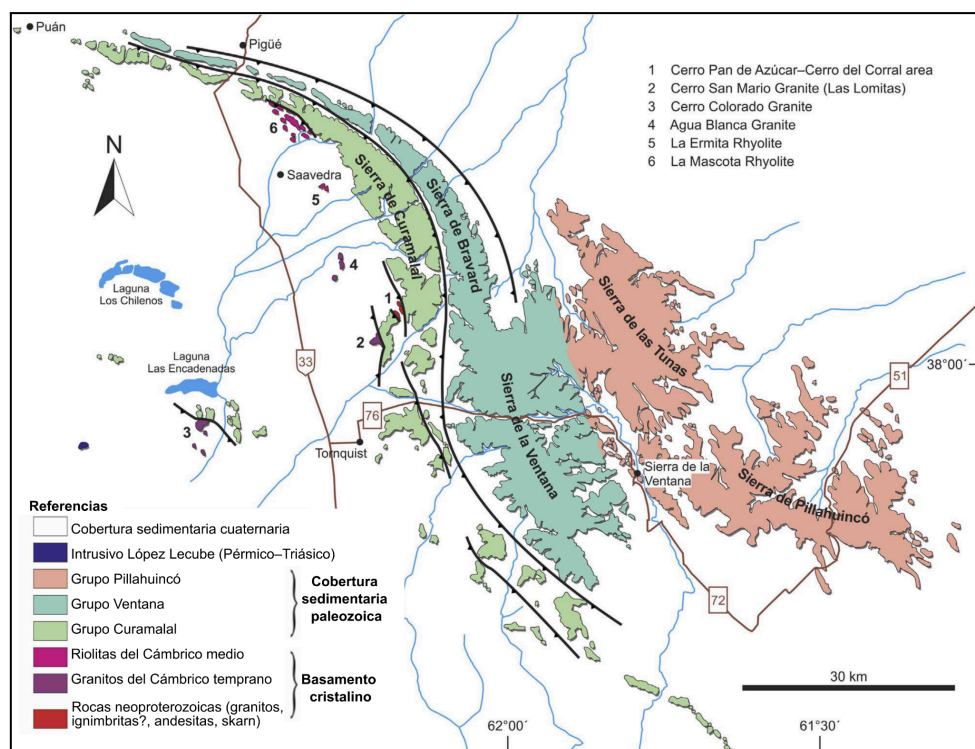


Figura 1.4: Mapa geológico del Sistema de Ventania, donde se observa la configuración estructural general del área. Se destaca la división entre las sierras occidentales (Curamalal y Bravard) y orientales (Tunas y Pillahuincó), en línea con la zonación estructural propuesta por Harrington (1947). Tomado y modificado de Ballivián et al. (2017), basado en Ramos et al. (2014).

Según Harrington (1947), las sierras se subdividen en dos zonas estructurales principales, tal como se ilustra en su Figura 1.4. La zona occidental comprende las Sierras de Curamalal, Bravard y Ventana. Esta zona se caracteriza por un plegamiento intenso, con presencia de pliegues que alcanzan hasta el séptimo y octavo orden. Por otro lado, la zona oriental está compuesta por las Sierras de Tunas y Pillahuincó. En contraste con la zona occidental, esta área presenta pliegues de menor intensidad, una geometría más regular, y el patrón estructural exhibe una disposición notablemente más paralela.

En el sector occidental, los planos axiales de los pliegues principales son subverticales e inclinados hacia el suroeste. Hacia el noreste, la inclinación disminuye, y en las zonas orientales los planos axiales pueden ser verticales o con leve inclinación opuesta (noreste). La intensidad del plegamiento decrece paulatinamente desde el suroeste hacia el noreste, disminuyendo la longitud y la amplitud de los pliegues.

Harrington (1947, 1970) también reconoció que los ejes de pliegues forman arcos curvados hacia el sudoeste, conectados por segmentos rectos, con culminaciones y anticulminaciones producto del buzamiento de los ejes de pliegue, entre 5° y 10°. Estas culminaciones estructurales afectan la mayoría de las unidades, excepto la Formación Bravard, que presenta culminaciones propias interpretadas como apilamientos locales.

El fallamiento también ha tenido un rol importante en la deformación. Schiller (1930) fue el primero en identificar estructuras de corrimiento, como el sobrecorrimiento de rocas graníticas sobre la Formación La Lola. Esta interpretación fue posteriormente confirmada por Cucchi (1966), quien describió fallas inversas de alto ángulo en los cerros Pan de Azúcar, San Mario y del Corral, donde el basamento sobrecorría a las rocas sedimentarias. Estas fallas, de rumbo noroeste-sureste y buzamiento hacia el suroeste, están asociadas a zonas de milonitización del basamento (Kilmurray 1968; Dimieri et al. 1990; Delpino y Dimieri 1992). En las Sierras de Pillahuincó, Furque (1973) describió una estructura simple dominada por pliegues, diaclasas y clivaje. Japas (1988, 1989) realizó una clasificación de las diaclasas, identificando conjuntos de extensión, alivio y cizalla.

Estudios más recientes como el de Tomezzoli y Cristallini (2004) proponen una reinterpretación estructural de las Sierras Australes, incorporando el papel dominante del fallamiento inverso en la configuración del sistema orogénico (Fig. 1.5). A partir del análisis de secciones estructurales regionales levantadas entre las abras de Agua Blanca e Hinojo, estos autores interpretan que el contacto entre los Grupos Curamalal y Ventana corresponde a un corrimiento fuera de secuencia, responsable de la repetición tectónica de unidades litológicas similares.

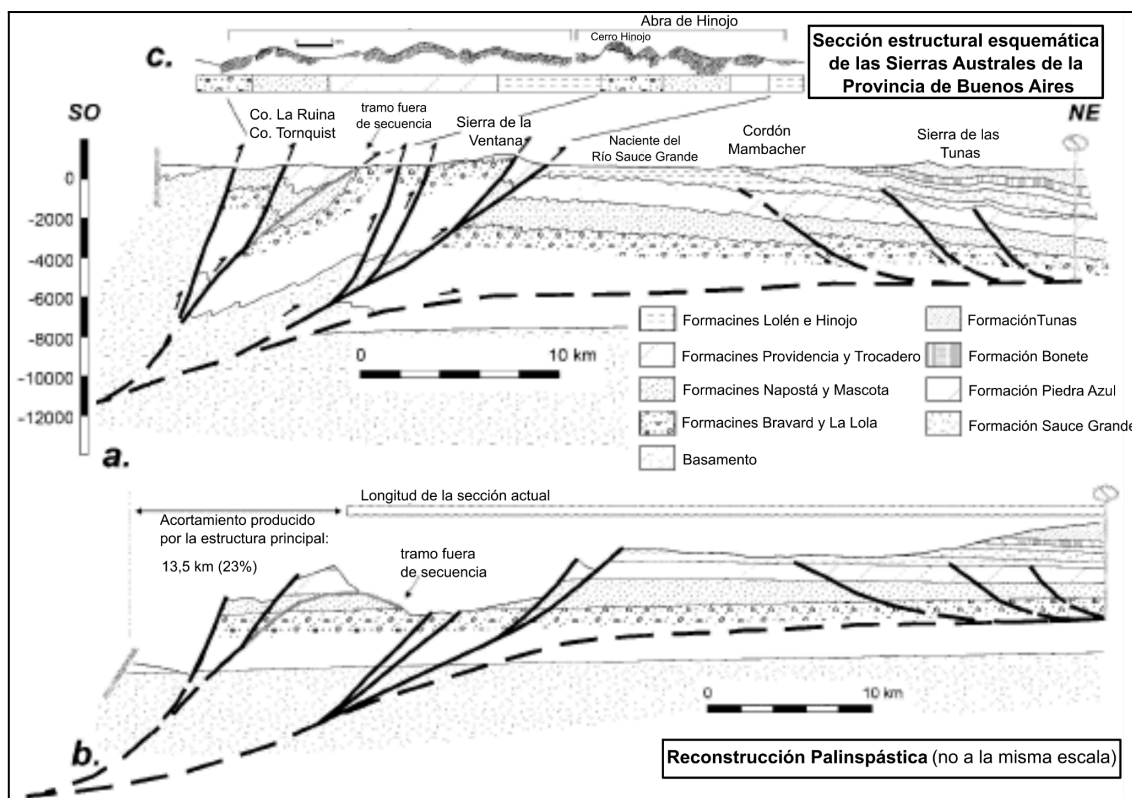


Figura 1.5: Sección estructural esquemática entre las abras de Agua Blanca e Hinojo. Se interpreta un corrimiento fuera de secuencia que repite tectónicamente los Grupos Curamamal y Ventana, con un acortamiento mínimo de 13,5 km. Tomado y modificado de Tomezzoli y Cristallini (2004).

Esta reinterpretación sugiere la existencia de un nivel de despegue profundo que se eleva hacia el noreste, definiendo una zona triangular estructural entre las sierras de la Ventana y Tunas. La geometría resultante se asocia a un acortamiento mínimo de aproximadamente 13,5 km (23%), compatible con una evolución progresiva de tipo piel gruesa.

Rossello y Massabie (1981, 1993) determinaron que la Formación Sauce Grande se apoya de manera discordante sobre la Formación Lolén, asociándose a la Orogenia Chánica (Devónico - Carbonífero). Posteriormente, Japas (1989) concluyó que la diferencia en el estilo de deformación entre Sauce Grande y Lolén obedece a sus diferencias reológicas, y que la deformación es contemporánea, dentro del Pérmico superior - Triásico.

En términos de evolución estructural, Varela et al. (1985) reconocieron una faja tectónica de bloques imbricados en el flanco occidental, compuesta por fallas inversas de rumbo subparalelo. Esta interpretación coincide con la de Cobbold et al. (1986), quienes propusieron una estructura de láminas de desplazamiento relacionadas con un régimen transpresivo dextral. Según estos autores, la deformación implica un acortamiento en

dirección SO-NE y componentes de cizalla de sobrecorrimento hacia el NE y desplazamiento lateral derecho.

Los autores von Gosen et al. (1990, 1991) propusieron un modelo de faja plegada y corrida, dominada por fallas inversas de bajo ángulo, posiblemente originadas desde un despegue profundo subyacente a toda la cadena serrana. El plegamiento habría sido seguido por una transpresión sinistral, con desarrollo de fallas subverticales de rumbo NO-SE. Sellés Martínez (1987, 1989) propuso en cambio una deformación transpresiva sinistral, donde la compresión NE-SO resultaría de un cizallamiento sinistral entre fallas verticales de rumbo E-O, en un marco de colisión continental.

Estudios clásicos sobre la deformación interna de las Sierras Australes ya habían cuantificado valores significativos de acortamiento tectónico. Análisis basados en la geometría de trazas fósiles deformadas en los Grupos Curamalal y Ventana estimaron un aplastamiento cercano al 40 % (Dimieri y Japas 1986; von Gosen et al. 1990), mientras que la restitución de pliegues en la Formación Napostá arrojó valores del orden del 46 % (Dimieri 1989; Dimieri et al. 2005).

En trabajos más recientes, Susena (2020) y Stach et al. (2024) reafirmaron la naturaleza progresiva y polifásica de la deformación en las Sierras Australes. Susena (2020) reconoció en el sector norte la coexistencia de estructuras dúctiles (pliegues, foliaciones y milonitas) con fallas tardías de orientación E-O y NO-SE vinculadas a etapas de exhumación. Por su parte, Stach et al. (2024) restituyeron la geometría de las capas guías y cuantificaron un acortamiento del ~46 % en el Grupo Ventana, consistente con las estimaciones previas y asociado a deformación dúctil bajo condiciones de facies de esquistos verdes (250-300 °C), seguida por una etapa frágil dominada por fallamiento de rumbo. Además, este trabajo constituye una síntesis integradora de interpretaciones previas dispersas (Dimieri 1987, 1989; von Gosen et al. 1990; Dias 1988), articulándolas en una evolución que vincula el plegamiento penetrativo con procesos tardíos de exhumación orogénica.

Finalmente, Ballivián et al. (2023) documentaron reactivaciones dúctiles durante el Cisuraliano, Lopingiano y Triásico tardío, reforzando la idea de que el sistema sufrió múltiples pulsos de deformación a lo largo de un prolongado ciclo orogénico.

En síntesis, el marco estructural de las Sierras Australes resulta de una evolución tectónica compleja que combina un intenso plegamiento disarmónico en las sierras occidentales con geometrías más simples en el sector oriental. El sistema se caracteriza por el desarrollo de culminaciones, anticulminaciones y arcos estructurales vinculados a la curvatura de los ejes de pliegue, una deformación progresiva con acortamiento significativo, la

participación del basamento mediante zonas de cizalla dúctil, y una etapa final dominada por fallamiento inverso de alto ángulo y transpresión. En conjunto, estos procesos reflejan un contexto de convergencia oblicua y ajuste postcolisional durante el Paleozoico tardío y el inicio del Triásico.

1.5 Marco geotectónico

Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires han sido objeto de múltiples investigaciones orientadas a comprender su origen y evolución tectónica. Los primeros modelos estructurales propuestos por Harrington (1947) y Suero (1957) interpretaban a la región como un sistema de plegamiento puro, sin participación significativa de fallas ni corrimientos, producto de un único evento compresivo que deformó secuencias sedimentarias preexistentes. Sin embargo, estudios posteriores revelaron un panorama más complejo, con presencia de fallas inversas, escamas tectónicas y zonas de cizalla dúctil aflorantes (Schiller 1930; Cucchi 1966; Cobbold et al. 1986; von Gosen et al. 1990), lo que motivó una revisión sustancial de las interpretaciones iniciales.

Desde una perspectiva temporal, la evolución tectónica de las Sierras Australes abarca varias fases. Durante el Precámbrico-Cámbrico, el basamento cristalino fue afectado por eventos graníticos sincinemáticos y una intensa deformación tectónica que generó esquistosidad penetrativa (S_1) y estructuras miloníticas, características de condiciones metamórficas de grado medio a alto (Kilmurray 1975). Posteriormente, entre el Ordovícico y el Silúrico, se desarrollaron depósitos de tipo flysch correspondientes a la Formación Los Chilenos, afectados por deformación y metamorfismo de bajo grado, seguidos por la intrusión del Granito Cerro Colorado, eventos relacionados con la fase orogénica Tacónica (Kilmurray 1975). En el Devónico se estableció una cuenca de sedimentación marina donde se depositó la Formación Lolén, interpretada como producto de un contexto de cuenca pasiva o plataforma marginal semiestable (Varela 1978).

Durante el Paleozoico tardío, particularmente entre el Carbonífero y el Pérmico, tuvo lugar el principal evento tectónico que afectó a la región. En el modelo propuesto por Ramos (1984, 1988), el bloque patagónico habría colisionado frontalmente contra el margen suroccidental de Gondwana, generando el plegamiento de las Sierras Australes, la migración tectónica hacia el norte y el desarrollo de una cuenca de antepaís asociada (cuenca de Claromecó). Posteriormente en Ramos (2008) y Ramos et al. (2014) se refinó este modelo en el marco de la evolución del orógeno Gondwanides, interpretando la colisión patagónica

como parte del cierre de la orogenia Terra Australis y destacando la procedencia patagónica de los sedimentos pérmicos del Grupo Pillahuincó (Fig. 1.6). Esta visión es consistente con la presencia de clastos de la Formación Lolén en la base de la Formación Sauce Grande (Andreis y Torres Ribeiro 2003), lo que evidencia erosión activa del basamento durante el Pérmico.

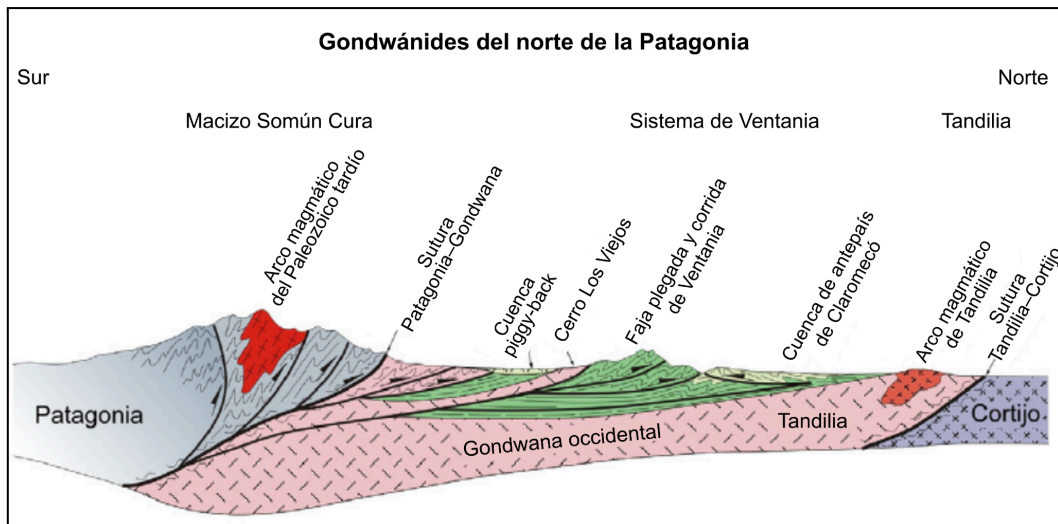


Figura 1.6: Sección estructural interpretativa de los Gondwánides del norte de la Patagonia hacia fines del Paleozoico, según el modelo tectónico compilado por Ramos et al. (2014), basado en una síntesis de múltiples autores (von Gosen et al. 1990; Tomezzoli y Cristallini 1998; Pángaro y Ramos 2012). Se ilustra la disposición relativa del arco magmático paleozoico del Macizo Somún Cura, la faja plegada y corrida del Sistema de Ventania, las cuencas asociadas y los bloques de Tandilia y Cortijo. Modificado de Ramos et al. (2014).

Sin embargo, esta hipótesis ha sido reevaluada. En trabajos más recientes (Ramos et al. 2020), se continúa considerando a Patagonia como un bloque alóctono, pero incorpora una visión más matizada, en la que el ensamblaje fue progresivo y ocurrió mediante acoplamientos internos entre bloques cratónicos, sin requerir una única colisión frontal súbita. En este marco, el sistema de Ventania habría respondido a la transmisión oblicua de esfuerzos desde un margen con subducción activa, sin implicar necesariamente un límite tectónico de sutura bien definido.

Otros autores han propuesto modelos alternativos como por ejemplo plantearon un régimen de transpresión, combinando acortamiento con cizalla lateral oblicua, que podría haber sido dextral o sinistral según el autor (Cobbald et al. 1986, 1991; Sellés Martínez 1989). Otros interpretaron a Ventania como una faja plegada y corrida, caracterizada por sobrecorrimientos de bajo ángulo y desplazamientos de rumbo subordinado (von Gosen et al. 1990, 1991).

Desde otro enfoque propusieron que la región representaba un margen pasivo que fue reactivado en un escenario de retroarco (Rapela et al. 2003, 2024; López-Gamundí 2006;

López-Gamundí et al. 2013), asociado a una subducción activa al oeste del continente (Fig. 1.7). Este modelo, basado en evidencias magmáticas, sedimentológicas y estructurales, plantea una evolución prolongada asociada a la apertura y cierre de la cuenca marginal de Chaitenia, desarrollada durante el Devónico como una cuenca oceánica tipo back-arc detrás del arco magmático del margen continental (arco San Martín). Su cierre y acreción habrían contribuido a la configuración del orógeno gondwánico mediante transmisión interna de esfuerzos en una corteza adelgazada, sin requerir la colisión de un bloque tectónico alóctono como Patagonia.

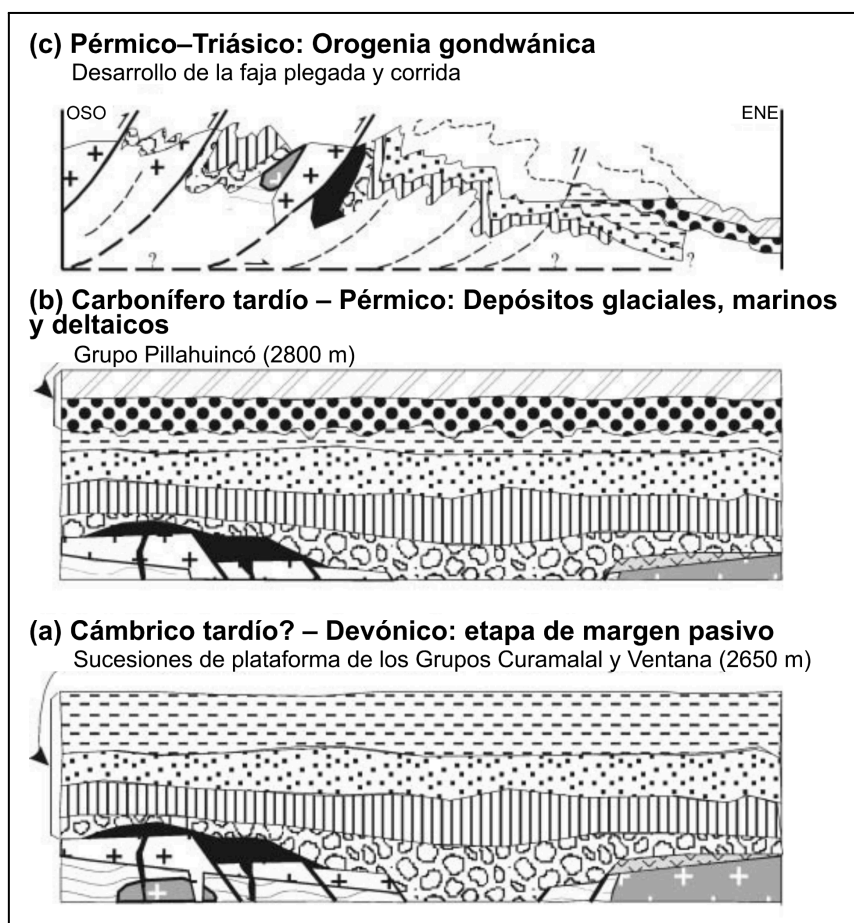


Figura 1.7: Evolución tectono-sedimentaria del Paleozoico superior en el sector de las Sierras Australes, según el modelo propuesto por Rapela et al. (2003): a) Formación de una plataforma siliciclástica en un margen pasivo (Grupos Curamalal y Ventana); b) Depositación de unidades glacimarinas, marinas y deltaicas del Grupo Pillahuincó; c) Deformación compresiva durante la orogenia gondwánica, con desarrollo de pliegues y corrimientos. Esquema tomado y modificado de Rapela et al. (2003).

Estudios de proveniencia y análisis petrográficos (Dickinson et al. 1983; Andreis y Cladera 1992a,b; López-Gamundí 1996) muestran una evolución en las fuentes sedimentarias durante la depositación de las formaciones Sauce Grande y Tunas, con aportes mixtos de

arcos magmáticos, basamento y unidades metasedimentarias recicladas, lo que refuerza la idea de un sistema tectónico dinámico y en evolución continua.

Desde un punto de vista geodinámico, se ha sugerido que los esfuerzos compresivos del Paleozoico tardío fueron transmitidos desde una zona de subducción activa en el margen occidental de Gondwana (Ransome y De Wit 1992; Vaughan y Pankhurst 2008), afectando el antepaís mediante acoplamiento mecánico profundo. A partir de datos geofísicos, sugieren incluso rotaciones de bloques a lo largo de fallas transformantes arqueadas, lo que contribuiría a explicar la arquitectura compleja del orógeno (Gregori et al. 2008). Enmarcan la deformación térmica dentro del contexto de la Orogenia San Rafael, vinculándola a la colisión del terreno Chipa (integrado por Chilenia y Patagonia) con el margen suroccidental de Gondwana y al posterior cierre de cuencas marginales durante el ensamblaje de Pangea (Tomezzoli et al. 2023).

El marco geotectónico de las Sierras Australes es aún debatido. La complejidad del sistema descarta visiones simplistas y apunta a una interpretación integradora, donde la deformación paleozoica tardía resulta de la interacción entre un margen adelgazado, actividad magmática prolongada y esfuerzos compresivos transmitidos desde la subducción en el borde occidental de Gondwana.

Capítulo 2. Metodología

El desarrollo de este trabajo se organizó en tres grandes fases metodológicas: recopilación de datos preliminares, relevamiento de campo y procesamiento y análisis de gabinete.

2.1 Recopilación de datos y análisis

Planificación logística:

Se recopilaron mapas geológicos regionales para identificar accesos, caminos, estancias y áreas de interés. Se planificaron las rutas de aproximación a los afloramientos y la accesibilidad de los mismos.

Revisión bibliográfica:

Se realizó una búsqueda exhaustiva de antecedentes sobre la geología, estratigrafía y estructura de las Sierras Australes, enfocándose en el área de la estancia Las Acacias. Se consultaron trabajos publicados en congresos, revistas científicas y hojas geológicas oficiales a escala 1:200.000, correspondientes a: Hoja 33m: Sierra de Curamalal, Hoja 34m: Sierra de la Ventana y Hoja 34n: Sierra de Pillahuincó.

Análisis preliminar de imágenes satelitales:

Utilizando imágenes satelitales de alta resolución de Google Earth, se realizó una interpretación estructural preliminar. Se identificaron zonas de interés para la posterior validación con los datos de campo y además, se marcaron los sitios preliminares para los futuros vuelos de dron.

Construcción de un Sistema de Información Geográfica (SIG):

Toda la información recopilada, incluyendo geología, curvas de nivel, hidrografía, rutas, puntos de interés, fue integrada y georreferenciada en el software QGIS 3.22.5. Esta

base de datos permitió planificar con precisión las actividades de campo y sirvió como plataforma para el análisis posterior.

2.2 Relevamiento de campo

El relevamiento geológico y estructural se realizó entre el 4 y el 7 de septiembre de 2023, en el área de la estancia Las Acacias. Se llevaron a cabo tres transectas principales, denominadas A-A', B-B' y C-C', cada una con una longitud aproximada de 600 metros, y fueron prospectadas a partir de 26 estaciones estructurales (Fig. 2.1). Esta forma de muestreo fue diseñada para recorrer de manera sistemática los principales afloramientos y estructuras geológicas del área de estudio.

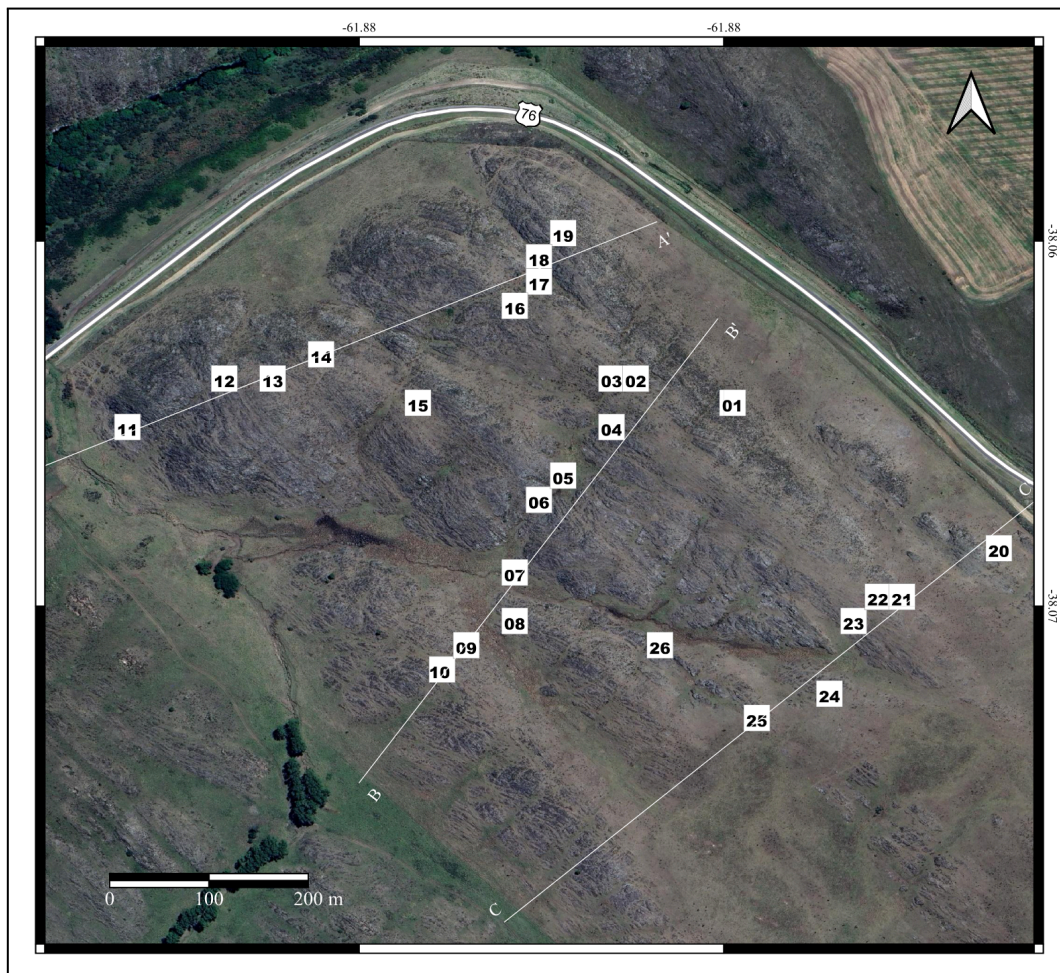


Figura 2.1: Imagen satelital tomada de Google Earth. Ubicación de las transectas A-A', B-B' y C-C', y sus respectivas estaciones, en la estancia Las Acacias, próxima a la Ruta Provincial 76. Por motivos de claridad visual, las estaciones se enumeran en la imagen como 01, 02, etc., pero en el texto se identificarán con el prefijo LA_ (por ejemplo, LA_01, LA_02).

Reconocimiento estratigráfico:

Se identificaron las unidades litológicas aflorantes y se las comparó con las descripciones disponibles en la bibliografía. Además, se realizó un muestreo petrográfico mediante la recolección de cuatro muestras representativas, destinadas a su posterior análisis en gabinete. Este análisis incluyó la descripción macroscópica de las rocas y el estudio microscópico a partir de cortes delgados (Fig. 2.2.a).

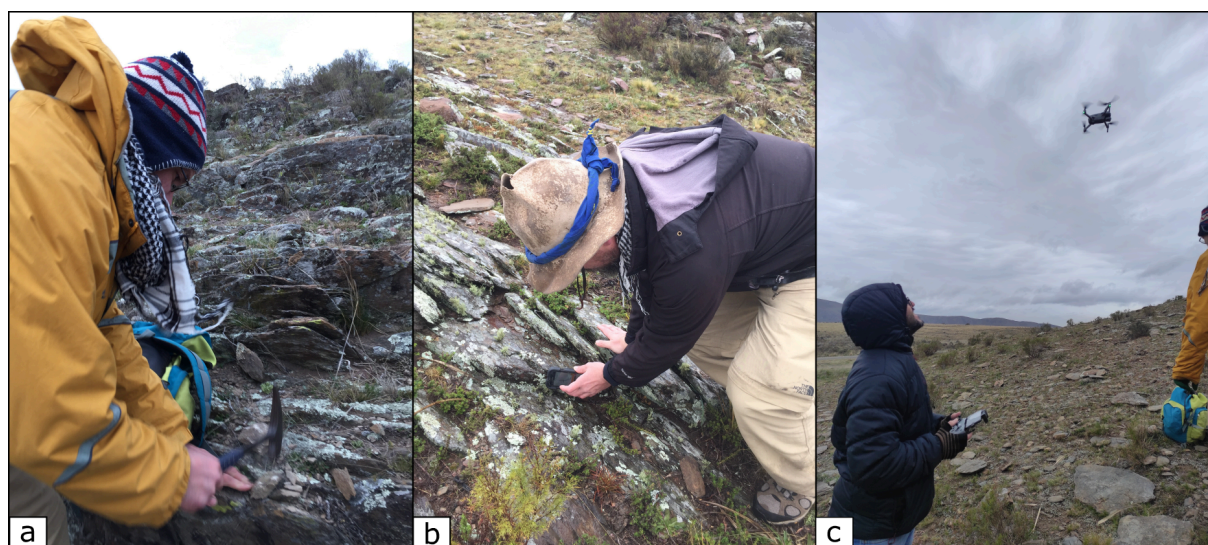


Figura 2.2: a) Extracción de muestras mediante piqueta; b) Medición de planos estructurales con smartphone y FieldMove Clino; c) Vuelo de adquisición de imágenes con el dron DJI AIR 2S durante el relevamiento de campo.

Mediciones estructurales:

Se registraron datos de planos de estratificación (S_0), foliaciones tectónicas (S_1) y fracturas. Las mediciones de rumbo e inclinación se realizaron utilizando el software FieldMove Clino instalado en un iPhone, respaldadas por geolocalización GPS (Fig. 2.2.b).

Planeación de vuelo y adquisición de imágenes con dron:

Para complementar el relevamiento de campo, se realizaron vuelos fotogramétricos con un vehículo aéreo no tripulado (UAV) modelo DJI Air 2S (Fig. 2.2.c), equipado con cámara RGB de 20 MP. Se planificaron vuelos automáticos con una altura optimizada de acuerdo al GSD requerido, un traslape longitudinal y transversal del 70 al 80 %, y una configuración del ángulo de cámara entre 45° y 90° . En total, se capturaron 1313 imágenes de

alta resolución (5472×3648 píxeles) siguiendo rutas preprogramadas. Estos datos fueron procesados mediante técnicas fotogramétricas para generar el ortomosaico y el modelo digital de elevación (DEM) de la zona.

Modelo 3D a partir del DEM y ortomosaico:

La generación de un modelo digital de elevación (DEM) y un ortomosaico de alta resolución se realizó a partir de vuelos fotogramétricos con dron, lo que permitió una interpretación estructural detallada del área de estudio. Ambos productos facilitaron la identificación precisa de rasgos geológicos superficiales gracias a su elevada resolución espacial: el DEM alcanzó $\sim 5,1$ cm/píxel y el ortomosaico $\sim 2,5$ cm/píxel, lo que permitió observar estructuras finas y patrones morfológicos relevantes (Figs. 4.32 y 4.33). Ambos productos fueron georreferenciados al datum WGS84.

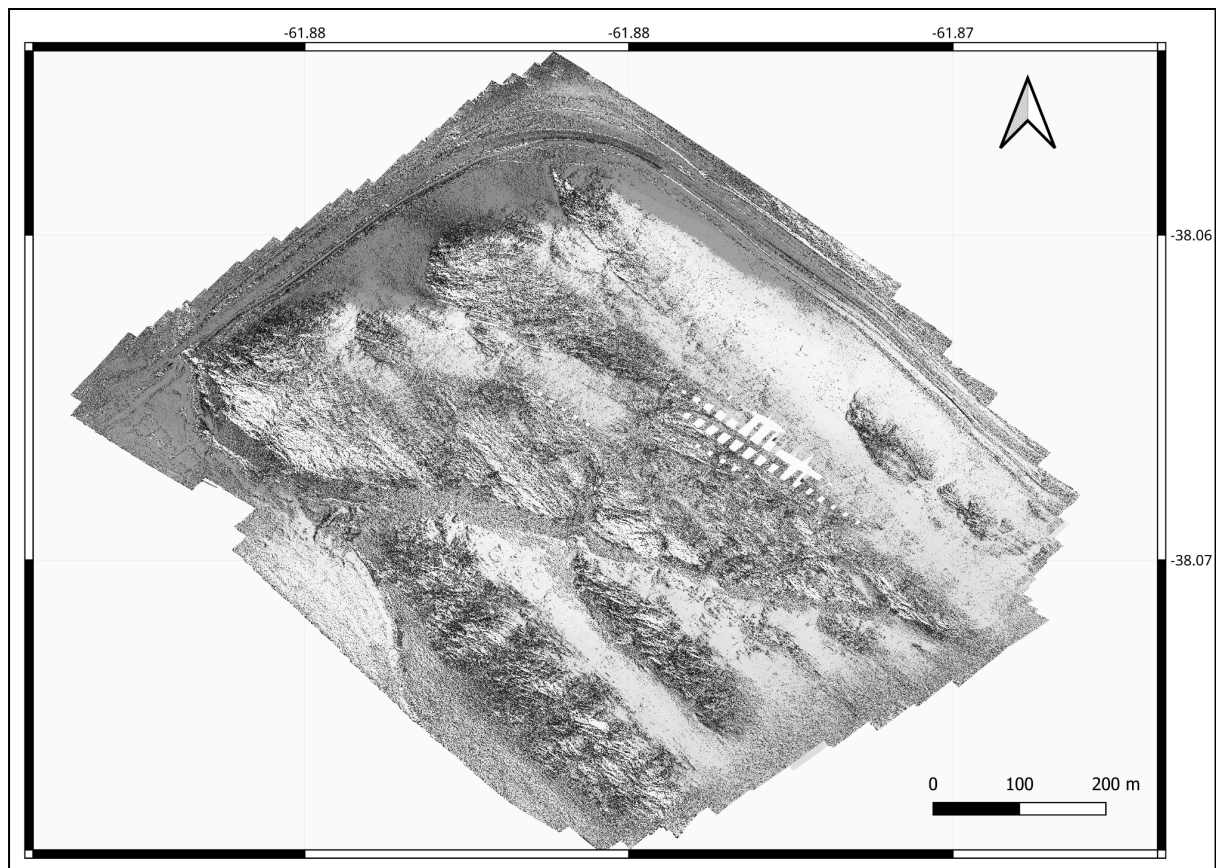


Figura 4.32: Representación del modelo digital de elevación (DEM) con sombreado artificial e iluminación oblicua. Esta visualización permite resaltar estructuras como pliegues, fracturas y posibles fallas, favoreciendo la interpretación morfotectónica de las unidades expuestas. El DEM fue generado como un único modelo continuo a partir de datos fotogramétricos y posee una resolución espacial de $\sim 5,1$ cm/píxel.

El DEM, obtenido mediante interpolación de nubes de puntos generadas por fotogrametría, representa la topografía del terreno y fue especialmente útil para generar sombreado artificial y realizar cálculos de orientación (Fig. 4.32). El ortomosaico, compuesto por ocho imágenes RGB ortorectificadas (Fig. 4.33), proporcionó una vista fotográfica detallada que permitió vincular la información estructural con observaciones visuales directas.

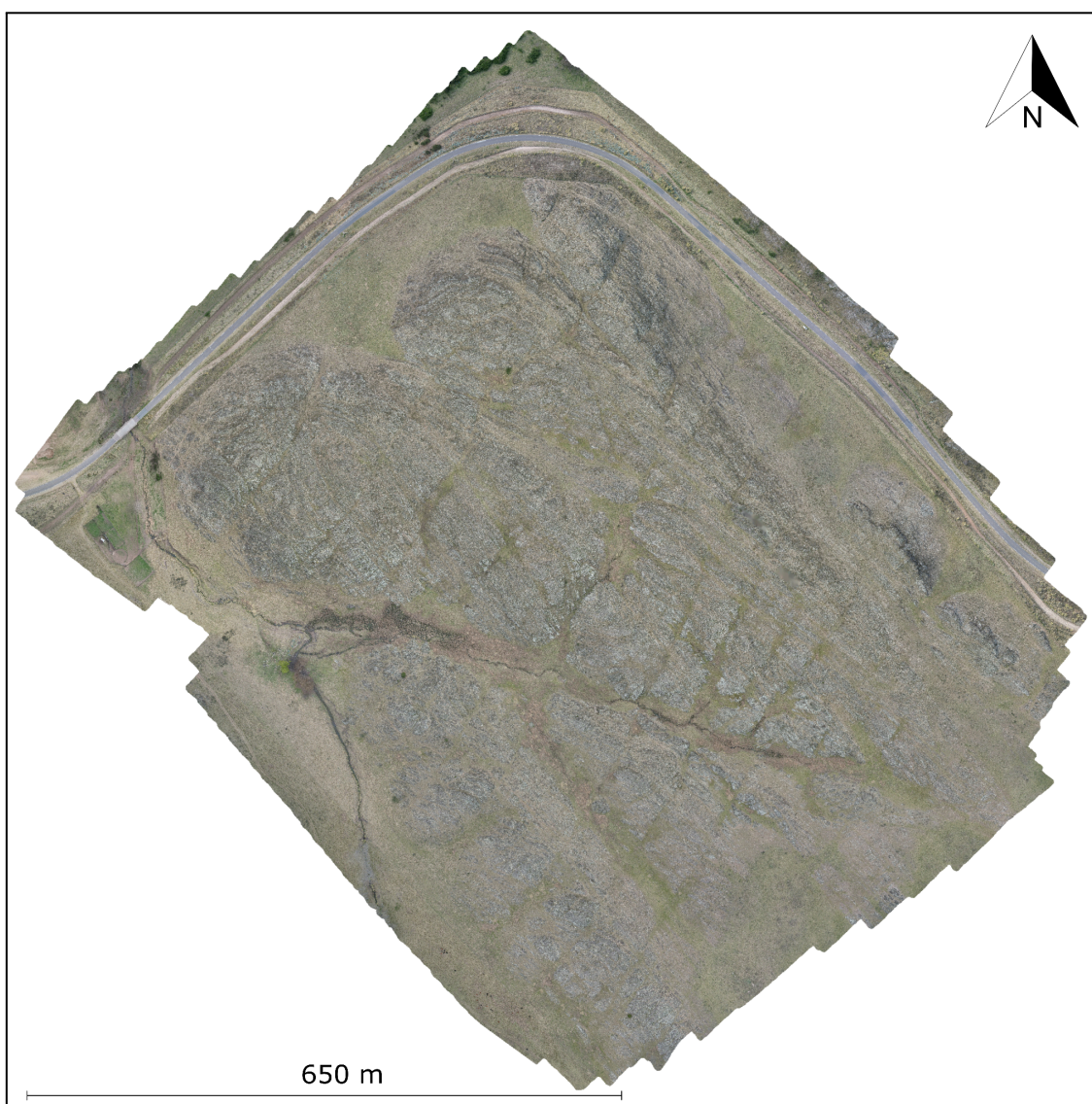


Figura 4.33: Ortomosaico de alta resolución (2.5 cm/píxel) de la estancia Las Acacias, generado mediante imágenes aéreas obtenidas a partir de vuelos de dron. Se aprecian alineamientos estructurales asociados a pliegues y fracturas, claramente visibles en la textura superficial del relieve.

A partir de la integración del DEM y el ortomosaico se generó un modelo 3D texturizado en formato .obj (Fig. 2.3), que permitió observar la geometría del afloramiento desde distintos ángulos y complementar el análisis estructural. Este modelo facilitó la identificación de superficies de estratificación, pliegues menores y posibles fallas,

especialmente en zonas inaccesibles o de exposición limitada, permitiendo además la digitalización e interpretación directa de estructuras sobre la superficie topográfica.

La nube de puntos georreferenciada obtenida a partir del modelo digital de elevación (DEM), en conjunto con la ortotextura fotogramétrica, fue utilizada para generar un modelo 3D en formato .obj, el cual representa una superficie topográfica detallada con textura real. Este modelo tridimensional, derivado del procesamiento fotogramétrico, constituye una interacción entre la geometría del DEM y la información visual del ortomosaico. Dicho modelo fue importado al software CloudCompare v2.13.beta, donde se implementó una metodología de extracción de planos virtuales para representar superficies de estratificación (S_0). Se seleccionaron únicamente sectores bien expuestos, evitando áreas cubiertas, alteradas o de geometría ambigua. En cada sector, se delimitaron polígonos que definían superficies homogéneas interpretadas como parte de un mismo plano estratigráfico, y el software calculó automáticamente el rumbo e inclinación promedio del plano ajustado.

Se aplicó un procedimiento de interpretación visual sobre el modelo para identificar y ajustar la orientación de estratos mediante polígonos digitales, cada uno representando un sector reconocido como parte de una capa individual (Fig. 2.3).

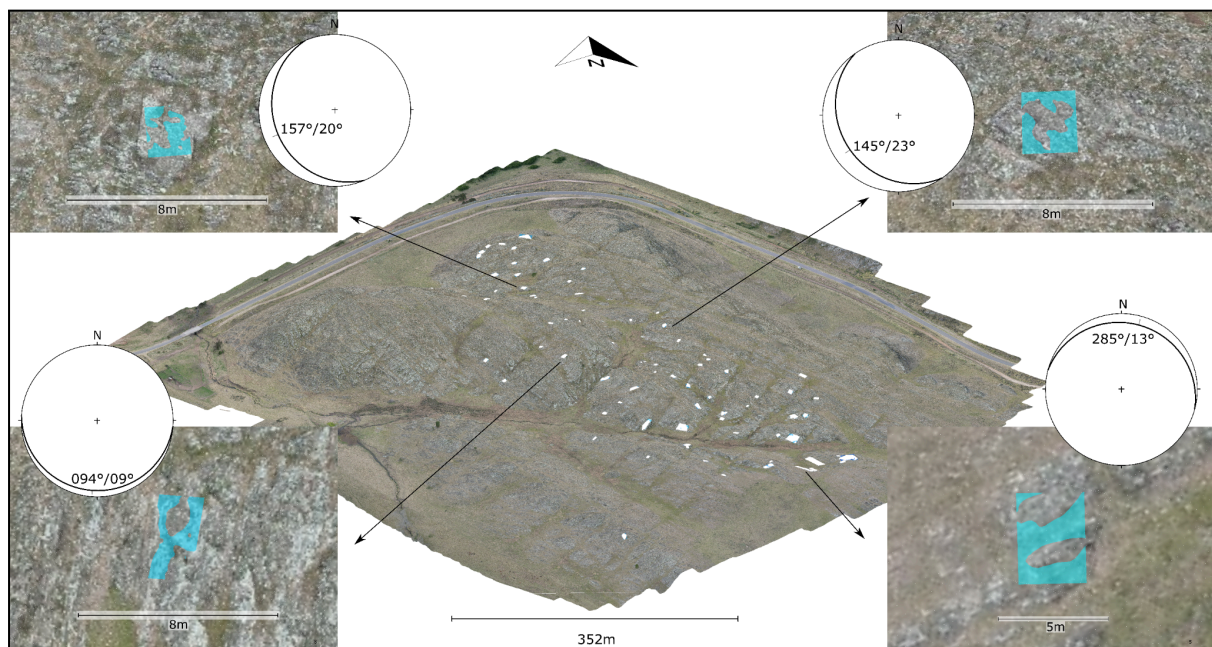


Figura 2.3: Modelo 3D derivado del DEM y del ortomosaico, con planos virtuales proyectados sobre la superficie e interpretados como estratificación (S_0). Se incluyen las orientaciones obtenidas en entorno virtual, representadas en estereogramas y expresadas según la notación de la regla de la mano derecha.

Esta metodología permitió ampliar la base de datos estructurales en zonas inaccesibles durante el trabajo de campo, facilitar el mapeo de estructuras sobre el modelo y completar la

reconstrucción de los perfiles estructurales. Además, fue fundamental para mejorar la interpretación de la geometría de los pliegues y de posibles fallas asociadas.

2.3 Procesamiento y análisis estructural

Familia de fracturas:

El análisis de fracturas se realizó considerando tres escalas de información diferenciadas: relevamiento de campo, imagen aérea e imagen satelital.

Posteriormente, se compararon los resultados obtenidos en las tres escalas con el fin de analizar las similitudes, diferencias y limitaciones de cada método (Fig. 2.4), los cuales se desarrollan en el apartado 5.5 del capítulo de Discusión.

A partir de esta evaluación, se propuso una mejora metodológica orientada a estandarizar el análisis de fracturas, integrando criterios comunes para el relevamiento, procesamiento y comparación de datos estructurales en distintas escalas de observación.

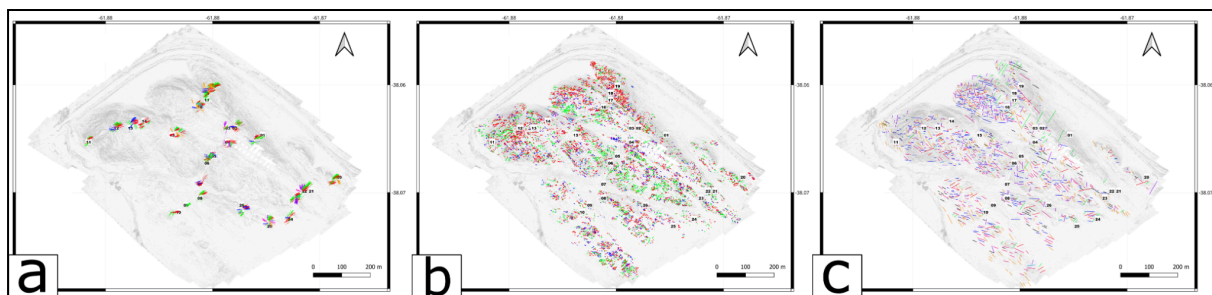


Figura 2.4: Comparación de datos estructurales de fracturas obtenidos a partir de tres escalas de análisis distintas: a) Fracturas relevadas directamente en campo; b) Fracturas interpretadas mediante trazado manual sobre ortomosaico aéreo; c) Fracturas reconocidas a partir de imágenes satelitales de alta resolución (Google Earth).

Tipo de análisis:

- **Relevamiento de Campo:** Los datos obtenidos en el campo, planos de estratificación, foliación y fracturas, fueron analizados mediante proyecciones estereográficas utilizando el software Stereonet 11 y el programa WinTensor v5.9.2 (Delvaux 2012). Para la clasificación de fracturas se aplicó un ángulo límite de 15° , y se calcularon parámetros estadísticos para cada familia identificada, incluyendo el radio medio (R_m), el parámetro de concentración de Fisher (K o K_a ; Fisher 1953), el ángulo de máxima concentración angular (MCA), y la orientación de los b-axes, con el fin de evaluar la coherencia

interna de los conjuntos estructurales (Borradaile 2003; Fossen 2016). Las fracturas fueron agrupadas visualmente por colores y posteriormente validadas estadísticamente en cada estación.

- **Imagen Aérea:** Se realizó un mapeo de fracturas a partir de fotografías aéreas obtenidas mediante un relevamiento con dron (DJI AIR 2S). Cabe señalar que, si bien se hace referencia a 'fotografías aéreas', en realidad se utilizó un ortomosaico generado mediante el procesamiento de dichas imágenes. Esta metodología permitió observar y obtener con mayor precisión la distribución de las fracturas superficiales.
- **Imagen Satelital:** Se identificaron fracturas a partir de imágenes satelitales de alta resolución de Google Earth, con fecha al 13/01/2024. A través de esta escala, se caracterizaron preliminarmente los patrones de las fracturas mayores.

Superficies: S_0 y S_1 :

Luego del registro de datos de planos de estratificación (S_0) y foliación tectónica (S_1) en cada estación, se procedió al cálculo de un plano promedio para cada uno, con el fin de simplificar la representación estructural a un único S_0 y un único S_1 por estación. Estos datos fueron proyectados en estereogramas de red de igual ángulo utilizando el software Stereonet 11, y se aplicó el modelo estadístico de distribución de Fisher a los polos para obtener una orientación promedio confiable. En los casos en que se detectaron valores atípicos, ya sea por superar dos desviaciones estándar respecto al promedio o por disminuir significativamente la concentración angular, dichos datos fueron excluidos para garantizar la robustez estadística del modelo.

A partir de los planos promedio obtenidos, se calculó la línea de intersección entre S_0 y S_1 (ejes locales), interpretada como una aproximación de la orientación del eje de pliegue local. Si bien no se midieron directamente los planos axiales, se asumió que la foliación tectónica es subparalela a ellos, por lo que los lineamientos resultantes fueron considerados paralelos al eje del pliegue.

Para determinar la orientación regional del patrón de pliegues, se calculó un eje de pliegue promedio (regional) a partir de la distribución de todos los ejes locales (líneas de intersección $S_0 \cap S_1$) obtenidos en las diferentes estaciones. Para ello, se aplicó nuevamente el modelo estadístico de Fisher directamente a los lineamientos proyectados en el estereograma.

Los ejes de pliegue calculados (locales y regionales) fueron posteriormente georreferenciados y representados en un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante flechas vectoriales que indican su rumbo y buzamiento, lo que permitió analizar su distribución espacial en el área de estudio. Adicionalmente, la inclinación de los ejes fue interpolada espacialmente mediante el método de kriging en el software Surfer, lo que permitió construir mapas continuos y describir con mayor detalle la variación sistemática del buzamiento en la zona analizada. En este trabajo se adopta el término foliación tectónica (S_1) para referirse a la superficie planar penetrativa generada durante la fase de deformación compresiva principal. Cuando se utiliza el término esquistosidad, este corresponde a la terminología empleada por los autores citados en el contexto original de sus descripciones. A efectos de esta interpretación, ambos términos se consideran equivalentes.

Construcción de secciones estructurales:

A partir de la información recolectada durante el relevamiento de campo y la interpretación de imágenes satelitales y aéreas, se construyeron tres secciones estructurales principales: A-A', B-B' y C-C', que atraviesan los afloramientos de la Formación Lolén y la Formación Sauce Grande en la estancia Las Acacias. La elaboración de las secciones estructurales se basó en:

- **Reconocimiento de unidades litológicas:** Se identificaron los principales contactos estratigráficos y cambios litológicos observados en campo.
- **Mediciones estructurales:** Se integraron las mediciones de rumbo y buzamiento de planos de estratificación (S_0), foliación (S_1).
- **Interpretación geométrica:** Se definieron los estilos estructurales predominantes siguiendo criterios de geometría y cinemática de las estructuras interpretadas a partir de las observaciones de campo, observaciones del ortomosaico y DEM.
- **Modelado manual asistido por software:** Las secciones fueron construidas mediante herramientas de modelado como Inkscape.

Construcción del modelo geológico y estructural 3D:

Con el objetivo de integrar toda la información estructural obtenida en el área de estudio, se procedió a la construcción de un modelo geológico y estructural tridimensional utilizando el software Blender, este constituye una herramienta de síntesis para ilustrar la disposición espacial de las estructuras principales, así como su relación con la morfología del relieve y su deformación. La metodología incluyó las siguientes etapas:

- **Base topográfica:** Se utilizó el modelo digital de elevaciones (DEM) generado a partir de nubes de puntos procesadas en CloudCompare, como base topográfica del área de estudio.
- **Secciones estructurales:** Se integraron las tres secciones estructurales elaboradas a partir del relevamiento de campo y la interpretación de imágenes satelitales y aéreas. Estas secciones permitieron definir la geometría de pliegues y fallas a lo largo de las transectas A-A', B-B' y C-C'.
- **Planos de fractura promedio:** A partir de las mediciones de campo y del análisis estadístico de agrupamientos en WinTensor, se incorporaron los planos promedio de fractura para cada familia estructural identificada en cada estación de medición.
- **Modelado y visualización:** Los datos fueron integrados en Blender 3D para representar conjuntamente la topografía, los perfiles estructurales y las familias de fracturas, generando una visualización tridimensional que facilita la interpretación estructural del área.

Capítulo 3. Estratigrafía

A continuación, se describe la estratigrafía reconocida en el área de estudio. En el mapa geológico simplificado (Fig. 3.1) se representan las principales unidades aflorantes, correspondientes a la Formación Lolén y a la Formación Sauce Grande, separadas localmente por depósitos cuaternarios recientes. Estas unidades paleozoicas se encuentran afectadas por estructuras tectónicas que condicionan su distribución actual, incluyendo pliegues volcados y fallas con rumbo general noroeste-sureste. La caracterización de estas unidades y su disposición estructural fueron determinadas a partir del análisis de campo y la interpretación de imágenes satelitales de alta resolución.

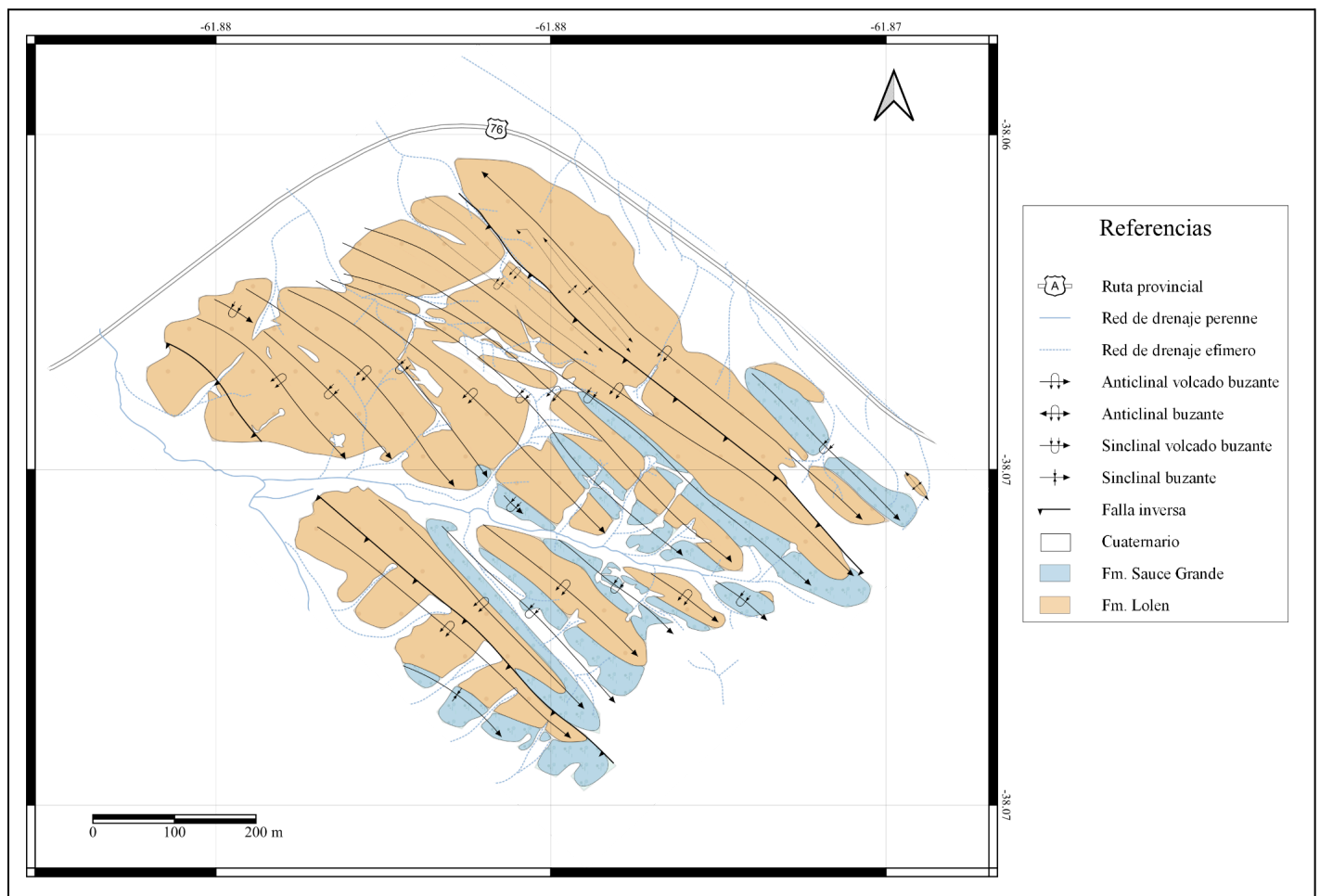


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado del área de estudio en la estancia Las Acacias. Se reconocen las formaciones Sauce Grande y Lolén, estructuras plegadas volcadas y fallas que controlan la distribución estratigráfica. Se indican también la red de drenaje principal y efimera, y la ruta provincial 76 como referencia espacial.

3.1 Paleozoico medio - superior

3.1.1 Devónico inferior - medio

Formación Lolén

Según la literatura geológica de la zona, el término deriva de “esquistos eodevónicos”, aludiendo a una serie de sedimentos marinos del período Eodevónico. Posteriormente, en 1947, Harrington propuso el término “Grupo de Lolén”, describiéndolo como “areniscas micáceas esquistosas entre las que se intercalan bancos delgados de filitas y pizarras”. Además, agrupaba a este conjunto dentro de la Serie de la Ventana, visible en la Sierra de Bravard, la Sierra de la Ventana y una franja de elevaciones menores que se extiende hasta cerca del río Sauce Grande. Harrington (1970) denominó por primera vez a esta unidad como Formación Lolén. Finalmente, en 1972, Suero adoptó la nomenclatura estratigráfica de Harrington y la modificó de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica, formalizando así el nombre actual.

La Formación Lolén aflora en el ámbito geológico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En superficie, se encuentra ampliamente representada en las Sierras de la Ventana, tiene un espesor de 450 metros (Harrington 1947) y se compone principalmente de psamitas de grano fino (grauvacas cuarzosas, ortocuarцитas, cuarcitas feldespáticas) y pelitas (principalmente limolitas, raramente lutitas). Aunque en este estudio se hace referencia a las rocas de esta formación como psamitas y pelitas, es importante aclarar que, debido a procesos de metamorfismo, estas rocas son en realidad metacuarcitas, filitas y pizarras. Sin embargo, se opta por describirlas en función de su naturaleza primitiva como sedimentitas, para mantener la coherencia con su origen geológico.

En las secciones inferiores a medias de dicha formación, es frecuente encontrar intercalados dentro de las psamitas una serie de areniscas guijarrosas, que en muchas ocasiones gradan a finos conglomerados sin selección, de formas lenticulares, con 40 cm de potencia y una extensión aproximada de 2 metros. Ocasionalmente, se pueden observar conglomerados intraformacionales entre las unidades arenosas en posición estratigráfica superior (Andreis 1964; Massabie y Rossello 1984).

Esta unidad, que se distingue por sus rocas “sucias”, evoluciona de forma continua desde la Formación Providencia, que forma parte del mismo Grupo Ventana, pero que es más antigua y subyace a la Formación Lolén, caracterizándose por rocas “limpias”. A pesar de que

esta transición está marcada por un cambio de facies, no presenta grandes cambios en la mineralogía (Andreis 1964).

La Formación Lolén, unidad superior del Grupo Ventana, subyace a la Formación Sauce Grande de edad carbonífera (Di Pasquo et al. 2008), ubicada en la base del Grupo Pillahuincó. El contacto entre ambas formaciones ha sido históricamente interpretado de diferentes maneras: Harrington (1947, 1970) lo consideró pseudoconcordante, mientras que otros autores aceptan la existencia de una discordancia regional (Harrington 1947; Keidel 1947; Andreis 1964; Kilmurray 1975; Varela 1978), en la que mediaría un hiato que cubre parte del Carbonífero. Además, algunos trabajos proponen que este contacto corresponde a una superficie de plegamiento (Japas 1988), mientras que otros lo describen como una discordancia angular bien marcada (Massabie y Rossello 1984), o incluso como una combinación de ambos mecanismos (Tomezzoli 1997; Tomezzoli y Cristallini 1998).

Las observaciones de campo realizadas en distintos afloramientos y secciones estructurales sugieren que el contacto entre la Formación Lolén y la Formación Sauce Grande sería discordante, de carácter principalmente erosivo, y que localmente habría sido afectado por plegamiento posterior. Este contacto podría reconocerse en el campo por el marcado contraste litológico entre ambas unidades (Fig. 3.2.a y b) y, en algunos sectores, por la presencia de superficies curvadas o irregularidades que indicarían una topografía erosiva previa a la sedimentación de la Formación Sauce Grande (Fig. 3.3.a).

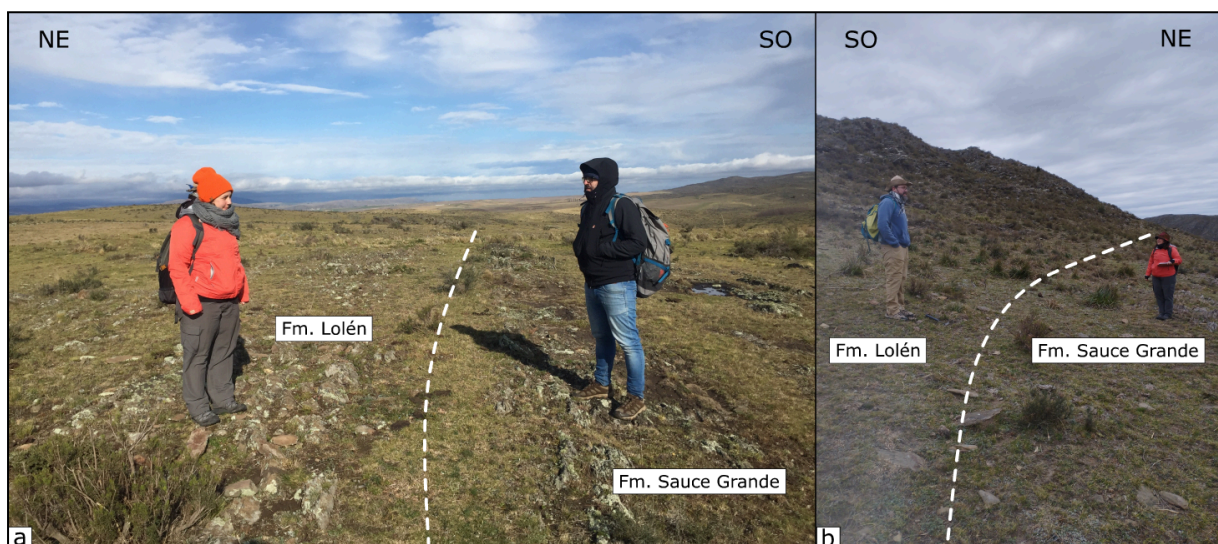


Figura 3.2: Figura 3.2: Variabilidad del contacto entre la Formación Lolén y la Formación Sauce Grande a escala de paisaje: a) En la estación LA_25 se observa el contacto entre ambas unidades; b) En el sector noreste, cercano a la estación LA_01, el contacto presenta una geometría curvada. Ver ubicación de las estaciones en la figura 2.1.

A escala de piqueta, se observan ondulaciones que evidencian su carácter erosivo (Fig. 3.3.b). Este contacto también se destaca por el contraste textural: mientras que la Formación Sauce Grande exhibe una mayor fisilidad, la Formación Lolén presenta una textura masiva (Fig. 3.3.a).

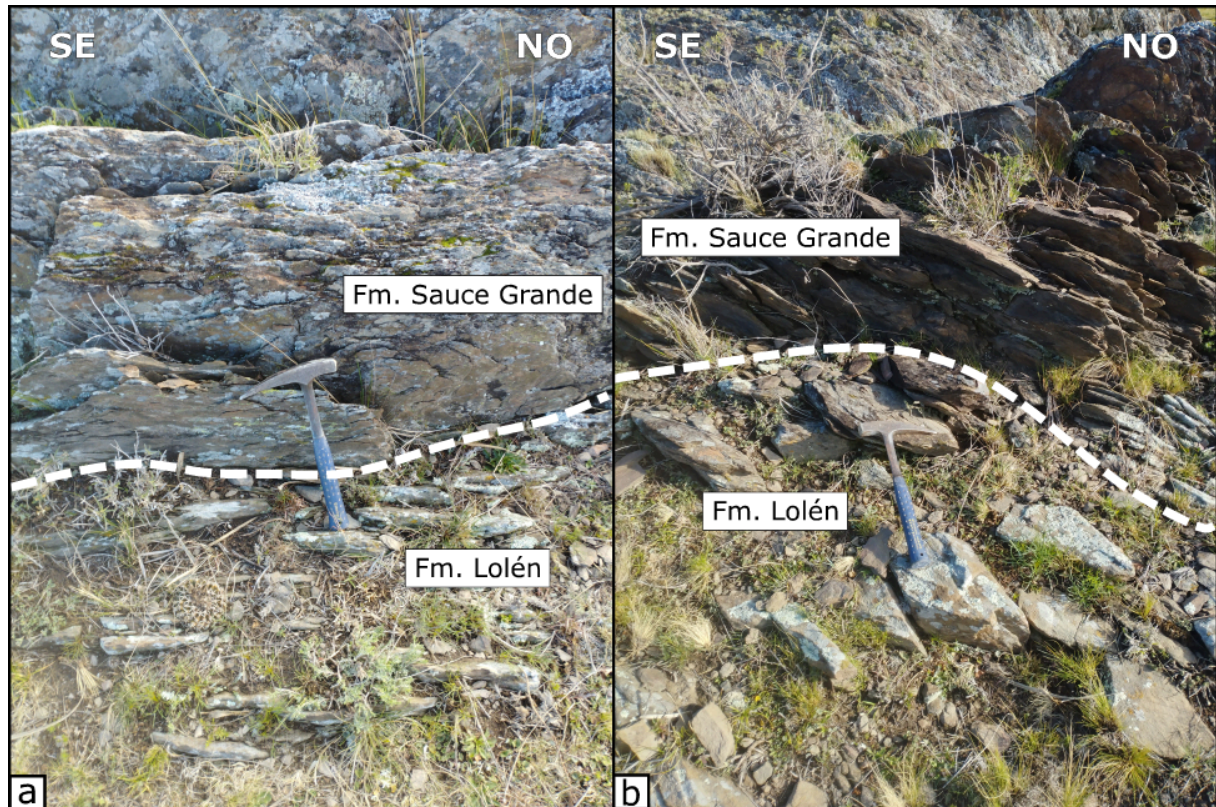


Figura 3.3: Contacto entre la Formación Lolén y la Formación Sauce Grande: a) En la estación LA_25 se observa un contacto irregular con marcado contraste litológico; b) En la estación LA_26 se reconoce una superficie de contacto curvada e irregular, ver ubicación de estaciones en la figura 2.1.

Trabajos clásicos de Massabie y Rossello (1984, 1986) describieron esta superficie como una discordancia erosiva regional, reconocida a lo largo de las Sierras Australes. Según estos autores, la discordancia no muestra un ángulo claro entre ambas secuencias debido a la deformación posterior que plegó conjuntamente a las dos formaciones, pero representa una discontinuidad estratigráfica mayor y un hiato temporal significativo entre el Devónico y el Carbonífero-Pérmico.

Finalmente, el hecho de que la Formación Sauce Grande contiene clastos derivados de la subyacente Formación Lolén (Andreis y Torres Ribeiro 2003) sugiere que durante el depósito de Sauce Grande, las sierras ya estaban elevadas o en proceso de elevación.

A nivel macroscópico, la secuencia media psamítica se distingue por su variedad de colores, que abarca desde el gris verdoso oscuro hasta el pardo amarillento. Esta secuencia

incluye intercalaciones de limolitas, actualmente transformadas en filitas, de tonos similares, las cuales aparecen únicamente en la base del conjunto. Las pizarras, por el contrario, presentan colores que varían del gris oscuro al gris negruzco y se distribuyen en varios niveles de manera irregular dentro de la unidad. A medida que la secuencia avanza hacia niveles superiores, se mantiene con ligeras modificaciones hasta llegar al contacto con la Formación Sauce Grande. En este punto, se observa un cambio notable en la coloración, alternando entre matices rojizos, verdosos y marrones. La textura general de las rocas es esquistosa, producto de la intercalación de capas ricas en micas (biotita, moscovita y clorita) y capas cuarzo-feldespáticas, con presencia ocasional de minerales opacos (Sellés Martínez y Quenardelle 1992). Es frecuente encontrar venillas de cuarzo que atraviesan oblicuamente la esquistosidad, las cuales se formaron posteriormente a los eventos de deformación que afectaron a las rocas.

Se muestreó esta unidad como parte de los objetivos del trabajo de campo, con el fin de realizar cortes petrográficos, correspondientes a las muestras SV_05 y SV_08, esta última destinada a caracterizar los niveles rojizos observados dentro de la formación. Se empleó la técnica de secciones delgadas para llevar a cabo la caracterización composicional y textural de las rocas.

La muestra de mano SV_05 presenta un color pardo con tonalidades verdosas, está bien consolidada y exhibe fractura irregular. Su textura es clástica, conformada por granos de cuarzo y micas que definen de manera incipiente la esquistosidad de la roca.

En el corte petrográfico (Fig. 3.4.c), esta muestra, con moda en arena fina, presenta una textura clasto-sostén y está compuesta por los siguientes minerales: cuarzo monocristalino (75 %), feldespatos (15 %), fragmentos líticos (5 %) y micas (5 %). El cuarzo monocristalino, de formas anhedrales y subredondeadas (0,1 a 0,4 mm de tamaño), se dispone en contactos cóncavo-convexos, en algunos sectores saturados, y muestra extinción ondulosa, fragmentación parcial y presencia de inclusiones fluidas. Constituye además el principal componente de una venilla que atraviesa el corte, en la cual los cristales son más pequeños (0,1 a 0,2 mm) y mantienen la extinción ondulosa. Los feldespatos, principalmente ortosa (0,1 a 0,2 mm), exhiben formas prismáticas subredondeadas, macla de dos individuos y extinción oblicua. En menor proporción (<1 %), se observan plagioclasas con macla polisintética y textura anedral (0,1 mm), altamente alteradas a arcillas, sericita y cuarzo secundario. Los litoclastos corresponden a fragmentos de chert y cuarzo policristalino, posiblemente asociado a recristalización, de formas subredondeadas y tamaños de alrededor de 0,3 mm. Las micas están representadas por cristales fibrosos y laminares de moscovita (0,2 a 0,6 mm), altamente

deformados, y en menor medida por biotita (0,2 mm). Además, se observa diseminación de minerales opacos (~0,1 mm de tamaño). El cemento de la roca, en sectores, está conformado por sílice de formas irregulares y óxidos de hierro, mientras que la matriz está compuesta por agregados de micas, arcillas y cuarzo secundario.

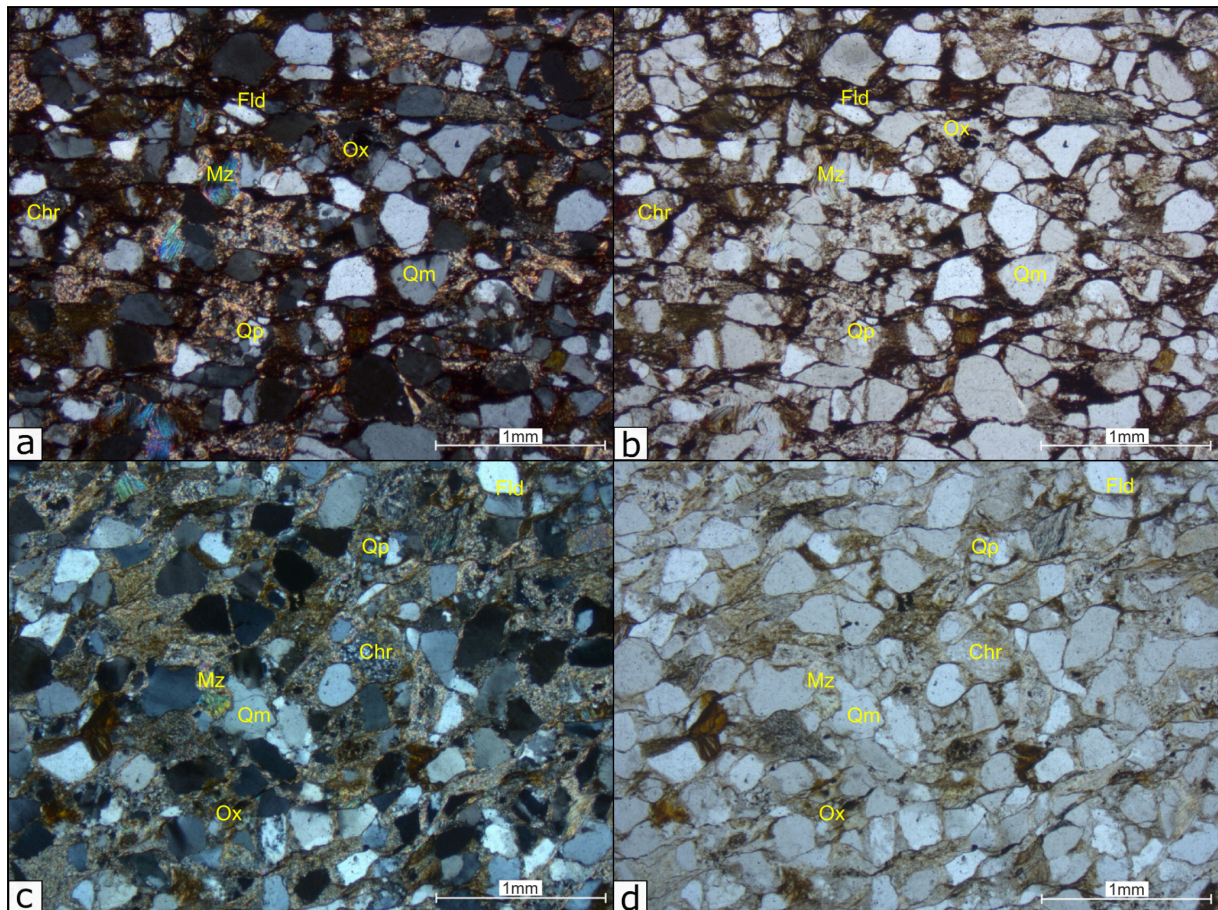


Figura 3.4: Fotografías de secciones delgadas de la Formación Lolén: a) Muestra SV_08: Arenisca con mayor proporción de óxidos de hierro en el cemento, cuarzo monocristalino (Qm), y en menor proporción chert (Chr), cuarzo policristalino (Qp), feldespato potásico (Fld), muscovita (Mz) y óxidos opacos (Ox); b) Imagen de la misma sección anterior observada con nicols paralelos; c) Muestra SV_05: Arenisca con abundante cuarzo monocristalino (Qm), y en menor proporción chert (Chr), cuarzo policristalino (Qp), feldespato potásico (Fld), muscovita (Mz) y óxidos opacos (Ox); d) Imagen de la misma sección anterior observada con nicols paralelos.

La muestra de mano SV_08, correspondiente a los niveles rojizos aflorantes de la Formación Lolén, consiste en una roca sedimentaria bien consolidada, de color pardo con matices rojizos (Fig. 3.5). Estas tonalidades particulares se atribuyen a la presencia de óxidos de hierro finamente distribuidos en el cemento de la roca (Fig. 3.4.a y b). En términos composicionales, el análisis modal realizado sobre el corte delgado de esta muestra indicó una proporción de Q79 F16 Lt5, lo que permite clasificarla como una subfeldearenita según el sistema propuesto por Folk et al. 1970.

A nivel microscópico, la roca presenta evidencias claras de haber sido afectada por procesos de deformación tectónica. Entre los indicadores más notables se encuentran las flexuras en micas, la extinción ondulante de los granos de cuarzo monocristalino, así como la presencia de granos fracturados y soldados, lo que sugiere recrystalización parcial. Los clastos muestran una orientación preferencial que refuerza la interpretación de un ambiente tectónicamente activo durante o posterior a la sedimentación.



Figura 3.5: Formación Lolén: a) Venillas rellenas de cuarzo lechoso; b) Fracturas posteriores a la textura esquistosa de los bancos; c) Rocas psamíticas de tonalidades rojizas.

Algunos autores consideran que en esta formación se puede observar una transición entre la diagénesis y el metamorfismo (Iñiguez Rodríguez 1969), aunque otros sostienen que las rocas han experimentado un metamorfismo notable, resultando en recrystalizaciones de diversa intensidad (Andreis 1965). Se reconocen dos extremos en cuanto al estilo de deformación y al grado de metamorfismo alcanzado: desde facies de esquistos verdes en el Grupo Curamalal hasta el rango de diagénesis en el Grupo Pillahuincó (Iñiguez Rodríguez y Andreis 1971; Cobbold et al. 1986; Buggisch 1987; von Gosen y Buggisch 1989), grupo que además presenta características estructurales que difieren del resto (Tomezzoli 1999).

En este contexto, la Formación Lolén no excede el campo de los esquistos verdes de bajo grado metamórfico (Andreis 1965; Sellés Martínez y Quenardelle 1992). De este modo, la Formación Lolén se ubica dentro del dominio de metamorfismo de bajo grado (epizona / facies de esquistos verdes) del Sistema Ventania, por encima del anquimetamorfismo descrito hacia el sector oriental en el Grupo Pillahuincó (Buggisch 1987; von Gosen et al. 1991; Stach et al. 2024). A partir de estudios microscópicos, Andreis (1965) propuso tres etapas que caracterizan los procesos metamórficos: cristalización sintectónica (responsable del clivaje de flujo), cristalización postectónica (crecimiento cristalino) y deformación postcristalina (fenómenos cataclásticos), reflejo de los movimientos andinos que afectaron a las Sierras de la Ventana (Fig. 3.6). La acción cataclástica del plegamiento se atenúa considerablemente en las formaciones Providencia y Lolén (Grupo de Ventana), permitiendo que sus rocas preserven su litología ortocuarcítica de aspecto sedimentario (Iñiguez Rodríguez y Andreis 1971). La cataclasis fue favorecida por una alta presión de vapor de agua, que indujo la movilización de sílice (Llambías y Prozzi 1975).



Figura 3.6: Superficie de estratificación (S_0) expuesta en afloramientos de la Formación Lolén, mostrando deformación en forma de pliegue asociado a los procesos tectónicos que afectaron a dicha unidad.

La Formación Lolén es la única portadora de fósiles en el Paleozoico inferior de las Sierras Australes. Keidel (1910) fue el primero en registrar hallazgos de restos fósiles de braquiópodos de edad devónica en las areniscas de esta unidad. De acuerdo con Harrington (1972), la mitad inferior de la formación muestra al menos tres niveles de areniscas

fosilíferas, donde se registraron moldes internos de braquiópodos correspondientes a la fauna malvinocráfica de Gondwana en el Emisiano (Devónico inferior) (Keidel 1916; Harrington 1972, 1980; Andreis et al. 1989).

Anteriormente, Keidel (1916) ya había reconocido la presencia de moldes de *Leptocoelia flabellites* en otro nivel fosilífero de esta formación, correlacionado con el Grupo Bokkeveld en Sudáfrica, observaciones que fueron confirmadas y ampliadas por du Toit (1927). El hallazgo de plantas fósiles como *Haskinsia* y *Haplostigma* en los estratos superiores, con características de somerización o continentalización, permitió asignar el techo de la Formación Lolén al Givetiano (Devónico medio) (Cingolani et al. 2002).

Estudios isotópicos sobre circones detríticos permitieron establecer que durante la depositación de los sedimentos pertenecientes a la Formación Lolén ocurrieron importantes cambios tectónicos en el depocentro de la cuenca (Uriz et al. 2011). El análisis U-Pb de los circones reveló edades entre 408 y 387 Ma, señalando una edad máxima de sedimentación de 387 Ma (Uriz et al. 2011), correspondiente al Devónico medio. Basándose en los patrones de proveniencia de circones propusieron una correlación parcial con la Formación Balcarce, aflorando en el sistema de Tandilia (Ramos et al. 2014).

A pesar de la transformación metamórfica, aún se pueden identificar rasgos del origen sedimentario de las rocas, como la preservación de componentes clásticos y del plano de estratificación. Además se puede inferir, con precaución, su ambiente de sedimentación. La estratificación en bancos tabulares muestra estructuras entrecruzadas, laminación delgada y marcas de ondulación o macizos, características de una plataforma clástica marina somera.

Los depósitos de varvitas pardo-verdosas y rojizas, junto con pelitas negro-azuladas de reducido espesor, representan depósitos típicos de una planicie de marea con exposición subaérea intermitente y procesos oxidantes (varvitas rojizas), (Andreis 1962). Además, la abundancia de restos de organismos marinos en distintos niveles sugiere fluctuaciones de la línea de costa, posiblemente asociadas a leves movimientos epirogénicos (Andreis 1964). Estos hallazgos apuntan a un ambiente de planicie de marea bajo condiciones de una plataforma epicontinental inestable, influenciada por ríos o lagos temporales.

En términos de tectónica, la estructura regional de la Formación Lolén presenta rumbo NNO-SSE. Está representada por una serie de anticlinales y sinclinales volcados y apretados en su base, con un flanco más o menos vertical en el contacto con la Formación Sauce Grande. Estos pliegues están asociados con una esquistosidad bien desarrollada y un abundante diaclasamiento, probablemente postdeformacional y relacionado con el ascenso de las sierras (Andreis 1964).

3.1.2 Carbonífero superior - Pérmico inferior

Formación Sauce Grande

En 1916, Keidel describió en mayor detalle estos depósitos psefíticos, reconociendo un origen glacial para ellos e incluyendo el análisis microscópico de algunas muestras de matriz arenosa del “Conglomerado del valle del río Sauce Grande”. En 1947, Harrington denominó a este conjunto “Serie de Sauce Grande” y lo describió como “una sucesión de gruesos conglomerados, entre los que se intercalan areniscas más o menos silicificadas, esquistos cuarcíticos y esquistos arcillosos”. Posteriormente, en 1967, el mismo autor comenzó a referirse a los conglomerados como diamictitas. Finalmente, en 1972, Suero consolidó oficialmente el uso del nombre “Formación Sauce Grande”.

Esta formación comprende un conjunto de sedimentos neopaleozoicos que emergen en el flanco oriental de las Sierras Australes. Se encuentra ampliamente representada en las Sierras de Las Tunas y de Pillahuincó, distribuyéndose en una banda angosta de dirección noroeste-sureste, cubriendo un área ligeramente superior a 110 km². En el área de estudio, la Formación Sauce Grande aflora principalmente en el sector sureste, donde conforma cuerpos elongados intercalados entre los niveles de la Formación Lolén.

Andreis et al. (1987) describieron la Formación Sauce Grande como compuesta principalmente por diamictitas, areniscas y, en menor proporción, pelitas, alcanzando un espesor máximo de 1100 metros, que se adelgaza hacia el sur-suroeste y norte-noroeste (Harrington 1970). Los estudios sedimentológicos interpretan que la mayoría de las diamictitas tienen un origen glacial (Keidel 1916; Coleman 1918; Du Toit 1927; Harrington 1947; Massabie y Rossello 1984) o glacimarino, acumuladas en ambientes neríticos proximales, en parte afectadas por remoción en masa subácuea y probablemente procesos de *rain-out tills*¹ (Coates 1969; Frakes y Crowell 1969; Harrington 1970, 1972, 1980; Andreis 1984). Por otro lado, los conglomerados bien estratificados y las psamitas representan depósitos sublitorales afectados por corrientes y oleaje (Andreis y Torres Ribeiro 2003).

La Formación Piedra Azul suprayace a la Formación Sauce Grande mediante un contacto transicional concordante (Harrington 1947), mientras que con la Formación Lolén, subyacente, existe un hiato que abarca desde el Devónico medio hasta el Carbonífero superior, asociado a una discordancia erosiva de posible expresión angular a escala regional

¹ *Rain-out tills*: depósitos diamictíticos generados por la caída de clastos desde icebergs en fusión, en ambientes glacimarineros (también llamados *till de balseo* o *till de decantación*).

(Massabie y Rossello 1984). También se han reportado clastos derivados de la Formación Lolén dentro de la Formación Sauce Grande, lo que indica que dicha unidad fue exhumada antes de su redepositación (Massabie y Rossello 1984).

En este sector, las observaciones de campo no evidencian diferencias angulares marcadas entre las capas de las formaciones Lolén y Sauce Grande, lo que sugiere un contacto principalmente erosivo. Sin embargo, a escala regional, Massabie y Rossello (1984, 1986) interpretaron esta superficie como una discordancia mayor, posiblemente angular, asociada a un hiato que abarca desde el Devónico medio hasta el Carbonífero superior. Esta discrepancia podría explicarse por el replegamiento posterior que afectó conjuntamente a ambas unidades, reduciendo o eliminando la angularidad original, mientras que en el registro local solo se conserva la expresión erosiva de dicha discontinuidad.

Internamente, la formación presenta tres miembros (Lesta y Sylwan 2005), diferenciados litológicamente. Los miembros inferior y superior se caracterizan principalmente por facies diamictíticas, de color gris verdoso o gris oscuro, macizas y de matriz soportada, con intercalaciones ocasionales de areniscas lenticulares de color verde claro, gris o gris azulado. Hacia el tope de la secuencia, aumenta la proporción de bancos arenosos con estratificación entrecruzada, junto a algunas capas conglomerádicas (Amos y López-Gamundí 1981). En contraste, el miembro medio se compone de conglomerados bien seleccionados, areniscas pardas y finas capas de pelitas oscuras.

Durante el trabajo de campo se observaron clastos estriados y facetados (Keidel 1916; Du Toit 1927; Riggi 1935; Harrington 1947; Suero 1957; Andreis 1965), (Fig. 3.7). Las pelitas, aunque menos frecuentes, suelen presentar laminación bien definida, a veces rítmica, y contienen cadilitos² (Massabie y Rossello 1986) (Fig. 3.7.c).

En general, los depósitos psefíticos (diamictitas y conglomerados) presentan clastos angulosos a subredondeados, de tamaños que varían desde centímetros hasta bloques de tres metros de diámetro, dominados por metacuarcitas, calizas, granitos, granodioritas, rocas filonianas, esquistos y otras litologías (Riggi 1935; Andreis 1965; Andreis y Torres Ribeiro 2003).

² *Cadilitos*: término local para *dropstones*, clastos caídos desde icebergs e incrustados en pelitas en ambientes glacimarinós.



Figura 3.7: Formación Sauce Grande evidenciando abrasión glacial: a) Clasto facetado-estriado; b) Litoclastos en pelita; c) Pelita con cadilito.

En campo, se identificaron estratos de diamictitas con matriz pelítica y clastos de tamaño variable, desde 6 cm hasta bloques de 1 m. La muestra de mano SV_09 corresponde a una roca moderadamente consolidada de color verde oscuro, con clastos de hasta 3 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, de cuarcitas y areniscas con tonalidades blanquecinas, verdosas o rojizas. Presenta fractura irregular, textura foliada y brillo sedoso.

En el corte petrográfico (Fig. 3.8.c) se reconocen clastos (80%) dentro de una matriz de grano muy fino (20%). Los clastos son: cuarzo monocristalino (70%), feldespatos (15%), fragmentos líticos (10%), micas (4%) y minerales opacos (1%). El cuarzo monocristalino (0,1 a 1 mm) se presenta en formas subangulosas, con extinción ondulosa y, en menor medida, extinción fragmentosa. Es el principal constituyente de venillas dispersas en el corte, de 0,2 mm de espesor y hasta 4 mm de longitud. Los feldespatos corresponden principalmente a ortosa prismática subredondeada (0,5 mm), y en menor medida a plagioclasa anhedral (0,2 mm) con macla polisintética y alteraciones arcillosas y sericiticas.

Los fragmentos líticos incluyen cuarzo policristalino y chert, y en menor cantidad fragmentos metamórficos y sedimentarios tabulares (2 a 5 mm) flexurados. Las micas

corresponden a muscovita y en menor medida biotita, esta última alterada a clorita. La matriz presenta agregados micáceos y sericíticos orientados, con sombras de presión alrededor de los clastos, interpretadas como pseudomatrix. El fuerte alineamiento de los clastos paralelo al clivaje indica una deformación tectónica significativa. Esta roca se interpreta como una diamictita con matriz arenosa wáquica.

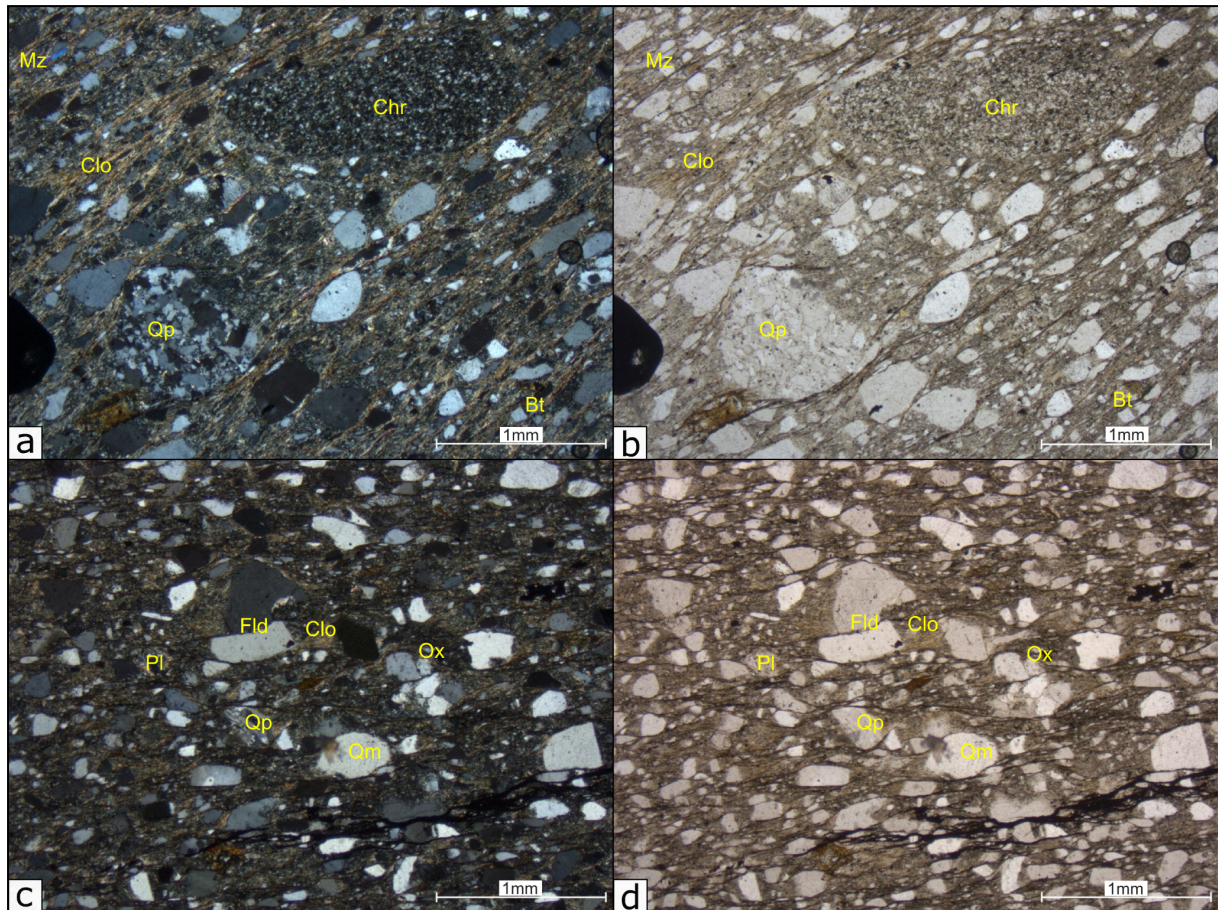


Figura 3.8: Fotografías de la muestra SV_09 bajo microscopía óptica; (a, c) corte en nicols cruzados; (b, d) corte en nicols paralelos. Se observan clastos de cuarzo (Qz), chert (Chr), plagioclase (Pl), feldespato potásico (Fld), muscovita (Mz), biotita (Bt), clorita (Clo) y óxidos opacos (Ox) embebidos en una matriz de composición arcillosa. Escala gráfica: 1 mm.

En cuanto al grado metamórfico, la Formación Sauce Grande se ubica dentro del dominio de muy bajo grado, coherente con la zonación metamórfica regional del Grupo Pillahuincó. Diversos autores han señalado que hacia el extremo oriental de las Sierras Australes predominan condiciones anquizonales a diagenéticas (Iñiguez Rodríguez y Andreis 1971; Buggisch 1987; von Gosen et al. 1991), sin desarrollo de recrystalización significativa de cuarzo. Las observaciones petrográficas realizadas en este trabajo (muestra SV_09), con clastos de cuarzo que presentan extinción ondulosa, sombras de presión y pseudomatrix,

refuerzan la interpretación de una deformación en condiciones de muy bajo grado, sin alcanzar las facies de esquistos verdes características del sector occidental del sistema.

Los estudios de paleocorrientes en óndulas y estructuras entrecruzadas indican una dirección dominante hacia el N-NO (Andreis y Torres Ribeiro 2003). También se registraron marcas de flujo como calcos de surco, indicando transporte hacia el O-NO, los ejes de canales muestran orientaciones EO y NE-SO (Coates 1969; Amos y López-Gamundí 1981). Esta diversidad de patrones sugiere diferentes áreas de aporte. Basándose en la composición se ha propuesto un origen principal desde el noreste (Macizo de Tandilia), aunque no se descartan aportes desde terrenos pampeanos (Limarino et al. 1999).

El contenido paleontológico es escaso, limitado a restos de bivalvos mal conservados (Astartella pusilla; Harrington 1947, 1972), sin utilidad para datación precisa (Frakes y Crowell 1969; Amos 1980). El análisis de esporas en diamictitas del Pozo Puelches (YPF) sugiere edades entre el Carbonífero tardío y el Pérmico temprano (Archangelsky et al. 1987; Di Pasquo et al. 2008). La validación de la edad artinskiana temprana (~285 Ma) para la Formación Tunas suprayacente (López-Gamundí et al. 2013) implica que la Formación Sauce Grande no puede ser más joven que esta edad, dado que se encuentra en una posición estratigráfica inferior dentro de la sucesión regional.

Los depósitos glaciales de la Cuenca Sauce Grande-Claromecó se correlacionan con el Sistema del Cabo en Sudáfrica (serie Dwyka, Keidel 1916; Du Toit 1927; López-Gamundí y Rossello 1998) y con la Formación Lafonia en las Islas Malvinas (Bellosi y Jalfin 1989). Tradicionalmente, se interpretó su relleno como de tipo antepaís. Sin embargo sugieren que la subsidencia dinámica a escala continental controló la evolución de la Cuenca Hesperides (Pángaro et al. 2016), abarcando y excediendo el área de Sauce Grande y Claromecó, proponiendo su continuidad con la Cuenca Chacoparaná (Sudamérica) y las cuencas Karoo y Kalahari (África).

3.2 Perfil estratigráfico de referencia

Con el propósito de contextualizar las unidades paleozoicas reconocidas en el área de estudio, se elaboró un perfil estratigráfico esquemático que integra la información bibliográfica disponible para la Formación Lolén (Grupo Ventana, Devónico inferior-medio) y la Formación Sauce Grande (Grupo Pillahuincó, Carbonífero superior-Pérmico inferior) (Fig. 3.9). Este perfil no corresponde a una sección medida en el campo, sino que constituye una síntesis interpretativa construida a partir de las descripciones clásicas y revisiones más

recientes (Harrington 1947, 1970; Andreis 1965; Massabie y Rossello 1984, 1986; Lesta y Sylwan 2005). Su objetivo es ilustrar las relaciones estratigráficas generales, litologías predominantes y espesores aproximados de ambas unidades dentro del marco regional.

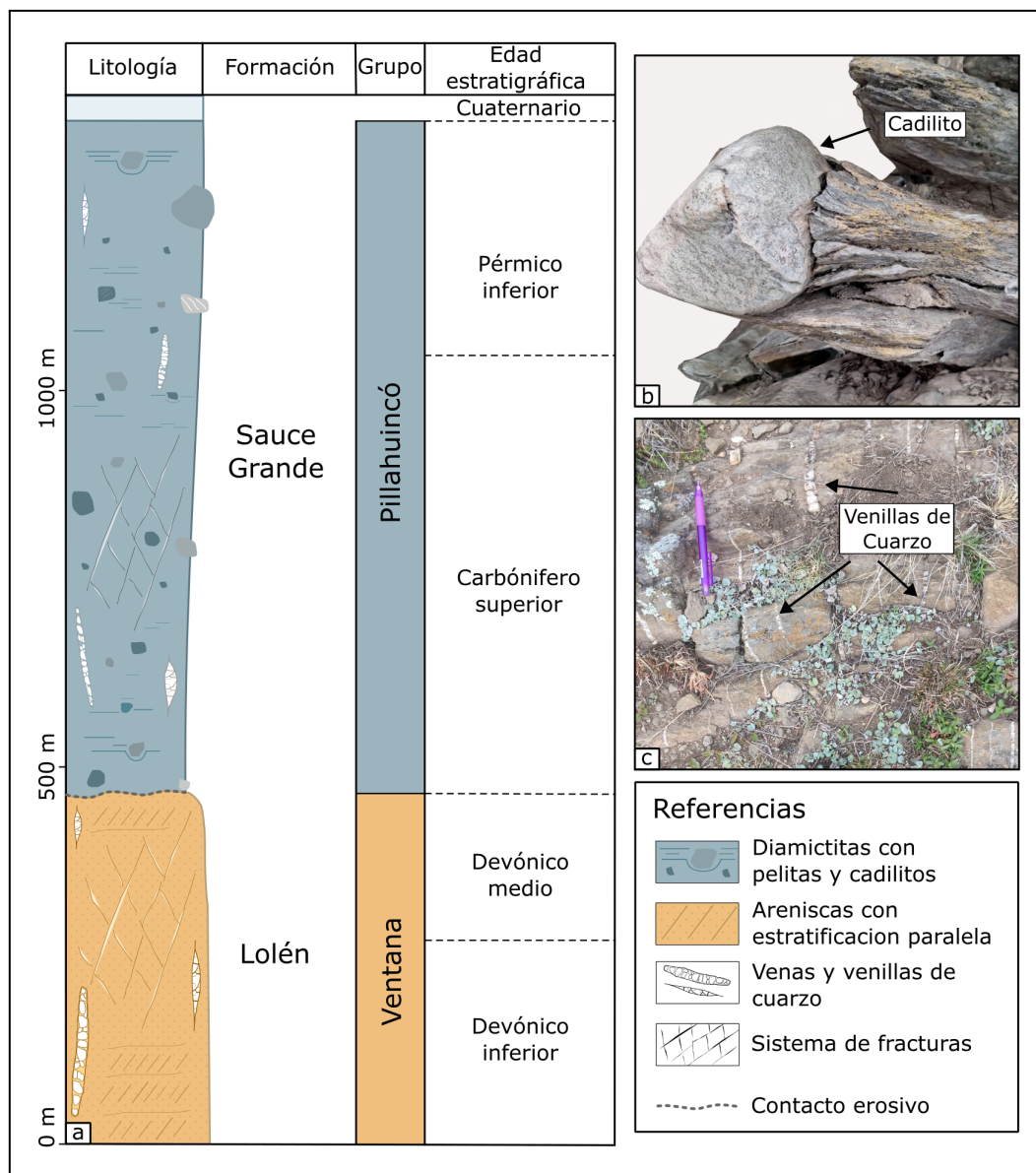


Figura 3.9: Perfil estratigráfico esquemático de las unidades reconocidas en el área de estudio. Se representan la Formación Sauce Grande (Grupo Pillahuincó, Carbonífero superior-Pérmico inferior) y la Formación Lolén (Grupo Ventana, Devónico inferior-medio), con sus respectivas litologías características. El espesor y las edades están tomados de la bibliografía. A la derecha se incluyen fotografías de campo representativas.

En el área de Las Acacias, solo aflora el techo de la Formación Lolén y la base de la Formación Sauce Grande, separados por una superficie de discontinuidad erosiva, que a escala regional se corresponde con una discordancia mayor asociada a un hiato entre el Devónico medio y el Carbonífero superior (Massabie y Rossello 1984).

Los espesores representados en el perfil son aproximados y fueron tomados de la bibliografía (Harrington 1947; Andreis 1965; Massabie y Rossello 1984; Lesta y Sylwan 2005), indicándose solo con fines ilustrativos. Estos valores reflejan el orden de magnitud de las unidades en el marco regional, pero no derivan de mediciones locales.

La Formación Sauce Grande incluye tres miembros diferenciados litológicamente (inferior, medio y superior; Lesta y Sylwan 2005), mientras que la Formación Lolén presenta variaciones texturales bien documentadas (Andreis 1964; Harrington 1970; Massabie y Rossello 1984). Si bien dichos miembros y subdivisiones internas se reconocen en la bibliografía, sus límites no fueron objeto de análisis detallado en esta tesis y, por lo tanto, no se representan (Fig. 3.9), manteniéndose el perfil con un carácter general y referencial.

Capítulo 4. Análisis Estructural

4.1 Descripción de los datos estructurales

4.1.1 Análisis de planos estratigráficos (S_0) y de foliación (S_1) obtenidos en campo

En cada estación se midieron planos de foliación tectónica (S_1) y superficies de estratificación (S_0), los cuales se encuentran georreferenciados sobre la imagen satelital (Fig. 4.1). En este capítulo, las orientaciones se expresan en notación azimutal siguiendo la regla de la mano derecha, de modo que el sentido de buzamiento queda implícito.

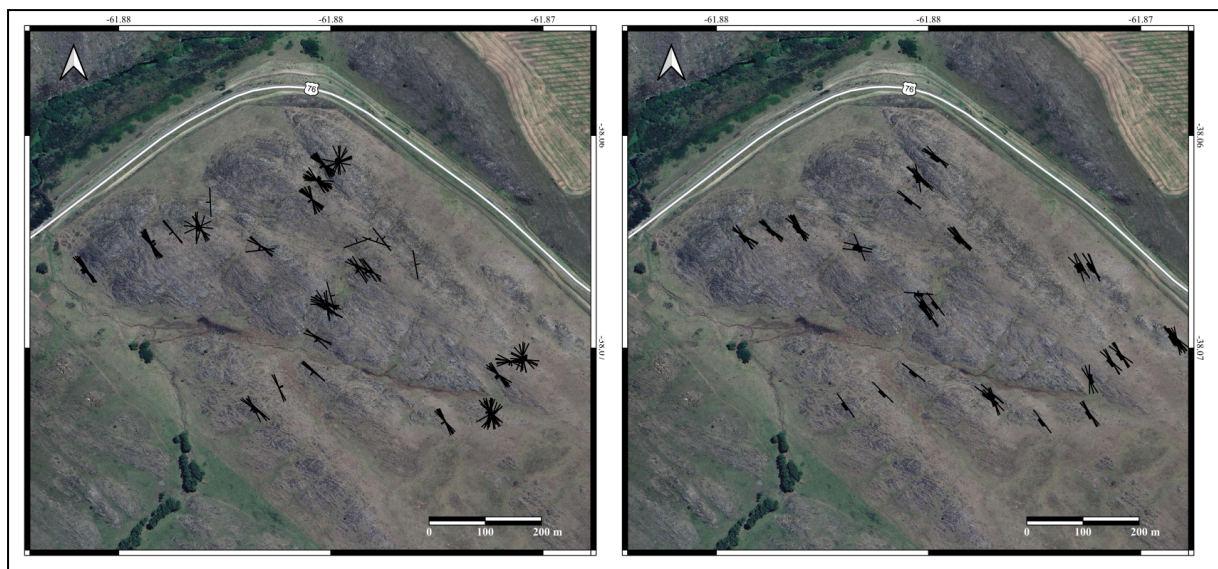


Figura 4.1: Distribución georreferenciada de las mediciones de foliación tectónica (S_1) y estratificación (S_0) sobre imagen satelital. A la izquierda se muestran los datos de S_0 y a la derecha los de S_1 .

En gabinete, los datos fueron procesados con el software Stereonet 11. Para cada estación se generaron estereogramas individuales con la proyección de los datos crudos y sus respectivos polos (ver Anexo), junto con el cálculo de la orientación promedio mediante distribución de Fisher. A partir de los planos promedio de S_0 y S_1 se determinó la línea de intersección, utilizada para establecer la orientación del eje de pliegue. Un ejemplo representativo de este procedimiento puede observarse en la distribución de polos, los planos promedio, la intersección que define el eje del pliegue y la presencia de datos considerados como outliers (Fig. 4.2).

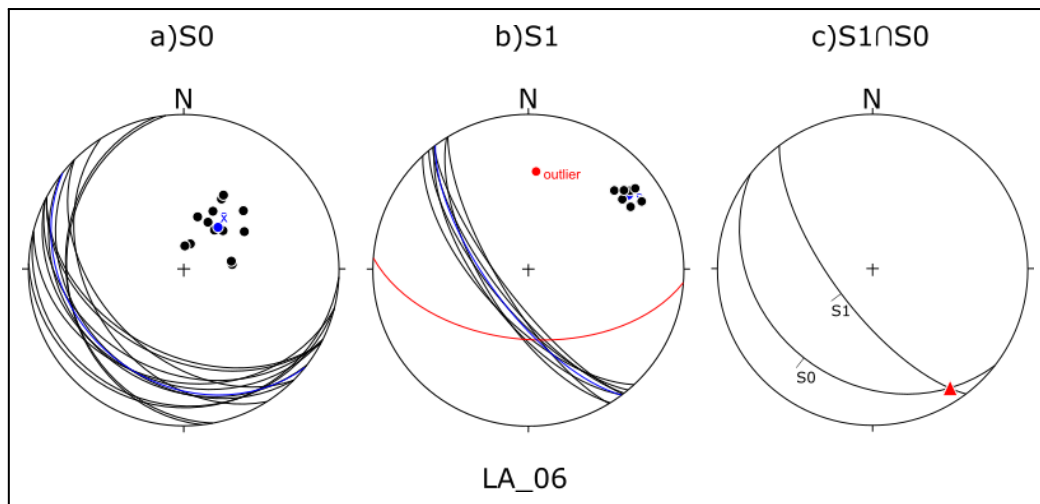


Figura 4.2: Representación estereográfica de la estación LA_06: a) Planos de estratificación (S_0), junto a sus polos y plano promedio (\bar{x}) en azul; b) Planos de foliación tectónica (S_1), con valor promedio representado en azul (\bar{x}) y plano atípico (outlier) en rojo; c) Eje de pliegue representado por la intersección entre los planos promedio de S_0 y S_1 , indicado con triángulo rojo. Para referirse a la ubicación de la estación ver figura 2.1.

Para ejemplificar la relación entre S_0 y S_1 observada en campo, se incluye a continuación una fotografía tomada en la estación LA_14, (ver ubicación en figura 2.1) donde se aprecia con claridad la disposición de ambos planos estructurales (Fig. 4.3), con las orientaciones promedio de ambos planos en estereograma, que permite visualizar el ángulo de intersección y la orientación del lineamiento paralelo al eje de pliegue, el cual es aproximadamente noroeste-sureste.



Figura 4.3: Fotografía de campo en la estación LA_14, donde se observa la foliación tectónica (S_1) marcada con líneas punteadas blancas, y la estratificación (S_0) indicada con una curva discontinua naranja. En el recuadro se muestra el estereograma con las orientaciones promedio de S_0 y S_1 . Para referirse a la ubicación de la estación ver figura 2.1.

A partir de las mediciones estructurales obtenidas en campo, se calcularon los valores promedio de rumbo e inclinación para las superficies de estratificación primaria (S_0) y foliación tectónica (S_1) en cada estación, organizadas según la transecta correspondiente. Estos valores se resumen en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Orientaciones estructurales promedio para S_1 y S_0 por estación de medición. Obsérvese la ubicación de las estaciones en la figura 2.1.

Estación	Transecta	S_1 Azimut (°)	S_1 Inclinación(°)	S_0 Azimut (°)	S_0 Inclinación (°)
LA_01	B-B'	138	63	337	40
LA_02		138	68	310	28
LA_03		137	61	250	6
LA_04		125	54	134	29
LA_05		x	x	335	36
LA_06		143	69	129	29
LA_07		x	x	122	18
LA_08		128	69	130	37
LA_09		134	68	337	37
LA_10		144	7	136	33
LA_11	A-A'	153	78	14	37
LA_12		125	46	327	51
LA_13		132	66	130	47
LA_14		146	71	143	9
LA_15		158	73	126	29
LA_16		127	65	137	32
LA_17		141	64	302	11
LA_18		x	x	134	46
LA_19		133	74	216	8
LA_20	C-C'	143	85	x	x
LA_21		142	58	330	8
LA_22		143	85	96	21
LA_23		327	77	137	51
LA_24		146	75	170	12
LA_25		143	63	147	29
LA_26		140	57	x	x

El análisis estereográfico de las 26 estaciones estructurales, ver ubicaciones de las estaciones en la figura 2.1, permitió identificar un patrón sistemático en la orientación de ambas superficies. Los rumbos promedio de S_0 oscilan entre 96° (LA_22) y 337° (LA_01), con inclinaciones que varían desde 6° (LA_03) hasta más de 51° (LA_12 y LA_23). Esta variabilidad es coherente con un estilo de pliegues apretados, donde los flancos adquieren distintas orientaciones según su ubicación relativa al eje del pliegue (Fig. 4.4).

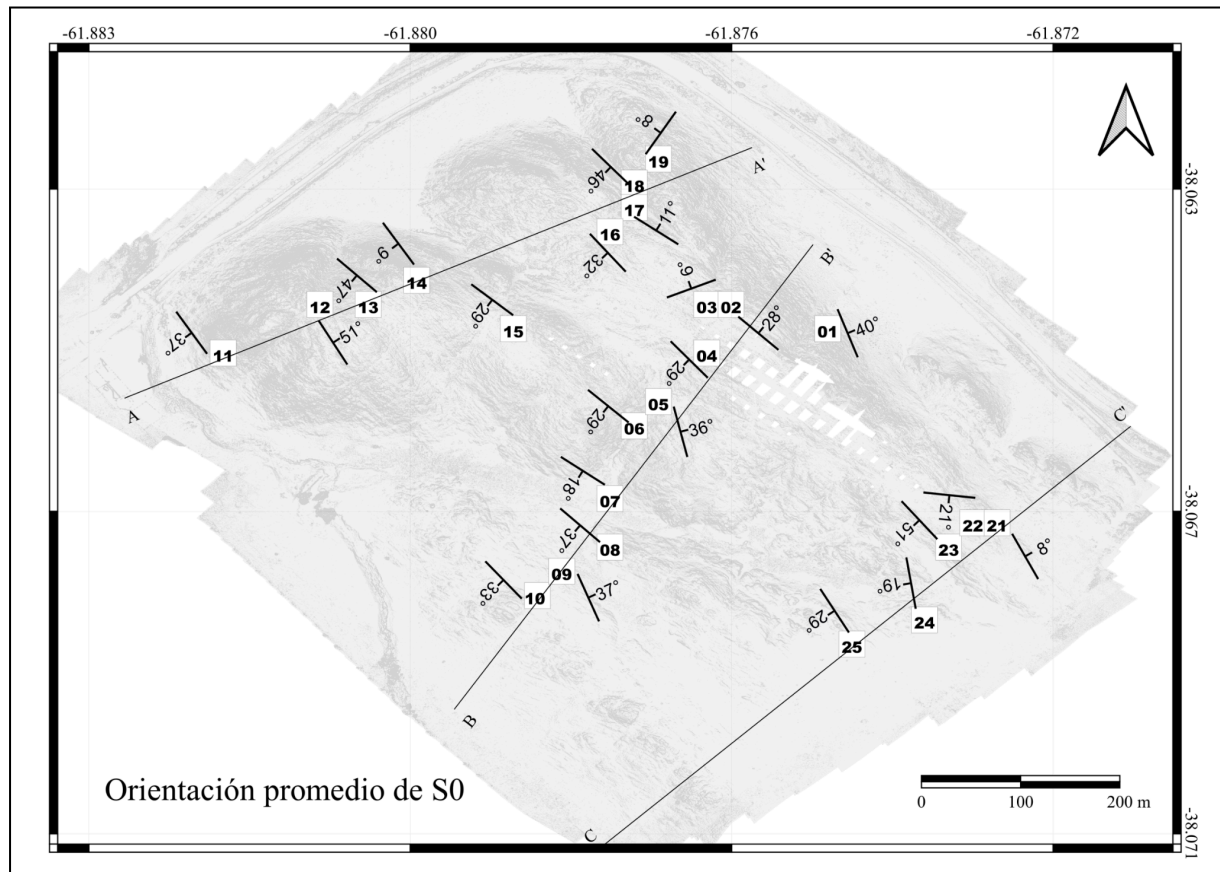


Figura 4.4: Mapa estructural con la orientación promedio de los planos de estratificación (S_0) en cada estación en las que fueron medidos. Las rastras indican el rumbo e inclinación promedio calculado para cada sitio de medición. Los números indican las estaciones de medición estructural, identificadas en el texto con el prefijo LA_ (por ejemplo, estación 01 = LA_01). Base: mapa de sombras generado a partir del Modelo Digital de Elevación (DEM) obtenida a partir de imágenes aéreas tomadas por este trabajo.

Cabe destacar que, si bien el patrón regional esperado para los pliegues apretados y volcados al noreste implicaría la existencia de dos dominios principales de inclinación de S_0 : uno hacia el suroeste (flanco dorsal) y otro hacia el noreste (flanco frontal), en el campo las condiciones de exposición en el área de estudio limitaron la observación de este último. En la mayoría de las estaciones solo se reconocieron con claridad los flancos dorsales, dado que los frontales presentan buzamientos muy elevados (casi verticales) o se encuentran parcialmente erosionados, lo que restringe su identificación directa en campo. Por este motivo, la

distribución aparente de los buzamientos en el mapa (Fig. 4.4) refleja principalmente los dominios correspondientes al flanco dorsal.

En cuanto a la foliación tectónica (S_1), la mayoría de las estaciones presenta rumbos comprendidos entre 125° y 158° , con inclinaciones elevadas, generalmente superiores a los 60° , como es el caso de LA_11 (78°), LA_20 (85°) y LA_22 (85°) (Fig. 4.5). Este patrón es especialmente marcado en las transectas A-A' y C-C', donde la foliación muestra alta penetratividad y buena continuidad. En la estación LA_23 la foliación muestra un buzamiento opuesto al patrón general (77° hacia el NE), lo que podría deberse tanto a la menor cantidad de datos como a variaciones locales en la deformación o curvatura del pliegue.

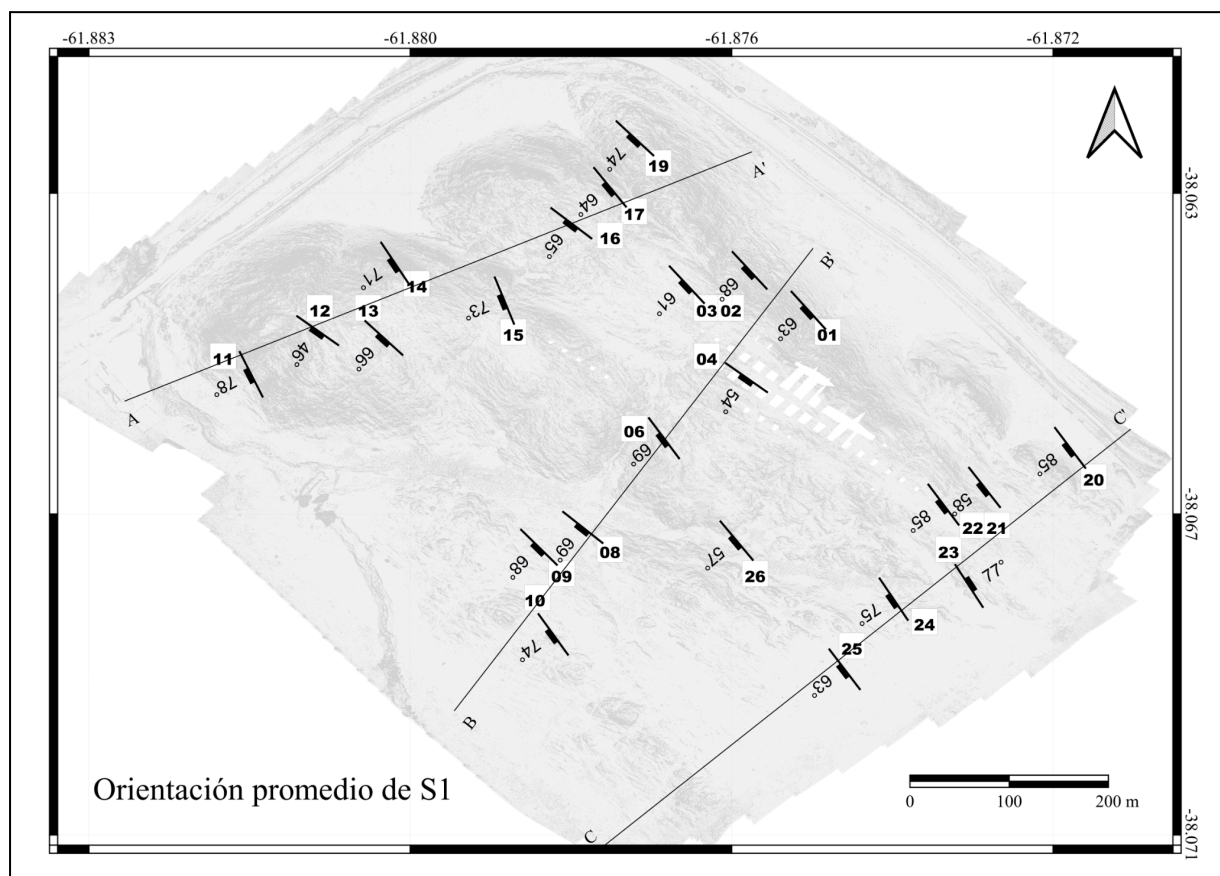


Figura 4.5: Mapa con la orientación promedio de la foliación tectónica (S_1) en cada estación de medición en la que fue medido. Se representan mediante rastras los valores promedios de rumbo e inclinación calculados a partir de los datos relevados en campo y análisis estereográficos. Los números indican las estaciones de medición estructural, identificadas en el texto con el prefijo LA_ (por ejemplo, estación 01 = LA_01). Base: mapa de sombras generado a partir del Modelo Digital de Elevación (DEM) obtenida a partir de imágenes aéreas tomadas por este trabajo.

La combinación de rumbos NO-SE e inclinaciones altas en S_1 , junto con la variación de S_0 , indica la presencia de pliegues con foliación axial planar penetrativa, asociados a una deformación compresiva SO-NE. Esta relación entre S_0 y S_1 observada en campo es

importante para definir la geometría de los pliegues y para interpretar la cinemática y las fracturas vinculadas.

En la estación LA_01 (Fig. 4.6.a) se observa una clara intersección oblicua entre ambas superficies, típica de los flancos de un pliegue apretado: la foliación corta a la estratificación con ángulos altos, lo que sugiere una foliación axial planar penetrativa. En cambio, entre las estaciones LA_13 y LA_14 se reconoce una variación sistemática en la orientación y la inclinación de S_0 y S_1 . En LA_13, S_0 presenta $130^\circ/47^\circ$ y S_1 $132^\circ/66^\circ$, mientras que en LA_14, S_0 es $9^\circ/143^\circ$ y S_1 $146^\circ/71^\circ$. Esta transición refleja un cambio geométrico hacia la charnela del pliegue, donde la diferencia angular entre ambas superficies disminuye y tienden a hacerse casi paralelas, comportamiento coherente con flancos tendidos en pliegues apretados con foliación axial planar (Fig. 4.7).

Por otro lado, la estación LA_21 (Fig. 4.6.b) muestra una geometría compatible con una charnela anticlinal en el sector NE de la transecta A-A', donde S_0 tiende a ser subparalelo y S_1 subvertical.

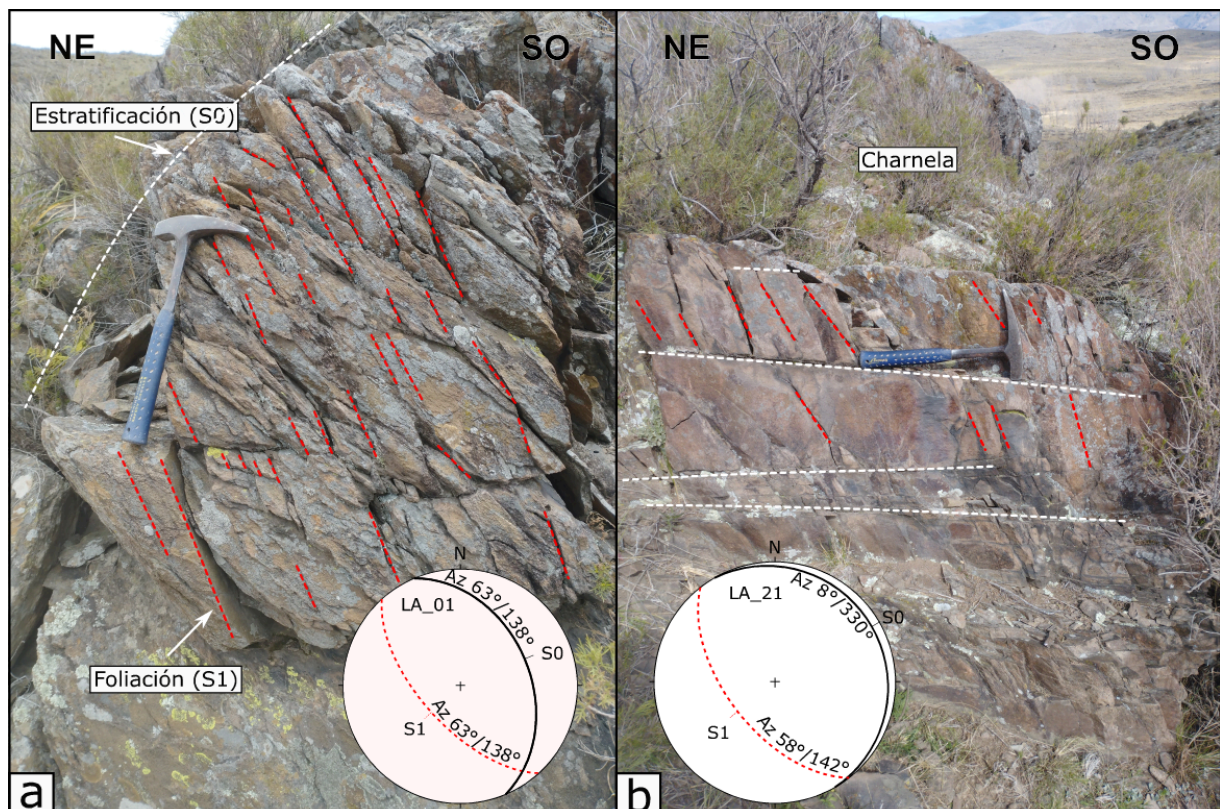


Figura 4.6: Relación entre S_0 y S_1 en campo: a) Estación LA_01; b) Estación LA_21, asociado a una charnela de un anticlinal. Las líneas blancas punteadas marcan la estratificación (S_0) y las líneas rojas punteadas indican la foliación tectónica (S_1). En ambos casos se incluyen estereogramas que muestran la proyección de los planos S_0 y S_1 , con sus rumbos e inclinaciones correspondientes en cada estación (ver ubicación de estaciones en la figura 2.1).

4.1.2 Intersección de $S_0 \cap S_1$: lineamientos paralelos al eje de pliegue

La intersección entre los planos de estratificación (S_0) y la foliación tectónica (S_1) define una lineación paralela a la charnela del pliegue (Fig. 4.7), especialmente en casos de foliación axial planar (Fossen 2016). Esta lineación ($S_0 \cap S_1$) permite inferir la orientación del eje de pliegue, un método crucial cuando la charnela no es visible en el afloramiento. Este análisis espacial de la lineación resulta fundamental para identificar variaciones sistemáticas en la orientación que sugieren la presencia de culminaciones y anticulminaciones.

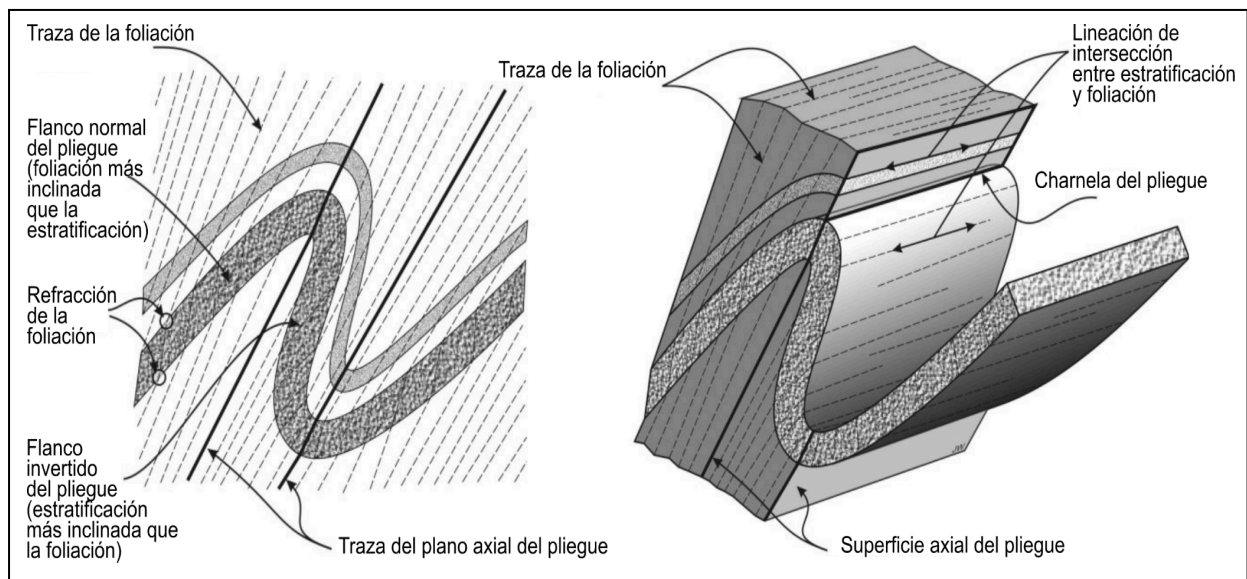


Figura 4.7: Intersección entre la estratificación (S_0) y la foliación axial planar (S_1), generando una lineación paralela al eje del pliegue. Se observa también la refracción de la foliación entre flancos normal e invertido. Esquema tomado y modificado de University of Alberta (2023).

Los valores de dirección y buzamiento obtenidos para cada estación (Tabla 4.2) fueron representados espacialmente y representados como flechas georreferenciadas sobre el área de estudio (Fig. 4.8). El término eje de pliegue se utilizará en adelante como sinónimo de la lineación de intersección $S_0 \cap S_1$.

El análisis de todas las estaciones válidas arrojó un eje promedio de pliegue de $161^\circ/8.8^\circ$, lo que indica que los ejes son mayormente subhorizontales. Este valor es coherente con los antecedentes regionales disponibles para las Sierras Australes, donde se ha propuesto un campo de acortamiento principal aproximadamente perpendicular al eje de los pliegues, con una dirección de esfuerzo (σ_1) estimada entre 240° y 060° (Harrington 1947; Tomezzoli 2001).

Tabla 4.2 Dirección e inclinación de los ejes de pliegue obtenidos por intersección $S_0 \cap S_1$. Obsérvese la ubicación de las estaciones en la figura 2.1.

Estación	Transecta	Rumbo (°)	Buzamiento (°)
LA_01	B-B'	143	11
LA_02		314	2.8
LA_03		314	5
LA_04		302	6
LA_05		x	x
LA_06		147	10
LA_07		x	x
LA_08		307	2
LA_09		139	12
LA_10		146	7
LA_11	A-A'	155	9
LA_12		137	11
LA_13		306	14
LA_14		146	0
LA_15		163	19
LA_16		303	8
LA_17		319	3
LA_18		x	x
LA_19		310	8
LA_20	C-C'	x	x
LA_21		143	1
LA_22		145	16
LA_23		157	24
LA_24		323	8
LA_25		320	3
LA_26		x	x

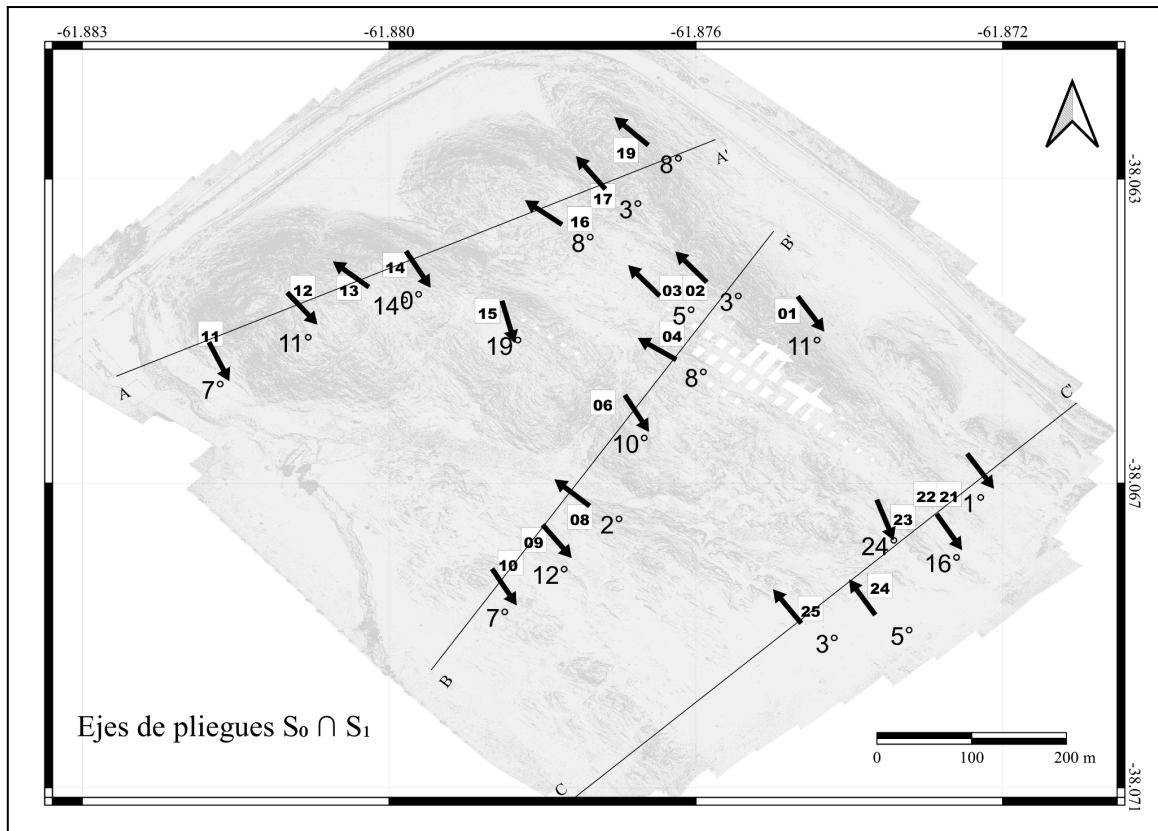


Figura 4.8: Orientación de los ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) por estación, las flechas representan el eje del pliegue en cada estación donde la punta de la flecha indica la dirección y con el número en grados la inclinación. Los números indican las estaciones de medición estructural, identificadas en el texto con el prefijo LA_ (por ejemplo, estación 01 = LA_01). Base: mapa de sombras generado a partir del Modelo Digital de Elevación (DEM) obtenido a partir de imágenes aéreas tomadas por este trabajo.

A pesar del promedio subhorizontal, el buzamiento de los ejes presenta una marcada heterogeneidad espacial, con variaciones extremas desde $147^\circ/0^\circ$ (LA_14) hasta $157^\circ/24^\circ$ (LA_23) (Tabla 4.2). Esta variabilidad se visualiza mediante los mapas de contorno generados por interpolación kriging (Figuras 4.9 y 4.10).

El mapa de magnitud del buzamiento de los ejes de pliegue (Fig. 4.9) evidencia una concentración de valores elevados (tonos amarillentos a rojizos) en dos sectores principales: al suroeste, donde es coincidente con la estación LA_15 (19° al 163°), y al sureste, donde se registra el máximo buzamiento en LA_23 (24° al 157°) y que incluye las estaciones LA_22 y LA_21. En contraste, gran parte del sector norte y el centro-oeste presentan buzamientos bajos (tonos azulados, $< 8^\circ$), reflejados en estaciones como LA_17, LA_16, LA_02, LA_03, LA_08 y LA_25. Este patrón cromático subraya la naturaleza no-cilíndrica de los pliegues a escala local.

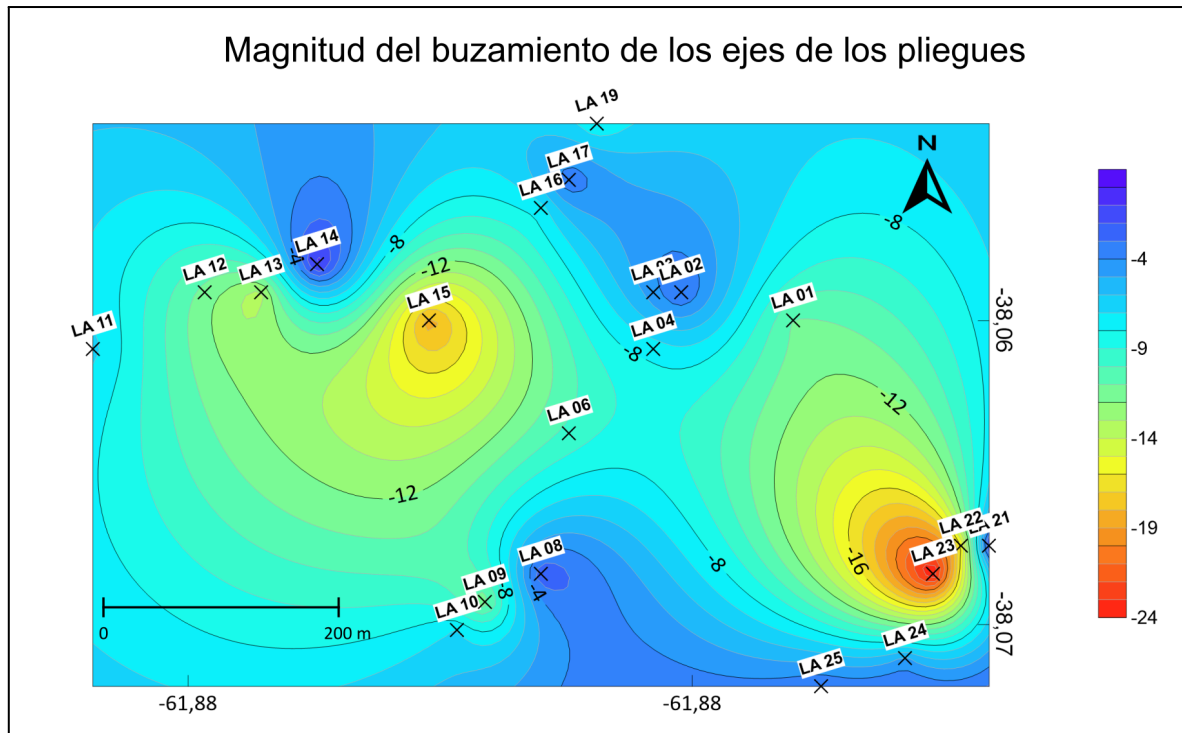


Figura 4.9: Mapa de la variación espacial del buzamiento de los ejes de pliegue, interpolado mediante kriging. Los valores expresados en las isolíneas y la escala cromática corresponden a la magnitud de la inclinación del eje respecto a la horizontal, en grados. La escala de colores muestra la variación desde buzamientos menores (azul) hasta buzamientos mayores (rojo). Se indican las estaciones estructurales (cruces etiquetadas LA-XX) utilizadas para la medición.

El mapa de buzamiento de los ejes de pliegue con polaridad (Fig. 4.10) es crucial para interpretar la geometría tridimensional, ya que distingue la dirección de inclinación (polaridad) del eje.

En general, el sector está dominado por colores amarillentos, que indican inclinación hacia el sureste (SE), en concordancia con el basculamiento regional, lo cual también se refleja en la dirección general de las flechas. No obstante, se observan inversiones de polaridad en zonas donde predominan los tonos azules, que representan ejes que buzanan hacia el noroeste (NO), una dirección contraria a la tendencia dominante. Estos sectores (por ejemplo, alrededor de las estaciones LA_13, LA_02, LA_16 y LA_17) son indicativos de anticulminaciones (o depresiones) en el eje de los pliegues, donde el eje se curva localmente. Este fenómeno se manifiesta claramente en el contraste abrupto de color entre estaciones cercanas, como el paso de buzamiento al SE (amarillo, LA_12) a buzamiento al NO (azul, LA_13), que luego transiciona a un buzamiento de 0° (LA_14). Dicha transición refuerza la interpretación de una curvatura longitudinal significativa del eje de pliegue en esa zona, posiblemente asociada a una anticulminación. Estos patrones de curvatura y variación en la dirección de buzamiento (polaridad) demuestran que los ejes de pliegue no son rectilíneos y

varían significativamente en el espacio, un fenómeno interpretado por Harrington (1947). Esta variabilidad es la clave para la discusión detallada de culminaciones, anticulminaciones y deformaciones diferenciales que se realizará en el Capítulo 5.

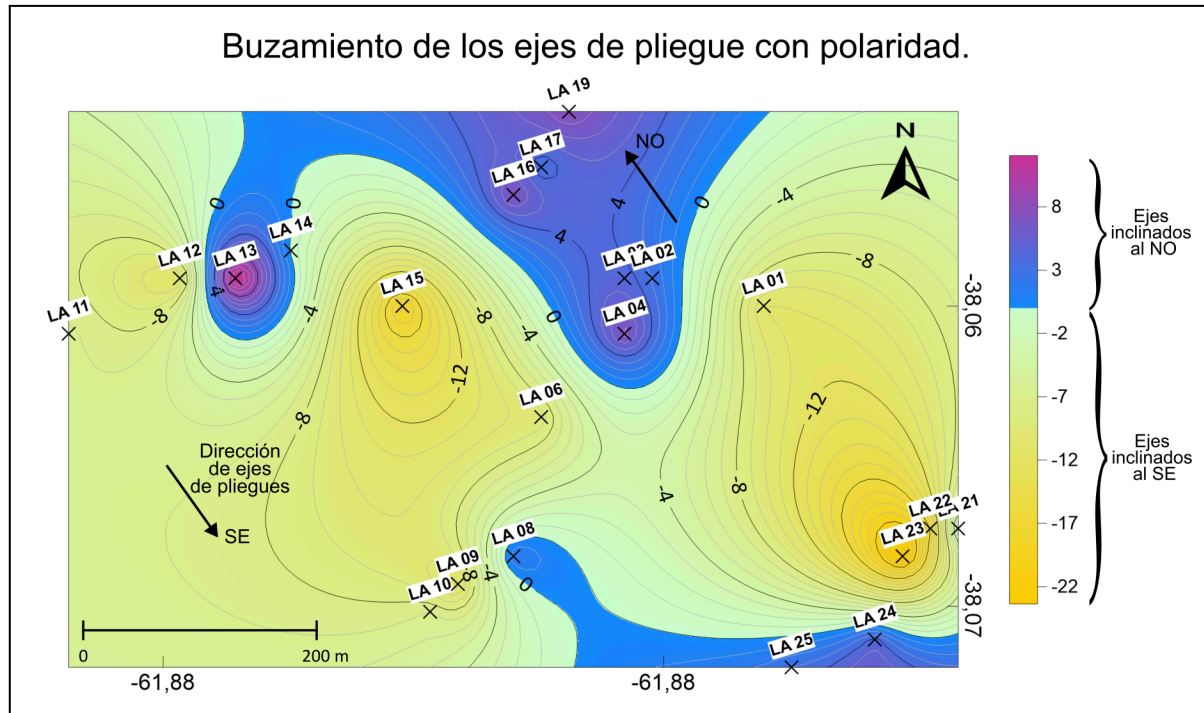


Figura 4.10: Mapa de la Variación espacial del buzamiento de los ejes de pliegue con polaridad, interpolado por kriging. La escala cromática representa el valor del buzamiento diferenciado por su dirección de inclinación (polaridad), según: los colores amarillos representan ejes que buzanan hacia el Sureste (SE) y los colores azules representan ejes que buzanan hacia el Noroeste (NO). Se incluye la indicación de la dirección general de los ejes de pliegue (flecha negra) y las estaciones estructurales utilizadas (cruces etiquetadas LA-XX).

4.1.3 Análisis y clasificación de fracturas obtenidas en el campo

Se relevaron en campo unas 2336 fracturas en total en las 26 estaciones estructurales, estas mediciones fueron procesadas y clasificadas a partir del análisis estadístico de agrupamientos de polos mediante el software WinTensor, el cual permitió identificar agrupamientos de polos interpretados como familias de fracturas. Las fracturas se codificaron por color según su orientación promedio, identificándose un total de ocho familias principales (Fig. 4.11).

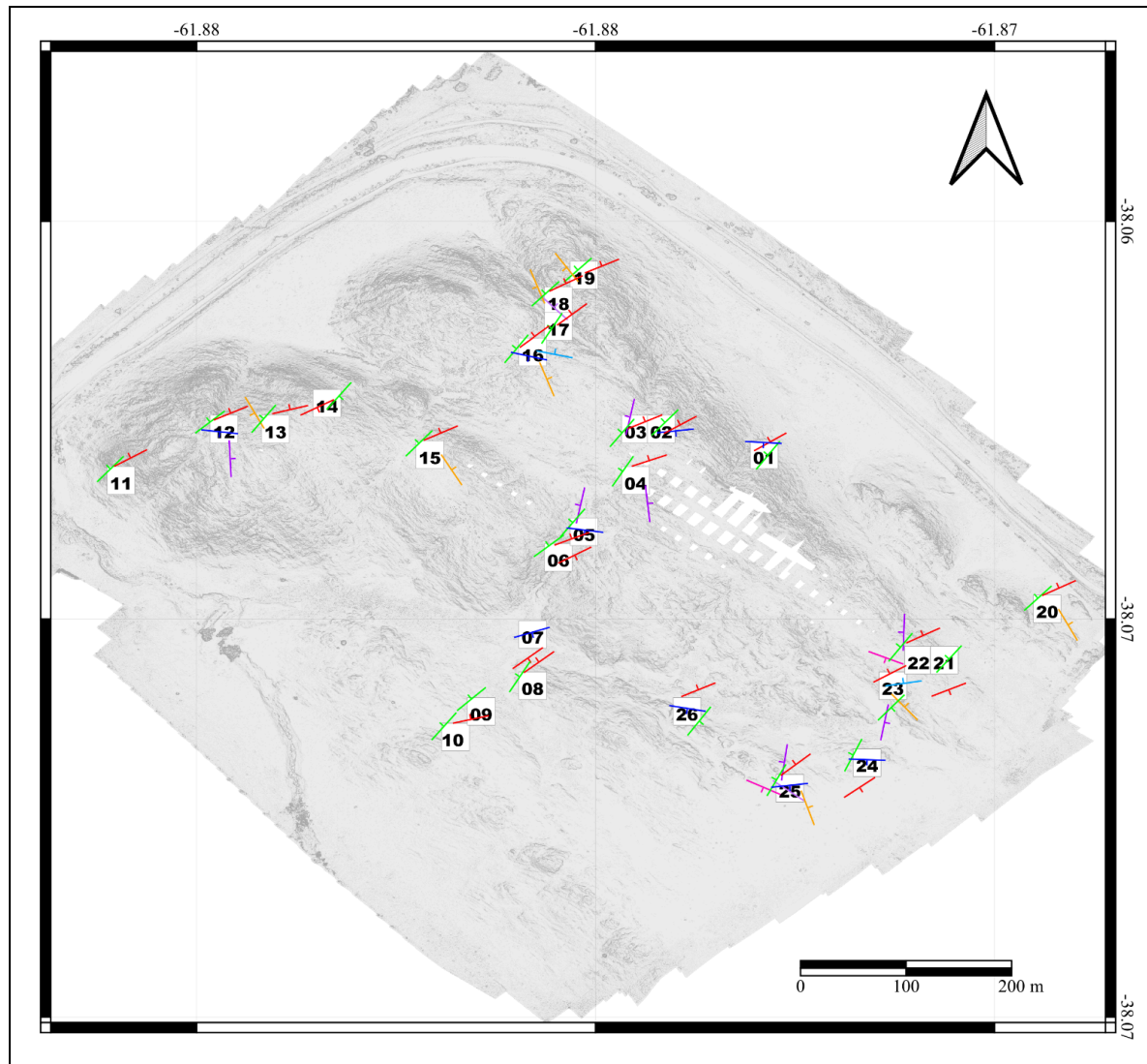


Figura 4.11: Mapa de distribución espacial de las familias de fracturas sobre el DEM del área de estudio. Se representan las ocho familias identificadas (roja, azul, verde, violeta, naranja, rosa, celeste y lila), se observa una disposición estructurada en relación con las trazas de pliegues principales. Los números indican las estaciones estructurales, que en el texto se identifican con el prefijo LA_ (por ejemplo, estación 01 = LA_01).

Las familias de fracturas identificadas fueron clasificadas en función de su orientación promedio (rumbo e inclinación), su distribución espacial por estación estructural, y su grado de agrupamiento estadístico. Para cada una de ellas se calcularon los valores promedio de orientación utilizando el método de Fisher. La orientación promedio de cada familia se representa mediante círculos y planos coloreados (Fig. 4.12.a), junto con la visualización de todos los polos y planos medidos (Fig. 4.12.b).

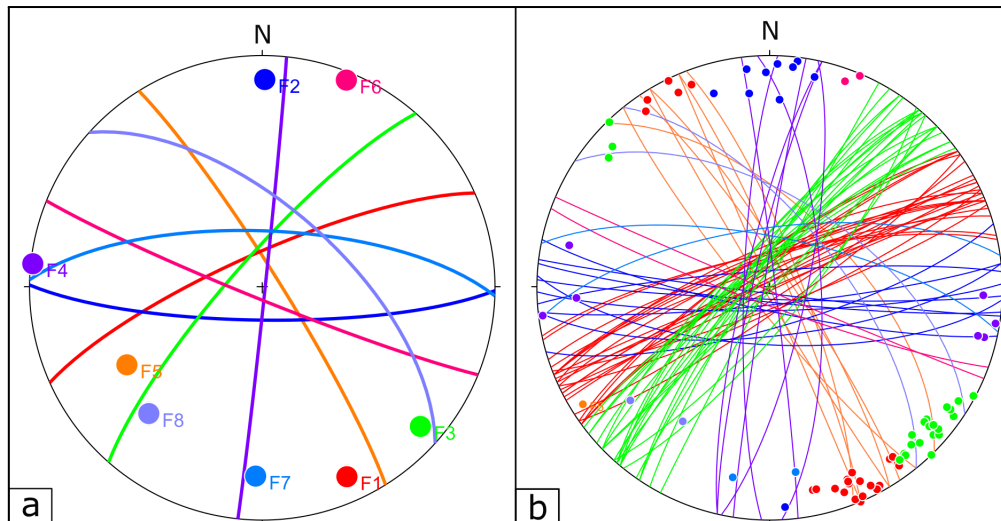


Figura 4.12: Distribución de fracturas clasificadas por familia en proyección estereográfica inferior: a) Orientación promedio de cada familia con colores distintivos; b) Distribución completa de polos y planos medidos en campo, codificados por color según familia.

Además, en la Tabla 4.3 se resumen las orientaciones promedio de las ocho familias identificadas, con el objetivo de facilitar su referencia a lo largo del texto.

Tabla 4.3: Promedios de rumbo e inclinación por familia de fractura, junto con las estaciones donde cada familia fue identificada. Para la localización espacial de las estaciones, ver figura 2.1.

Familia	Azimut promedio (°)	Inclinación promedio (°)	Estaciones
Roja (1)	246	78	Todas
Azul (2)	091	79	LA_01, 02, 05, 07, 12, 16, 18, 24, 25, 26
Verde (3)	221	80	Todas (excepto LA_07)
Violeta (4)	006	89	LA_03, 04, 05, 12, 22, 23, 25
Naranja (5)	328	84	LA_13, 15, 16, 18, 19, 20, 23, 25
Rosa (6)	112	86	LA_22, LA_25
Celeste (7)	272	70	LA_16, LA_23
Lila (8)	312	62	LA_23, LA_24

Observando la tabla 4.3, entre las familias más representativas, como la roja y la verde, se destacan por su amplia distribución espacial, ya que aparecen en prácticamente todas las estaciones del área de estudio. La familia roja presenta una orientación promedio de $246^{\circ}/78^{\circ}$, mientras que la familia verde se dispone en $221^{\circ}/80^{\circ}$. La familia azul también posee inclinaciones altas, con una orientación promedio de $091^{\circ}/79^{\circ}$, y está presente en varias estaciones. La familia violeta, por su parte, se caracteriza por una orientación de $006^{\circ}/89^{\circ}$,

aunque su ocurrencia está restringida a zonas de charnela de los pliegues. En cuanto a la familia naranja (5), su orientación promedio es de $328^{\circ}/84^{\circ}$. Finalmente, las familias rosa ($112^{\circ}/86^{\circ}$), celeste ($272^{\circ}/70^{\circ}$) y lila ($312^{\circ}/62^{\circ}$) muestran una distribución espacial más limitada, aunque mantienen una buena coherencia estadística, apareciendo principalmente en estaciones específicas como LA_22, LA_23, LA_24 y LA_25.

Además las familias roja y verde se registran con mayor frecuencia en las charnelas de los pliegues, donde también se concentran los valores más altos de densidad. Estas familias presentan orientaciones subperpendiculares al eje de pliegue y altos valores de R_m y K_a (ver metodología). La familia naranja muestra una orientación paralela al eje de los pliegues y, al igual que las familias azul y violeta, se la observa tanto en charnelas como en flancos. La familia celeste, si bien presenta una representación más limitada, reconocida principalmente en las estaciones LA_16 y LA_23, aparece exclusivamente en sectores de charnela. En contraste, otras familias como la rosa y la lila tienden a concentrarse en los flancos de los pliegues, con orientaciones más dispersas y, en muchos casos, oblicuas respecto al eje del pliegue.

Estas familias se representan espacialmente en cada transecta mediante sus respectivos estereogramas por estación (Figs. 4.13, 4.14, 4.15).

En la transecta A-A', que incluye las estaciones desde LA_11 hasta LA_19, se identificaron ocho familias principales de fracturas (Fig. 4.13), representadas con colores consistentes en todos los estereogramas: la familia roja (1), azul (2), verde (3), violeta (4), naranja (5), rosa (6), celeste (7) y lila (8). La familia roja, con orientación promedio de $246^{\circ}/78^{\circ}$ y rumbo predominante SO-NE, se observa de forma continua en todas las estaciones desde LA_11 hasta LA_19, lo que sugiere una fracturación regional persistente, posiblemente asociada a un campo de esfuerzos compresivos sostenido. La familia verde, con orientación promedio de $221^{\circ}/80^{\circ}$, también muestra una distribución extendida entre las estaciones LA_12 y LA_19, con una representación clara y bien definida en los estereogramas, lo que refuerza su importancia estructural en el área. La familia naranja, con orientación de $328^{\circ}/84^{\circ}$, se observa regularmente en esta transecta con rumbo NNO-SSE e inclinaciones subverticales. En cambio, otras familias presentan una distribución restringida, observándose únicamente en estaciones puntuales como LA_12, LA_16 y LA_18, lo cual podría indicar un origen más local o una fase deformacional tardía. Asimismo, se reconocen variaciones significativas en la densidad y diversidad de fracturas entre estaciones adyacentes: por ejemplo, en LA_16 se registra una alta densidad de fracturas, con la presencia de al menos cinco familias distintas

(roja, verde, naranja, rosa y celeste), mientras que estaciones como LA_11, LA_14 y LA_17 presentan menor diversidad, con predominancia de las familias roja y verde.

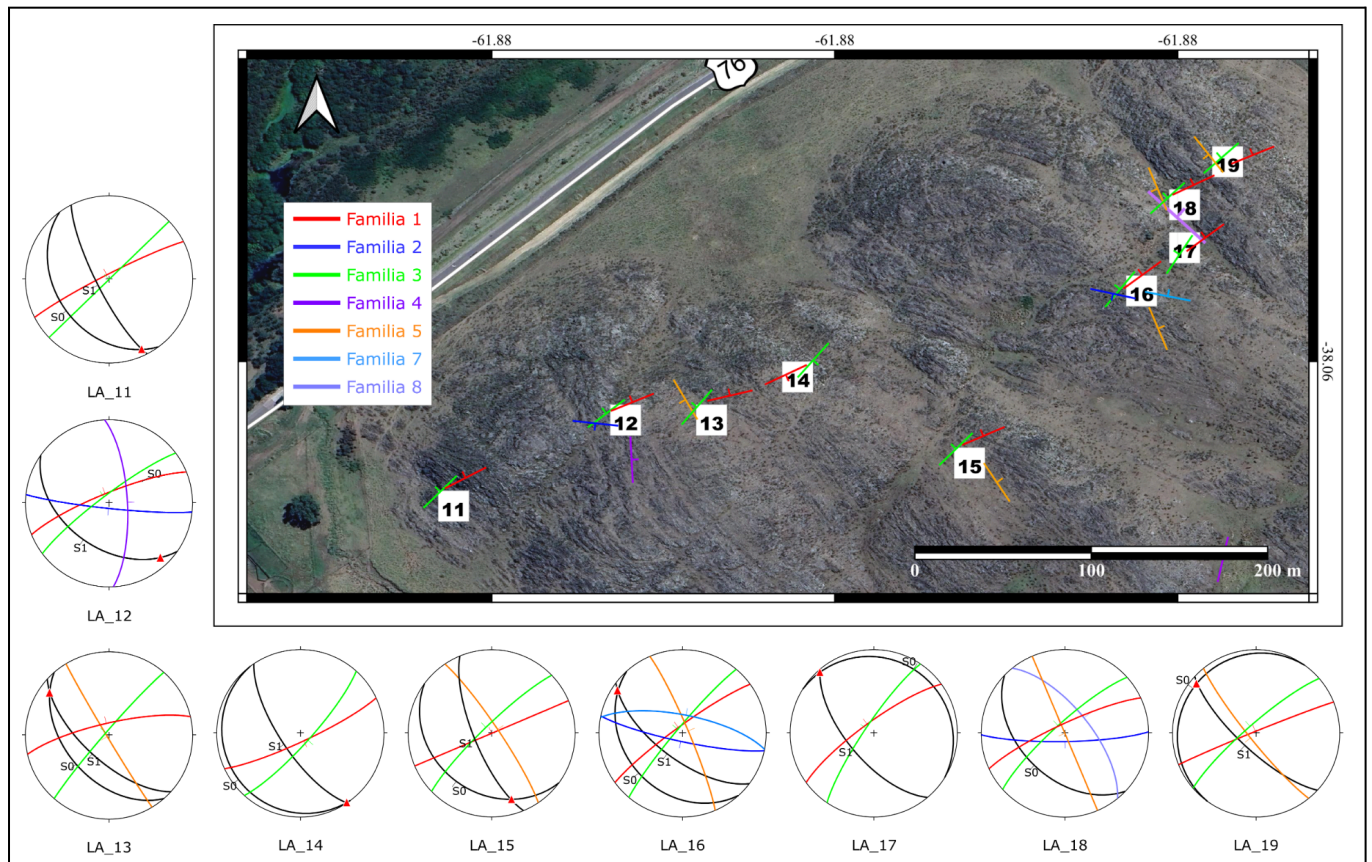


Figura 4.13: Distribución espacial de las orientaciones promedio de fracturas por estación a lo largo de la Transecta A-A'. Se presentan los estereogramas correspondientes a cada estación (LA_11 a LA_19), con la proyección de planos promedio de las fracturas clasificadas en familias codificadas por color según su orientación predominante.

En la Transecta B-B', con las estaciones desde LA_01 hasta LA_10 (Fig. 4.14), se identificaron cuatro familias principales de fracturas: la familia roja, azul, verde y violeta. A diferencia de lo observado en la transecta A-A', en este sector se registra una menor diversidad de familias, sin presencia de las familias naranja, rosa, celeste ni lila. La familia roja, con orientación subvertical y rumbo SO-NE, se presenta de manera continua en prácticamente todas las estaciones, reflejando una fracturación regional de carácter persistente. La familia verde, con rumbo similar a la anterior familia mencionada, también exhibe una distribución lateral amplia. En cambio, la familia azul aparece de forma más localizada, reconociéndose únicamente en estaciones puntuales como LA_01, LA_02, LA_05 y LA_07. La familia violeta muestra aún más restricción espacial, siendo registrada exclusivamente en las estaciones LA_03, LA_04 y LA_05. En cuanto a la densidad de fracturación, estaciones como LA_03 y LA_05 presentan una mayor cantidad de familias

superpuestas, en contraste, estaciones como LA_06, LA_08 y LA_10 evidencian una menor diversidad, dominadas principalmente por una o dos familias.

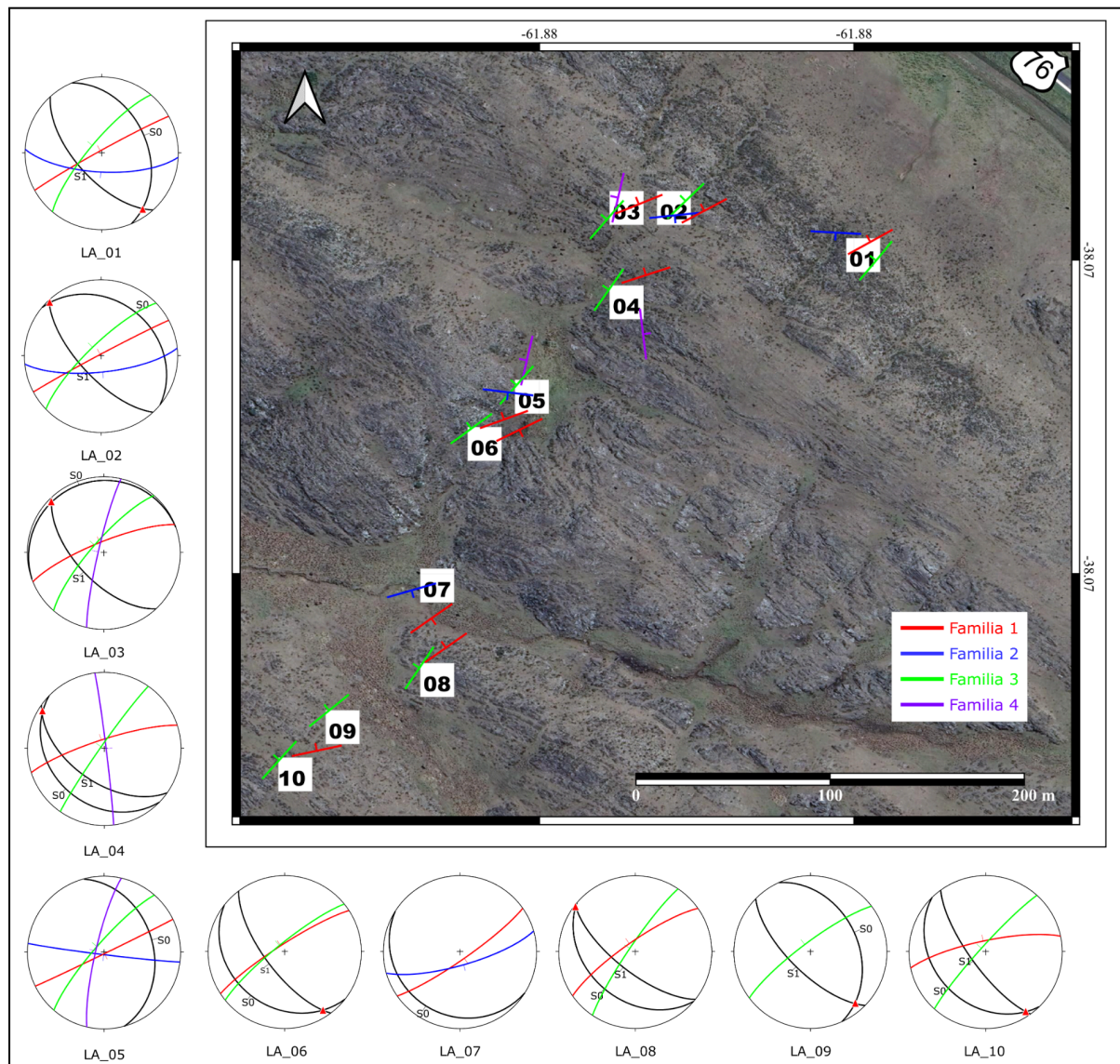


Figura 4.14: Distribución espacial de las orientaciones promedio de fracturas por estación a lo largo de la Transecta B-B'. Se presentan los estereogramas correspondientes a cada estación (LA_01 a LA_10), con la proyección de planos promedio de las fracturas clasificadas en familias codificadas por color según su orientación predominante.

En la Transecta C-C', con las estaciones desde LA_20 hasta LA_26 (Fig. 4.15), se reconocieron ocho familias principales de fracturas: roja, azul, verde, violeta, naranja, rosa, celeste y lila. Esta transecta muestra una alta diversidad de familias por estación, lo que sugiere una zona de complejidad estructural elevada, posiblemente asociada a variación de litología ya que hacia el sureste comienza a aflorar la Formación Sauce Grande. La familia roja mantiene una distribución continua y aparece en todas las estaciones, reafirmando su

carácter regional. La familia verde también se encuentra en todas las estaciones, mostrando consistencia lateral a lo largo del perfil. En contraste, las familias celeste y lila presentan una distribución restringida, observándose únicamente en estaciones como LA_23 y LA_25 respectivamente.

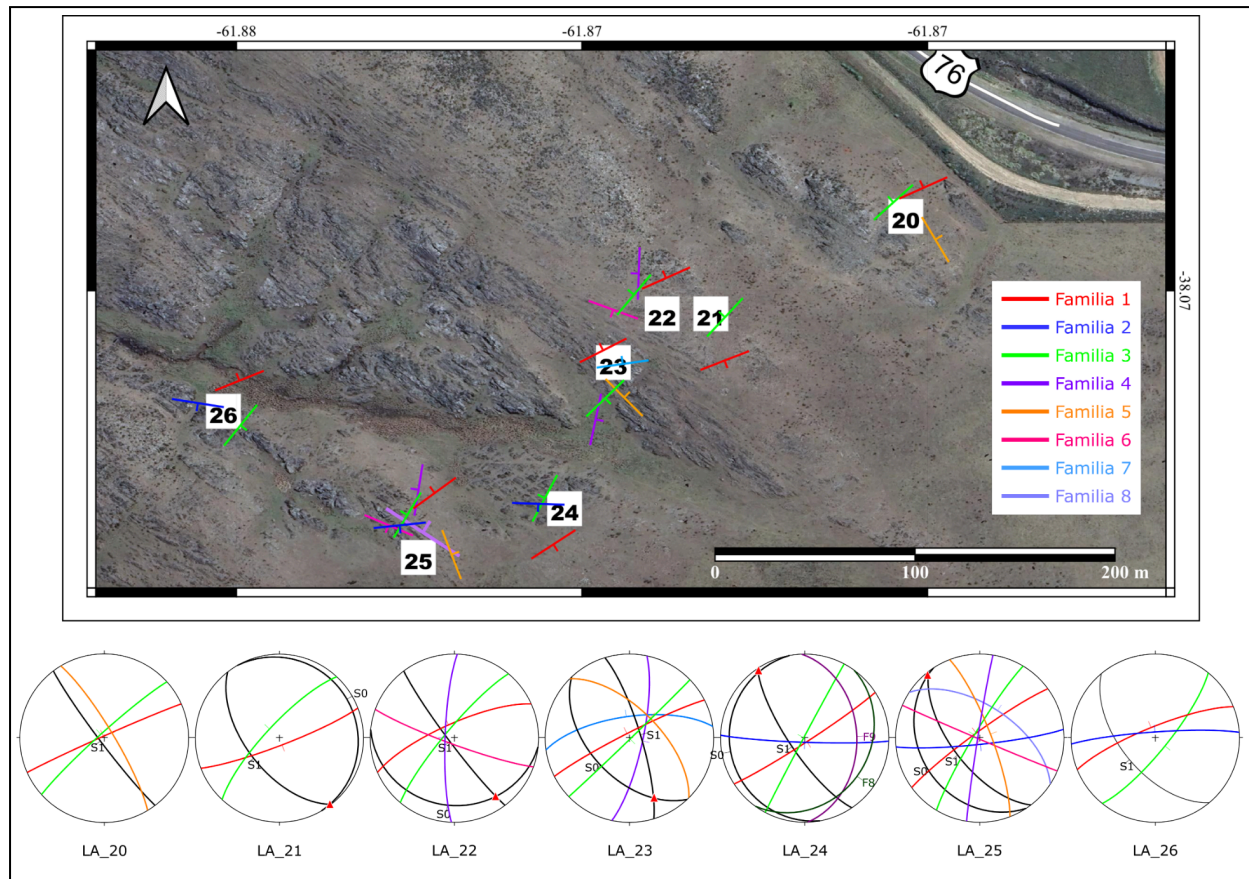


Figura 4.15: Distribución espacial de las orientaciones promedio de fracturas por estación a lo largo de la Transecta C-C'. Se presentan los estereogramas correspondientes a cada estación (LA_20 a LA_26), con la proyección de planos promedio de las fracturas clasificadas en familias codificadas por color según su orientación predominante.

Estaciones como LA_23 y LA_25 concentran más familias, lo que refleja zonas con elevada densidad de fracturación y posible superposición de eventos tectónicos o reacomodación local de la deformación. En particular, en LA_25 se reconoce una de las mayores diversidades del conjunto total de estaciones, con presencia simultánea de las familias roja, verde, violeta, naranja, azul, rosa y lila. Por el contrario, estaciones como LA_20, LA_21 y LA_26 presentan menor diversidad, dominadas principalmente por las familias roja, verde, naranja y azul. En la estación LA_24 se identificó una novena familia adicional (denominada provisoriamente como F9) que se interpreta como parte de un bloque

caído. Esta familia no fue considerada dentro del grupo de familias estructurales relevantes para el análisis regional.

A fin de complementar el análisis estructural realizado a partir de los estereogramas y proyecciones por estación, se llevó a cabo una observación detallada en campo de los planos de fractura, con especial atención a su relación espacial respecto a las superficies de estratificación (S_0) y foliación (S_1). En la estación LA_02 se observan fracturas asignadas a la familia roja, con orientación promedio de $242^\circ/88^\circ$, que presentan relleno de cuarzo visible a escala de afloramiento (Fig. 4.16.a).

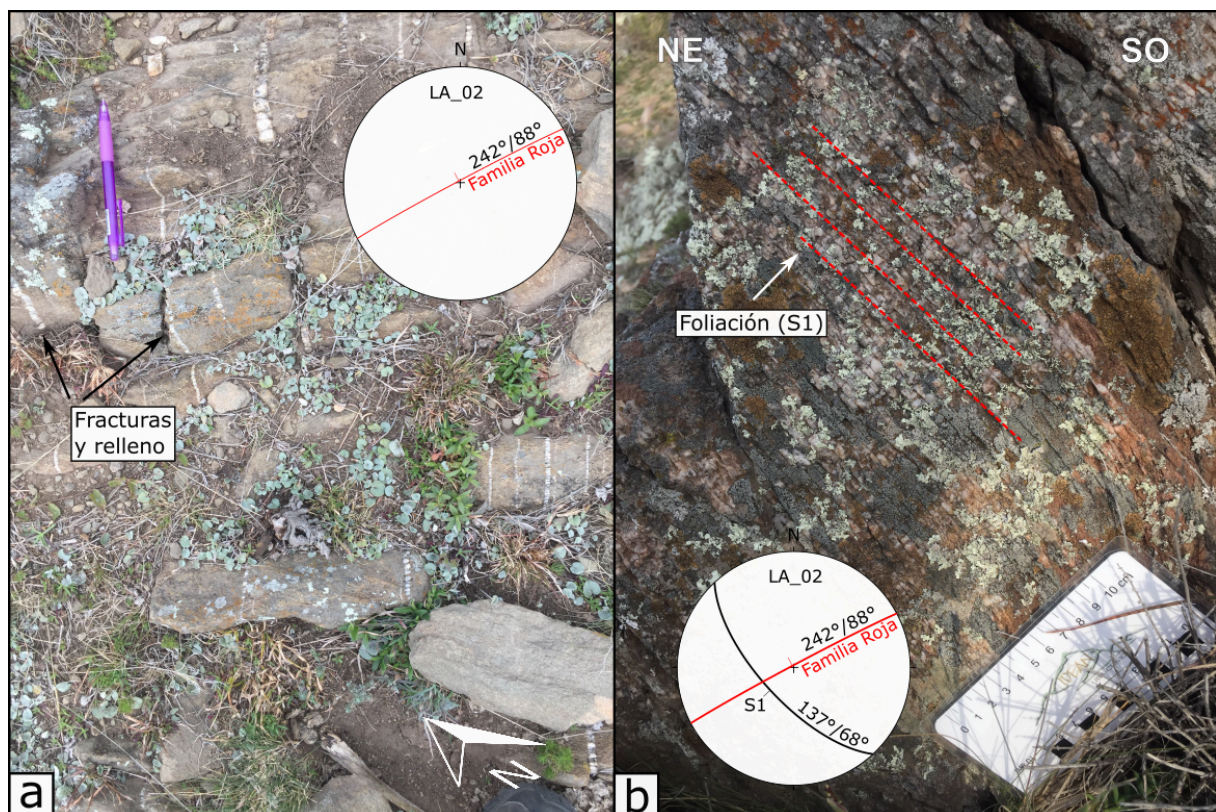


Figura 4.16: Fracturas de la familia roja en la estación LA_02 (ver ubicación en figura 2.1): a) Vetas de cuarzo rellenas, con orientación correspondiente a fracturas de la familia roja (proyectada en el estereograma); b) Vista frontal del plano de una fractura de esa familia, donde se observa la cristalización interna y la foliación tectónica S_1 , representada mediante líneas rojas punteadas, se incluye estereogramas con la proyección estereográfica de la foliación y la orientación promedio de la familia roja en dicha estación.

Se reconocen múltiples vetas de cuarzo alineadas según esa orientación, algunas de las cuales se encuentran interrumpidas o cortadas por planos que coinciden con la dirección de la foliación S_1 . Estas vetas están expuestas en un afloramiento de superficie subhorizontal y se identifican mediante su color claro y su disposición lineal. El espesor de apertura varía desde menos de 1 mm hasta 1-2 cm en venillas principales, aunque no se realizaron mediciones sistemáticas de longitud, se observaron fracturas de hasta varios metros en sectores bien

expuestos. Se observa la familia roja en contacto con la foliación penetrativa S_1 , representada por una superficie continua (Fig. 4.16.b). En ambos casos, se incluye un esquema con las mediciones estructurales obtenidas en campo para cada plano registrado.

En la estación LA_04 (Fig. 4.17.a), se observa un afloramiento con excelente exposición de la estratificación (S_0), reconocible por la disposición tabular y regular de los bancos, orientados en dirección NE-SO, y marcada mediante líneas blancas punteadas. Sobre estos niveles se desarrolla una foliación tectónica penetrativa (S_1), oblicua a S_0 y representada con líneas rojas punteadas, visible por el alineamiento de minerales micáceos y el plano de clivaje. Entre ambas superficies se destaca una fractura perteneciente a la familia violeta, trazada en color violeta, que corta en alto ángulo tanto a la estratificación como a la foliación.

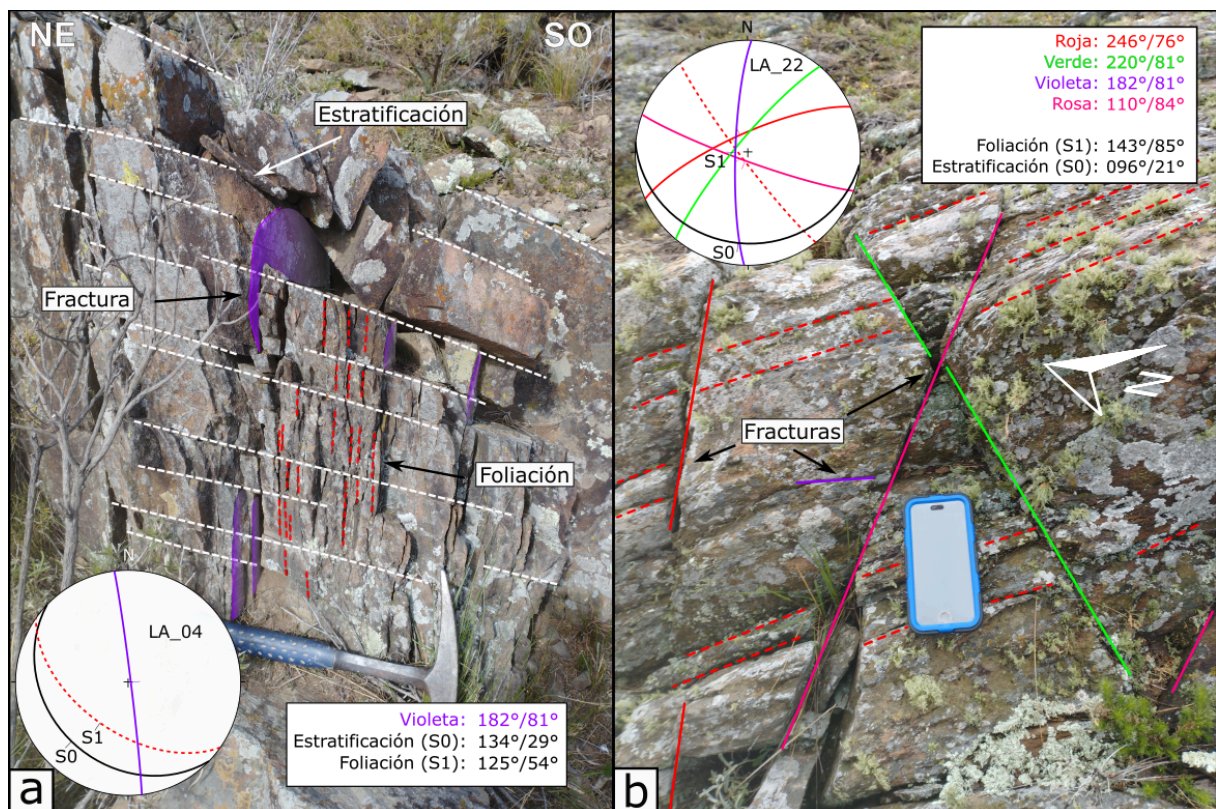


Figura 4.17: a) Relación entre la estratificación (línea blanca punteada), la foliación (línea roja punteada) y una fractura de la familia violeta (4) en la estación LA_04; b) Intersección de la foliación tectónica S_1 (línea punteada roja) con fracturas de las familias roja (1), verde (3), violeta (4) y rosa (6), sobre un mismo plano de exposición en la estación LA_22.

En la estación LA_22 (Fig. 4.17.b) se observa la foliación tectónica (línea roja punteada) intersectada por múltiples familias de fracturas: roja, verde, violeta y rosa, todas representadas con sus respectivos colores. Las fracturas se presentan bien definidas, con trazas rectilíneas que atraviesan el plano de foliación en distintas direcciones, permitiendo

apreciar claramente la coexistencia de varios sistemas estructurales en un mismo afloramiento. Se observa que la fractura de la familia rosa corta a la fractura de la familia verde, estableciendo una cronología relativa en la que la familia rosa es posterior.

En las inmediaciones de la estación LA_01, en rocas pelíticas de la Formación Sauce Grande, se documentó un afloramiento de excelente exposición donde se reconoce un plano de fractura correspondiente a la familia verde, con azimut 047° e inclinación 89° (Fig. 4.18).



Figura 4.18: Fractura representativa de la familia verde ($047^\circ/89^\circ$) con escalones visibles a lo largo del plano de fractura. a) Vista frontal, donde se observa la superficie escalonada del plano; b) Vista lateral, con la piqueta utilizada como escala. El estereograma muestra la orientación promedio de esta familia en la estación correspondiente (ver ubicación en figura 2.1).

El plano, subvertical y continuo, muestra una superficie levemente rugosa con desarrollo de pequeños escalones distribuidos a lo largo del plano. Estos escalones poseen una geometría marcadamente rectangular, con bordes irregulares, alineación sistemática y perpendicular a la foliación penetrativa S_1 . Los escalones alcanzan varios centímetros de largo y algunos milímetros de relieve, siendo visibles tanto en vista frontal como lateral.

4.1.4 Fracturación superficial y análisis de densidad a partir de imágenes aéreas

El ortomosaico generado permitió mapear manualmente una gran cantidad de fracturas visibles en superficie, gracias a la alta resolución del modelo (Fig. 4.19).

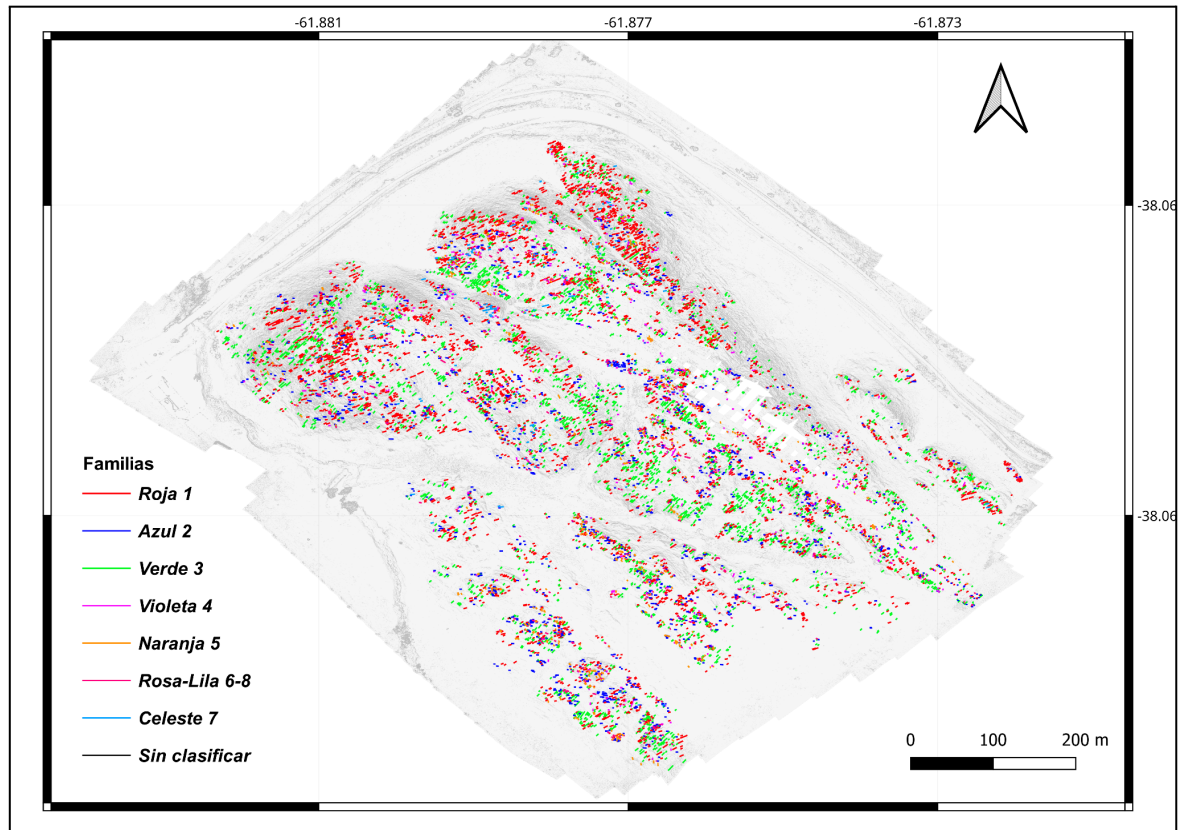


Figura 4.19: Trazado manual de fracturas visibles a partir del ortomosaico georreferenciado relevado, se presentan sobre el relieve sombreado derivado del modelo digital de elevación (DEM). Las fracturas se clasificaron por orientación en diferentes familias estructurales, destacándose las familias roja (1), azul (2) y verde (3).

Se considera submétrica, dado el nivel de detalle alcanzado en el trazado de fracturas menores y su correlación con estructuras mapeadas en campo. A partir del shapefile generado, se extrajeron los azimuts de cada fractura utilizando herramientas de geoprocésamiento en QGIS, lo que permitió representar estadísticamente la distribución de orientaciones y así poder darle el color correspondiente a cada familia de fracturas.

La clasificación de estas fracturas fue a partir de su trazo, en donde sus direcciones fueron agrupadas por intervalos de 15° y correspondidas dentro de alguna de las familias estructurales reconocidas previamente durante el análisis cuantitativo de campo.

En el diagrama de rosas (Fig. 4.20a) se observan dos modas claramente diferenciadas. La principal se ubica en el intervalo 220° - 250° y agrupa la mayor parte de las fracturas

asignadas a la familia verde (3), mientras que una segunda moda, entre 40° y 70° , coincide con fracturas asociadas a la familia roja (1). Además, se registra un aumento de frecuencia hacia los valores cercanos a 270° , correspondiente a fracturas vinculadas con la familia azul (2). Las familias dominantes corresponden a las denominadas roja (1), azul (2) y verde (3), que concentran la mayor cantidad de fracturas mapeadas en superficie y muestran una distribución espacial amplia, cubriendo prácticamente todo el afloramiento.

Por otro lado, el diagrama de rosas ponderado por la longitud promedio (Fig. 4.20.b) evidencia que la orientación SO-NE, además de ser la más frecuente, corresponde también a las fracturas de mayor desarrollo longitudinal.

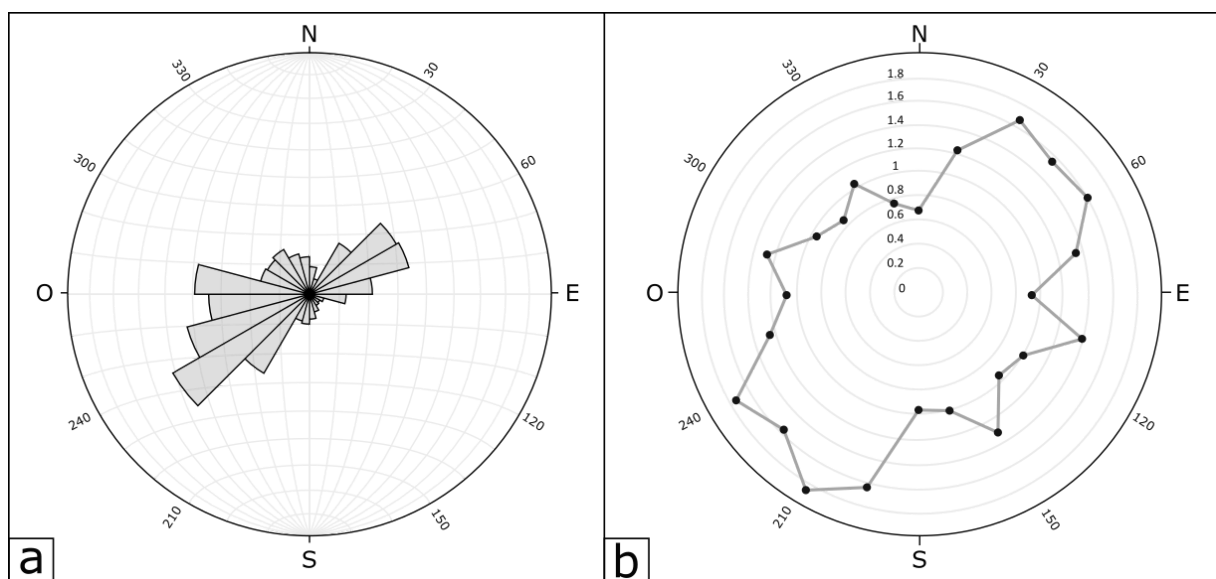


Figura 4.20: a) Diagrama de rosas de frecuencias direccionales de las fracturas mapeadas sobre la imagen aérea obtenida a partir del dron; b) Diagrama de rosas ponderado por la longitud promedio de las fracturas por intervalo de orientación. En el primer caso se observan las direcciones predominantes de fracturación, mientras que en el segundo se evidencian las orientaciones donde las fracturas presentan mayor desarrollo longitudinal.

Esto sugiere que dicha dirección concentra los sistemas más persistentes y posiblemente los más antiguos o reactivados dentro del conjunto estructural. Además, su distribución a lo largo del afloramiento indica que no se encuentran restringidas a un único dominio estructural, sino que podrían vincularse con fases de deformación regionales y penetrativas que afectaron al área de estudio.

Se generó un mapa de densidad de fracturas a partir de la distribución espacial de los datos vectoriales que se obtuvieron a partir del trazado manual de fracturas a partir del ortomosaico (Fig. 4.21).

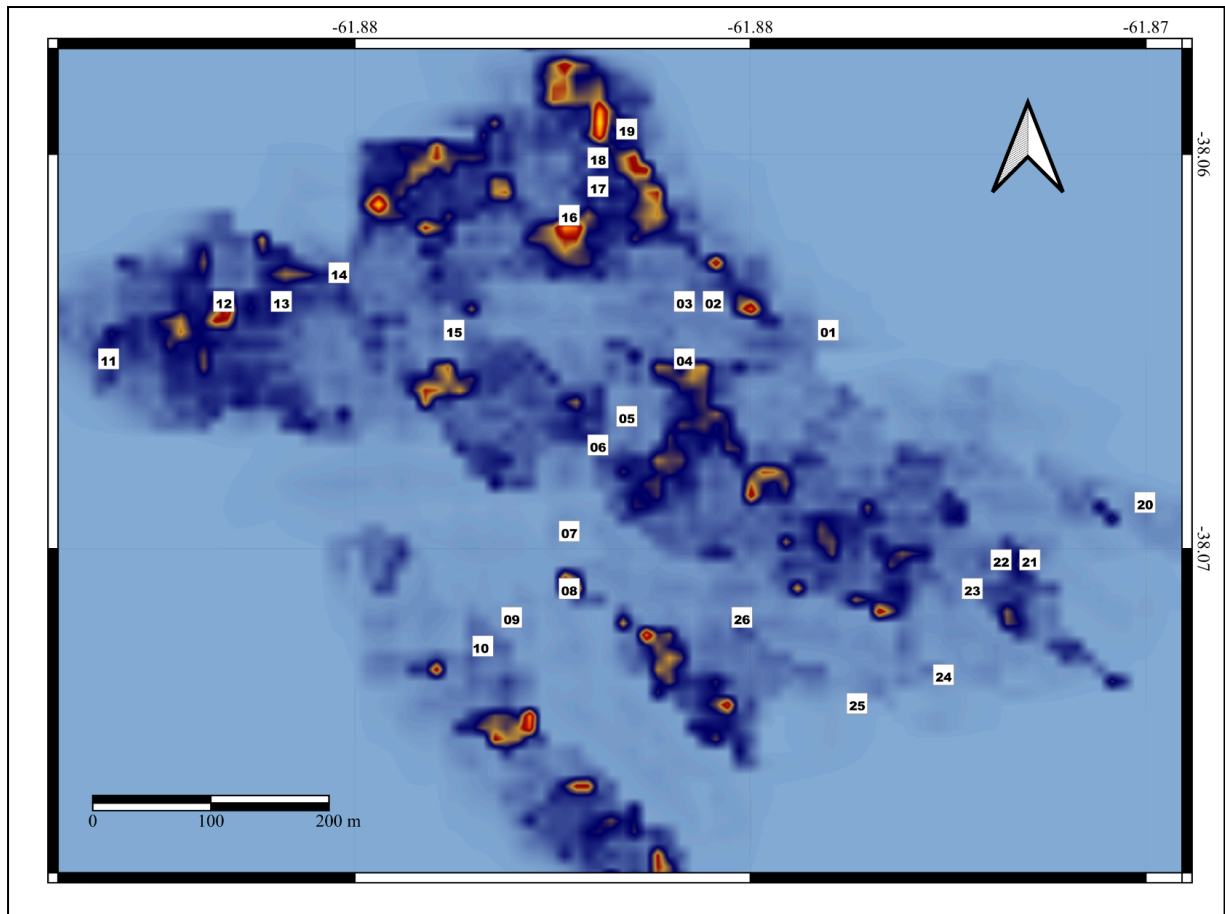


Figura 4.21: Mapa de densidad de fracturas trazadas a partir del ortomosaico y procesadas en Surfer. Las zonas de mayor concentración de fracturas (en tonos rojo-anaranjados). La densidad fue interpolada mediante método de densidad aproximada en Surfer.

Las coincidencias espaciales entre las zonas de mayor densidad de fracturas y las estructuras plegadas reconocidas en el área se presentan como un patrón relevante. No obstante, la interpretación de estas relaciones se desarrolla con mayor detalle en el Capítulo 5.

4.1.5 Fracturación superficial y análisis de densidad a partir de imágenes satelitales

A partir de la imagen satelital de alta resolución de Google Satellite se efectuó un mapeo estructural detallado de las fracturas superficiales en el área de Las Acacias (Fig. 4.22). Este análisis permitió reconocer las principales familias de fracturas según su orientación y expresión morfológica. El conjunto de fracturas mapeadas sobre la imagen satelital exhibe una distribución direccional amplia, con una preferencia débil hacia el ESE-ONO, pero sin concentraciones marcadas (Fig. 4.23.a). El diagrama ponderado por longitudes (Fig. 4.23.b) refleja un comportamiento similar, sin picos evidentes ni direcciones dominantes, indicando

que las fracturas muestran longitudes relativamente uniformes entre los distintos intervalos de orientación.

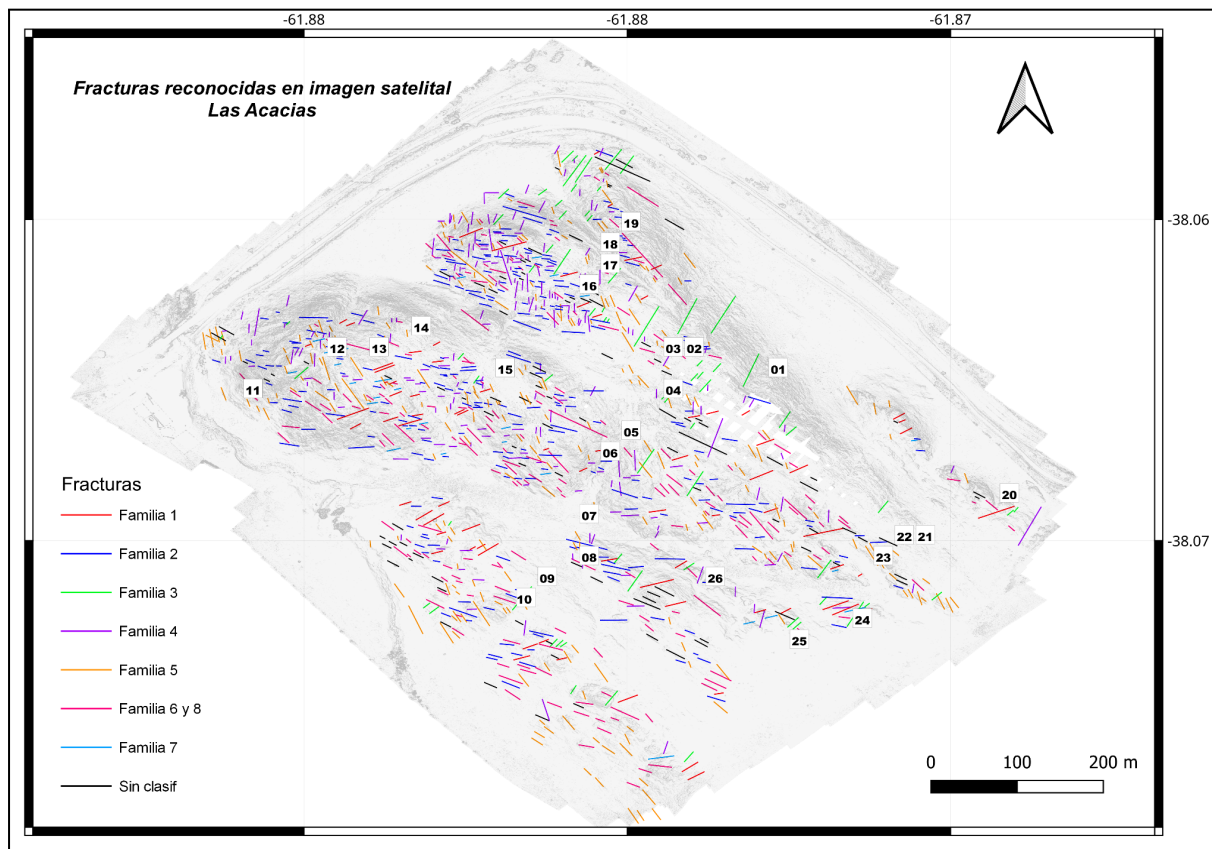


Figura 4.22: Fracturas principales interpretadas en imagen satelital de Google Satellite, en función de su expresión morfológica. Se observa una densidad significativamente menor respecto a los métodos anteriores.

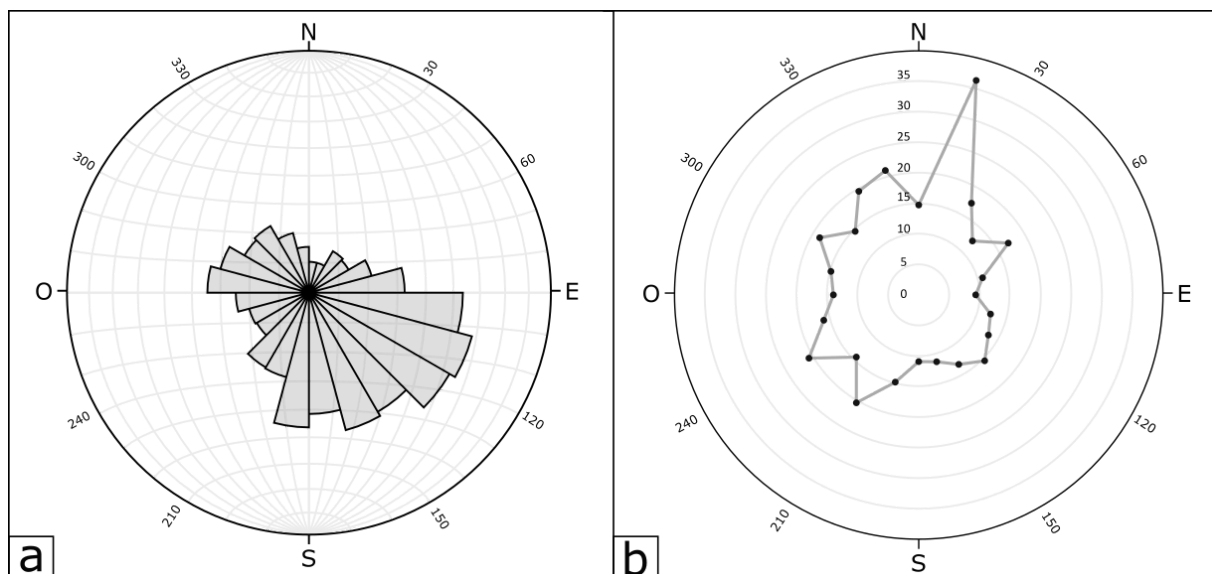


Figura 4.23: a) Diagrama de rosas de frecuencias direccionales de las fracturas reconocidas sobre imágenes satelitales de Google Satellite; b) Diagrama de rosas ponderado por la longitud promedio de las fracturas por intervalo de orientación.

En conjunto, el patrón obtenido sugiere un sistema de fracturación disperso y poco jerarquizado, donde las variaciones direccionales son suaves y posiblemente vinculadas a la resolución del mapeo o a la coexistencia de fracturas de distintas generaciones.

4.2 Reconocimiento estructural de campo y a partir del modelo 3D

Las observaciones en campo, en conjunto con los estereogramas y la interpretación de planos axiales, indican que predominan pliegues apretados con vergencia hacia el noreste, planos axiales inclinados.

Uno de los afloramientos más representativos de esta geometría corresponde a un pliegue volcado con evidencias claras de engrosamiento por deformación dúctil en su charnela (Fig. 4.24).

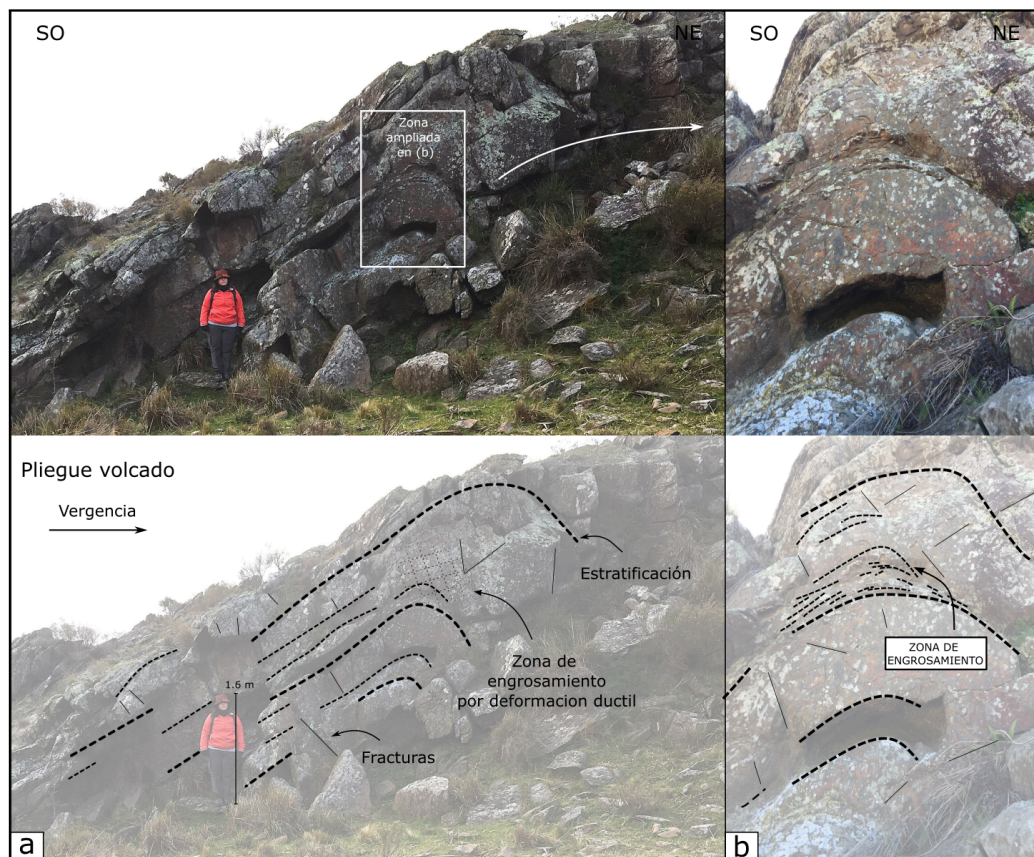


Figura 4.24: a) Afloramiento de pliegue volcado en la Formación Lolén con vista al NO, mostrando una charnela con engrosamiento aparente de capas por deformación dúctil; b) Muestra un detalle de la zona de engrosamiento.

Esta estructura se interpreta como un pliegue apretado, desarrollado bajo condiciones de deformación dúctil, evidenciada por el engrosamiento de capas en la charnela y la

presencia de una foliación tectónica penetrativa paralela al plano axial. Se reconoce una posible superposición de estratos en la zona de máxima curvatura, un mecanismo ya descrito por Andreis (1965) en otras zonas de las Sierras Australes.

Otro rasgo destacado corresponde a una discontinuidad estructural observada entre las estaciones LA_17 y LA_18 (Fig. 4.25) reconocida y llamada F1 por la presencia de un cambio abrupto en la orientación de S_0 , y su coincidencia con una depresión morfológica.

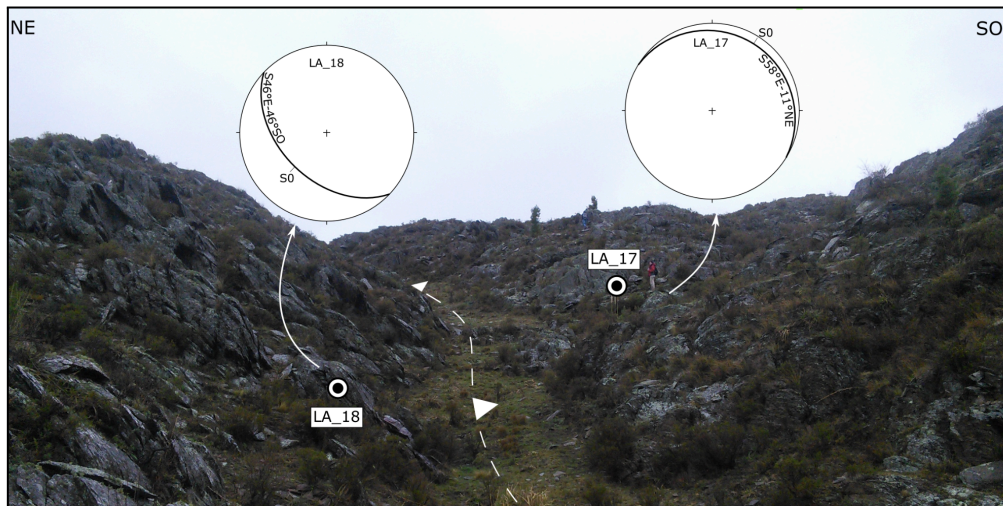


Figura 4.25: Discontinuidad F1 entre las estaciones LA_17 (SO) y LA_18 (NE) marcada como línea punteada con triángulos blancos. Los estereogramas muestran un cambio abrupto en la inclinación de S_0 . Para la ubicación de las estaciones, ver figura 2.1.

En el modelo 3D se identifica una discontinuidad en los planos estratigráficos (S_0), representada por una línea punteada que indica una posible traza de discontinuidad con desplazamiento mesoscópico o mínimo (Fig. 4.26).

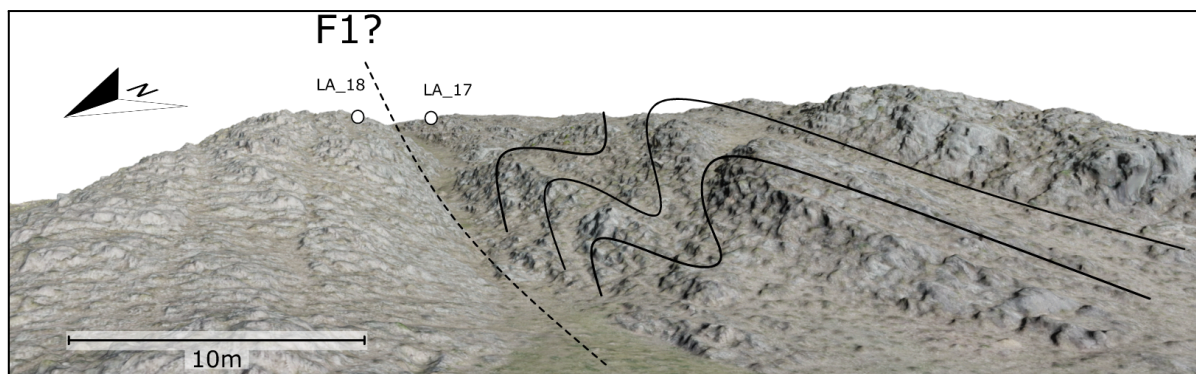


Figura 4.26: Discontinuidad F1 reconocida entre las estaciones LA_17 y LA_18 (Transecta A-A'), para la ubicación de las estaciones ver figura 2.1. Modelo 3D con interpretación de pliegues apretados y traza estimada de la discontinuidad (línea punteada), la cual muestra vergencia hacia el noreste.

Adicionalmente, en el sector inmediato al NE de esta discontinuidad, entre las estaciones LA_18 y LA_19, se reconoció la presencia de un pliegue anticlinal bien desarrollado (Fig. 4.27). Esta estructura afecta la geometría general con una aparente vergencia hacia el noreste (NE).

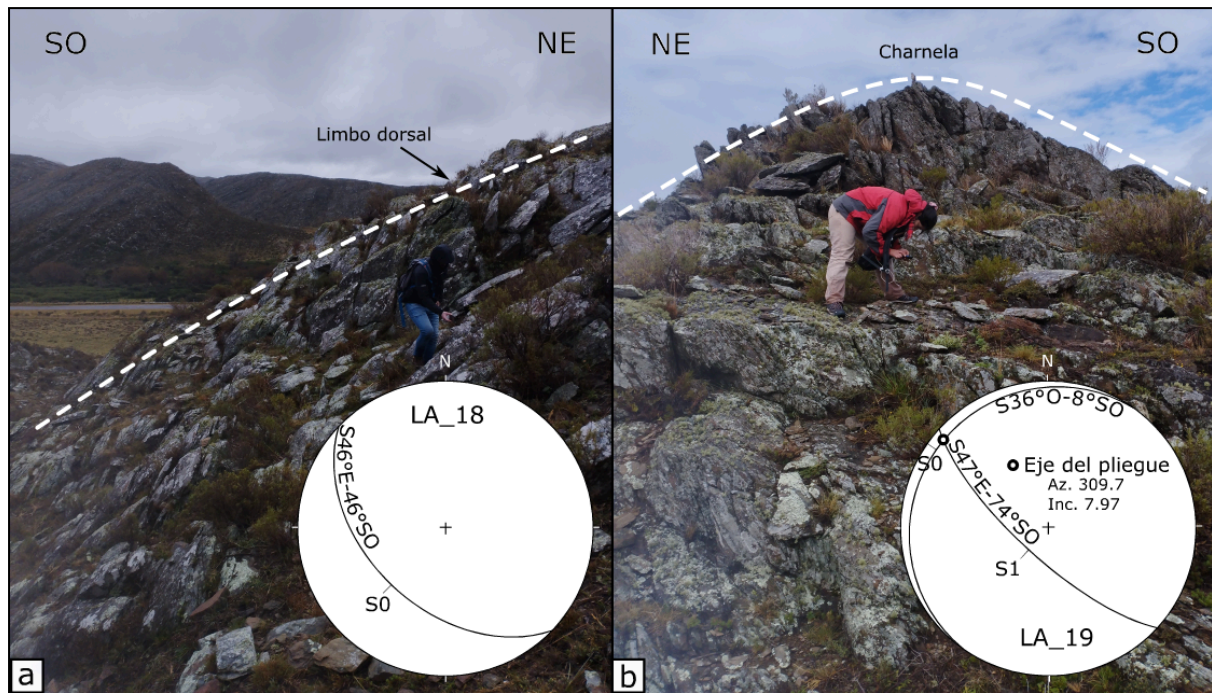


Figura 4.27: Fotografías de afloramientos entre las estaciones LA_18 y LA_19: a) Flanco dorsal del pliegue observado en LA_18, con estratificación buzando hacia el SO; b) Zona de charnela reconocida en LA_19, donde se observa estratificación subhorizontal (So) y foliación tectónica penetrativa (S₁) además del eje del pliegue por intersección de ambos planos. Para la ubicación de las estaciones, ver figura 2.1.

En el extremo oeste de la transecta A-A', a cercanía de la estación LA_11 y LA_12, se identificó una segunda discontinuidad evidenciada por un cambio abrupto en la orientación de los planos de estratificación (S₀) entre ambos bloques, separados por una traza recta y continua orientada aproximadamente NO-SE (Fig. 4.28.a). La imagen de campo permite observar un contacto tectónico claramente definido, con los planos estratigráficos inclinados hacia el suroeste, el bloque ubicado al suroeste de la discontinuidad presenta capas más inclinadas respecto al bloque noreste (Fig. 4.28.b). La geometría observable indica una vergencia hacia el NE, coherente con el patrón general de acortamiento. Esta discontinuidad fue incorporada en el extremo suroeste de los perfiles estructurales denominada F2, y representa un nuevo límite estructural dentro del área de estudio.

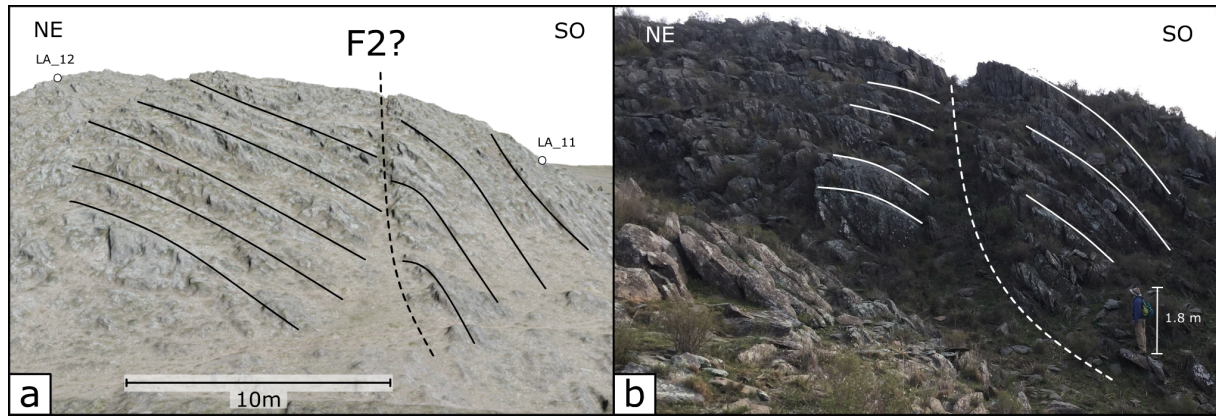


Figura 4.28: Discontinuidad F2 ubicada entre las estaciones LA_11 y LA_12 (Transecta A-A’): a) Modelo 3D generado a partir del ortomosaico, con interpretación de los planos estratigráficos (S_0) y traza estimada de la discontinuidad (línea punteada); b) Fotografía de campo tomada desde el mismo ángulo, donde se observa el cambio brusco en la orientación de los estratos. Para la ubicación de las estaciones, ver figura 2.1.

A partir de la interpretación geométrica en el modelo 3D y la escala de los afloramientos, el desplazamiento total de F2 se estima como mínimo, del orden de unos pocos metros, lo cual la clasifica como una discontinuidad mesoscópica.

Además, en el sector central del perfil se identificó una estructura escalonada (Fig. 4.29), donde pliegues menores se desarrollan sobre el flanco de un pliegue mayor. Este último afloramiento refleja una transición litológica entre la Formación Sauce Grande y la Formación Lolén, y permite observar cómo el acortamiento afecta incluso a niveles superiores con escasa foliación, lo que refuerza la hipótesis de un acoplamiento mecánico entre ambas unidades.

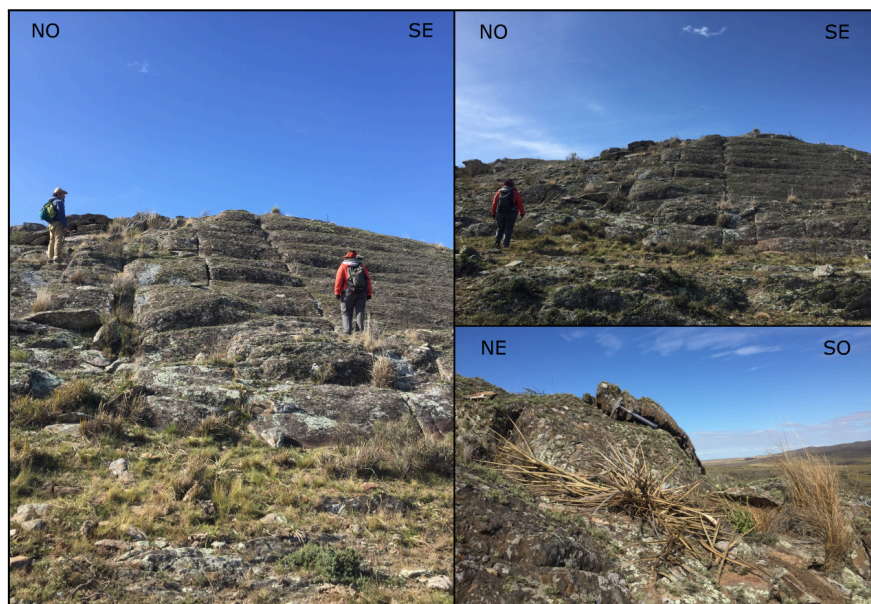


Figura 4.29: Afloramiento con geometría escalonada tipo “anfiteatro” en la zona de transición entre la Formación Sauce Grande y la Formación Lolén. Orientación de la fotografía NO-SE con vista al NE. Se observan pliegues menores que trepan hacia una charnela mayor, con buzamiento general hacia el SE.

En el sector medio de la transecta B-B', particularmente en la estación LA_06, se identificó un pliegue volcado que exhibe un notable desarrollo de foliación tectónica. En este afloramiento característico, la foliación S_1 aparece de forma sumamente penetrativa y se dispone paralelamente al plano axial del pliegue (Fig. 4.30).

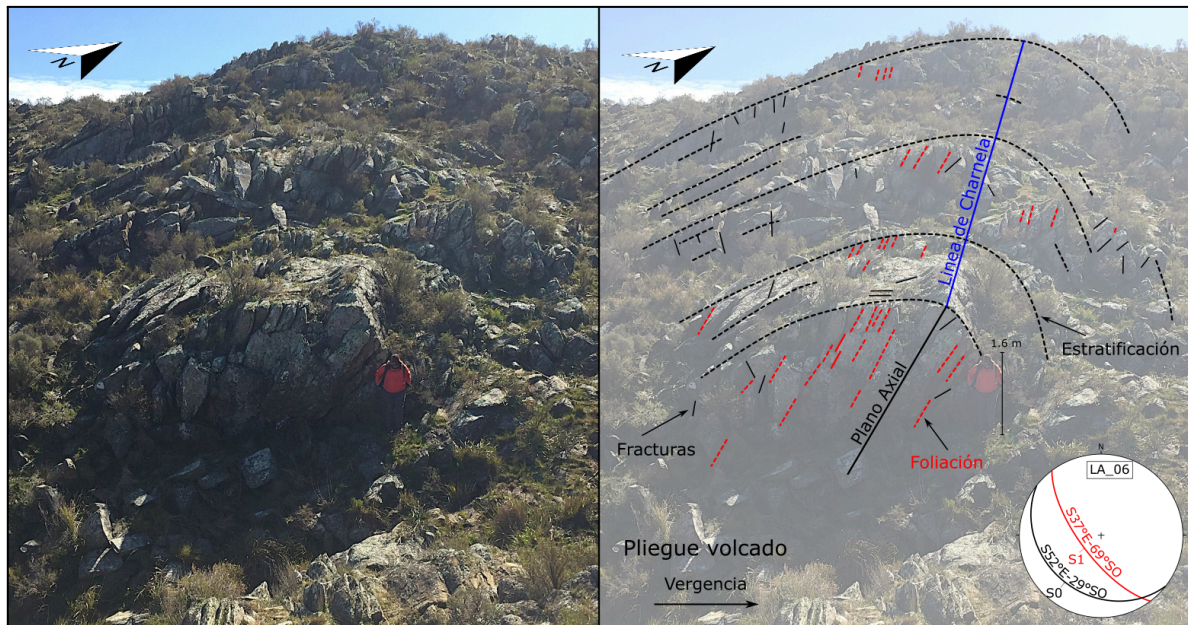


Figura 4.30: Afloramiento de pliegue volcado en la Formación Lolén, en el centro del perfil B-B', LA_06. A la izquierda se muestra la fotografía; a la derecha, la interpretación estructural con estratificación (línea punteada negra), foliación tectónica (línea punteada roja), plano axial (negro continuo) y línea de charnela (azul). El estereograma confirma la relación geométrica entre S_0 y S_1 . Escala humana: 1.6 m. Vergencia de la estructura hacia el NE. Para la ubicación de las estaciones, ver figura 2.1.

Este pliegue con vergencia hacia el noreste (NE) es visible tanto en campo como en el modelo digital 3D del afloramiento (Fig. 4.31).

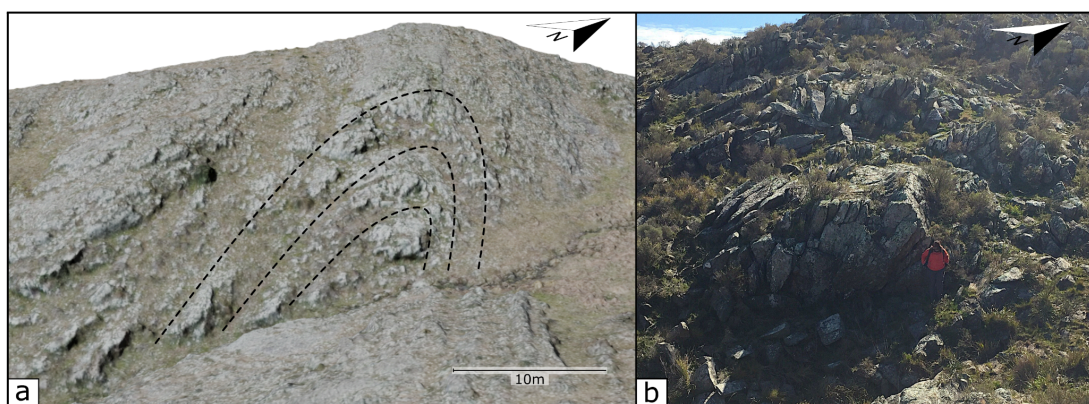


Figura 4.31: Pliegue de la estación LA_06. Comparación entre modelo digital (a) y fotografía de campo (b) del pliegue con vergencia NE en el sector central de la transecta B-B': a) Vista generada a partir del modelo 3D, con trazas interpretativas de los planos S_0 ; b) Fotografía tomada desde el mismo ángulo, observa la continuidad de los estratos y la orientación general del afloramiento. Para la ubicación de las estaciones, ver figura 2.1.

La traza curvada de los planos S_0 y la asimetría del pliegue permiten interpretar una estructura tectónica formada bajo un régimen compresivo, en la que la vergencia indica la dirección del transporte tectónico hacia el noreste.

Esta configuración es coherente con lo descrito por Andreis (1965) para la Formación Lolén, quien señaló que dicha unidad presenta una foliación de plano axial bien desarrollada, generada por deformación dúctil bajo condiciones de acortamiento intenso, afectando principalmente los niveles pelíticos y filíticos. Se destacan los elementos estructurales más relevantes (Fig. 4.30), incluyendo la estratificación (S_0), la foliación (S_1), el plano axial, la línea de charnela del pliegue, y el estereograma asociado, que permite establecer con precisión la orientación del eje del pliegue. Esta información fue fundamental para la reconstrucción del perfil estructural de la zona, ya que representa fielmente el estilo de deformación que domina en el área. La presencia de estructuras volcadas con foliación penetrativa refuerza la interpretación de un régimen tectónico compresivo sostenido, característico del comportamiento mecánico de las rocas metasedimentarias en las Sierras Australes.

El análisis estructural de la Transecta A-A' (Fig. 4.32), en el extremo noroeste del área de estudio (ver ubicación de la transecta en Fig. 2.1), permitió reconocer una serie de estructuras que ilustran con claridad el estilo de deformación dominante en esta porción de la Formación Lolén. La reconstrucción panorámica elaborada a partir del modelo 3D muestra pliegues apretados y asimétricos, con vergencia regional homogénea hacia el noreste (NE).

La interpretación de dos trazas como discontinuidades estructurales mayores (F1 y F2) plantea la hipótesis de que el sector central corresponda a un tren estructural, es decir, un bloque limitado por discontinuidades que se encuentra levantado y volcado sobre el bloque situado al NE. Estas discontinuidades se incorporaron como límites estructurales en la reconstrucción, siendo su principal función delimitar los pliegues de orden superior en el área local, resolviendo la geometría abrupta observada en los planos S_0 . Se observa que el desplazamiento neto asociado a estas discontinuidades en superficie es mínimo (del orden mesoscópico), una magnitud insuficiente por sí misma para justificar la intensa deformación y el considerable acortamiento evidenciado en el tren de pliegues a gran escala.

El bloque yacente (al NE de F1) podría exhibir una estructuración interna diferente, lo que explica las variaciones locales en la geometría y estilo de los pliegues. Si bien predominan los pliegues inclinados (con flancos de distinta longitud), los pliegues volcados se observan sólo en sectores puntuales, lo que sugiere una concentración de esfuerzos localizada, probablemente vinculada a la proximidad de estas discontinuidades estructurales.



Figura 4.32 Interpretación estructural del sector noroeste de la estancia Las Acacias (vista al SE). Arriba: ortomosaico sin interpretación. Abajo: interpretación de la geometría de los estratos (S_0), pliegues apretados y trazas estimadas de dos posibles fallas con vergencia hacia el NE

Para el análisis estructural a partir del modelo 3D se considera la variación aparente del espesor aflorante de las capas en función de la vergencia de los pliegues (Fig. 4.33.a). En esta estructura se observa como en el sinclinal con vergencia hacia el NE próximo a la estación LA_16 (Fig. 4.33.b), el flanco frontal presenta un espesor aparente mayor que el flanco dorsal. Un patrón similar se reconoce en el sinclinal ubicado entre las estaciones LA_12 y LA_13 (Fig. 4.33.c), donde el flanco frontal presenta un mayor espesor aflorante que el flanco dorsal.

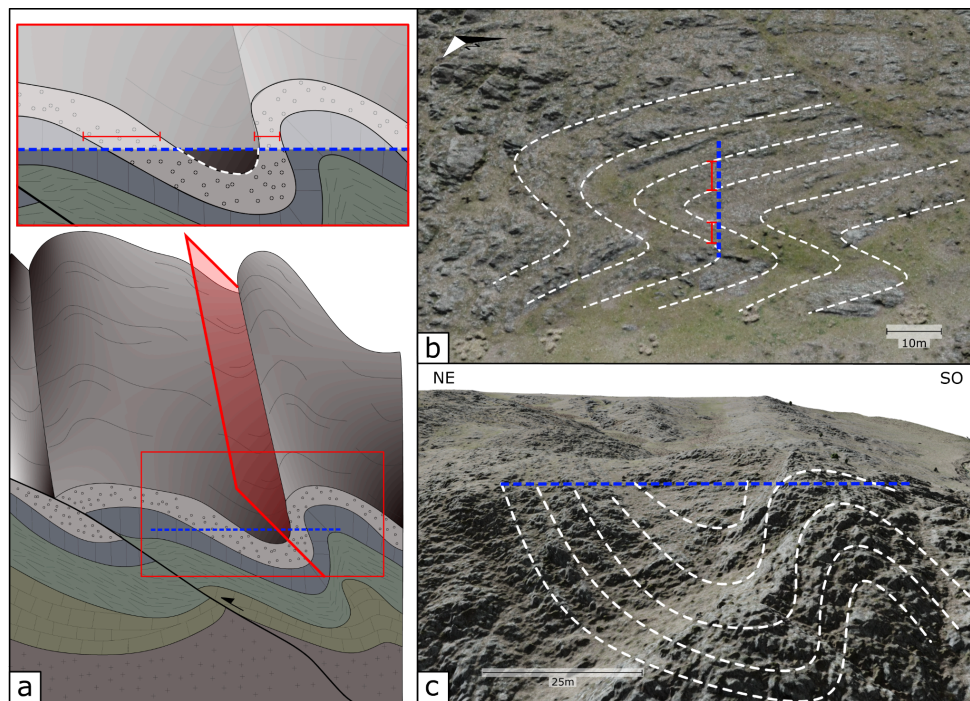


Figura 4.33: Ejemplo de variación aparente del espesor aflorante de capas en relación con la vergencia de pliegues: a) esquema conceptual con vista en perspectiva (abajo) y vista en perfil (arriba) de un pliegue, mostrando mayor espesor aparente en el flanco frontal respecto al flanco opuesto; b) modelo 3D del sinclinal próximo a la estación LA_16, en vista en planta, las líneas blancas punteadas representan el So (estratificación) y segmentos rojos midiendo el espesor aparente de cada flanco respecto a un mismo perfil (línea azul punteada); c) modelo 3D del sinclinal entre las estaciones LA_12 y LA_13, con la misma simbología que en (b).

La diferencia de espesor aparente puede explicarse principalmente como un efecto geométrico: la inclinación de los estratos respecto a la superficie de observación hace que, en el flanco oriental las capas se muestran ensanchadas debido a que presentan una menor inclinación, mientras que en el flanco opuesto que se encuentra subvertical se obtiene un menor espesor. Este criterio de diferenciación entre ambos flancos resulta de mucha utilidad para reconocer la actitud y vergencia de los pliegues en las observaciones en planta de los mismos (Fig. 4.33.b). No obstante, en zonas de charnela o alta deformación no se descarta que parte de este engrosamiento corresponda a un incremento real del espesor, ya sea por deformación dúctil o por superposición tectónica parcial.

Por otra parte, la extracción de planos virtuales a partir de la nube de puntos (Fig. 2.3), permitió delinear la geometría general de los pliegues en la estancia Las Acacias (Fig. 4.34).

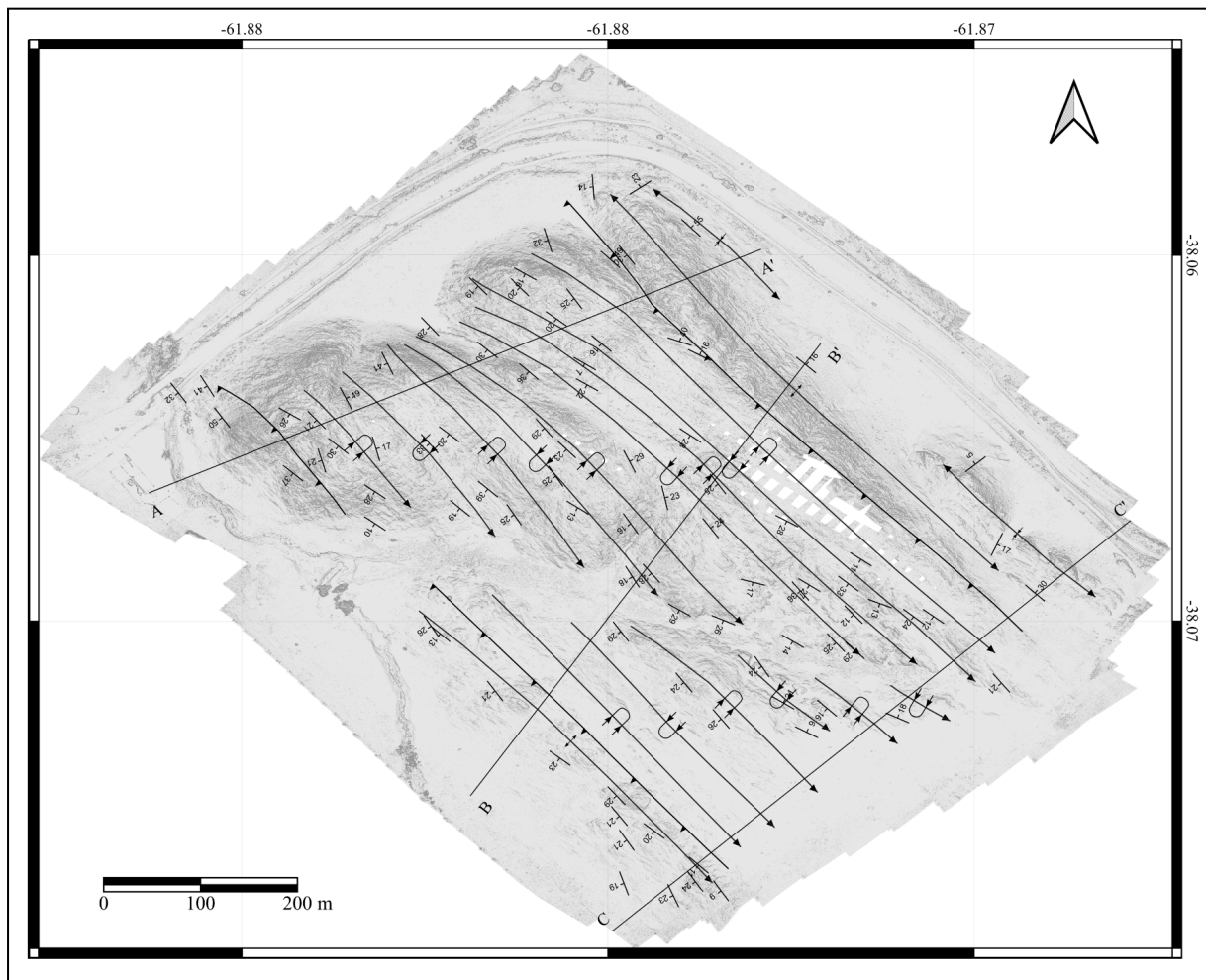


Figura 4.34: Interpretación estructural basada en el modelo digital de elevación (DEM) obtenido a partir del trabajo de campo con dron, junto con planos virtuales extraídos mediante CloudCompare, representados con su traza de rumbo y valor de inclinación. La base corresponde a un mapa de sombras generado a partir del DEM derivado de imágenes aéreas obtenidas en este trabajo, referenciado al datum WGS84.

A partir de la disposición de los planos virtuales, se puede interpretar una estructura plegada con vergencia hacia el noreste y buzamiento mayoritario al sureste. Si bien la inclinación y orientación de estos planos fue contrastada con observaciones de campo, los flancos frontales de los anticlinales, al ser más empinados y por lo tanto, menos preservados, resultan poco distinguibles en este tipo de representación, lo que dificulta su seguimiento continuo. No obstante, mediante la curvatura y el reconocimiento de las narices de pliegue, es posible rastrear la estructura a lo largo del área de estudio.

Hacia el sector noreste del área, extremo NE de la transecta A-A' (Fig. 4.34), se reconocen estructuras en donde los planos de estratificación se observan inclinando en sentido

opuesto al eje del pliegue, cerrando la estructura. Esta interpretación se sustenta tanto en la traza de las narices como en la orientación de los planos virtuales, y sugiere una deformación más compleja en los extremos del sistema plegado. En algunos sectores, particularmente hacia el margen sureste del mapa, ciertos planos presentan actitudes diferentes respecto al patrón general, en general rumbos NO-SE, lo que podría deberse a que reflejan superficies de erosión más que planos de estratificación reales. Esta ambigüedad subraya la necesidad de combinar la interpretación digital con el control de campo, pero también pone en evidencia el potencial de los modelos tridimensionales para inferir geometrías estructurales incluso en zonas de acceso limitado o de lectura topográfica compleja.

4.3 Mapa geológico

Se presenta el mapa geológico de la Estancia Las Acacias (Fig. 4.35), que integra datos de campo con el modelo de sombreado del terreno a escala 1:4000. Incluye formaciones, fallas, ejes de pliegue y drenaje. Se ubican estaciones y transectas utilizadas para los perfiles A-A', B-B' y C-C'. Afloran las formaciones Sauce Grande y Lolén, con pliegues apretados con ejes NO-SE, vergencia al NE, y presencia de dos fallas inversas interpretadas en el sector noreste y suroeste.

4.4 Perfiles estructurales

Se construyeron perfiles estructurales que representan la arquitectura deformacional de las transectas A-A' (Fig. 4.36), B-B' (Fig. 4.37) y C-C' (Fig. 4.38). En estas figuras se integran la información obtenida por cada estación, junto con los datos de estratificación, foliación y los ejes de pliegue proyectados a partir de las intersecciones $S_0 \cap S_1$, visualizados en estereogramas.

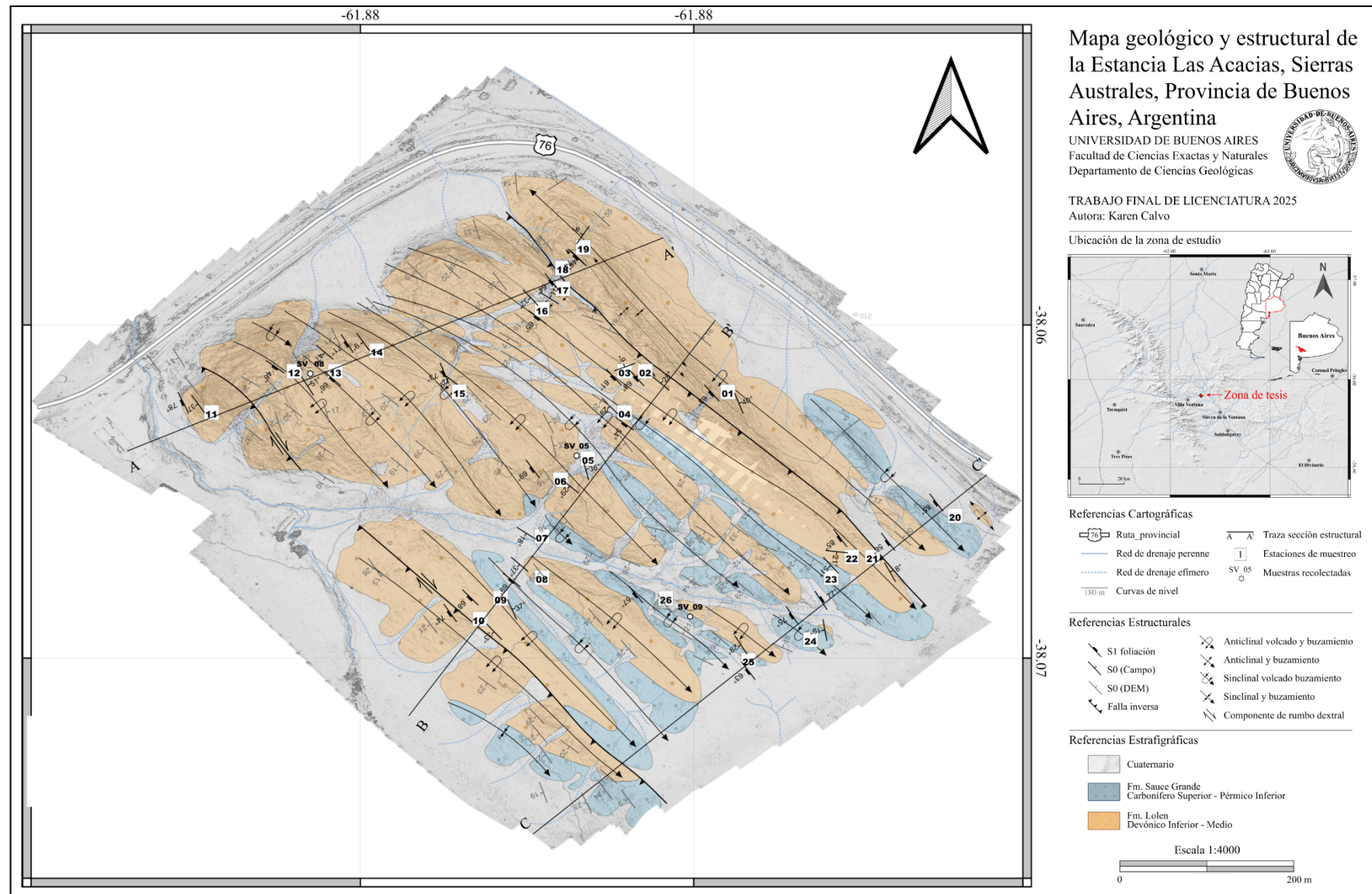


Figura 4.35: Mapa geológico y estructural de la Estancia Las Acacias, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

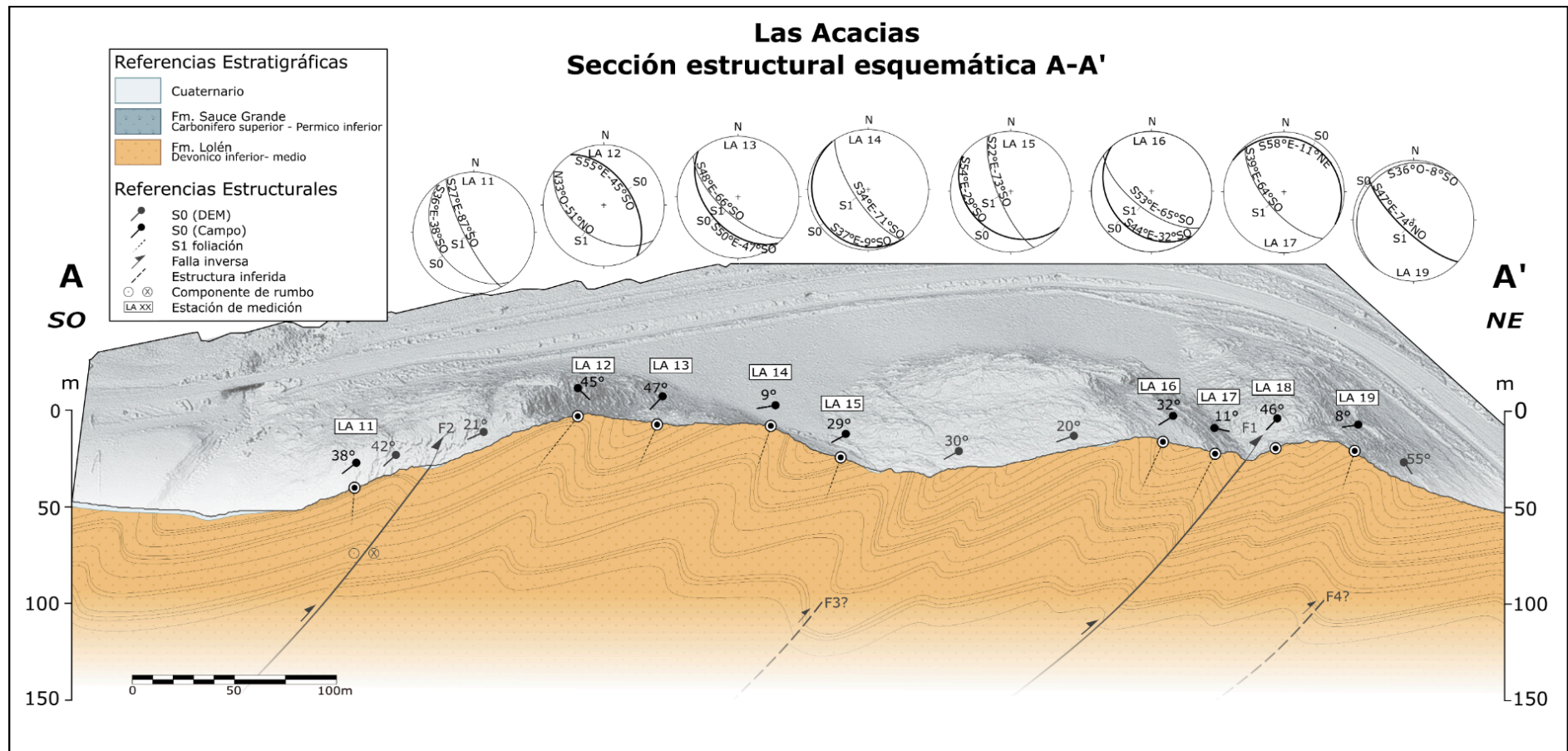


Figura 4.36: Sección estructural esquemática A-A'. Estaciones desde LA_11 hasta LA_19. Se representan pliegues apretados, fallas inversas y foliación tectónica (S_1), sobre una base topográfica derivada del modelo digital de elevación (DEM). Las orientaciones de los planos S_0 y S_1 fueron integradas a partir de mediciones de campo y del análisis estereográfico por estación.

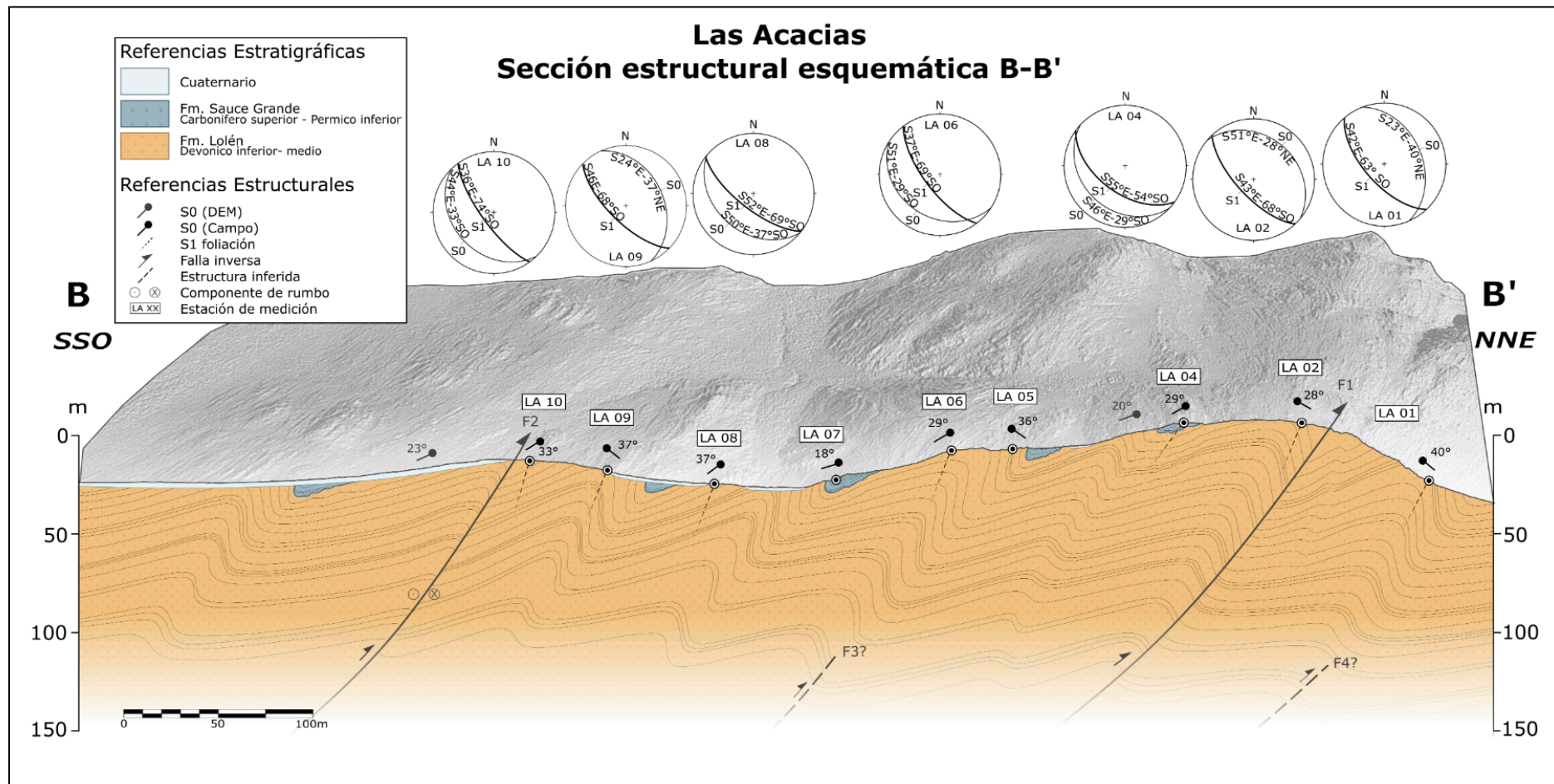


Figura 4.37: Sección estructural esquemática B-B'. Estaciones desde LA_01 hasta LA_10. Se observan pliegues apretados con vergencia hacia el noreste y contactos tectónicos interpretados como fallas inversas. Las geometrías estratigráficas fueron definidas a partir de datos estructurales medidos en campo y proyecciones desde el DEM.

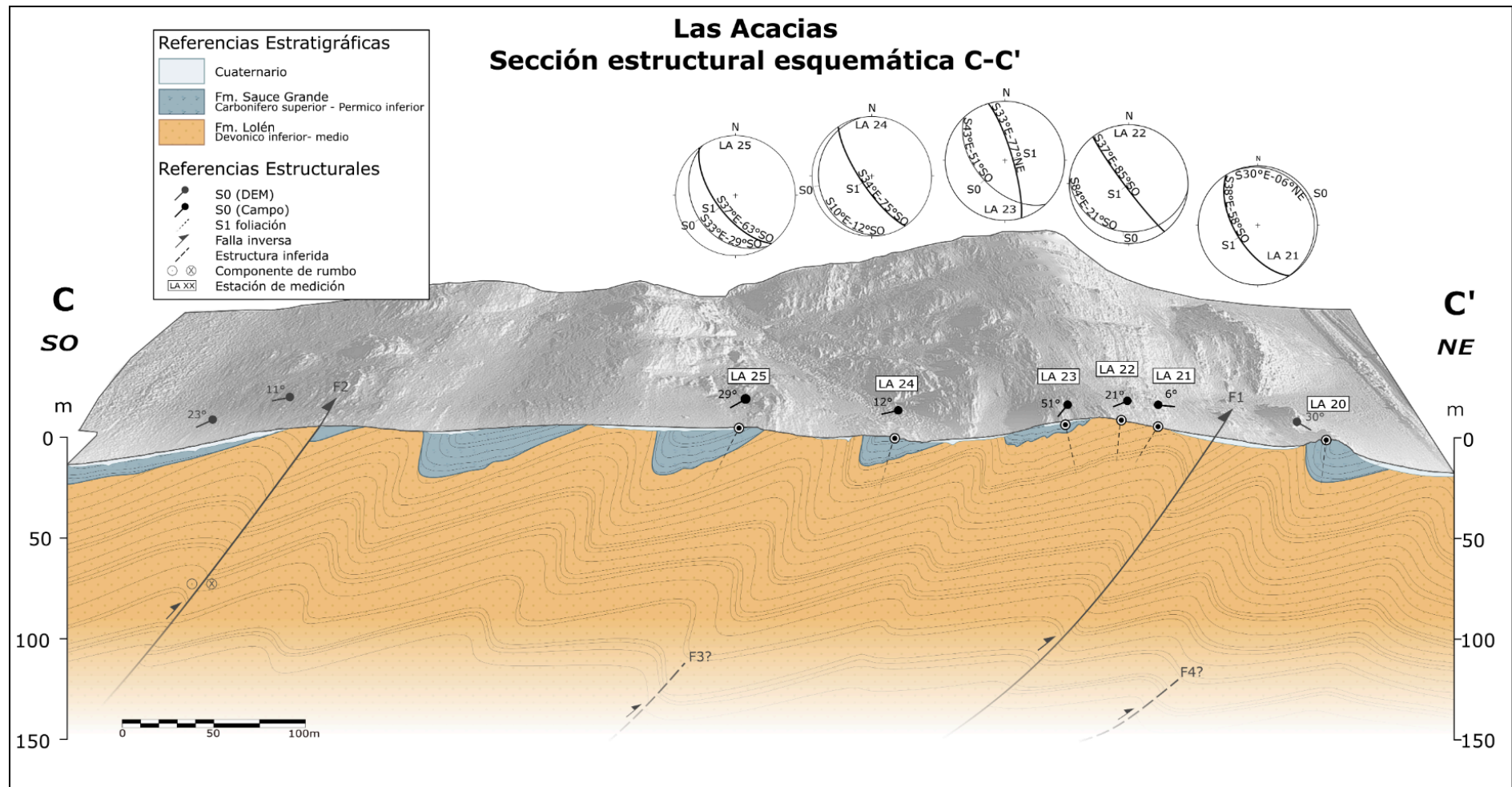


Figura 4.38: Sección estructural esquemática C-C'. Estaciones desde LA_20 hasta LA_25. Se representan pliegues apretados, variaciones de espesor estratigráfico por deformación dúctil y las trazas de las discontinuidades F1 y F2. Las orientaciones de S₀ y S₁ fueron determinadas por análisis estereográfico e integradas con observaciones de campo.

La interpretación estructural presentada en los perfiles fue realizada a partir de datos medidos en campo, como el rumbo e inclinación de S_0 y S_1 , y su intersección ($S_0 \cap S_1$) para estimar los ejes de pliegue. En zonas donde no fue posible medir directamente la estratificación, se recurrió al análisis topográfico detallado del modelo digital de elevación (DEM), generando planos virtuales de S_0 cuya orientación fue calculada en base a la inclinación del relieve. Esta metodología permitió mantener una continuidad estructural razonable en sectores inaccesibles o mal expuestos. No obstante, se reconoce que ciertas áreas presentan menor control estructural o topográfico, lo que implica que algunas interpretaciones, en especial la geometría de pliegues menores o la extensión de contactos discordantes, se basan en la extrapolación geométrica, patrones regionales y el análisis de imágenes satelitales (Google Earth). Por ello, los perfiles representan una combinación entre datos directos y reconstrucción interpretativa, con márgenes de incertidumbre aceptables dentro del contexto de trabajo de campo regional.

Las discontinuidades F1 y F2 se caracterizan por presentar cambios abruptos en la orientación de S_0 , saltos notables en la geometría de las capas y desplazamientos laterales sutiles entre perfiles (incluyendo la migración de anticlinales menores). Estas evidencias sugieren una cinemática dominante de acortamiento con un posible componente de desplazamiento lateral, interpretándose como fallas inversas de alto ángulo.

La naturaleza de la cinemática oblicua se evidencia en el mapa geológico (Figura 4.35), donde las flechas de transporte asociadas a la falla (especialmente en el extremo sureste de F2) no son perpendiculares al trazado de la misma, sino que presentan un ángulo oblicuo respecto a la orientación de la discontinuidad con sentido dextral.

Adicionalmente, se infiere la presencia de dos discontinuidades adicionales, F3 y F4 y su existencia se postula para explicar la presencia de pliegues de mayor orden.

En cuanto a las relaciones de contacto, se representó la discordancia entre la Formación Sauce Grande y la Formación Lolén. Sin embargo, en ciertas zonas, dicho contacto adopta una geometría aparente subparalela, con sectores donde el límite presenta ondulaciones, reflejando variaciones locales producto de la deformación y la geometría original del contacto discordante, el cual ha sido interpretado como un contacto plegado por Tomezzoli (2001) y observado por el presente trabajo.

Desde el punto de vista geológico, se procuró representar el engrosamiento progresivo de la Formación Lolén en las zonas de charnela de los pliegues y su adelgazamiento hacia los flancos, un patrón compatible con deformación dúctil y superposición tectónica de capas (Zalba et al. 1992, 1994; Zapata et al. 2005) en sectores vecinos.

En el perfil C-C', se buscó resaltar el mayor buzamiento general de la secuencia hacia el sureste, lo que transmite una sensación de mayor profundidad estructural en comparación con las otras transectas.

A nivel general se reconocen pliegues apretados con longitudes de onda cercanas a 70 m, caracterizados por el engrosamiento de capas en las zonas de charnela, planos axiales inclinados y una vergencia sistemática hacia el noreste. Este estilo corresponde a estructuras de segundo orden, desarrolladas sobre un marco estructural mayor compuesto por pliegues abiertos de entre 100 y 200 m de longitud de onda, cuya configuración resulta concordante con la topografía actual. Un ejemplo de esta relación jerárquica se aprecia en el perfil de la transecta A-A' (Fig. 4.36), donde se distinguen dos anticlinales principales confinados entre F1 y F2, concordantes con la morfología de dos lomadas. El primero corresponde a un anticlinal de primer orden, limitado por F2 y limitado inferiormente por la discontinuidad ciega F3, en cuyo interior se reconocen tres pliegues subordinados de segundo orden. El segundo anticlinal principal está compuesto, a su vez, por tres anticlinales menores, lo que evidencia la superposición de estructuras en diferentes niveles jerárquicos.

Al noreste de la falla F1 se desarrolla un anticlinal de mayor longitud de onda, en contraste con las estructuras más intensamente deformadas que se concentran en el bloque intermedio entre F1 y F2. Este anticlinal, a su vez, presenta sobre su flanco dorsal un tren de pliegues subordinados de orden menor, conformado por un anticlinal y un sinclinal. Se propone la presencia de una discontinuidad ciega (F4), cuya actividad habría favorecido el plegamiento. Esta diferencia sugiere que el bloque ubicado al noreste de F1 habría actuado como un dominio relativamente más rígido, o al menos, menos involucrado en el acortamiento principal. En cambio, el sector comprendido entre ambas fallas concentra la mayor deformación, con pliegues apretados y engrosamiento de la Formación Lolén.

Más allá del bloque central, también se identifica un tren de pliegues adicionales al suroeste de la falla F2 con mayor longitud de onda, los cuales pueden observarse a lo largo de los tres perfiles estructurales. Aunque en esa zona el modelo digital de elevación (DEM) sólo mostraba capas con geometría homoclinal, el uso complementario de imágenes satelitales de Google Earth permite reconocer trazas lineales curvas compatibles con estructuras plegadas. A partir de esta evidencia, se propuso la existencia de pliegues adicionales más allá del paquete comprendido entre F1 y F2, los cuales fueron incorporados a los perfiles como parte de una interpretación tectónica más amplia. Esto refuerza la idea de que toda la región corresponde a un sistema de pliegues interconectados, con continuidad estructural más allá de lo directamente observable en el campo.

4.5 Modelo geológico y estructural 3D

Para completar la interpretación estructural del área de estudio se construyó un modelo geológico-estructural tridimensional a partir de la integración de los perfiles A-A', B-B' y C-C', junto con la cartografía geológica y la caracterización de las familias de fracturas incorporadas en un modelo digital de elevación georreferenciado (Fig. 4.39). Esta integración permitió no solo disponer de una representación espacial realista de las estructuras reconocidas, tanto en planta como en corte, sino también visualizar la continuidad tridimensional de los pliegues principales entre perfiles, lo que mejoró significativamente la comprensión del sistema deformacional. La construcción del modelo permitió además identificar con mayor claridad la geometría de las estructuras, su interconexión y la forma en que se prolongan lateralmente, brindando una perspectiva mucho más integral que la obtenida con cortes aislados.

La representación en 3D resultó también fundamental para detectar patrones en la distribución de las fracturas, reconociendo sectores donde ciertas familias se concentran, cambian de orientación o muestran relaciones directas con los pliegues mayores. De esta manera fue posible establecer vínculos entre la morfología del relieve, la geometría interna de la Formación Lolén y el campo de esfuerzos responsable de la deformación

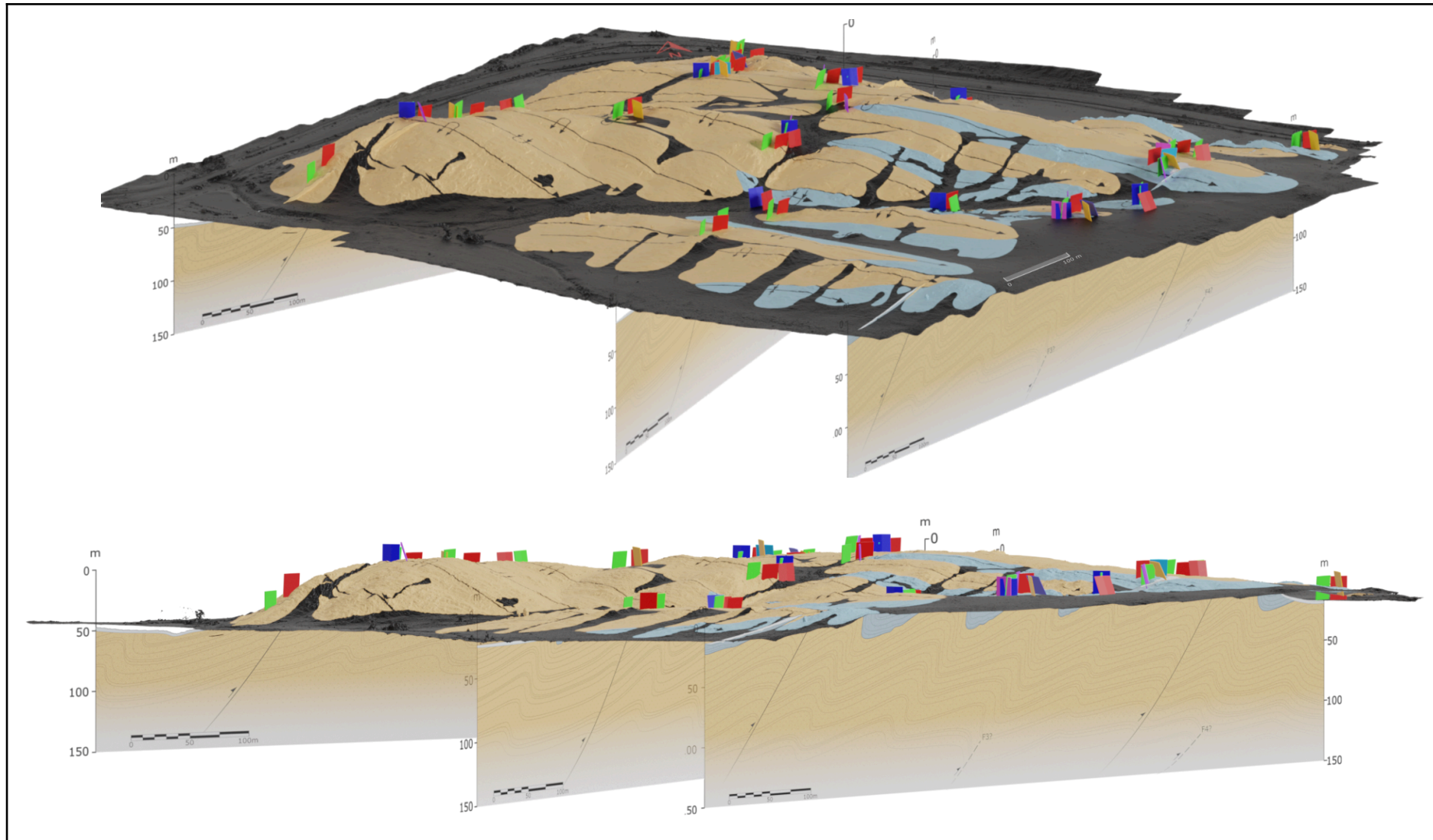


Figura 4.39: Distintas vistas del modelo estructural tridimensional del área de Las Acacias, con integración del relieve, las secciones geológicas A-A', B-B' y C-C' y la distribución de fracturas clasificadas por familias.

La distribución espacial de las secciones estructurales orientadas en el espacio permite reconocer con claridad la continuidad lateral de pliegues y fallas a lo largo del rumbo (Figs. 4.40.a y b). La integración en un modelo tridimensional evidencia que estos rasgos no corresponden a estructuras locales, sino que forman parte de un patrón regional coherente. Asimismo, se observa una estrecha relación entre la morfología del relieve y la disposición estructural, ya que las variaciones topográficas, como valles y crestas, se corresponden con zonas de charnela y sectores fallados. En las secciones también se identifican variaciones aparentes de espesor en la Formación Lolén, con engrosamientos localizados en charnelas que se vinculan a procesos de deformación dúctil. La representación 3D confirma la compatibilidad entre los diferentes perfiles y facilita la interpretación de trenes estructurales delimitados por fallas.

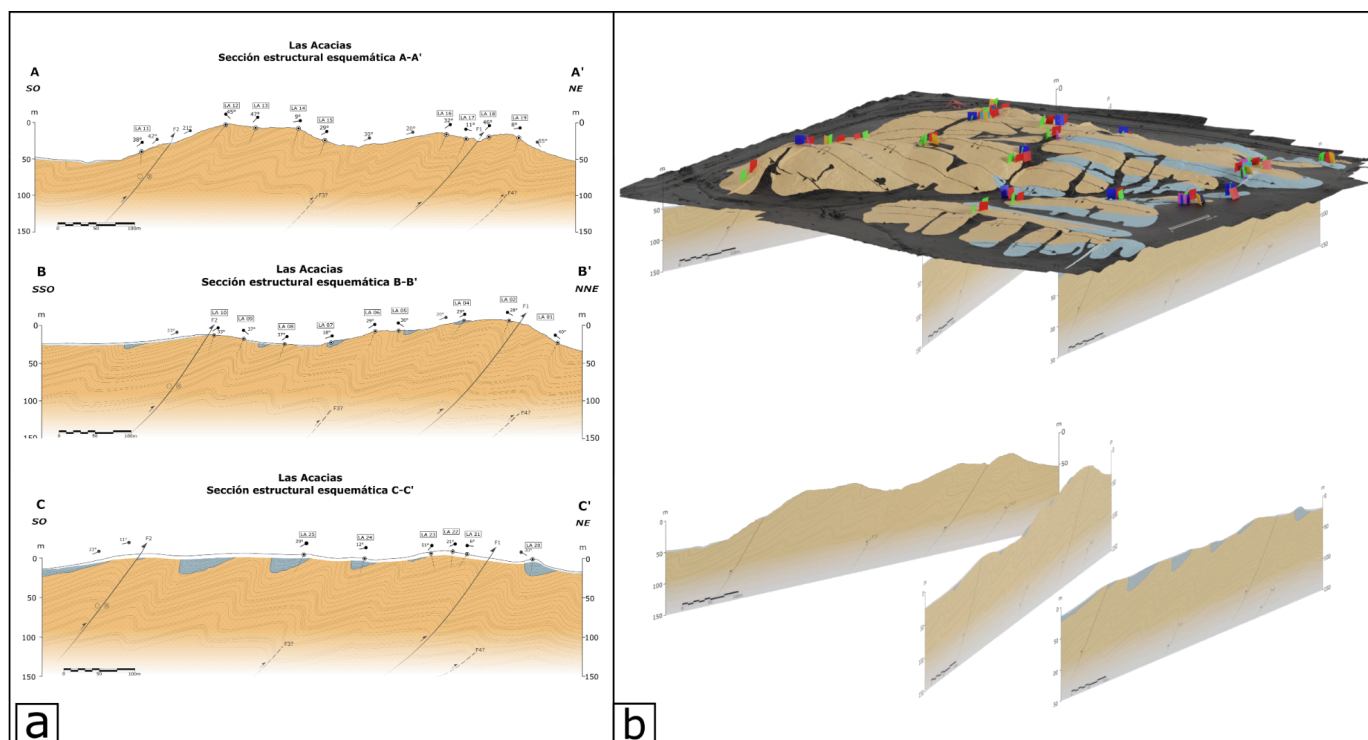


Figura 4.40: a) Perfiles estructurales esquematizados a lo largo de las transectas A-A', B-B' y C-C'; b) Arriba: Modelo 3D del área de Las Acacias con integración topográfica (DEM) y perfiles estructurales, abajo: proyección de los perfiles estructurales.

El modelo integra también las fracturas medidas en campo, diferenciadas por familias (Fig. 4.41).

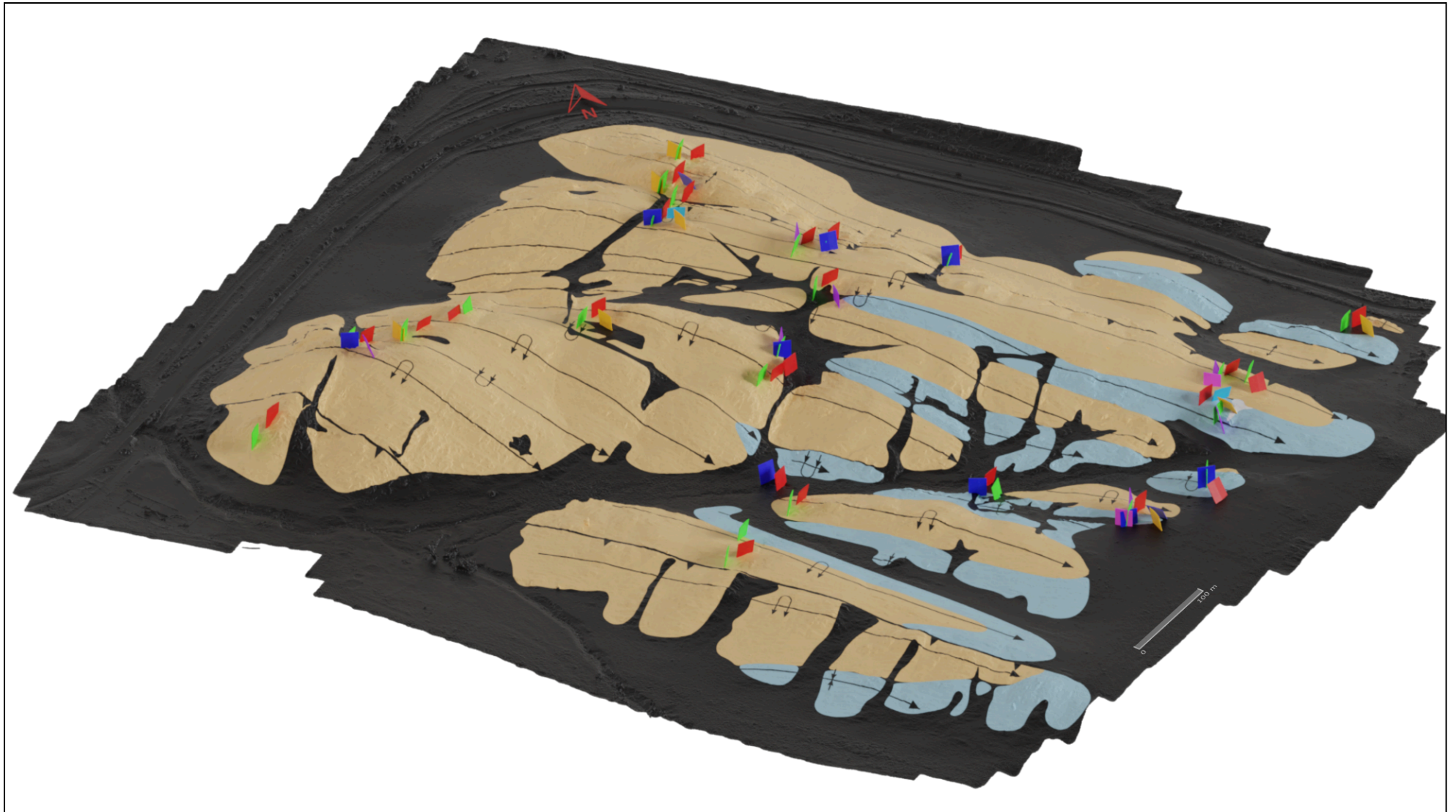


Figura 4.41: Distribución espacial de las ocho familias de fracturas reconocidas en el área de Las Acacias, proyectadas sobre el modelo 3D topográfico.

En el modelo 3D se identifican sectores con presencia simultánea de varias familias de fracturas, especialmente en el centro y noreste del área (Fig. 4.41). En contraste, otras zonas muestran una distribución más homogénea, dominada por una única familia.

La distribución de las fracturas también muestra una relación variable con las estructuras mayores reconocidas en el área. La familia roja se encuentra ampliamente distribuida en casi todo el modelo (Fig. 4.42.c), aunque en el sector sur no se identificaron datos debido a la falta de relevamiento en esa zona. Lo mismo ocurre con la familia verde, cuya presencia se verifica tanto en charnelas como en flancos de los pliegues (4.42.d).

La familia azul, aunque menos representada en cantidad de datos en comparación con otras familias, muestra una orientación consistente en varias estaciones. En el modelo tridimensional (Fig. 4.42.d), puede observarse que esta familia se cruza con la familia verde en zonas de charnela, formando ángulos cercanos a 60° . Sin embargo, esta disposición no se interpreta como un sistema conjugado genuino, sino como una coincidencia geométrica local posiblemente amplificada por el modo de representación tridimensional o por la disposición puntual de los datos proyectados, el análisis estadístico y cinemático no respalda una relación conjugada entre ambas familias.

La familia violeta, presenta un patrón más localizado (Fig. 4.42.b), apareciendo únicamente en las charnelas de anticlinales y sinclinales, y de forma oblicua a las direcciones de los ejes de los mismos. En contraste, las familias celeste, rosa, y lila, se registran mayoritariamente en flancos, con excepción de una fractura celeste observada en la charnela del sinclinal ubicado al norte del área de estudio (Fig. 4.42.a).

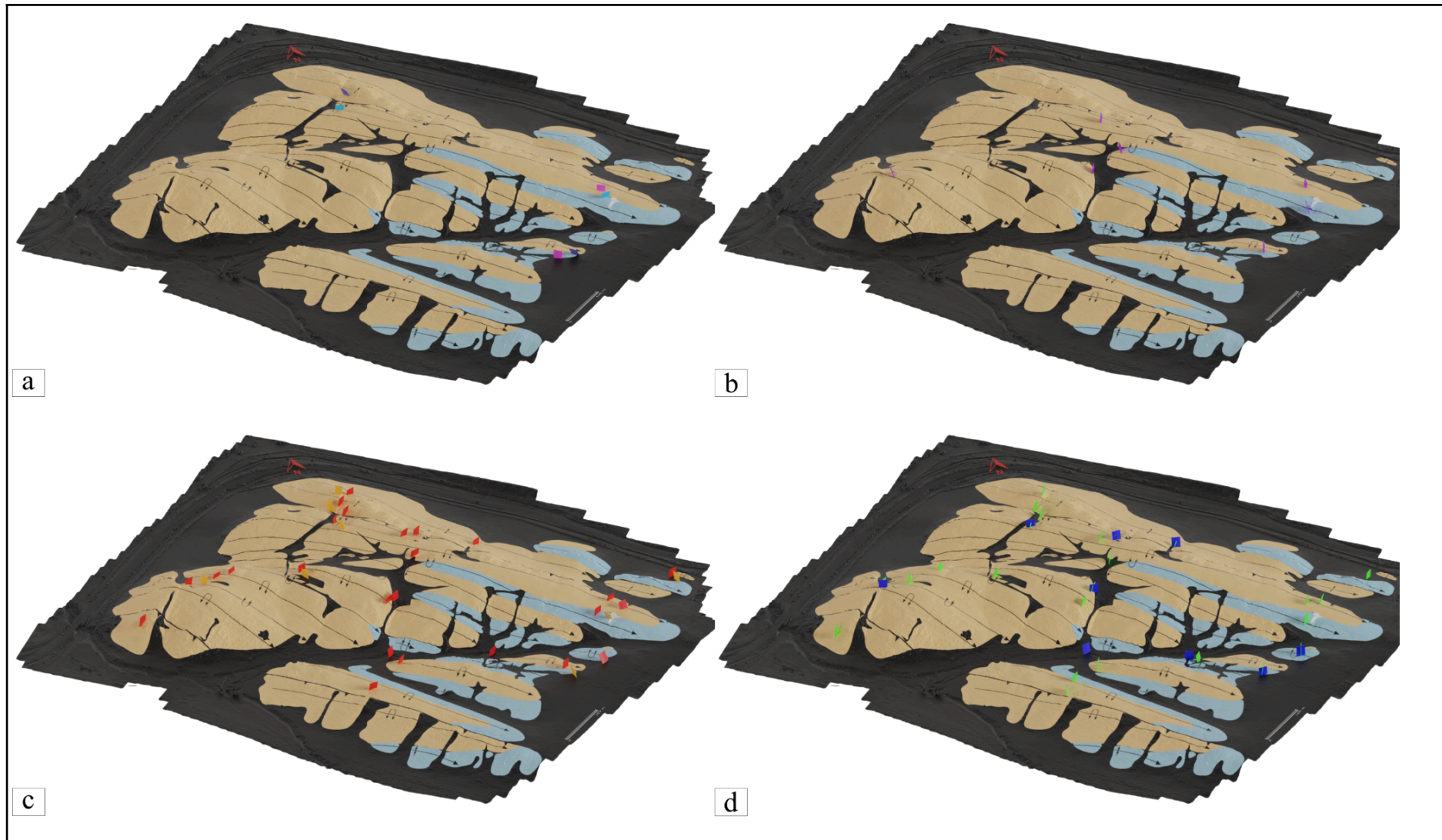


Figura 4.42: Distribución espacial de cada una de las familias de fracturas reconocidas en el área de Las Acacias, proyectadas sobre el modelo 3D topográfico: a) Familias Rosa (6) Celeste (7) y Lila (8); b) Familia Violeta (4); c) Familias Roja (1) y Naranja (5); d) Familias Azul (2) y Verde

Capítulo 5. Discusiones

5.1 Interpretación de estructuras

Los pliegues reconocidos en el área muestran una orientación general noroeste-sureste, con ejes que presentan leves variaciones de rumbo entre estaciones, pero mantienen una tendencia regional coherente. Este patrón se observa en el conjunto de las 26 estaciones medidas, siendo representativo tanto en el sector norte como en el sur. Se identificaron al menos tres anticlinales mayores afectados por fallamiento, todos con vergencia hacia el noreste, junto con pliegues menores subordinados. Esta disposición es consistente con un campo de acortamiento suroeste-noreste. Estudios previos en las Sierras Australes (Harrington 1947; Andreis 1965; von Gosen 1992) han descrito la misma relación entre orientación de pliegues y dirección de acortamiento, lo que refuerza la coherencia regional de estos resultados.

La geometría observada corresponde a pliegues inclinados, con limbos frontales empinados, flancos dorsales más extensos y reconocibles y S_1 con inclinaciones mayores a 50° . Este patrón de asimetría, documentado a lo largo de este trabajo, coincide con las descripciones clásicas de pliegues de vergencia constante en contextos compresivos de alto acortamiento (Ramsay 1967). En algunos casos, como en LA_16, el flanco frontal está poco desarrollado o erosionado, lo que dificulta la medición directa de S_0 y obliga a interpretar su geometría a partir de la continuidad regional y de la proyección de planos en modelos 3D.

El análisis espacial del ángulo de inclinación de los ejes de pliegue revela un patrón sistemático de curvatura, compatible con la presencia de culminaciones y anticulminaciones. Este comportamiento, descrito por Harrington (1947) en el ámbito de las Sierras Australes y documentado también por Amos y Urien (1968) en sectores adyacentes, indica que los ejes de pliegue no son estrictamente rectilíneos, sino que presentan una geometría flexural tridimensional.

La concentración de deformación en zonas de mayor curvatura explicaría el engrosamiento local de paquetes estratigráficos, particularmente en la Formación Lolén, fenómeno observado en afloramientos entre LA_12 y LA_13. Este engrosamiento ha sido atribuido a deformación dúctil localizada en charnelas, un rasgo común en rocas pelíticas y psamíticas bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado.

La interpretación del área únicamente como una faja plegada y corrida, aun cuando sea de piel gruesa, constituye una sobresimplificación, ya que el modelo tradicional se centra

en la cizalla pura (acortamiento perpendicular), mientras que la evidencia reológica y geométrica (incluyendo el vector de transporte oblicuo) indica un régimen más complejo y asociado a procesos transpresivos. Esta complejidad se fundamenta en que la deformación dúctil en las formaciones Napostá y Providencia ocurrió a temperaturas del orden de 250-300 °C, en condiciones dúctil-frágil basadas en recristalización dinámica del cuarzo (Stach et al. 2024). Dado que la Formación Lolén se ubica estratigráficamente por encima, su deformación habría ocurrido dentro del mismo dominio dúctil-frágil. La presencia de foliación penetrativa (S_1) y la evidencia microscópica de recristalización dinámica del cuarzo en Lolén (cuarzo policristalino), junto con la presencia de fracturas frágiles, confirman que la deformación ocurrió bajo condiciones de presión y temperatura que permitieron tanto el flujo plástico (plegamiento) como la rotura localizada.

En este marco térmico y reológico, las discontinuidades locales F1 y F2 no pueden ser interpretadas como fallas puramente frágiles contemporáneas al inicio del plegamiento, pero el plegamiento y las zonas de cizalla profunda si se desarrollaron coetáneamente. Es así que F1 y F2 se interpretan como fallas inversas de alto ángulo que se desarrollaron en la zona más frágil de la corteza superior, siguiendo dos posibles escenarios que se vinculan a la misma etapa de acortamiento: o bien son la expresión tardía de las zonas de cizalla profunda (von Gosen et al. 1990, 1991) que se propagaron al enfriarse el sistema, o bien son fallas frágiles asociadas a la etapa de exhumación orogénica (Susena 2020; Stach et al. 2024).

Con el fin de resolver la complejidad estructural observada en el nivel subsuperficial, se ha llevado a considerar la existencia de discontinuidades ciegas (F3 y F4) entre los pliegues mayores, postuladas para explicar la configuración estructural y de la topografía. Estas estructuras inferidas se interpretan como fallas inversas ciegas o zonas de cizalla inversa, siendo su existencia necesaria para el control y la configuración de los anticlinales mayores. La interpretación como zonas de cizalla sugiere que F3 y F4 representan la deformación más profunda y menos localizada, manifestando la cizalla en niveles donde la matriz aún se deformaba dúctilmente. Este mecanismo es coherente con un acoplamiento fuerte y la partición de la deformación dentro del cinturón.

Integración Estructural-Geomorfológica

La marcada variación en la orientación de los ejes de pliegue que se ha identificado en este trabajo, y que Harrington (1947) interpretó como culminaciones y anticulminaciones, es

correlacionable con las depresiones y bajos topográficos que se observan en la zona de estudio (Figs. 5.1.a, b, c y d).

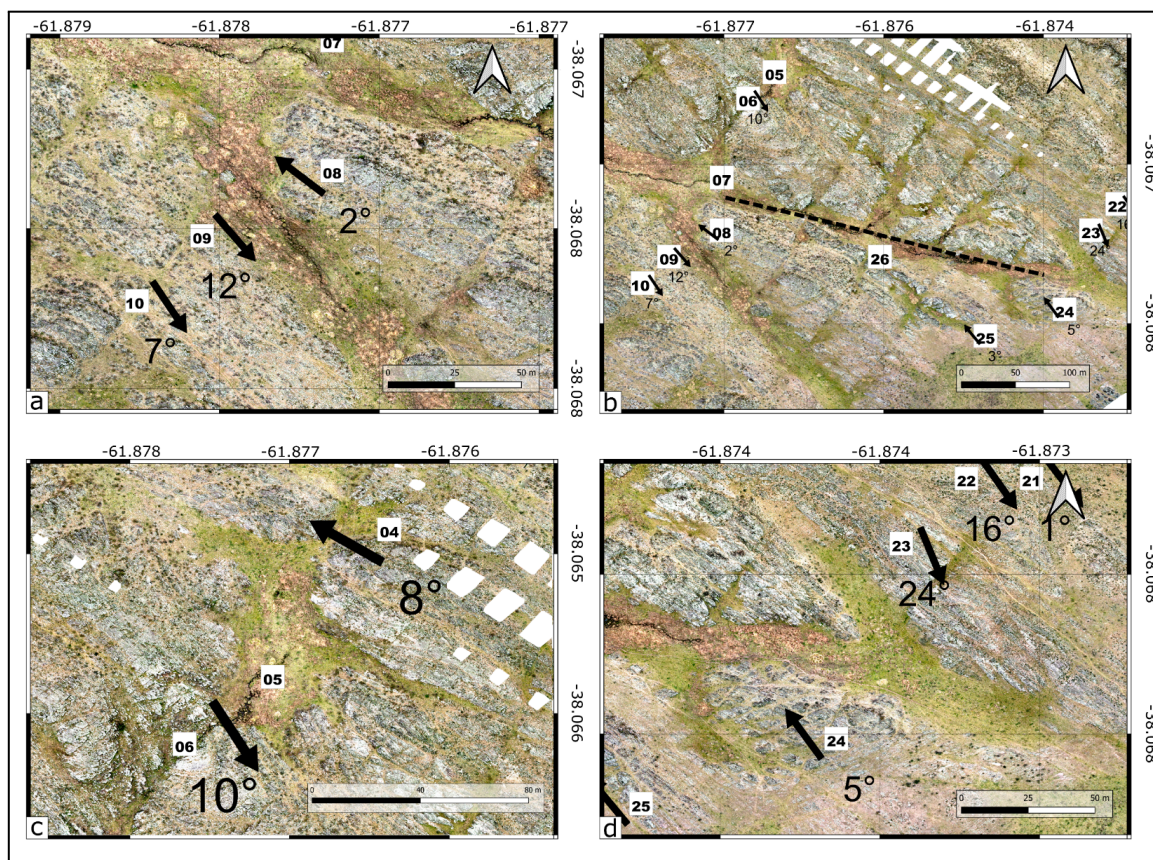


Figura 5.1: Ampliaciones del ortomosaico que muestran distintos ejes de pliegue, ilustrando su dirección y buzamiento. Las flechas negras indican la dirección del eje del pliegue. El valor en grados ($^{\circ}$), junto a la flecha, es el buzamiento (inclinación) del eje. La línea discontinua negra en (b) marca una zona de interés.

Para visualizar esta correlación, se integró el mapa de la variación de ejes de pliegue con la cartografía de las estructuras superficiales y las unidades litológicas (Figura 5.2).

En el sector central del área, se identifican depocentros geomorfológicos longitudinales (visibles como depresiones alargadas en el ortomosaico, Fig. 5.1.b). Estos bajos topográficos presentan una correlación directa con cambios sistemáticos en el rumbo y la inclinación (polaridad) de los ejes de pliegue (Fig. 5.1.b y Fig. 5.2). Específicamente, se observa que: al norte de un arroyo efímero (indicado con línea punteada en Fig. 5.1.b), los ejes tienden a inclinarse hacia el Sureste (SE), y al sur la polaridad se invierte, y los ejes se inclinan hacia el Noroeste (NO). Esta alternancia sugiere la existencia de dos dominios estructurales separados por una zona de transición, lo cual es totalmente coherente con el modelo de pliegues no cilíndricos propuesto por Harrington (1947).

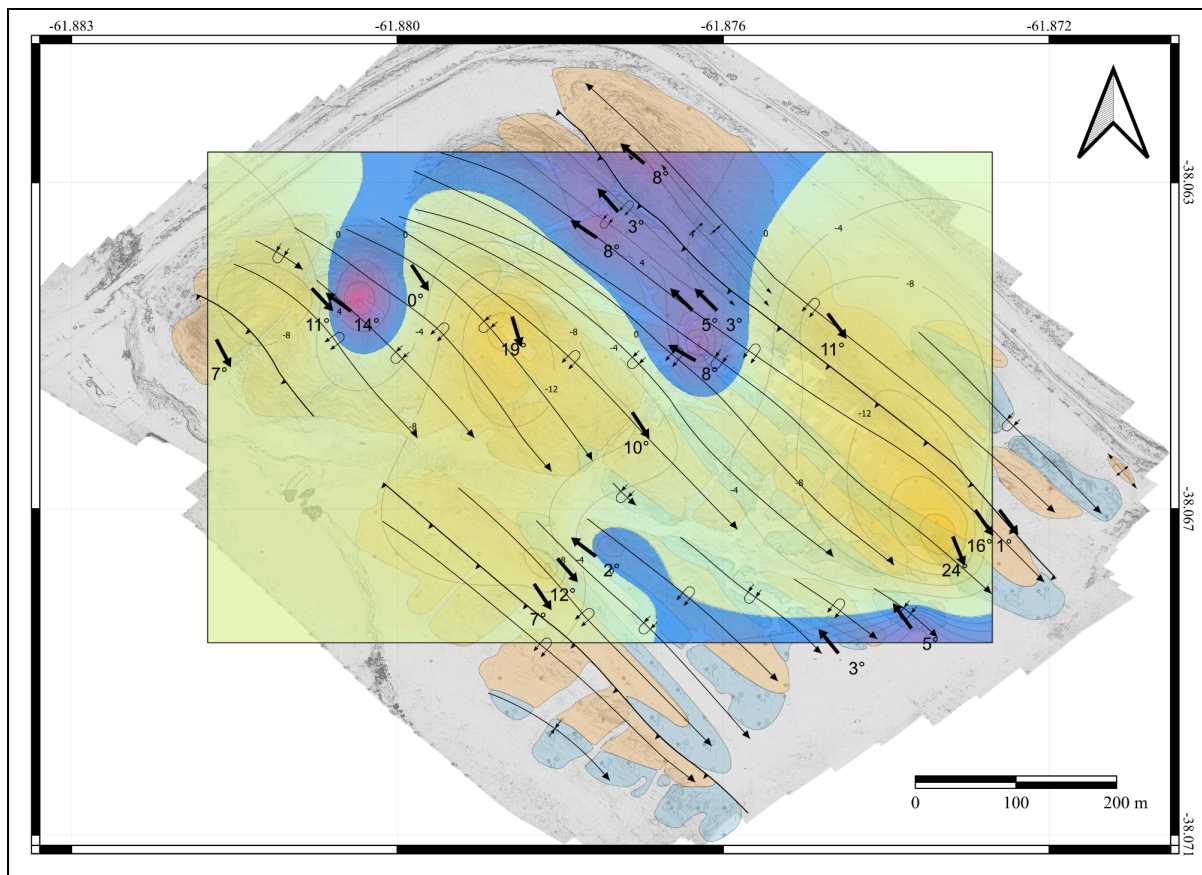


Figura 5.2: Mapa integrado del buzamiento de los ejes de pliegue con polaridad, estructuras superficiales y unidades litológicas. Muestra la correlación espacial entre la curvatura de los ejes de pliegue y las estructuras mapeadas en la superficie. Las flechas negras indican la orientación del eje de pliegue.

Estas depresiones geomorfológicas podrían estar asociadas a estructuras de acomodación derivadas de la reconfiguración interna de los pliegues. Es probable que heterogeneidades en la distribución de la deformación interna, tales como rampas estructurales discontinuas o variaciones litológicas, favorezcan la generación de estas depresiones en superficie.

Por otro lado, la cinemática regional ofrece la evidencia más fuerte de que la estructuración no es puramente compresiva. Si bien las evidencias cinemáticas directas (como estrías o desplazamientos horizontales puros) no fueron reconocidas en el trabajo de campo, la componente de rumbo se infiere directamente del análisis cartográfico. Esto se demuestra en el mapa geológico (Figura 4.35), donde el vector de transporte asociado a la Falla F2 (en el extremo sureste) presenta un ángulo oblicuo con respecto al trazo de la discontinuidad. Esta geometría es un indicador directo de una componente de rumbo dextral y podría explicar las desviaciones observadas en los ejes de pliegue y en los planos de foliación. Trabajos previos en la región (von Gosen 2003; Massabie y Nestiero 2005) también han registrado fallas asociadas a zonas de mayor curvatura de los ejes de pliegue.

En este marco, las observaciones de estos depocentros en Las Acacias y la curvatura de los ejes resultan coherentes con los modelos transpresivos (Sellés 1989, Cobbold et al. 1991). En estos modelos, las fallas de rumbo y las zonas de cizalla son responsables de la segmentación del cinturón y de la generación de las heterogeneidades estructurales que causan las variaciones en la geometría de los pliegues a diferentes escalas.

5.2 Distribución de fracturas y relación con los pliegues

El mapa de densidad de fracturas superpuesto con la estructura permite identificar patrones claros de concentración estructural (Fig. 5.3).

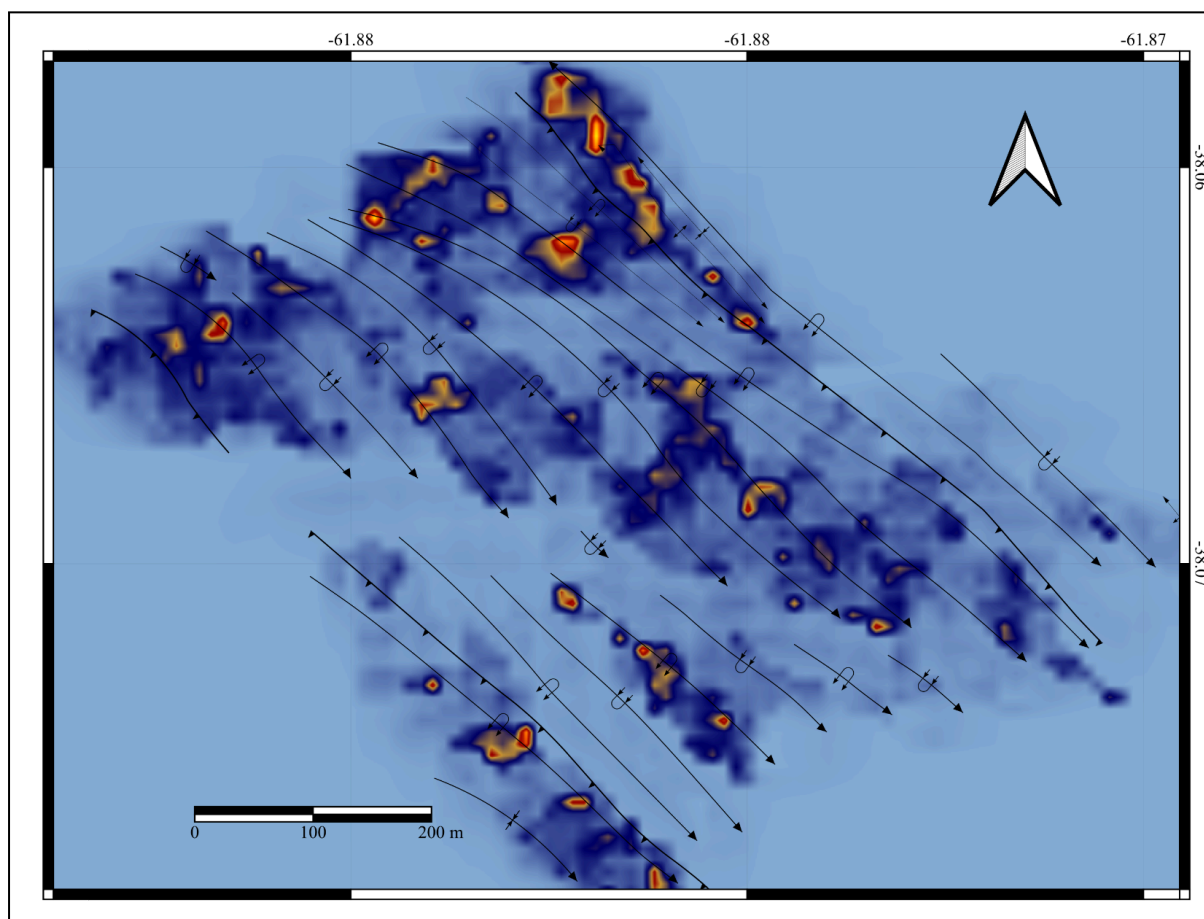


Figura 5.3: Mapa de densidad de fracturas (interpolación por kriging) superpuesto a la interpretación estructural principal.

Las zonas con mayor densidad (representadas por colores cálidos) coinciden sistemáticamente con las charnelas de los pliegues reconocidos en las secciones estructurales,

lo que podría sugerir una relación directa entre la curvatura de los pliegues y la generación o preservación de fracturas.

La elevada densidad de fracturas en estas áreas puede reflejar no solo una mayor intensidad de deformación, sino también una posible reactivación de estructuras preexistentes o la apertura de nuevas fracturas. Este patrón podría respaldar la hipótesis de que las charnelas actúan como zonas de debilidad estructural, favoreciendo la concentración de fracturas durante eventos compresivos o transpresivos.

No obstante, el patrón observado también parece estar influenciado por el control litológico. En las charnelas anticlinales aflora predominantemente la Formación Lolén, compuesta por metasedimentos más competentes y, por lo tanto, más propensos al fracturamiento. En cambio, en los sinclinales se preservan niveles de la Formación Sauce Grande, de carácter más friable y menor densidad de fracturas visibles. En consecuencia, la mayor concentración de fracturas en los anticlinales podría deberse tanto a la curvatura estructural como al contraste litológico entre ambas unidades.

A su vez, la menor densidad registrada en los flancos de los pliegues indicaría un estilo de deformación más distribuido, con fracturación menos intensa o más heterogénea. Si bien el análisis muestra una mayor densidad de fracturas en las charnelas de los anticlinales, no se descarta que las charnelas sinclinales hayan tenido una densidad similar o incluso mayor, pero que no se haya preservado con igual claridad. La erosión diferencial, la cobertura superficial o la geometría local del plegamiento podrían haber afectado la visibilidad de las fracturas en esos sectores. Por lo tanto, aunque los datos actuales permiten interpretar una fuerte relación entre curvatura y fracturamiento en los anticlinales, es importante considerar que la ausencia de señal en los sinclinales puede deberse a factores postdeformacionales o de exposición, y no necesariamente a una menor intensidad estructural.

Las fracturas sin desplazamiento que integran las familias definidas en este estudio se interpretan como diaclasas tectónicas desarrolladas durante el plegamiento, en un régimen dúctil-frágil compatible con temperaturas del orden de 200-300 °C. Este tipo de fracturación, ampliamente documentado para Napostá y Providencia (Stach et al., 2024) y para el sector occidental de Ventania (Ballivian et al., 2023), acompaña la evolución del plegamiento y constituye una expresión frágil subordinada dentro de un dominio mayormente dominado por deformación dúctil.

5.3 Interpretación de las familias de fracturas

La disposición coherente de las familias a lo largo del área de estudio, junto con sus características estadísticas y relaciones espaciales, refuerza la interpretación de que no se trata de fracturación caótica, sino de un sistema jerárquico de fracturas vinculado al plegamiento principal. La red de fracturas reconocida en el área de estudio se organiza en al menos ocho familias distintas, definidas a partir de su orientación, distribución espacial y características estadísticas (ver metodología). A continuación se interpreta el origen estructural y el significado tectónico de cada familia, integrando su relación con los pliegues, la foliación y el campo de esfuerzos principal (σ_1).

Para sustentar esta interpretación, es necesario primero establecer un marco conceptual que permita caracterizar la cinemática de los distintos conjuntos de fracturas. En este sentido, se presenta un esquema que muestra los modos de fractura reconocidos: modo I (apertura), modo II (deslizamiento), modo III (desgarro) y modo IV (cierre). Esta clasificación constituye la base para interpretar el comportamiento mecánico de cada familia (Fig. 5.4).

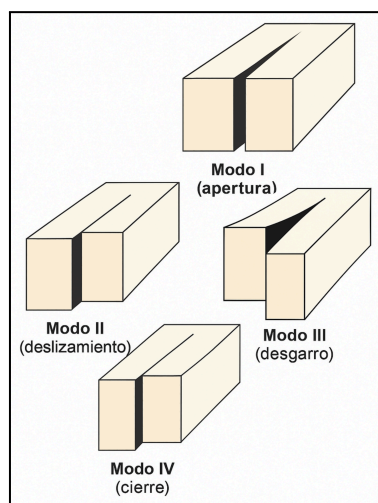


Figura 5.4: Esquema de los fractura modo I, II, III y IV. Tomado y modificado de Fossen (2016).

Familia Roja (1): Fracturas tensionales principales (Modo I)

La familia roja constituye el sistema de fracturas más abundante y regionalmente continuo en el área de estudio, estando presente en todas las estaciones analizadas. El análisis estadístico mediante el método de Fisher definió un plano promedio de $246^\circ/78^\circ$ (Tabla 4.3), indicando que estas fracturas se orientan subparalelas al eje de esfuerzo máximo regional (σ_1).

240°-060°) y buzan de manera pronunciada hacia el noreste, en concordancia con la vergencia estructural dominante.

La elevada concentración angular ($K_a > 80$) registrada en numerosas estaciones, junto con su distribución sistemática en las transectas A-A', B-B' y C-C', sugiere que se trata de un conjunto penetrativo y regionalmente coherente, desarrollado durante la fase principal de acortamiento.

Una proporción significativa de estas fracturas presenta relleno de cuarzo, lo que evidencia apertura y circulación de fluidos durante su formación. Su geometría, paralela a σ_1 y sin indicadores cinemáticos de cizalla, es consistente con un mecanismo de fractura tensional de Modo I, generado bajo un campo compresivo donde la apertura ocurre perpendicular a σ_1 y el plano de fractura se desarrolla subparalelo al esfuerzo máximo.

Si bien no se descarta la posibilidad de un componente de cizalla local asociado a heterogeneidades del medio, el comportamiento dominante de esta familia se interpreta como apertura tensional Modo I, favorecida durante las etapas iniciales de la deformación y vinculada a la migración de fluidos y la precipitación mineral en el marco del acortamiento paleozoico que estructuró las Sierras Australes.

Familia Azul (2): Fracturas subverticales con componente de cizalla (Modos II-III)

La familia azul muestra una distribución homogénea y estadísticamente consistente en el área de estudio, con ocurrencias claras en estaciones como LA_01, LA_05, LA_12, LA_18 y LA_25 (Fig. 4.11). El análisis mediante el método de Fisher definió un plano promedio de 91°/79°, correspondiente a fracturas subverticales orientadas aproximadamente E-O, lo que implica que son oblicuas tanto respecto al eje de los pliegues (~161°) como al campo de esfuerzos regional (σ_1 240°-060°).

La geometría subvertical y la orientación oblicua respecto a σ_1 indican que se trata de fracturas con componente de cizalla, compatibles con mecanismos de Modo II-III. Su desarrollo se vincula al sin-plegamiento, en un contexto frágil-dúctil donde la deformación heterogénea y la rotación local del campo de esfuerzos favorecieron la generación de superficies de cizalla subverticales.

Estas fracturas actúan como planos de acomodación durante el acortamiento, especialmente en sectores donde la curvatura del pliegue induce variaciones locales en la orientación de los esfuerzos. La distribución espacial de esta familia, concentrada en

estaciones con deformación más intensa, refuerza su interpretación como producto de cizalla subvertical asociada al crecimiento del pliegue.

Asimismo, la comparación geométrica con otras familias demuestra que no conforman un sistema conjugado simétrico, sino un conjunto independiente que responde a condiciones locales particulares dentro del mismo régimen compresivo.

En conjunto, la familia azul representa un sistema de fracturas de cizalla subvertical que surgieron durante la evolución progresiva del plegamiento, contribuyendo a la acomodación interna de la deformación paleozoica en el área.

Familia Verde (3): Fracturas oblicuas con componente de cizalla (Modos II-III)

La familia verde presenta una distribución amplia y sistemática en el área de estudio, con ocurrencias claras en estaciones como LA_01, LA_02, LA_16, LA_17 y LA_18, entre otras. El análisis estadístico mediante el método de Fisher definió un plano promedio de $221^{\circ}/80^{\circ}$, correspondiente a fracturas subverticales, de rumbo NE-SO y buzamiento pronunciado hacia el NO.

Su orientación es oblicua tanto respecto al eje de esfuerzo máximo regional, como a la dirección axial de los pliegues. Esta disposición, junto con la geometría subvertical, indica que se trata de fracturas con componente de cizalla, compatibles con mecanismos de Modo II o mixtos II-III.

En varios afloramientos, especialmente en sectores próximos a la estación LA_01 (Fig. 4.18), estas fracturas presentan superficies escalonadas bien preservadas, que evidencian movimiento paralelo al plano de fractura y confirman su naturaleza de cizalla.

Se propone que la familia verde se generó durante el sin-plegamiento paleozoico, en un régimen frágil-dúctil donde la deformación progresiva y la rotación local del campo de esfuerzos favorecieron la formación de superficies de cizalla. Su desarrollo pudo estar influenciado por ajustes internos en zonas de charnela, variaciones en la geometría del pliegue y anisotropías litológicas que concentraron el esfuerzo en direcciones oblicuas al acortamiento principal.

Familia Violeta (4): Fracturas subverticales tardías en charnelas con componente de cizalla (Modos II-III)

La familia violeta se define por un plano promedio de $006^{\circ}/89^{\circ}$, correspondiente a fracturas subverticales y orientadas casi N-S, oblicuas tanto al campo de acortamiento regional principal, como al eje de los pliegues. El análisis estadístico muestra una alta concentración angular ($R_m = 0.98$; $K_a = 39.2$), lo que indica que se trata de un conjunto bien definido y estructuralmente coherente.

Esta familia aparece en estaciones como LA_03, LA_04, LA_05, LA_12, LA_22, LA_23 y LA_25, y su distribución se restringe principalmente a zonas de charnela, donde la flexura asociada al pliegue es máxima. En estos sectores, las fracturas violetas cortan de manera neta tanto a la estratificación (S_0) como a la foliación axial (S_1) y a la familia verde, tal como se evidencia en afloramientos (Fig. 4.17.b). Esta relación de corte demuestra que representan una etapa claramente posterior al desarrollo del plegamiento, a la foliación y a la familia verde.

Su geometría subvertical, su posición preferencial en charnelas y su capacidad para seccionar estructuras previas permiten interpretarlas como fracturas tardías con componente de cizalla (Modos II-III), generadas durante la etapa de acomodación estructural final. Su origen se vincula a la redistribución local de esfuerzos dentro de las charnelas tras la configuración del pliegue, en un contexto donde el acortamiento regional persistía pero actuaba de manera heterogénea.

Familia Naranja (5): Fracturas de cizalla subverticales, ortogonales a σ_1 (Modos II-III)

La familia naranja se caracteriza por un plano promedio de $328^{\circ}/84^{\circ}$, correspondiente a fracturas subverticales y orientadas de forma casi perpendicular al vector de acortamiento regional SO-NE (σ_1 240° - 060°). Esta disposición geométrica es compatible con fracturas de cizalla (Modos II-III) desarrolladas en un régimen compresivo, donde el plano de fractura se ubica próximo a la orientación de máxima cizalla para dicho campo de esfuerzos.

Su origen se vincula al acortamiento paleozoico principal, actuando como un sistema de cizalla ortogonal a σ_1 que facilita la acomodación interna de la deformación.

Esta familia está ampliamente distribuida y es penetrativa en el área, con presencia en estaciones como LA_13, LA_15, LA_16, LA_18, LA_19, LA_20, LA_23 y LA_25. Su

coherencia estadística y su repetición en múltiples estaciones refuerzan su interpretación como un conjunto significativo de cizalla subvertical generada durante el acortamiento principal, sin necesidad de postular fases deformacionales adicionales.

Familia Rosa (6): Fracturas subverticales oblicuas de acomodación tardía en flancos (Modos II-III)

La familia rosa se registra únicamente en las estaciones LA_22 y LA_25. El análisis estadístico definió un plano promedio de $112^{\circ}/86^{\circ}$, correspondiente a fracturas subverticales y oblicuas tanto al campo de acortamiento regional ($\sigma_1 \approx 240^{\circ}-060^{\circ}$) como al eje de los pliegues ($\sim 161^{\circ}$).

Su geometría empinada, su orientación oblicua respecto a σ_1 y su localización exclusiva en flancos estructurales permiten interpretarlas como fracturas de cizalla tardías (Modos II-III), generadas durante la etapa de acomodación final del plegamiento. En estos sectores, las variaciones locales en la curvatura y la anisotropía mecánica favorecen la aparición de tensiones internas heterogéneas, capaces de originar fracturas oblicuas independientes del sistema principal.

Familia Celeste (7): Fracturas oblicuas en charnelas asociadas a acomodación tardía (Modos II-III)

La familia celeste se define por un plano promedio de $272^{\circ}/70^{\circ}$, correspondiente a fracturas empinadas y con rumbo próximo a E-O, oblicuas tanto al acortamiento regional ($\sigma_1 \approx 240^{\circ}-060^{\circ}$) como a la dirección axial del pliegue ($\sim 161^{\circ}$). Su aparición se restringe a las estaciones LA_16 y LA_23, exclusivamente en zonas de charnela, donde la curvatura estructural es máxima.

Su geometría y alta inclinación indican un mecanismo predominantemente de cizalla (Modos II-III), coherente con la redistribución de esfuerzos en charnelas durante la etapa tardía del plegamiento. Estas fracturas funcionan como planos de acomodación local, generados en un contexto de deformación interna donde el acortamiento persistía, pero actuaba de manera no homogénea debido a la geometría del pliegue.

Familia Lila (8): Fracturas oblicuas de flanco en la etapa final del plegamiento (mixto II-III)

La familia lila presenta un plano promedio de $312^{\circ}/62^{\circ}$, correspondiente a fracturas oblicuas con buzamiento intermedio hacia el noreste, registradas únicamente en estaciones de flanco, específicamente LA_23 y LA_24. Su orientación no es paralela ni ortogonal al eje del pliegue ($\sim 161^{\circ}$), y su distribución restringida sugiere un origen ligado a deformación residual en los bordes de la estructura plegada.

Estas fracturas se interpretan como estructuras generadas durante la etapa final del sin-plegamiento, cuando la deformación interna se redistribuye de manera desigual a lo largo de los flancos. La ausencia de indicadores cinemáticos claros impide una clasificación estricta, pero su geometría oblicua permite considerar un mecanismo mixto de cizalla y apertura (Modos II-III), compatible con un contexto de acomodación tardía.

En conjunto, la familia lila representa fracturas secundarias asociadas a ajustes internos localizados en flancos estructurales, donde la curvatura del pliegue y la heterogeneidad litológica favorecen la generación de tensiones no homogéneas.

5.4 Modelo estructural e interpretación evolutiva

Se propone un modelo evolutivo de tres etapas que explica el desarrollo estructural en el área de estudio (Figura 5.5). Este modelo se construyó a partir del análisis integrado de la estratificación (S_0), la foliación tectónica (S_1), los ejes de pliegue calculados por intersección, y la caracterización de ocho familias de fracturas. La evolución estructural refleja la progresión de la deformación Gondwánica en un contexto de comportamiento dúctil-frágil, donde los mecanismos frágiles (fracturas y fallas discretas) y dúctiles (plegamiento y foliación) se alternan según las condiciones de confinamiento y esfuerzo.

Este modelo considera no sólo la cronología relativa entre fracturas y pliegues, sino también el campo de esfuerzos implicado, su posible reorientación local y la geometría tridimensional de los pliegues. El enfoque se centra en dos conceptos principales: la transpresión progresiva, que implica que la deformación se inicia de manera coaxial para luego evolucionar hacia una cinemática oblicua con componente de rumbo; y la partición de la deformación, donde la cizalla y el acortamiento se acomodan en estructuras distintas (pliegues, zonas de cizalla y fallas). Esta evolución se resume de manera esquemática en tres

etapas principales: pre-plegamiento, sin-plegamiento (fase dúctil-frágil) y acomodación estructural tardía (fase frágil tardía).

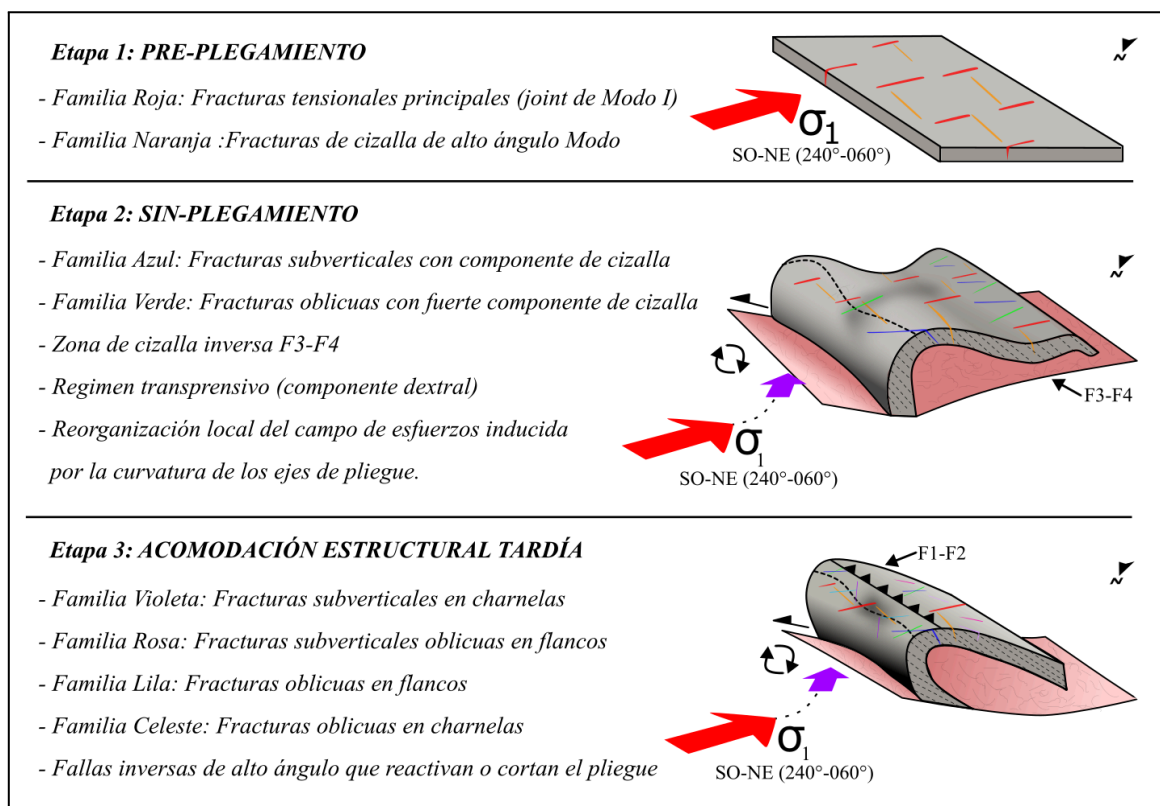


Figura 5.5: Modelo evolutivo esquemático del desarrollo de fracturas durante el plegamiento en el área de estudio. Se ilustran tres etapas deformacionales: pre-plegamiento, sin-plegamiento y fase de acomodación estructural tardía.

Etapa 1: Pre-plegamiento

En una primera etapa, antes del desarrollo del pliegue principal, se generaron las fracturas tensionales de Modo I de la familia roja, orientadas subparalelas a σ_1 y con evidencia de apertura y circulación de fluidos. En forma contemporánea o muy temprana se originaron las fracturas de cizalla subverticales de la familia naranja, cuya orientación casi perpendicular al acortamiento regional define uno de los sistemas de cizalla más penetrativos del área.

Los resultados estructurales de esta etapa muestran una buena coherencia con los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en la Formación Lolén (Tomezzoli et al. 2017), lo que confirma que el campo de esfuerzos inicial fue coaxial, dominado por una compresión SO-NE, en concordancia con el patrón estructural interpretado en esta etapa.

Etapas 2: Sin-plegamiento

Con el inicio y avance del plegamiento, la deformación adquirió un carácter frágil-dúctil, evidenciado por la coexistencia de foliación tectónica (S_1), flexura progresiva de las capas y el desarrollo de nuevas familias de fracturas. En este contexto se generaron las fracturas subverticales de la familia azul, caracterizadas por una marcada componente de cizalla, y las fracturas oblicuas de la familia verde, que muestran steps bien desarrollados y representan cizalla oblicua asociada al acortamiento.

Durante el crecimiento del pliegue actuaron también zonas de cizalla inversa (F3 y F4), que contribuyeron a la vergencia y arquitectura final de la estructura. La geometría curva del pliegue indujo reorientaciones locales del campo de esfuerzos, lo que explica la diversidad orientacional de estas fracturas sin necesidad de postular fases deformacionales adicionales. A escala local, esta etapa también presenta indicios de una componente transpresiva dextral, compatible con la distribución heterogénea de esfuerzos observada en las estaciones de mayor deformación.

En conjunto, esta etapa representa el período de mayor complejidad estructural, donde los procesos frágiles y dúctiles actuaron simultáneamente y la fracturación respondió tanto al acortamiento regional como a las variaciones internas generadas por la geometría del pliegue en crecimiento.

Etapas 3: Acomodación estructural tardía

Una vez configurado el pliegue y su foliación axial, la deformación continuó mediante fracturas tardías que expresan los ajustes internos finales de la estructura. En las zonas de charnela, donde la curvatura es máxima, se desarrollaron las fracturas subverticales de la familia violeta, que cortan de manera clara a S_0 y S_1 y representan una etapa inequívocamente posterior al plegamiento. En los flancos, las fracturas oblicuas de las familias rosa y lila se generaron como respuesta a tensiones internas no homogéneas, actuando como planos secundarios de acomodación. De manera similar, la familia celeste, restringida a charnelas, refleja ajustes locales en sectores sometidos a alta flexura.

Durante esta etapa también se desarrollaron o reactivaron las fallas inversas tardías (F1 y F2), que muestran que el acortamiento continuó actuando pero de forma más localizada, concentrándose en zonas donde la estructura requería ajustes finales. Este conjunto de

fracturas tardías documenta una redistribución interna del esfuerzo en un sistema que, aunque ya plegado, aún no había alcanzado su configuración final.

5.5 Comparación multiescala de fracturas

Este apartado presenta una comparación entre las fracturas medidas directamente en el campo y aquellas medidas indirectamente a partir de su reconocimiento visual sobre imágenes aéreas (ortomosaico georreferenciado) o satelitales

El trabajo de campo, mediante la app FieldMove Clino, es el único que proporciona la orientación tridimensional completa de los planos (azimut/inclinación), permitiendo realizar cálculos estereográficos, clasificar por familias (Fig. 5.6), obtener promedios por familia (Fig. 4.11), y registrar observaciones estructurales como relleno, apertura, textura o relaciones con S_0/S_1 . Sin embargo, su cobertura está limitada a zonas accesibles.

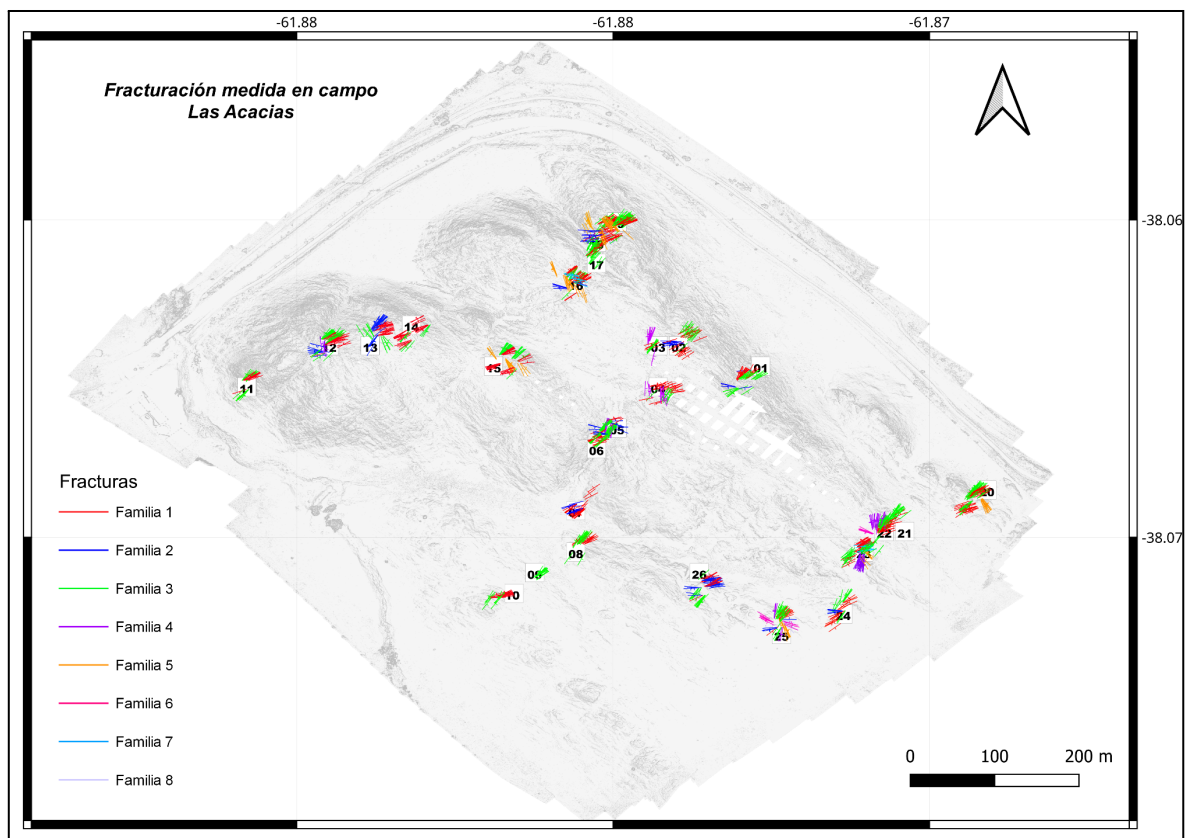


Figura 5.6: Fracturas medidas durante el trabajo de campo mediante la aplicación FieldMove Clino instalada en iPhone, georreferenciadas y clasificadas por familias. Se observa la concentración de datos en estaciones específicas. Con el fin de mejorar la representación gráfica, los símbolos que representan las fracturas fueron ampliados respecto a su tamaño real que es de centímetros a metros.

El trazado sobre ortomosaico permitió identificar y mapear numerosas fracturas visibles en superficie, incluso en áreas inaccesibles (Fig. 4.19). Aunque no brinda observaciones directas ni información sobre el relleno, este método permitió reconocer una cantidad de fracturas mucho mayor que en el relevamiento de campo y, además, detectar patrones estructurales continuos no visibles a simple vista. Sin embargo, algunas trazas podrían corresponder a grietas no estructurales o a artefactos topográficos, por lo que su interpretación requiere validación en campo. Dado que las imágenes aéreas en planta sólo muestran la traza superficial, no fue posible estimar la inclinación ni obtener planos virtuales. Por ello, la clasificación se realizó únicamente con los datos de campo, asignando familias según el azimut, aunque persisten fracturas sin clasificar (Fig. 4.19).

Finalmente, se realizó un mapeo sobre la imagen satelital de Google Satellite (Fig. 4.22). Sin embargo, la imagen no resultó adecuada para el nivel de detalle requerido en este estudio, ya que sólo permitió reconocer algunas estructuras mayores con fuerte expresión topográfica. La combinación de baja resolución espacial, cobertura vegetal y ruido visual redujo su utilidad, limitándose a un análisis exploratorio sin capacidad para trazar fracturas de escala centimétrica ni efectuar una clasificación estructural confiable.

La Tabla 5.1 presenta una comparación detallada entre las tres metodologías utilizadas para el registro de fracturas: medición en campo, trazado visual sobre ortomosaico georreferenciado e interpretación en imágenes satelitales.

Tabla 5.1: Comparación entre metodologías de registro de fracturas

Criterio	Medición en campo (FieldMove Clino)	Trazado en ortomosaico	Interpretación en imagen satelital
Orientación tridimensional (azimut/inclinación)	Sí	No	No
Clasificación por familias estructurales	Sí (según dirección e inclinación)	Sí (según dirección)	Sí (según dirección, más robusta)
Observaciones directas (relleno, textura, relaciones)	Sí	No	No
Cobertura espacial del afloramiento	Parcial (zonas accesibles)	Alta (incluye zonas inaccesibles)	Muy amplia (pero sin detalle local)
Resolución espacial	Alta (puntual)	Muy alta (centimétrica)	Baja (decamétrica, metros por píxel)
Permite mapa de densidad	No	Sí	Parcial (estructuras mayores)
Aplicabilidad a análisis estructural	Alta (análisis estereográfico y estadístico)	Media (complementaria)	Baja (exploratoria)

Se evalúan distintos criterios como la obtención de orientación tridimensional, posibilidad de clasificación estructural, cobertura del afloramiento, resolución espacial, aplicabilidad al análisis estructural y capacidad para generar mapas de densidad.

La tabla evidencia el carácter complementario de las metodologías: mientras que la medición en campo permite un análisis estructural completo con alta precisión puntual, el trazado en ortomosaico amplía la cobertura espacial y facilita el mapeo de densidad; en cambio, la imagen satelital solo permite identificar estructuras mayores de forma exploratoria debido a su baja resolución relativa.

5.4 Propuesta de optimización metodológica y estandarización de datos

El relevamiento estructural realizado combinó mediciones de fracturas en campo con el trazado sobre ortomosaicos georreferenciados obtenidos mediante dron. Esta metodología permitió obtener resultados sólidos, pero presenta oportunidades claras de mejora en términos de cobertura, sistematicidad y reproducibilidad. Una primera propuesta es reemplazar el muestreo basado exclusivamente en transectas por una malla regular (x, y) de estaciones estructurales, aplicada tanto en campo como en gabinete. Este enfoque permitiría cubrir de forma más homogénea todo el afloramiento, minimizando sesgos ligados a accesibilidad o visibilidad, y facilitando la detección de patrones regionales.

Se recomienda combinar métodos mediante una validación cruzada entre el trazado sobre ortomosaico y las observaciones de campo. Las fracturas podrían codificarse según su nivel de validación (solo imagen, solo campo, o confirmadas por ambos), lo cual permitiría evaluar la confiabilidad de cada traza e identificar sesgos interpretativos. El uso del ortomosaico también puede potenciarse mediante la elaboración de mapas de densidad de fracturas, tanto globales como por familia estructural, y diagramas de rosas. Estos productos permiten reconocer zonas con mayor intensidad de fracturación, potenciales zonas de falla, y deberían integrarse a los mapas estructurales y litológicos principales.

Capítulo 6. Conclusiones

El presente trabajo permitió caracterizar la estructura y el patrón de fracturación de las formaciones Lolén y Sauce Grande en el sector noreste de las Sierras Australes, integrando datos de campo, procesamiento digital y modelado estructural. Para sentar las bases de este análisis, se cumplieron los objetivos iniciales de realizar el mapa geológico y el perfil estratigráfico de referencia para representar las relaciones entre las unidades litológicas aflorantes, y se obtuvieron cortes petrográficos que proporcionaron el contexto litológico esencial para interpretar la respuesta de las rocas a la deformación. Los resultados estructurales indican que la deformación principal responde a un régimen compresivo con orientación SO-NE (240° - 060°), el cual generó pliegues apretados con ejes subhorizontales, definidos por la intersección $S_0 \cap S_1$ (promedio: $161^{\circ}/8^{\circ}$).

Se logró una caracterización cuantitativa de la fracturación en la zona. A partir de la proyección estereográfica de más de 2000 fracturas, se identificaron ocho familias estructurales distribuidas en 26 estaciones. La clasificación, respaldada por parámetros estadísticos (K_a , MCA, R_m), permitió establecer un modelo evolutivo con tres etapas: (1) pre-plegamiento (familias roja y naranja), (2) sin-plegamiento principal (familias azul y verde), y (3) acomodación estructural tardía (familias violeta, rosa, lila y celeste), donde las últimas no requieren un nuevo campo tectónico, sino que se desarrollan como respuesta a ajustes locales posteriores al cierre del pliegue.

El análisis espacial mostró una relación clara entre las zonas de mayor curvatura (charnelas de anticlinales y sinclinales) y la densidad de fracturas, lo cual refuerza la influencia de la geometría de los pliegues en la distribución del fracturamiento. Esto se refleja tanto en el mapa de densidad como en los perfiles estructurales y el modelo geológico y estructural 3D generado, donde se reconocen culminaciones y anticulminaciones que afectan la inclinación de los ejes de pliegue y localizan zonas de mayor deformación interna. En el sector central se identificaron depocentros geomorfológicos longitudinales visibles como depresiones alargadas en el ortomosaico, los cuales presentan correlación con cambios sistemáticos en el rumbo e inclinación de los ejes de pliegue. Estas variaciones podrían vincularse con la existencia de pliegues no cilíndricos (Harrington 1947) y, como hipótesis, con estructuras de rumbo o heterogeneidades internas (discontinuidad de rampas, cambios litológicos) que habrían favorecido la reconfiguración local de la deformación.

Desde lo metodológico, se cumplió el objetivo de comparar los mapeos de fracturas obtenidos mediante diferentes metodologías (aplicación FieldMove Clino, ortomosaicos de dron, mediciones convencionales), proponiendo un sistema de codificación por estación, mapeo sobre DEM y estandarización digital como herramienta de mejora para trabajos futuros. La integración de datos crudos, proyecciones estereográficas, análisis estadístico, mapas y secciones estructurales permitió una interpretación coherente del sistema estructural de Las Acacias, logrando describir el estilo de deformación y su evolución.

En síntesis, se logró construir un modelo estructural integral que vincula la geometría de los pliegues con la evolución del fracturamiento, interpretado en tres etapas bajo un régimen compresivo continuo. El área de Las Acacias se reconoce así como un sector clave para entender la evolución tectónica paleozoica de las Sierras Australes, donde pliegues apretados, estructuras de acomodación y depocentros longitudinales reflejan una arquitectura más compleja de lo que sugieren los modelos homogéneos previos, aportando una visión integral y actualizada del estilo estructural que afecta a la Formación Lolén y Sauce Grande en este sector.

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad de Buenos Aires y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales por la oportunidad de formarme y por las becas estímulo recibidas, así como al pueblo argentino por sostener una educación pública y de calidad. También al Departamento de Ciencias Geológicas y a todo su plantel docente, por la excelencia académica y la humanidad con la que transmiten sus conocimientos, y al INGEIS, por la realización de los cortes petrográficos.

A mis directores Dr. Miguel E. Ramos y Dr. Hernán Barcelona, por darme la oportunidad de llevar adelante este trabajo. También al Dr. Daniel Yagupsky a la Lic. Clara Correa, por acompañarme en el viaje de campo y bancarse conmigo el viento, la lluvia y el frío.

A mis jurados Dr. Ernesto Cristallini y al Dr. Maximiliano Naipauer, por dedicar su tiempo y contribuir a la revisión de este trabajo.

A Diego Winocur, por haber sido mi tutor en los primeros pasos del CBC y de la carrera, por sus consejos y por los abrazos que siempre me animaron a ir con todo.

A Soledad Volosín, mi tutora de carrera, por su dedicación y por acompañarme siempre con sus valiosos libros y consejos.

A mis amigas y amigos de la carrera, que se convirtieron en una segunda familia, por las risas, las mateadas, los apuntes compartidos y la fuerza mutua para seguir adelante juntos.

A mi mamá y a mi melliza, por su esfuerzo, amor y compañía incondicional.

A mis abuelos, por acompañarme siempre con cariño y desear mi progreso.

A mi novio, por su paciencia, su cariño y por darme el último empujón para terminar esta etapa.

Y a la naturaleza, motor de mi inspiración y aprendizaje.

Bibliografía

- Aguirre, E. 1891a.** La Sierra de la Ventana. Anales de la Sociedad Científica Argentina, tomo 32, Buenos Aires.
- Aguirre, E. 1891b.** Exploración de la Sierra de la Ventana. Anales de la Sociedad Científica Argentina, tomo 31, Buenos Aires.
- Amos, A.J. 1980.** Correlación de las formaciones carbonáticas y pérmicas marinas de Argentina. Anales de la Academia Brasileira de Ciencias, 53(2): 347–356.
- Amos, A.J. y Urien, M. 1968.** La falla Abra de la Ventana en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(3): 197-206.
- Amos, A.J. y López-Gamundí, O.R. 1981.** Late Paleozoic Sauce Grande Formation of eastern Argentina. En: Hambrey, M. y Harland, W. (eds.), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press: 872-877, Cambridge.
- Andreis, R.R. 1962.** Estadios geológicos complementarios en el Devónico fosilífero de la Sierra de la Ventana (Provincia de Buenos Aires) y algunas observaciones sobre la petrografía local. Manuscrito inédito, 27 pp., La Plata.
- Andreis, R.R. 1964.** Petrología del Grupo eodevónico de Lolén, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas, 5: 79-124, La Plata.
- Andreis, R.R. 1965.** Petrología de las sedimentitas psefiticas paleozoicas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas, 6: 96-163, La Plata.
- Andreis, R.R. 1984.** Análisis litofacial de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior?), Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Reunión Anual, Proyecto 211, Paleozoico superior de América del Sur y sus límites, Resúmenes: 28-29, San Carlos de Bariloche.
- Andreis, R.R. y Cladera, G. 1992a.** Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte 1: composición y procedencia de detritos. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 127-134.
- Andreis, R.R. y Cladera, G. 1992b.** Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte 2: emplazamiento tectónico de las áreas de aporte. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 135-142.
- Andreis, R.R. y Japas, S. 1996.** Cuencas Sauce Grande y Colorado. En: Archangelsky, S. (ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias: 45-64, Córdoba.
- Andreis, R.R. y Torres Ribeiro, M. 2003.** Estratigrafía, facies y evolución depositacional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior), Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(2): 137-165.
- Andreis, R.R., Spaletti, L. y Mazzoni, M. 1971.** Sedimentología de la brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses, 65-96, La Plata.
- Andreis, R.R., Lluch, J.J., e Iñíguez Rodríguez, A.M. 1979.** Paleocorrientes y paleoambientes de las formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. VI Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 207-224.
- Andreis, R.R., Archangelsky, S., González, C.R., López-Gamundí, O.R., Sabattini, N., Aceñolaza, F.G., Azcuy, C.L., Cortiñas, J., Cuerda, A.J. y Cúneo, N.R. 1987.** Cuenca Tepuel-Genoa. En:

Archangelsky, S. (ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, 169-196, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Andreis, R.R., Iñiguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.J. y Rodríguez, S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.): Cuencas sedimentarias argentinas. Serie Correlación Geológica, 6: 265-298, San Miguel de Tucumán.

Archangelsky, S., Azcuy, C.L., Césari, S.N., González C.R. y Sabattini N. 1987. Correlación general de biozonas. En: S. Archangelsky (ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), pp. 281-292.

Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., Recio, C., de Barrio, R.E., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Pimentel, M.M., Etcheverry, R.O. y Tassinari, C.G.C. 2017. Geology and petrogenetic considerations of the Loma Marcelo skarn, Neoproterozoic basement of the Ventania System, Argentina. Precambrian Research, 302: 358-380.

Ballivián Justiniano, C.A., Lajoinie, M.F., Recio, C., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Proenza Fernández, J.A., Aiglsperger, T.H., de Barrio, R.E., Curci, M.V. y Lanfranchini, M.E. 2019. Metamorphic evolution of the Loma Marcelo skarn within the geotectonic context of the crystalline basement of the Ventania System (Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 92: 56-76.

Ballivián Justiniano, C.A., Oriolo, S., Basei, M.A.S., Lanfranchini, M.E., Christiansen, R.O., Uriz, N.J., Vázquez Lucero, S.E., del Bono, D.A., Forster, M.A., Etcheverry, R.O., Tassinari, C.G.C., Comerio, M.A. y Prezzi, C.B. 2023. The Gondwanide deformation along the southwestern border of the Río de la Plata Craton: Geochemical and geochronological constraints on ductile shear zones from the Ventania System basement, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 124: 104275.

Bellosi, F.E. y Jalfin, G.A. 1989. Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e Islas Malvinas. En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (eds.), Cuencas sedimentarias argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 221-240, Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Tucumán.

Bonarelli, G. y Pastore, F. 1915. Una cantera de granito cerca de la estación López Lecube (F.C.P.) en el Partido de Villarino (Provincia de Buenos Aires). Anales del Museo de Historia Natural de Buenos Aires, 27: 127-138.

Borradaile, G.J. 2003. Statistics of Earth Science Data: Their Distribution in Time, Space and Orientation. Springer, 351 pp., Berlin.

Borrello, A.V. 1971. Aspectos geosinclinales salientes de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes Bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 21-26, La Plata.

Borrello, A.V., Cingolani, C.A. y Méndez, E.J. 1969. Bosquejo geotectónico del territorio bonaerense y zonas adyacentes. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 91-97, Buenos Aires.

Bravard, A. 1857. Mapa geológico y topográfico de los alrededores de Bahía Blanca. Instituto Geográfico de Buenos Aires. Buenos Aires.

Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 7/8: 819-837, Stuttgart.

Capdevila, A. 1982. El pensamiento vivo de San Martín. Editorial Losada, 121-122, Buenos Aires.

Cingolani, C.A., Berry, C.M., Morel, E. y Tomezzoli, R.N. 2002. Middle Devonian lycopsids from high southern palaeolatitudes of Gondwana (Argentina). Geological Magazine, 139: 641-649.

- Coates, D.A. 1969.** Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, southern Buenos Aires Province, Argentina. En: Amos, A.J. (ed.), Gondwana Stratigraphy, 799-820. UNESCO, Buenos Aires.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1986.** Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2(2): 135-148.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A. 1991.** Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13(7): 743-758.
- Coleman, A.P. 1918.** Permo-Carboniferous Glacial Deposits of South America. *The Journal of Geology* 26: 310324.
- Cucchi, R.J. 1966.** Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21: 71-106.
- Dalla Salda, L., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. y Varela, R. 1992.** Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062, Boulder.
- Darwin, C. 1838.** Geological notes made during a survey of the East and West Coasts of South America in the years 1832, 1833, 1834 and 1835, with an account of a transverse section of the Cordilleras of the Andes between Valparaiso and Mendoza. *Proceedings of the Geological Society of London*, 2, London.
- Delpino, S.H. y Dimieri, L.V. 1992.** Análisis de la deformación sobre las rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del cerro del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. 7° Reunión de Microtectónica, Actas: 53-61, Bahía Blanca.
- Delvaux, D. 2012.** Release of WinTensor 5.9.2 and manual. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium.
- Dias, G. 1988.** Características estructurales del abra de la Ventana y adyacencias. Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(4): 482-492.
- Dimieri, L. 1989.** Plegamiento en las cuarcitas de las formaciones Napostá y Providencia, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Tandil (1985)*, Actas 1: 1031-1045.
- Dimieri, L. y Japas, M. 1986.** Trazas fósiles distorsionadas como indicadoras de la deformación de la Formación Napostá, abras de la Ventana y del Hinojo, Sierras Australes de Buenos Aires. *Tercera Reunión de Microtectónica*, Actas 1: 32-39.
- Dimieri, L., Grecco, L. y Frisicale, C. 1990.** Microestructuras en el granito Aguas Blancas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21: 53-60.
- Dimieri, L., Delpino, S. y Turienzo, M. 2005.** Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*. Cap. VII, 101-118, La Plata.
- Di Nardo, L.R. y Dimieri, L.V. 1984.** Mesoestructuras en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata (inédito)*.
- Di Nardo, L.R. y Dimieri, L.V. 1985.** Mecanismos de fracturación de la masa rocosa en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Segunda Reunión sobre Microtectónica*, Actas: 20-22, Bahía Blanca.
- Di Nardo, L.R. y Dimieri, L.V. 1988.** Mesoestructuras formadas en el campo del comportamiento rígido, Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(2): 140-152.

- Di Pasquo, M., Martínez, M.A., y Freije, H. 2008.** Primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande (Pennsylvaniano–Cisuraliano) en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana*, 45(1): 69-81, Buenos Aires.
- Dickinson, W.R., Beard, S., Brakenbridge, F., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F., Ryberg, P. 1983.** Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 222-235
- Du Toit, A.L. 1926.** The Geology of South Africa. Oliver and Boyd, 463 pp., Edinburgh.
- Du Toit, A.L. 1927.** A geological comparison of South America with South Africa. Publications Carnegie Institute, 381.
- Fischer, M.P. y Jackson, M.P.A. 1999.** Stratigraphic controls on fold-thrust geometries: A case-study from the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21(5): 613-633.
- Fisher, R.A. 1953.** Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217(1130): 295-305.
- Fossen, H. 2016.** Structural Geology (2nd ed.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 524 pp.
- Frakes, L.A. y Crowell, J.C. 1969.** Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1007-1042.
- Furque, G. 1973.** Descripción geológica de la Hoja 34n, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 141: 70 pp., Buenos Aires.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A. 2008.** Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14: 429–450.
- Harrington, H.J. 1947.** Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minas y Geología, Boletín, 61: 43 pp., Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1970.** Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 151-181.
- Harrington, H.J. 1972.** Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (ed.), 1° Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 395-405, Córdoba.
- Harrington, H.J. 1980.** Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 967-983, Córdoba.
- Hauthal, R. 1896.** Contribución al estudio de la geología de la Provincia de Buenos Aires. I. Las sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. *Revista del Museo de La Plata*, 7: 477-489, La Plata.
- Hauthal, R. 1901** Contribuciones al conocimiento de la geología de la provincia de Buenos Aires: I. Excursión a la Sierra de la Ventana. Publicaciones de la Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas, 1: 1-16, La Plata.
- Holmberg, E.L. 1884.** Viajes a las Sierras de Tandil y a la Tinta. 1ª parte. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 5: 1-58, Córdoba.
- Iñíguez Rodríguez, A.M. 1969.** Evolución de los minerales de las arcillas en las formaciones paleozoicas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 397-408, Buenos Aires.
- Iñíguez Rodríguez, A.M. y Andreis, R.R. 1971.** Características sedimentológicas de la Formación Bonete, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Simposio Sierras Australes, Bahía Blanca, 1970. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 103-120, La Plata.

- Japas, M.S. 1988.** Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 359 pp., Buenos Aires (inédito).
- Japas, M.S. 1989.** Las Sierras Australes de Buenos Aires: nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. Actas Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, 203-207, Montevideo.
- Keidel, J. 1910.** Geología de los yacimientos de carbón en la República Argentina. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 7(2).
- Keidel, J. 1912.** Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 9(1).
- Keidel, J. 1916.** La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y los Andes. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 11: 1-78.
- Keidel, J. 1922.** Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 25: 239-368.
- Keidel, J. 1929.** Las relaciones entre Sudamérica y Sudáfrica reveladas por las investigaciones geológicas de las Sierras Australes de Buenos Aires. Universidad Nacional de La Plata, Extensión Universitaria. Conferencias, 3.
- Keidel, J. 1947.** El Precámbrico y el Paleozoico en la Argentina. GAEA, Boletín de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, 1: 47-302, Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O. 1968.** Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires). 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 217-238, Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O. 1975.** Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30: 331-348.
- Limarino, C.O., Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F., Buatois, L.A. y Carrizo, H. 1999.** Paleoambientes sedimentarios de la Formación Sauce Grande (Paleozoico Inferior) en la Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(2): 99-118.
- Lesta, P. y Sylwan, C. 2005.** Cuenca de Claromecó. En: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L. y Vallejo, E.L. (eds.), Frontera Exploratoria de la Argentina, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 217-231, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C.R. 1975.** Ventania. En: Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 79-101, Buenos Aires.
- López-Gamundí, O.R. 1996.** Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío-Pérmico), Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: su significado geotectónico. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 3(1): 1-10.
- López-Gamundí, O.R. 2006.** Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constraints and common characteristics. Journal of South American Earth Sciences, 22: 227-238.
- López-Gamundí, O.R. y Rossello, E.A. 1998.** Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande Basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo Basin-Cape Foldbelt (South Africa) revisited. Geologische Rundschau, 86: 819-834.

- López-Gamundí, O.R., Fildani, A., Weislogel, A. y Rossello, E.A. 2013.** The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 250-258.
- Massabie, A. y Rossello, E. 1984.** La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 337-352, Buenos Aires.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1985a.** Evaluación del acortamiento por kinking en la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de Buenos Aires. Segunda Reunión de Microtectónica, Actas: 35-38, Bahía Blanca.
- Massabie, A. y Rossello, E. 1985b.** Fallamiento de segundo orden en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Reunión sobre Microtectónica, Actas: 17-18, Bahía Blanca.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A. 1986.** Las ritmitas de la Formación Sauce Grande y sus implicancias paleoambientales, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 210-215.
- Massabie, A.C. y Nestiero, O.E. 2005.** La estructura del Grupo Sierras Bayas en el sector norte de las sierras homónimas, noroeste de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1): 185–196.
- Pángaro, F. y Ramos, V.A. 2012.** Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: new pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic South Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37: 162-183.
- Pángaro, F., Ramos, V.A. y Pazos, P.J. 2016.** The Hesperides Basin: a continental-scale Upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*, 28(5): 685-711.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. and Márquez, M. 2006.** Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science, Review* 76: 235-257.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Lopez De Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Fanning, C.M. y Galindo, C. 2014.** The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal Geological Society*, 171: 313-328, London.
- Ramos, V.A. 1984.** Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A. 1988.** Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. 2008.** Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 235-251.
- Ramos, V.A. 2023.** Hans Keidel and Alexander du Toit's relationship and its impact on Wegener's Continental Drift hypothesis. *Geological Society, London, Special Publications* 531: 1-20.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J. 2014.** A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.
- Ramos, V.A., Lovecchio, J.P., Naipauer, M. y Pángaro, F. 2020.** The collision of Patagonia: geological facts and speculative interpretations. *Ameghiniana*, 57(5): 464-479.
- Ramsay, J.G. 1967.** Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, 568 pp., New York.

- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. 1983.** The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press, 289 pp., London.
- Ransone, I.G.D. y De Wit, M.J. 1992.** Preliminary investigations into a microplate model for the South Western Cape. En: De Wit, M.J. y Ransone, I.G.D. (eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa: 257-266, Balkema, Rotterdam.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Tohver, E. y Cawood, P. 2013.** The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin?. Terra Nova, 25(5): 371-378.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E. 2003.** Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. Journal of the Geological Society, 160: 613-628.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Casquet, C., Baldo, E.G., Murra, J.A. y Dahlquist, J.A. 2024.** Late Paleozoic magmatism and foreland deformation associated with opening and closing of marginal basins in the North Patagonian Andes. Gondwana Research 126: 99-123.
- Riggi, A., 1935.** Geología de la Sierra de "Las Tunas" y sus relaciones con las demás sierras australes de la provincia de Buenos Aires. Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 38, Geología, 26: 313-332, Buenos Aires.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C. 1981.** Micro y mesoestructuras en las formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36(3): 272-285.
- Rossello, E. y Massabie, A.C. 1993.** Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(2): 179-187, Buenos Aires.
- Schiller, W. 1930.** Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la provincia de Buenos Aires. Anales del Museo de La Plata, 4: 101 pp., La Plata.
- Sellés Martínez, J. 1987.** La lineación Utracán-Vallimanca, provincias de La Pampa y Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1-2): 213-217.
- Sellés Martínez, J. 1989.** The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): an example of folding in a transpressive environment. Journal of South American Earth Sciences, 2: 317-329.
- Sellés Martínez, J. y Quenardelle, S.M. 1992.** Evidencias microestructurales de deformación progresiva en la Formación Lolén (Devónico de Sierra de la Ventana, Provincia de Buenos Aires). VI Reunión sobre Microtectónica, Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 127-131, Buenos Aires.
- Stach, C., Sánchez, N., y Turienzo, M. 2024.** Análisis de la deformación de las formaciones Napostá y Providencia en la zona de Estancia Funke, sector sudoeste de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Acta Geológica Lilloana, 35(2): 203-242.
- Suero, T. 1957.** Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires). LEMIT, Serie 2, 31 pp., La Plata.
- Suero, T. 1961.** Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, Serie 2: 216, La Plata.
- Suero, T. 1972.** Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, Serie 3: 135-147, La Plata.
- Susena, J.M. 2020.** Movimientos en masa en las sierras de Bravard y Curamalal, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata - Universidad de Cantabria, La Plata / Santander (inédito).

- Tomezzoli, R.N. 1997.** Geología y paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 327 pp. Buenos Aires (inédito).
- Tomezzoli, R.N. 1999.** Edad de la sedimentación y deformación de la Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (37°-39°S, 61°-63°W). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54: 220-228.
- Tomezzoli, R.N. 2001.** Further palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International*, 147: 356-366.
- Tomezzoli, R.N. 2012.** Chilenia y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(2): 222-239.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 1998.** Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 117-129.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O. 2004.** Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 330-340.
- Tomezzoli, R.N., Arzadún, G. y Cristallini, E.O. 2017.** Anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo en la Formación Lolén de edad devónica. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74(3): 326-337.
- Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O., Tickj, H., Arzadún, G., Calvagno, J.M.D., Choque, G., Febbo, B. y Saguas, E. 2023.** Following the steps of CHIPA: Chilenia and Patagonia formed the same drift terrain that collided with the southwest Gondwana margin during the middle Paleozoic. *Frontiers in Earth Science* 11: 1225271.
- University of Alberta. 2023.** Metamorphic Rocks - EAS 421 Structural Geology. Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta. Disponible y consultado el 11/11/2025 en: <https://courses.eas.ualberta.ca/eas421/lecturepages/metam.html>.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Macambira, M.B. y Armstrong, R. 2011.** Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 571-589.
- Varela, R. 1978.** Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(1): 52-62.
- Varela, R., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C.A. 1985.** Estructura y composición geológica de las Sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4): 254-261.
- Vaughan, A.P.M. y Pankhurst, R.J. 2008.** Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research* 13: 150-162.
- von Gosen, W. 1992.** Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Rio San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14: 643-667.
- von Gosen, W. 2003.** Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): Implications for a Patagonia plate. *Tectonics*, 22: 1005.
- von Gosen, W. y Buggisch, W. 1989.** Tectonic evolution of Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina): an outline. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1: 941-958.

- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V. 1990.** Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau*, 79(3): 797-821, Stuttgart.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S. 1991.** Metamorphic and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold-thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356.

Anexo

Estación LA_01

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

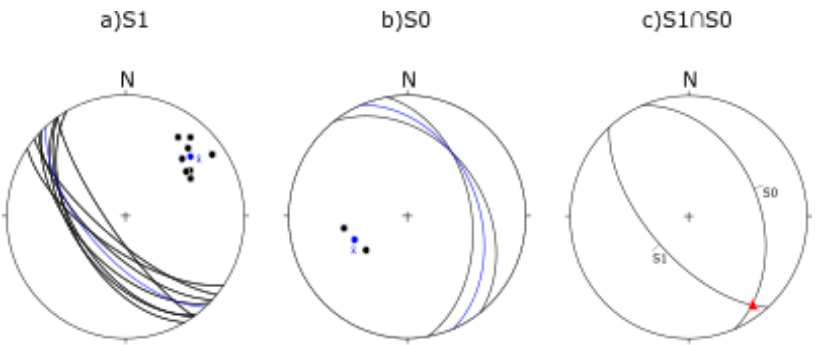


Figura A.1: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_01.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

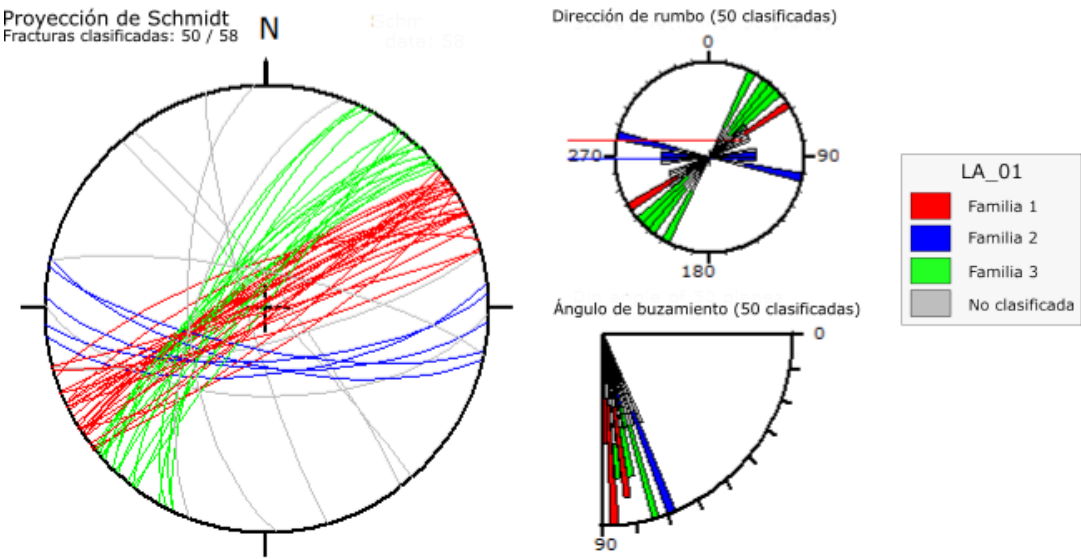


Figura A.2: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_01.

Tabla A.1: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Rojo (1)	Azul (2)	Verde (3)
Orientación ³	87/331	70/183	77/310
Rm (polos)	0.99	0.99	0.98
Ka (polos)	66.1	92.2	62.7

³ Orientación dada con notación de la máxima inclinación

MCA (polos)	9.9°	8.0°	10.1°
b-axes	03/061	67/157	70/259
Rm (b-axes)	0.7	0.84	0.82
Ka (b-axes)	3.3	10.1	5.4
MCA (b-axes)	45.2°	14.8°	34.8°
N	27	5	18
Comentarios	Consistente	Muy bien agrupada	Definida y coherente

Estación LA_02

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

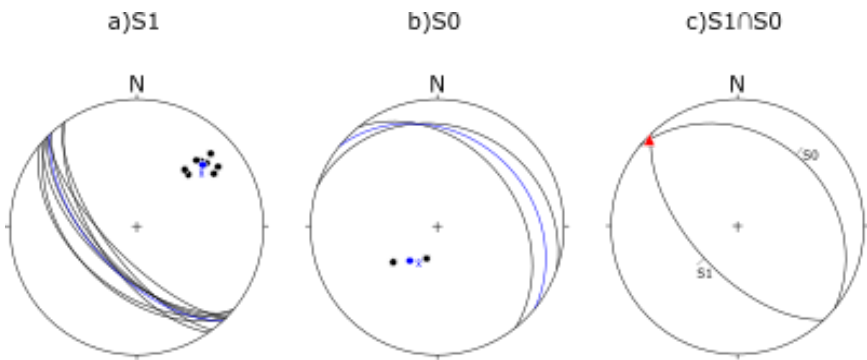


Figura A.3: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_02.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

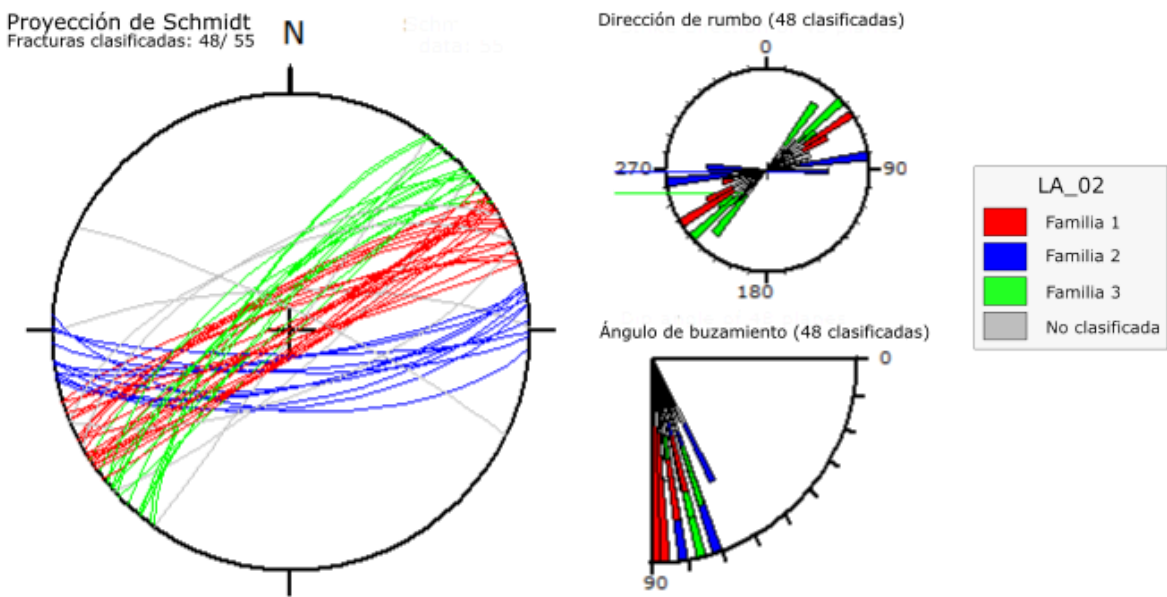


Figura A.4: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_02.

Tabla A.2: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Azul (2)	Verde (3)
Orientación	88/332	73/174	77/316
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	66.8	93.5	82.1
MCA (polos)	9.8°	8.2°	8.8°
b-axes	26/061	06/262	63/022
Rm (b-axes)	0.84	0.84	0.64
Ka (b-axes)	5.9	5.5	2.5
MCA (b-axes)	33.4°	32.5°	50.5°
N	22	11	15
Comentarios	Consistente	Altamente agrupada	Definida y coherente

Estación LA_03

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

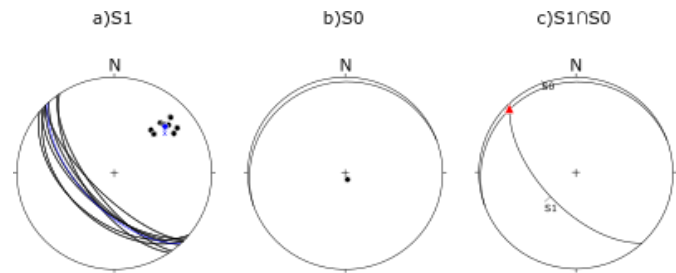


Figura A.5: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_03.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

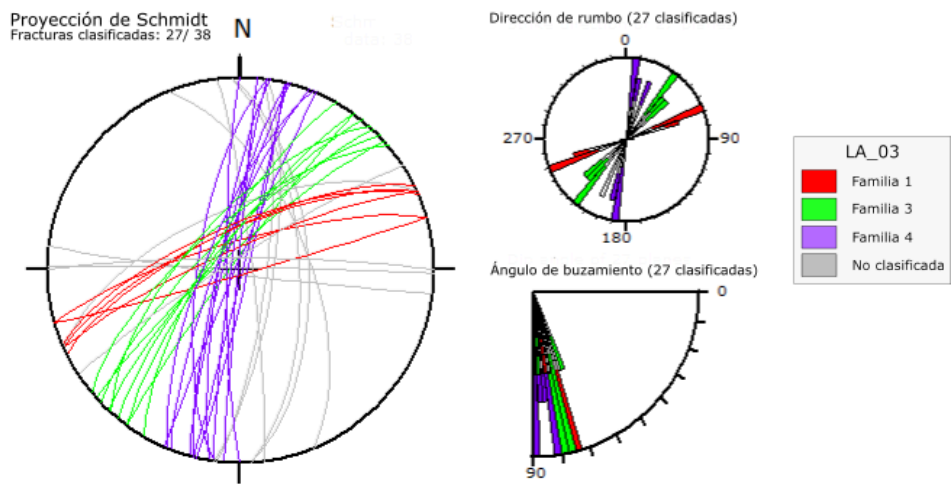


Figura A.6: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_03.

Tabla A.3: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)	Violeta (4)
Orientación	78/338	77/311	84/283
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	91.6	97.9	77.9
MCA (polos)	8.1°	8.0°	9.0°
b-axes	22/253	06/039	59/202
Rm (b-axes)	1	0.54	0.61
Ka (b-axes)	154.3	1.6	2.3
MCA (b-axes)	3.8°	57.2°	52.1°
N	6	9	12
Comentarios	Agrupada pero con pocos datos	Muy bien definida	Grupo disperso

Estación LA_04

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

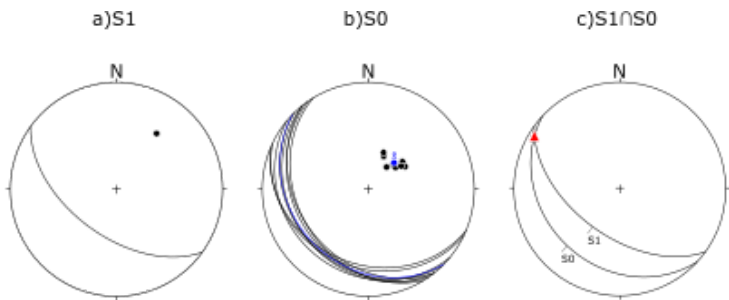


Figura A.7: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_04.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

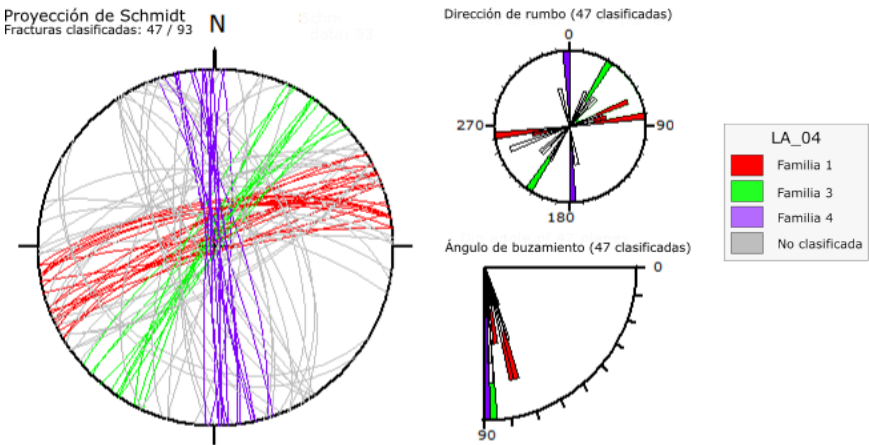
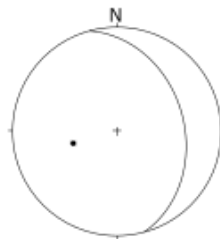


Figura A.9: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_04.

Tabla A.4: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)	Violeta (4)
Orientación	80/342	86/305	88/083
Rm (polos)	0.98	0.99	0.99
Ka (polos)	54.9	88.9	103.3
MCA (polos)	10.8°	8.4°	7.8°
b-axes	56/059	85/286	74/360
Rm (b-axes)	0.76	0.85	0.92
Ka (b-axes)	4.2	6	11.6
MCA (b-axes)	40.1°	31.5°	22.8°
N	20	12	15
Comentarios	Coherente pero más dispersa	Bien definida	Buena concentración y clara

Estación LA_05Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0)**Figura A.10:** Proyección de polos de estratificación (S_0) correspondiente a la estación LA_05.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

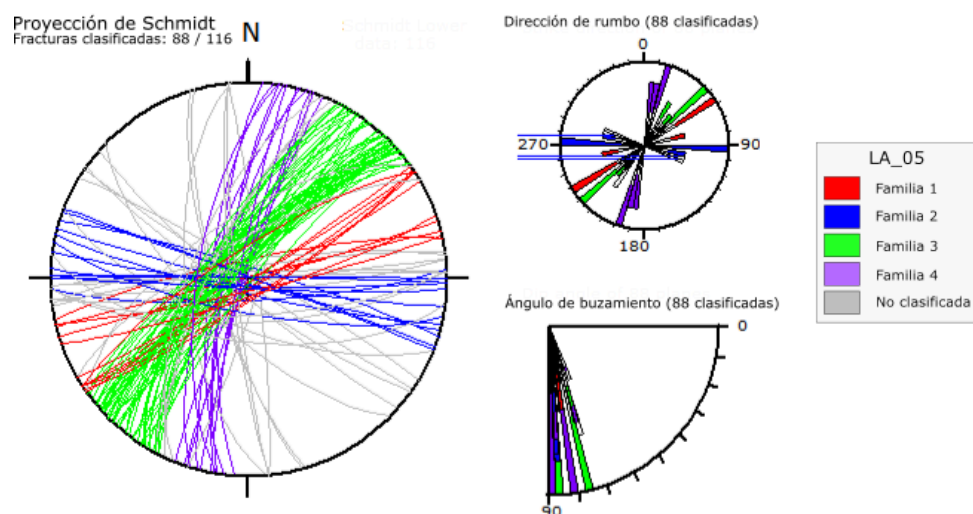
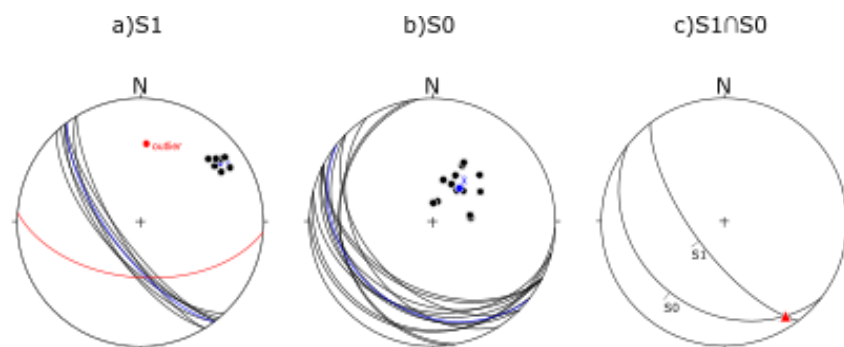
**Figura A11:** Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_05.

Tabla A5: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Azul (2)	Verde (3)	Violeta (4)
Orientación	89/154	88/187	80/311	81/283
Rm (polos)	0.98	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	54.5	71	71.9	9
MCA (polos)	10.8°	9.4°	9.5°	8.2°
b-axes	77/066	75/109	77/267	28/198
Rm (b-axes)	0.81	0.88	0.8	0.94
Ka (b-axes)	5.1	7.6	5	13.5
MCA (b-axes)	35.6°	28.3°	36.8°	20.6°
N	12	14	52	12
Comentarios	Coherente y definida	distribución coherente	Grupo dominante y concentrado	Secundaria pero bien agrupada

Estación LA_06

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

**Figura A12:** a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_06.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

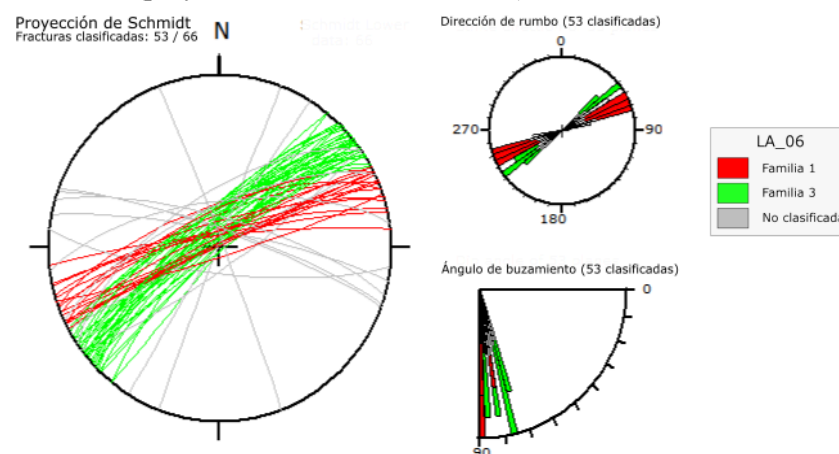
**Figura A.13:** Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_06.

Tabla A.6: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)
Orientación	83/340	81/321
Rm (polos)	0.99	0.99
Ka (polos)	92	104.2
MCA (polos)	8.3°	7.9°
b-axes	49/058	42/043
Rm (b-axes)	0.61	0.81
Ka (b-axes)	2.4	5.1
MCA (b-axes)	52.5°	36.0°
N	18	35
Comentarios	Pequeño grupo, algo disperso	Familia dominante, bien agrupada

Estación LA_07

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0),

**Figura A.14:** Proyección de polos de estratificación (S_0) correspondientes a la estación LA_07.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

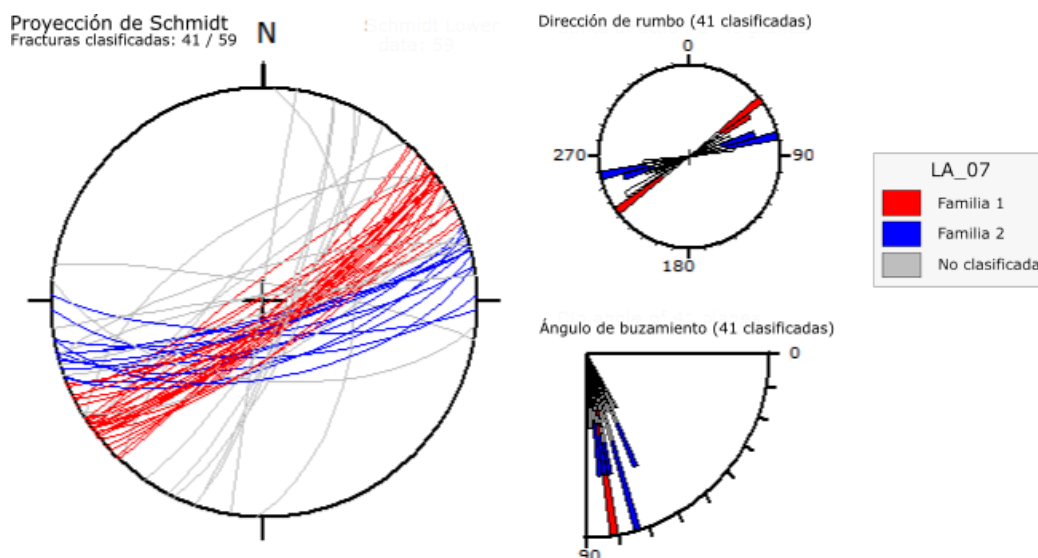
**Figura A.15:** Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_07.

Tabla A.7: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Azul (2)
Orientación	82/145	76/164
Rm (polos)	0.99	0.99
Ka (polos)	95	97.3
MCA (polos)	8.2°	8.1°
b-axes	62/068	25/248
Rm (b-axes)	0.66	0.81
Ka (b-axes)	2.9	4.7
MCA (b-axes)	48.8°	35.7°
N	28	13
Comentarios	Familia dominante	Bien definida, correlación regional azul

Estación LA_08

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

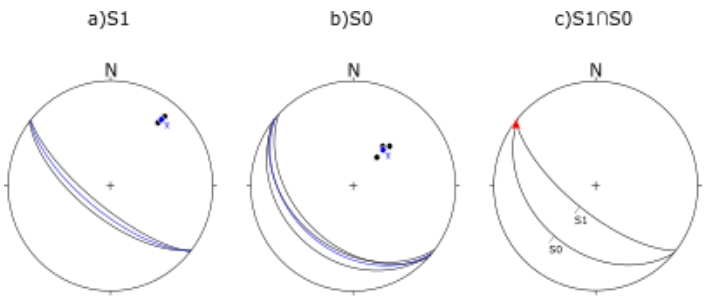


Figura A.16: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

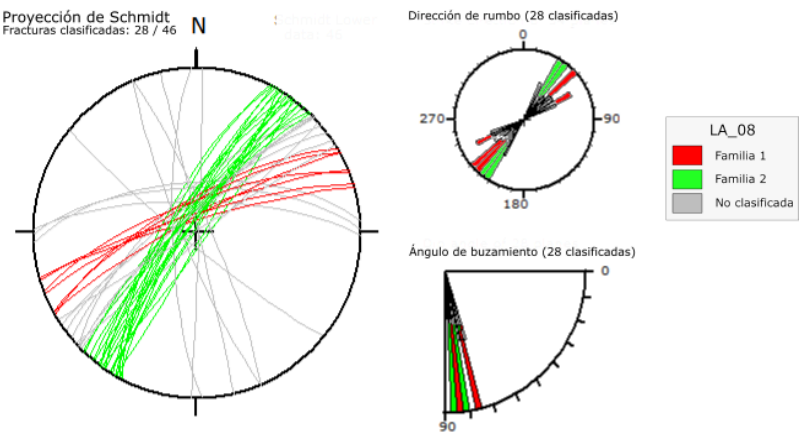


Figura A.17: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_08.

Tabla A.8: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Rojo (1)	Verde (3)
Orientación	79/325	83/304
Rm (polos)	0.99	0.99
Ka (polos)	76.8	124.3
MCA (polos)	9.1°	7.2°
b-axes	76/002	20/218
Rm (b-axes)	0.87	0.76
Ka (b-axes)	6.8	3.9
MCA (b-axes)	30.1°	40.5°
N	13	21
Comentarios	Agrupada y consistente	Familia dominante, coherente

Estación LA_09

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

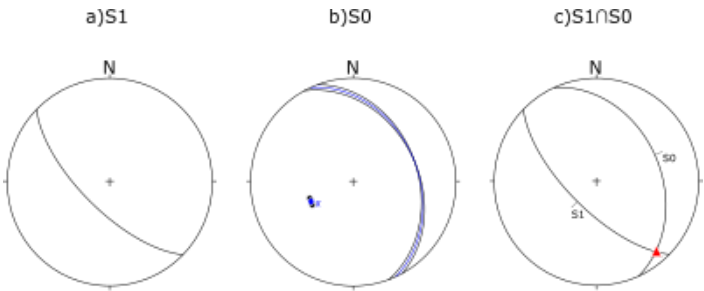


Figura A.18: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_09.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

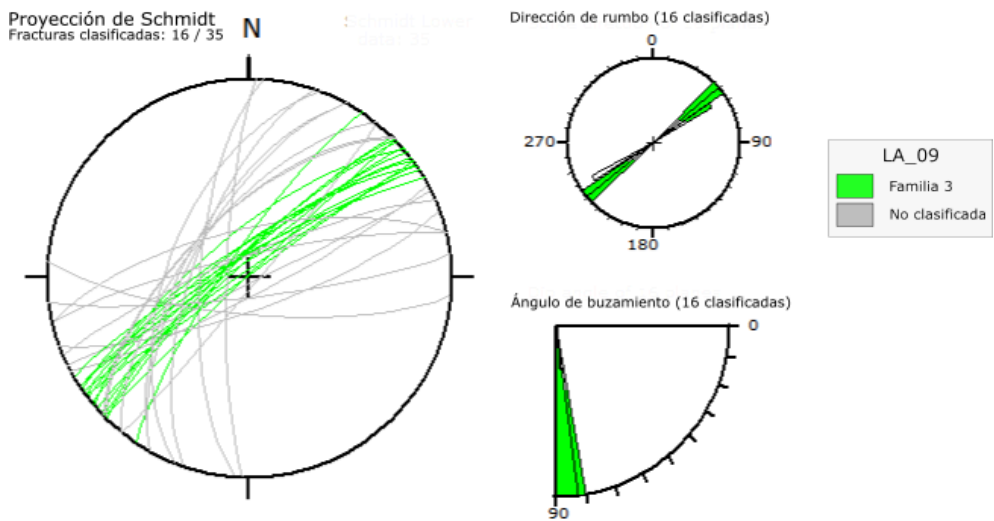


Figura A.19: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_09.

Tabla A.9: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Verde (3)
Orientación	82/321
Rm (polos)	0.99
Ka (polos)	115.9
MCA (polos)	7.4°
b-axes	76/268
Rm (b-axes)	0.79
Ka (b-axes)	4.2
MCA (b-axes)	37.4°
N	16
Comentarios	Muy bien definida

Estación LA_10

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

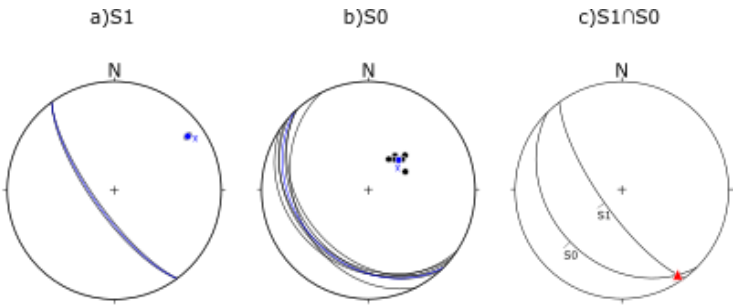


Figura A.20: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_10.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

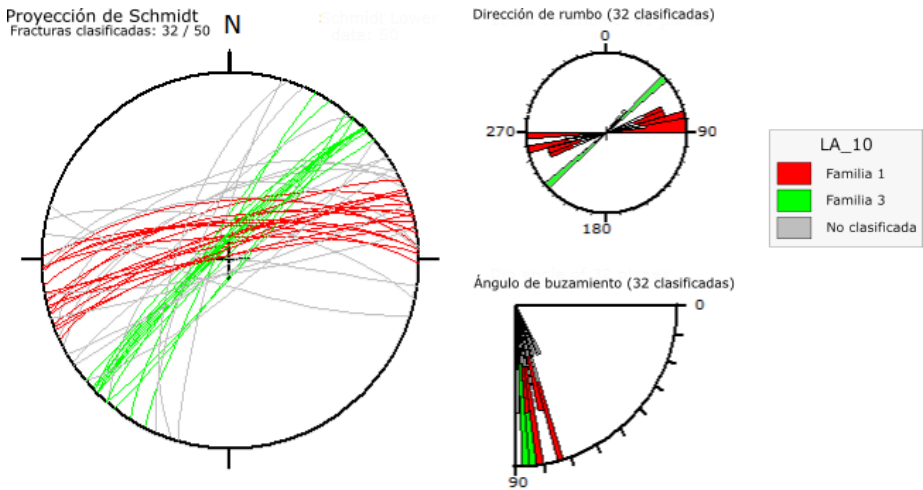


Figura A.21: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_10.

Tabla A.10: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)
Orientación	78/348	84/312
Rm (polos)	0.98	0.99
Ka (polos)	6	116
MCA (polos)	10.0°	7.4°
b-axes	41/068	59/231
Rm (b-axes)	0.79	0.64
Ka (b-axes)	4.7	2.5
MCA (b-axes)	37.4°	49.9°
N	17	15
Comentarios	Leve dispersión, pero coherente con otras rojas	Muy bien definida y agrupada

Estación LA_11

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

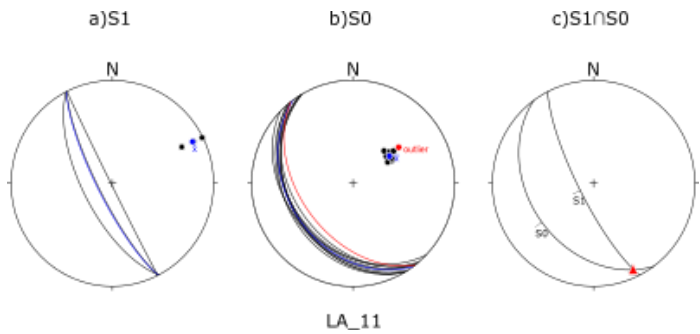


Figura A.22: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_11.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

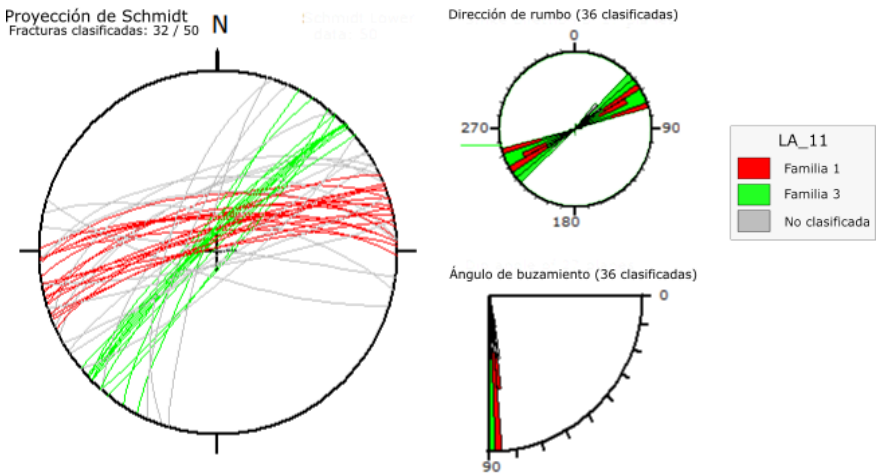


Figura A.23: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_11.

Tabla A.11: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)
Orientación	85/333	90/316
Rm (polos)	0.99	1
Ka (polos)	113.3	311.6
MCA (polos)	7.5°	4.5°
b-axes	77/259	-
Rm (b-axes)	0.95	-
Ka (b-axes)	18.8	-
MCA (b-axes)	17.5°	-
N	13	14
Comentarios	Bien definida y coherente	Fuertemente agrupada

Estación LA_12

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

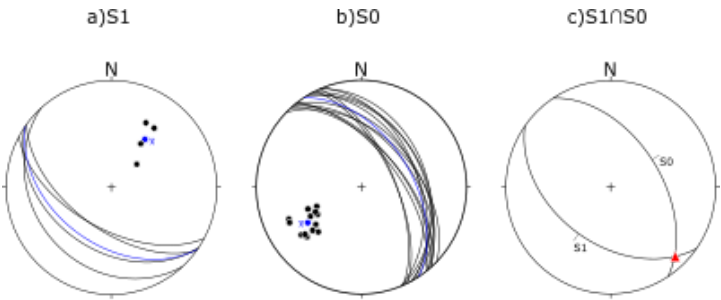


Figura A24: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_12.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

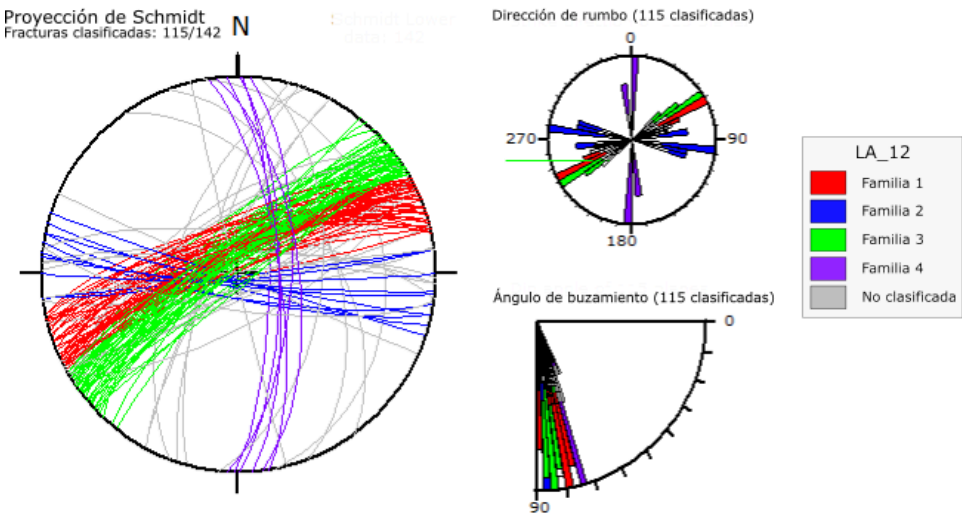


Figura A.25: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_12.

Tabla A.12: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Azul (2)	Verde (3)	Violeta (4)
Orientación	80/338	85/186	82/323	72/087
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99	1
Ka (polos)	108.8	81.8	118.8	187.5
MCA (polos)	7.7°	8.7°	7.4°	5.7°
b-axes	12/066	78/253	32/048	-
Rm (b-axes)	0.75	0.98	0.69	-
Ka (b-axes)	3.9	45.8	3.2	-
MCA (b-axes)	41.8°	10.9°	46.2°	-
N	46	10	53	6
Comentarios	Muy bien agrupada, consistente con roja regional	Coincide con otras estaciones, bien definida	Familia dominante y coherente	Grupo pequeño

Estación LA_13

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

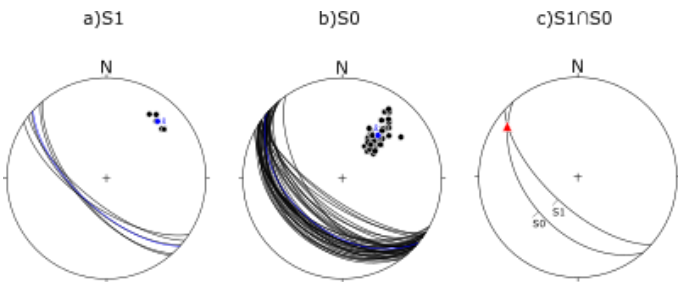


Figura A.26: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_13.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

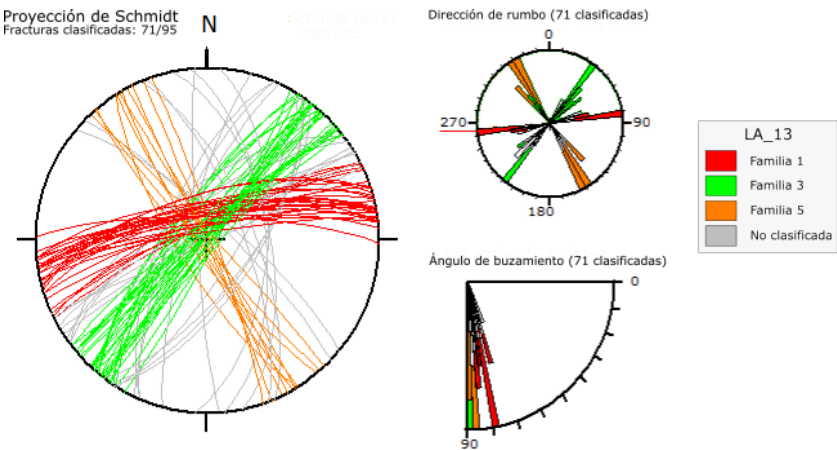


Figura A.27: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_13.

Tabla A.13: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)	Naranja (5)
Orientación	78/347	86/311	88/239
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	95.5	83.8	79.8
MCA (polos)	8.2°	8.8°	8.9°
b-axes	76/012	29/223	63/152
Rm (b-axes)	0.82	0.68	0.8
Ka (b-axes)	5.3	3	4.4
MCA (b-axes)	35.2°	47.5°	37.1°
N	28	32	11
Comentarios	Bien agrupada, consistente con familia roja regional	Coherente y dominante	Agrupación confiable, posiblemente parte de la familia naranja regional

Estación LA_14

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

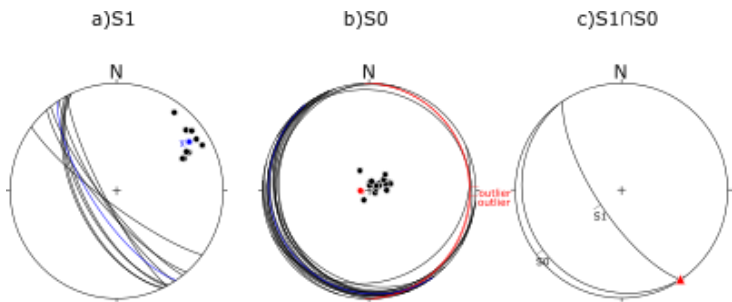


Figura A.28: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_14.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

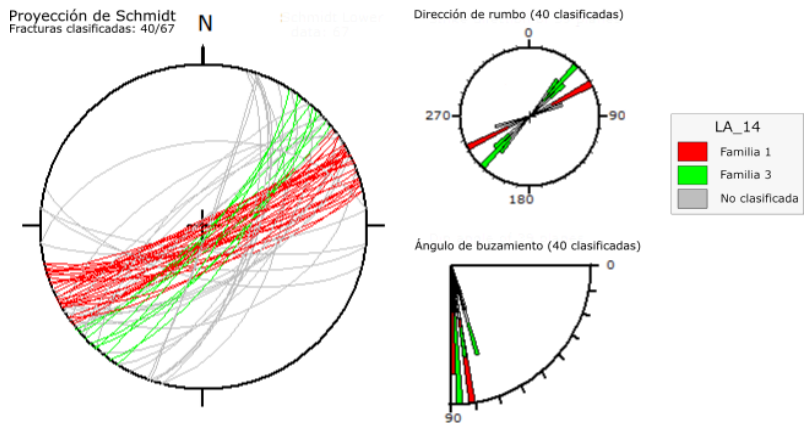


Figura A.29: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_14.

Tabla A.14: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)
Orientación	82/155	80/132
Rm (polos)	0.99	0.99
Ka (polos)	68.8	87.5
MCA (polos)	9.7°	8.4°
b-axes	56/232	54/053
Rm (b-axes)	0.71	0.85
Ka (b-axes)	3.4	5.2
MCA (b-axes)	44.5°	31.8°
N	30	9
Comentarios	Principal familia, bien agrupada	Muy compacta, aunque poco representada

Estación LA_15

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S_0), foliación tectónica (S_1) y ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$)

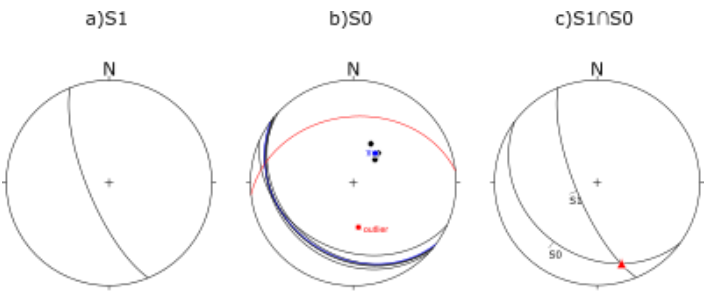


Figura A.30: a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_15.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

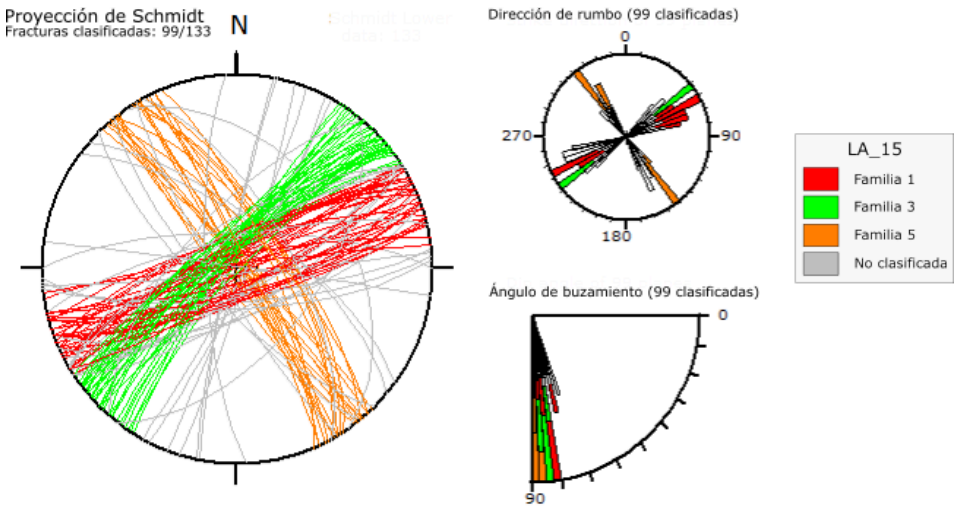
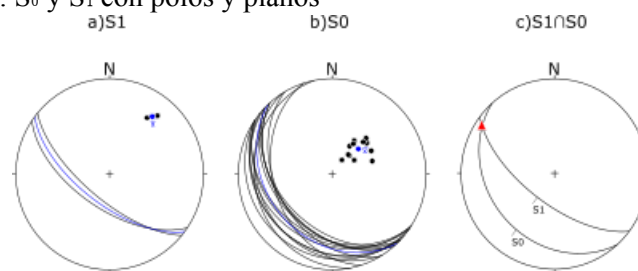


Figura A.31: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_15.

Tabla A.15: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)	Naranja (5)
Orientación	90/337	82/316	83/056
Rm (polos)	0.98	0.99	0.98
Ka (polos)	54.8	105.5	59.5
MCA (polos)	10.9°	7.8°	10.4°
b-axes	26/248	70/023	18/144
Rm (b-axes)	0.77	0.96	0.81
Ka (b-axes)	4.3	24.1	5
MCA (b-axes)	39.5°	16.4°	36.4°
N	37	40	22
Comentarios	Muy bien agrupada y dominante	Compacta, principal familia	Consistente con otras estaciones

Estación LA_16Proyección de Schmidt: S_0 y S_1 con polos y planos**Figura A.32:** a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_16.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

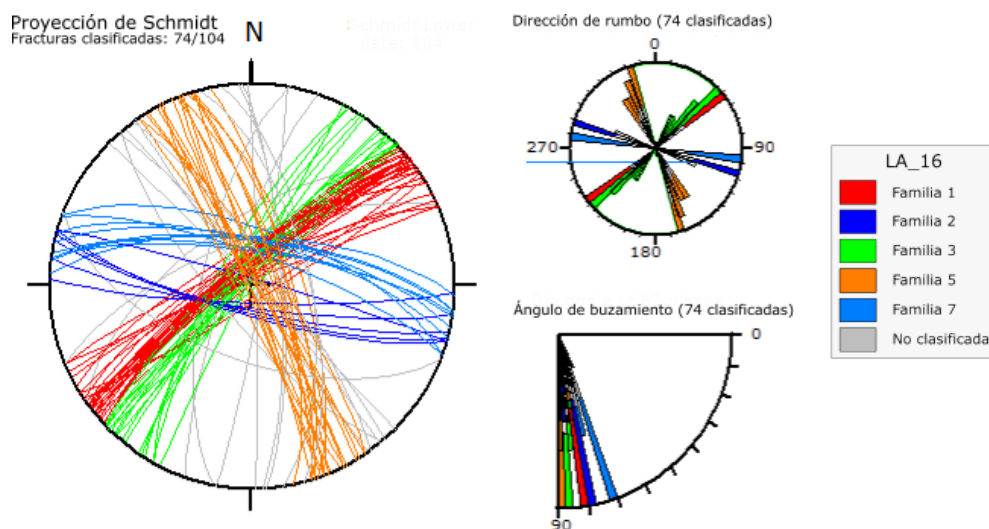
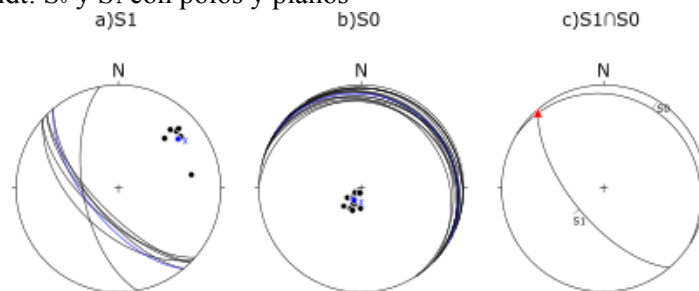
**Figura A.33:** Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_16.

Tabla A.16: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Azul (2)	Verde (3)	Naranja (5)	Celeste (7)
Orientación	83/324	82/192	84/310	84/067	72/011
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	140.3	118.3	111.2	78.3	164.6
MCA (polos)	6.8°	7.1°	7.6°	9.1°	6.1°
b-axes	56/244	27/104	74/241	35/152	70/353
Rm (b-axes)	0.83	0.89	0.94	0.83	0.96
Ka (b-axes)	5.7	0	16.2	5.8	0
MCA (b-axes)	34°	27.2°	19.6°	33.4°	17.2°
N	33	6	19	20	9
Comentarios	Coherente	Compatible con la familia azul regional	Coherente con verde regional	Coherente con naranja regional	Nueva familia confiable

Estación LA_17Proyección de Schmidt: S_0 y S_1 con polos y planos**Figura A.34:** a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_17.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

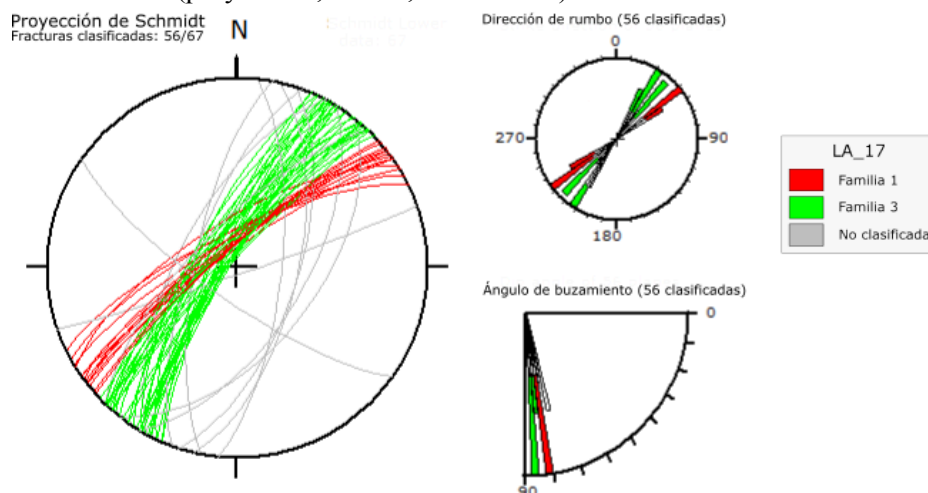
**Figura A.35:** Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_17.

Tabla A.17: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Verde (3)	Roja (1)
Orientación	81/304	79/324
Rm (polos)	0.99	1
Ka (polos)	101	208.9
MCA (polos)	8°	5.5°
b-axes	81/301	54/037
Rm (b-axes)	0.82	0.98
Ka (b-axes)	5.4	14.7
MCA (b-axes)	35.3°	12.2°
N	42	14
Comentarios	Bien agrupada y coherente con la verde regional	Altamente concentrada

Estación LA_18

Proyección de Schmidt de polos de estratificación (S₀)

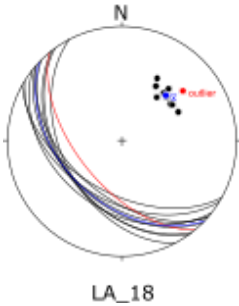


Figura A.36: Proyección de polos de estratificación (S₀) correspondientes a la estación LA_18.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

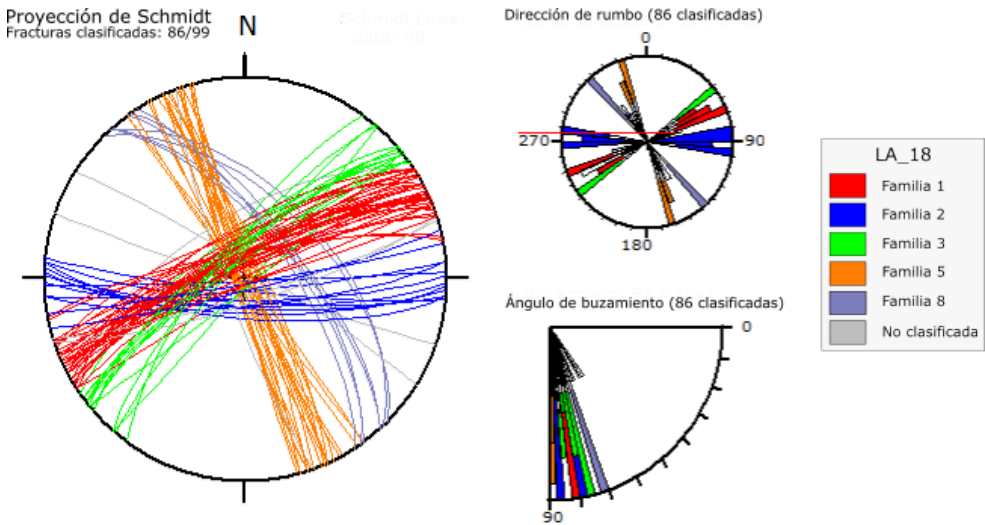
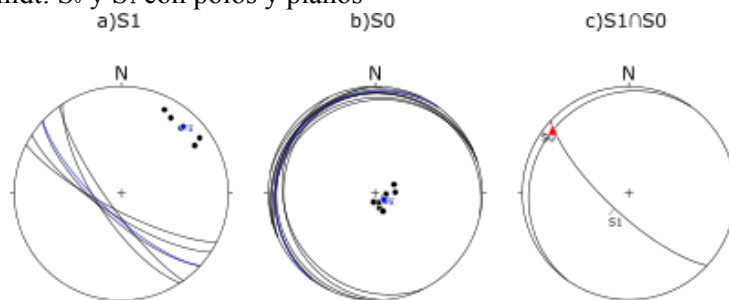


Figura A.37: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_18.

Tabla A.18: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Azul (2)	Verde (3)	Naranja (5)	Lila (8)
Orientación	81/335	82/179	80/318	90/247	66/051
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	111.3	116.4	100.3	126.1	117.3
MCA (polos)	7.6°	7.4°	8°	7.1°	7.2°
b-axes	67/266	62/253	44/039	86/316	20/331
Rm (b-axes)	0.7	0.96	0.7	0.98	0.97
Ka (b-axes)	3.2	20.9	3.1	60.8	19
MCA (b-axes)	45.9°	16.5°	45.2°	10°	13.2°
N	37	13	15	21	7
Comentario	Se alinea con roja regional	Coincide con azul regional	Se alinea con la verde regional	Se alinea con naranja regional	Podría ser nueva familia

Estación LA_19Proyección de Schmidt: S_0 y S_1 con polos y planos**Figura A.38:** a) Foliación tectónica (S_1); b) Proyección de polos de estratificación (S_0); c) Ejes de pliegue ($S_0 \cap S_1$) correspondientes a la estación LA_19.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

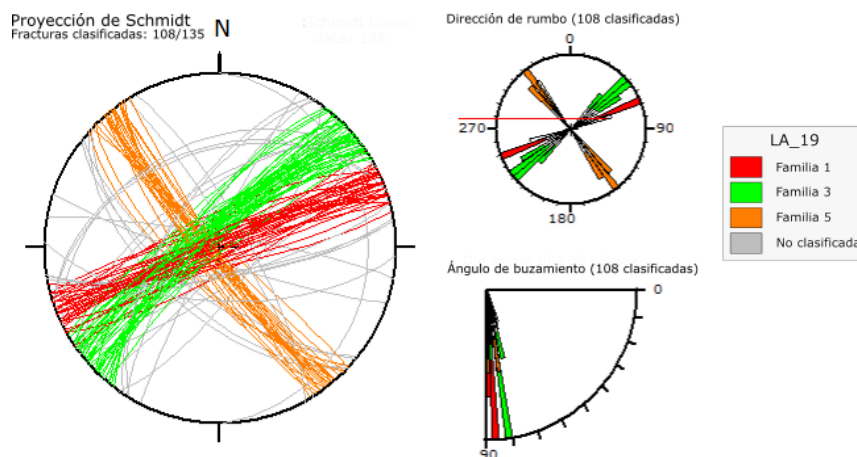
**Figura A.39:** Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_19.

Tabla A.19: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)	Naranja (5)
Orientación	88/338	81/319	83/231
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	119.3	115.2	140.7
MCA (polos)	7.4°	7.5°	6.8°
b-axes	01/248	60/246	19/143
Rm (b-axes)	0.77	0.72	0.86
Ka (b-axes)	4.2	3.5	6.7
MCA (b-axes)	39.6°	44.2°	30.9°
N	35	48	25
Comentarios	Agrupada, muy cercana a las rojas regionales	Muy bien concentrada, con clara continuidad verde regional	Coherente con la familia naranja

Estación LA_20

Proyección de Schmidt de la foliación tectónica (S₁)

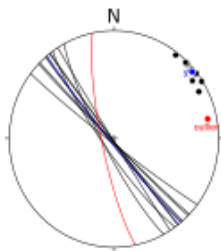


Figura A.40: Foliación tectónica (S₁) correspondientes a la estación LA_20.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

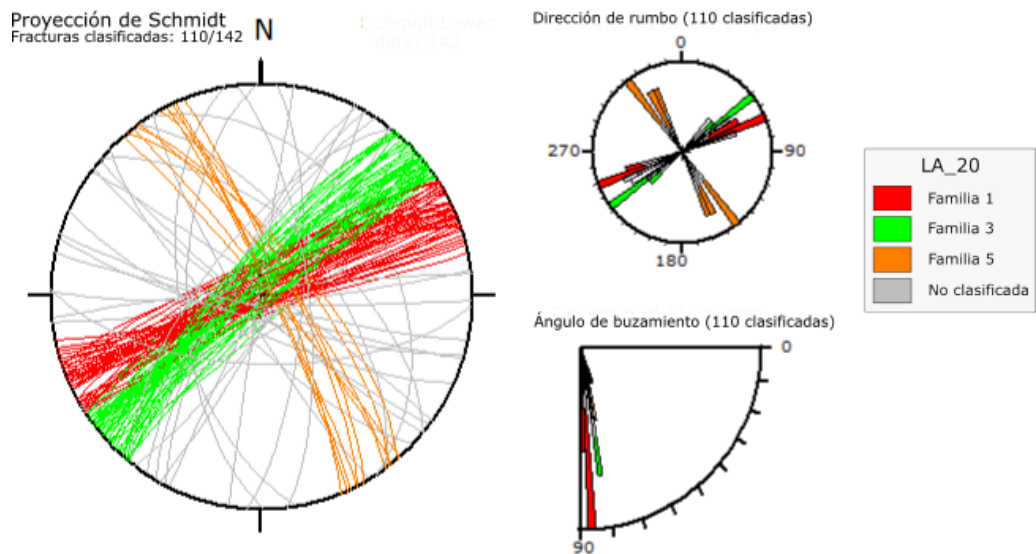


Figura A.41: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_20.

Tabla A.20: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)	Naranja (5)
Orientación	88/336	85/318	81/059
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	104.2	112	86.5
MCA (polos)	7.9°	7.6°	8.5°
b-axes	46/248	35/232	66/347
Rm (b-axes)	0.86	0.81	0.81
Ka (b-axes)	7.1	5.3	4.5
MCA (b-axes)	30.7°	35.6°	36°
N	46	53	11
Comentarios	Bien definida, con fuerte concentración	Muy agrupada, típica verde regional	Pequeño grupo pero coherente

Estación LA_21

Proyección de Schmidt: S₀ y S₁ con polos y planos

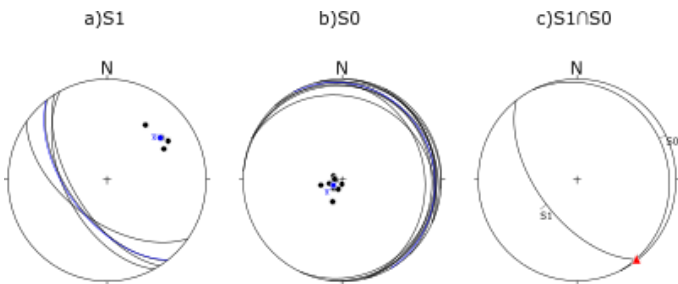


Figura A.42: a) Foliación tectónica (S₁); b) Proyección de polos de estratificación (S₀); c) Ejes de pliegue (S₀ ∩ S₁) correspondientes a la estación LA_21.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

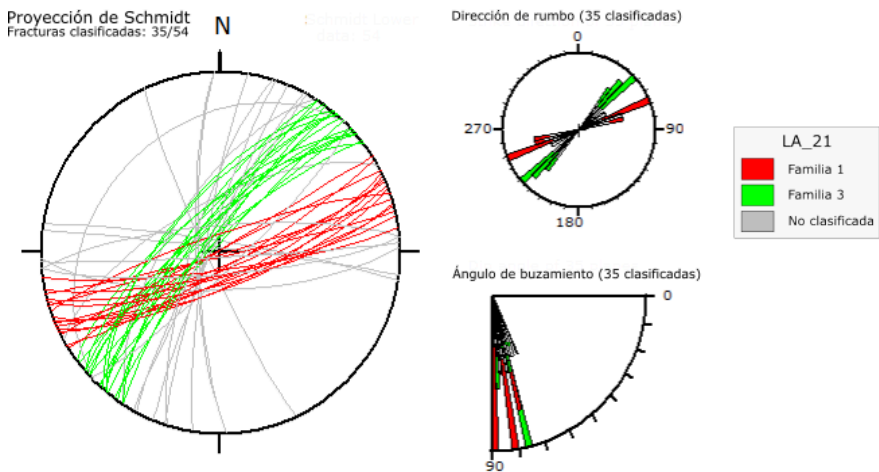


Figura A.43: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_21.

Tabla A.21: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Roja (1)	Verde (3)
Orientación	83/159	77/313
Rm (polos)	0.99	0.99
Ka (polos)	73.4	89.6
MCA (polos)	9.3°	8.5°
b-axes	84/173	59/019
Rm (b-axes)	0.64	0.66
Ka (b-axes)	2.6	2.8
MCA (b-axes)	50.4°	48.5°
N	16	19
Comentarios	Agrupación clara, aunque más dispersa en b-axes	Buena coherencia, se alinea con tendencias regionales

Estación LA_22

Proyección de Schmidt: S₀ y S₁ con polos y planos

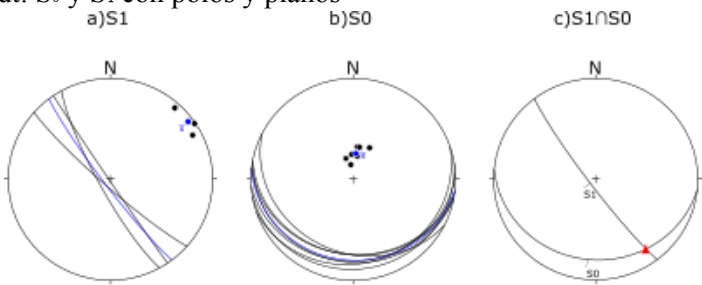


Figura A.44: a) Foliación tectónica (S₁); b) Proyección de polos de estratificación (S₀); c) Ejes de pliegue (S₀ ∩ S₁) correspondientes a la estación LA_22.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

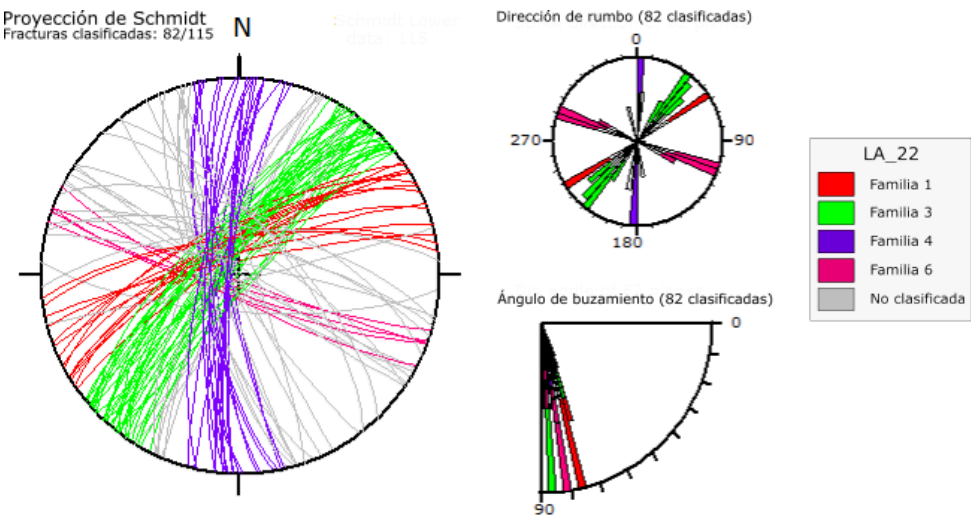


Figura A.45: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_22.

Tabla A.22: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Rosa (6)	Violeta (4)	Verde (3)	Roja (1)
Orientación	84/200	81/272	81/310	76/336
Rm (polos)	1	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	297.5	74.3	68.8	69
MCA (polos)	4.5°	9.3°	9.7°	9.6°
b-axes	-	78/228	59/019	84/173
Rm (b-axes)	-	0.91	0.75	0.92
Ka (b-axes)	-	11	4	12.7
MCA (b-axes)	-	24.3°	41.5°	22.3°
N	5	22	39	16
Comentarios	Coincide con la familia rosa de LA_25	Definida y coherente con la familia violeta regional	Muy buena concentración, típica verde regional	Agrupación clara

Estación LA_23

Proyección de Schmidt: S₀ y S₁ con polos y planos

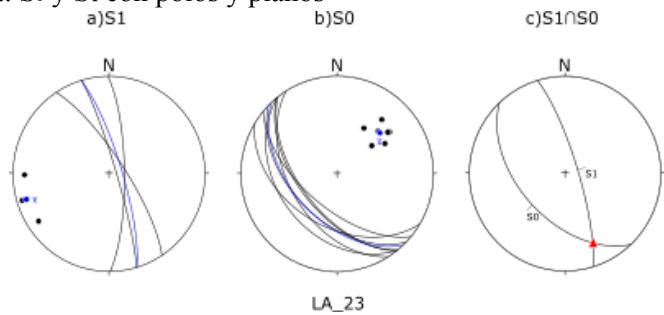


Figura A.46: a) Foliación tectónica (S₁); b) Proyección de polos de estratificación (S₀); c) Ejes de pliegue (S₀ ∩ S₁) correspondientes a la estación LA_23.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

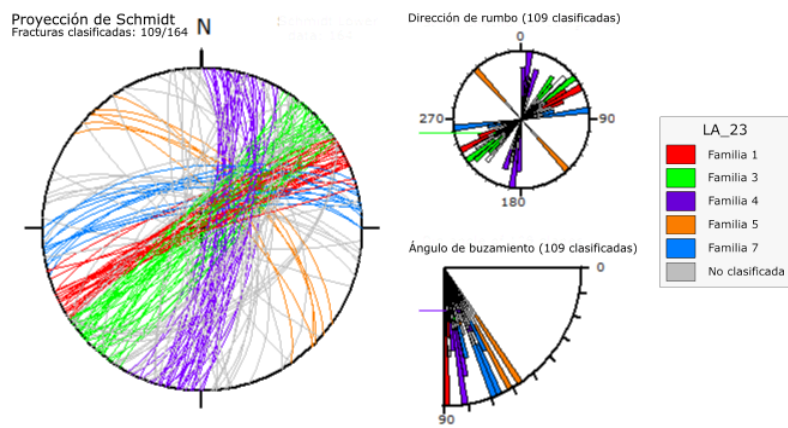


Figura A.47: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_23.

Tabla A.23: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Celeste (7)	Naranja (5)	Violeta (4)	Verde (3)	Roja (1)
Orientación	69/352	62/045	77/102	89/136	85/333
Rm (polos)	0.99	0.99	0.98	0.98	0.99
Ka (polos)	102.5	89.1	65.1	57.4	130.4
MCA (polos)	7.9°	8.2°	10°	10.6°	7°
b-axes	04/080	25/328	34/183	18/225	56/056
Rm (b-axes)	0.78	0.9	0.71	0.67	0.63
Ka (b-axes)	3.8	3.3	3.5	3	2.5
MCA (b-axes)	38.7°	25.8°	44.4°	48.1°	51.3°
N	13	6	29	36	25
Comentario	Se alinea con la familia azul regional	Grupo pequeño	Bien definida	Se alinea con valores típicos verdes	Se alinea con la familia roja

Estación LA_24

Proyección de Schmidt: S₀ y S₁ con polos y planos

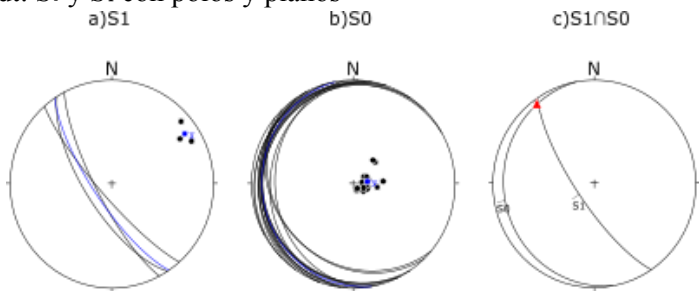


Figura A.48: a) Foliación tectónica (S₁); b) Proyección de polos de estratificación (S₀); c) Ejes de pliegue (S₀ ∩ S₁) correspondientes a la estación LA_24.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

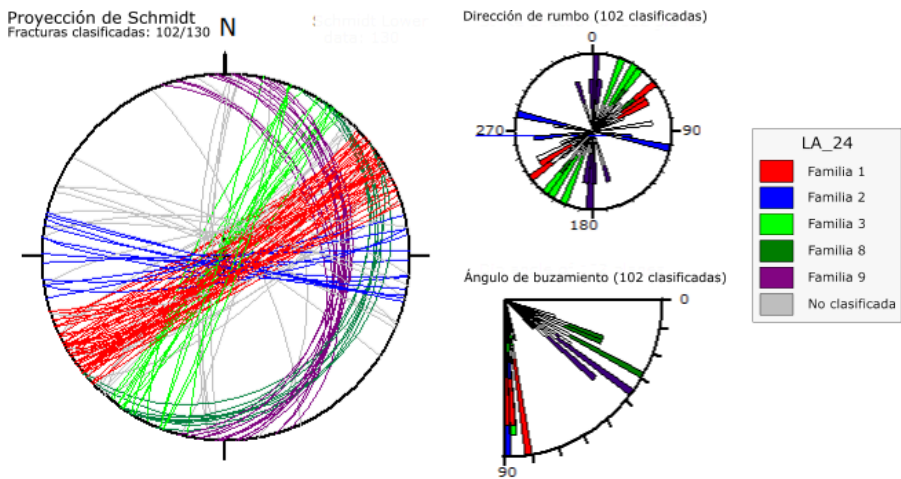


Figura A.49: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_24.

Tabla A.24: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Violeta Oscuro	Verde oscuro (8)	Verde (3)	Azul (2)	Roja (1)
Orientación	38/088	24/126	89/298	86/182	86/147
Rm (polos)	0.99	1	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	97.3	225.6	72.3	65.8	74.5
MCA (polos)	8.1°	5.2°	9.4°	9.8°	9.4°
b-axes	33/121	-	85/004	86/184	33/235
Rm (b-axes)	0.98	-	0.83	0.97	0.64
Ka (b-axes)	38.8	-	5.6	27.7	2.8
MCA (b-axes)	12.3°	-	34°	14.8°	50°
N	13	8	17	12	52
Comentario	Posible deformación local	Bien definida	buena concentración	Se alinea con la familia azul regional	Bien definida

Estación LA_25

Proyección de Schmidt: S₀ y S₁ con polos y planos

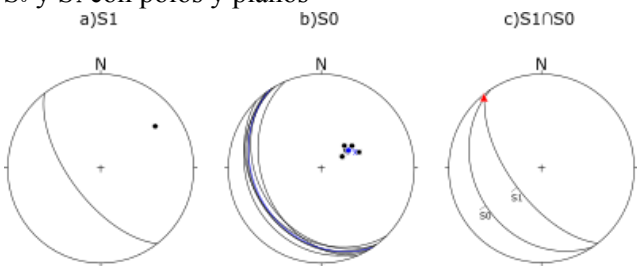


Figura A.50: a) Foliación tectónica (S₁); b) Proyección de polos de estratificación (S₀); c) Ejes de pliegue (S₀ ∩ S₁) correspondientes a la estación LA_25.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

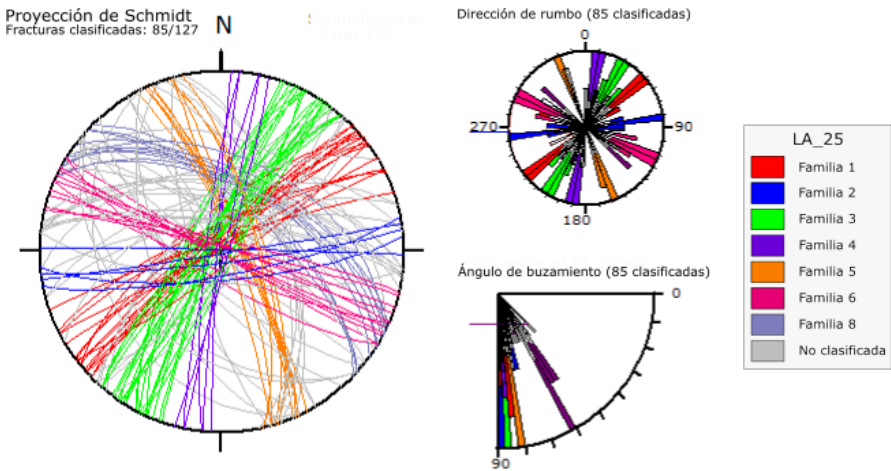


Figura A.51: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_25.

Tabla A.25: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Lila (8)	Rosa (6)	Naranja (5)	Violeta (4)	Verde (3)	Azul (2)	Roja (1)
Orientación	58/033	89/203	79/069	88/279	84/301	84/174	84/324
Rm (polos)	0.99	0.99	0.99	1	0.99	0.99	0.99
Ka (polos)	98.6	110.3	148.8	205.6	79.9	127.1	85
MCA (polos)	8°	7,5°	6,5°	5,4°	9°	6,8°	8,7°
b-axes	44/339	53/291	27/156	-	77/000	34/090	77/026
Rm (b-axes)	0.96	0.96	0.82	-	0.69	0.98	0.83
Ka (b-axes)	23.3	20.8	0	-	3.2	0	5.5
MCA (b-axes)	15,5°	16°	34,5°	-	46,3°	10,8°	34°
N	11	11	11	6	24	5	17
Comentario	Muy concentrada clara diferenciación						

Estación LA_26

Proyección de Schmidt de la foliación tectónica (S₁)
a)S1

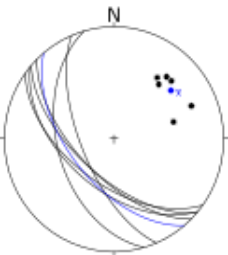


Figura A.52: Foliación tectónica (S₁) correspondientes a la estación LA_26.

Clasificación de fracturas (proyección, rumbo, buzamiento)

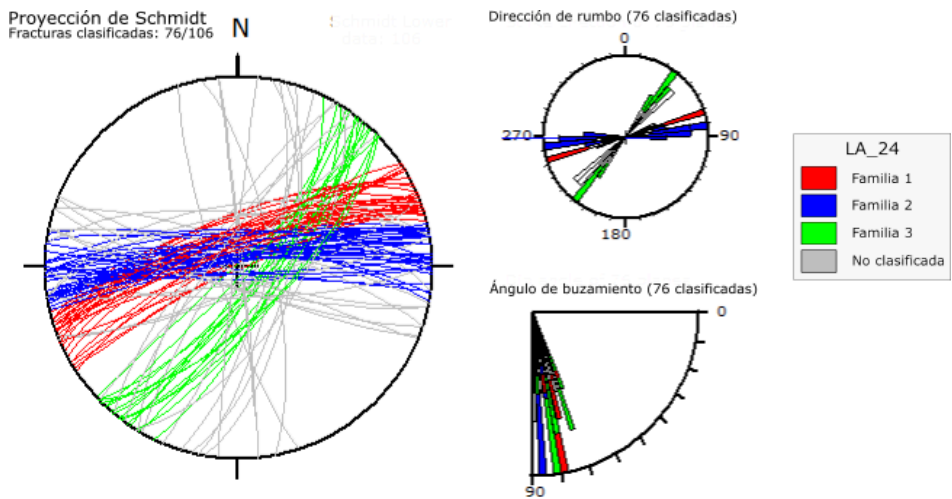


Figura A.53: Fracturas clasificadas en familias para la estación LA_26.

Tabla A.26: Estadísticas de familias de fractura

Familia	Verde (3)	Azul (2)	Roja (1)
Orientación	78/129	89/189	79/338
Rm (polos)	0.99	0.98	0.99
Ka (polos)	90.2	100.4	95.7
MCA (polos)	8.4°	8°	8.2°
b-axes	06/040	76/290	39/059
Rm (b-axes)	0.72	0.76	0.85
Ka (b-axes)	3.4	4.1	6.4
MCA (b-axes)	43.6°	40.7°	32°
N	17	32	27
Comentarios	Compacta	Posible continuidad regional	Bien definida; típica orientación regional