



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**Controles estructurales en el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos
durante el desarrollo de la Faja plegada y corrida de Malargüe,
Mendoza.**

Tesis presentada para optar por el título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires en el
área de Ciencias Geológicas

Angélica Anahi Benítez

Director de tesis: Dr. Diego Winocur

Consejero de Estudios: Dr. Andrés Folguera

Lugar de trabajo: Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales, Universidad de Buenos Aires (FCEN-UBA).

Buenos Aires, 2025

Fecha de defensa: 12/12/2025

Controles estructurales en el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos durante el desarrollo de la Faja plegada y corrida de Malargüe, Mendoza.

RESUMEN

Comprender y predecir cómo los diques y filones capa se propagan, se conectan y finalmente se detienen en la corteza superior en orógenos compresivos sigue siendo un desafío, especialmente en secuencias estratificadas, donde la herencia estructural y la deformación inelástica de la roca de caja pueden desviar el comportamiento idealizado de fractura hidráulica en medios puramente elásticos. Esta tesis aborda estos controles utilizando la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM; Mendoza, Argentina) como laboratorio natural, con el objetivo de cuantificar el papel de la evolución del estado de esfuerzos, la herencia estructural y la estratigrafía mecánica en el emplazamiento subvolcánico. El estudio combina: (i) relevamiento detallado en campo de fracturas, fallas y cuerpos intrusivos, incluyendo geometrías y contactos intrusivo-roca hospedante; (ii) un flujo reproducible en MATLAB, basado en clusterización y estadística direccional, para sintetizar el patrón de fracturas y derivar una cronología relativa mediante relaciones de corte; (iii) modelos análogos estratificados con contrastes de competencia, con y sin compresión; y (iv) modelado numérico que explora sistemáticamente la orientación de σ_1 , la relación de esfuerzos (R) y la sobrepresión magmática normalizada (R'), evaluando la tendencia al deslizamiento (Ts) y a la dilatancia (Td) sobre los planos medidos. Ambos anticlinales analizados (Los Blancos y Torrecillas) exhiben una arquitectura de fracturas consistente, integrada por familias oblicuas NO-SE y NE-SO, una familia transversal E-O y una familia longitudinal N-S. Las relaciones de corte y los fold tests indican que las familias oblicuas son mayormente preplegamiento, mientras que la familia longitudinal se desarrolla durante el crecimiento del pliegue y persiste en su etapa final. A escala regional, la secuencia estructural registra un pasaje progresivo desde fracturación NO, E y NNE (Cretácico tardío-Eoceno), a fracturación NE (Oligoceno), y finalmente a dominancia de fracturas E y N (Mioceno). Las inversiones de esfuerzos para el Mioceno arrojan un σ_1 subhorizontal NE-ENE y conmutaciones locales σ_2 - σ_3 , las cuales generan “ventanas” tensionales transitorias durante la etapa de acortamiento paralelo a capas y habilitan el emplazamiento coetáneo de diques verticales y filones capa

subhorizontales. La estratigrafía mecánica ejerce un control de primer orden sobre la morfología y propagación de los filones capa: unidades competentes (calizas) favorecen geometrías frágiles escalonadas, mientras que niveles menos competentes (pelitas) promueven morfologías redondeadas dominadas por cizalla, con despegues locales y acortamiento del hospedante. Interfaces de alto contraste desvían con frecuencia diques ascendentes hacia filones capa, y los corrimientos activos y núcleos anticlinales focalizan el ascenso magmático, favoreciendo lacolitos de gran extensión lateral. Los modelos análogos reproducen estos comportamientos y el modelado numérico indica que sobrepresiones moderadas son suficientes para reabrir discontinuidades favorablemente orientadas. En conjunto, la tesis aporta un marco cuantitativo y reproducible para evaluar la viabilidad de intrusión en fajas plegadas y corridas compresivas, y clarifica el acoplamiento de controles en el emplazamiento subvolcánico.

Palabras clave: controles estructurales; emplazamiento magmático; diques; filones capa; fracturas naturales.

Structural controls on subvolcanic emplacement during the development of the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza

ABSTRACT

Predicting how dykes and sills propagate, connect and ultimately become arrested in compressional orogens remains challenging, particularly in mechanically layered successions where inherited discontinuities and inelastic host-rock deformation can overprint idealised elastic hydraulic-fracture behaviour. This thesis addresses these controls using the Malargüe Fold and Thrust Belt (FPCM; Mendoza, Argentina) as a natural laboratory to quantify the roles of stress evolution, structural inheritance and mechanical stratigraphy in subvolcanic emplacement. The study combines: (i) detailed field mapping of fractures, faults and intrusive bodies, including intrusion geometries and intrusion–host-rock contacts; (ii) a reproducible MATLAB workflow based on clustering and directional statistics to summarise fracture patterns and derive a relative chronology from cross-cutting relationships; (iii) stratified analogue experiments with contrasting mechanical competence, conducted with and without compression; and (iv) numerical modelling that systematically varies σ_1 orientation, the stress ratio (R) and normalised magma overpressure (R'), evaluated through slip tendency (Ts) and dilation tendency (Td) on measured planes. Both anticlines analysed (Los Blancos and Torrecillas) display a consistent fracture architecture comprising oblique NW and NE sets, a transverse E set and a longitudinal N–S set. Cross-cutting relationships and fold tests indicate that the oblique sets are predominantly pre-folding, whereas the longitudinal set develops during fold growth and persists after fold tightening. At the regional scale, the structural sequence records a progressive shift from Late Cretaceous–Eocene NW/E/NNE fracturing to Oligocene NE fracturing, and finally to Miocene dominance of E and N fractures. Miocene stress inversions yield a NE–ENE, subhorizontal σ_1 and local σ_2 – σ_3 permutations, generating transient tensional “windows” during layer parallel shortening that enable coeval emplacement of vertical dykes and subhorizontal sills. Mechanical stratigraphy exerts a first-order control on sill morphology and propagation: competent limestone units favour brittle, step-like geometries, whereas weaker mudstone/shale levels promote shear-dominated, rounded morphologies with local detachments and host-rock shortening. High-

contrast interfaces commonly deflect ascending dykes into sills, while active thrust faults and anticlinal cores focus magma ascent and favour laterally extensive laccolith development. Analogue experiments reproduce these behaviours, and numerical results indicate that moderate overpressures are sufficient to reopen favourably oriented discontinuities without requiring excessive lithostatic pressures. Overall, the thesis provides a quantitative, reproducible framework to assess intrusion viability in compressional fold-and-thrust belts and clarifies the coupled controls on subvolcanic emplacement.

Keywords: structural controls; magmatic emplacement; dykes; sills; natural fractures.

Índice de contenido

Índice de contenido	i
Índice de Figuras	vii
Índice de Tablas	xxii
1.Introducción	1
1.1. Problema de investigación, hipótesis y enfoque metodológico	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Ubicación y accesos al área de estudio	3
1.4. Estructura de la Tesis	4
2. Marco geológico	6
2.1. Marco tectónico evolutivo regional	6
2.1.1. Ciclos tectónicos Gondwánico y Pre-ándico	7
2.1.2. Ciclo tectónico Ándico	9
2.2. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca Neuquina en la faja plegada y corrida de Malargüe	10
2.2.1. Estratigrafía mesozoica de la cuenca Neuquina	11
2.2.2. Estratigrafía sinorogénica cenozoica	23
2.3. Magmatismo cenozoico en la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35° y 36°S ..	25
2.3.1. Aportes de este trabajo: cartografía y geocronología U-Pb	29
3. Conceptos estructurales e introducción a los mecanismos de emplazamiento en la corteza superior	32
3.1. Consideraciones para el estudio estructural	32
3.1.1. Análisis de tendencia al deslizamiento y la dilatación	34
3.1.2. Etapas de deformación de una faja plegada y corrida	35
3.2. Introducción a los mecanismos de emplazamiento magmático en la corteza superior ...	39

3.2.1. Introducción	39
3.2.2. Geometría de intrusiones ígneas someras	40
3.2.2.1. Evolución geométrica	41
3.3. Factores de control en el emplazamiento	41
3.3.1. Propiedades del magma	41
3.3.2. Roca de caja y comportamiento reológico	42
3.3.3. Influencia del campo de esfuerzos regional	42
3.3.4. Estructuras preexistentes y presión magmática	43
3.4. Mecanismos de propagación y emplazamiento	44
3.4.1. Modelos elásticos	44
3.4.2. Modelos inelásticos	45
3.4.3. Procesos de fluidización	46
4. Metodología estructural	47
4. Metodología estructural	47
4.1. Relevamiento de datos en campo	48
4.2. Análisis de fracturas en rocas sedimentarias y filones capa	49
4.3. Análisis cinemático de fallas y vetas asociadas	51
4.4. Inversión del campo de esfuerzos a partir de fallas	51
4.5. Análisis de tendencia al deslizamiento y la dilatación	52
5. Análisis del patrón de estructuras en el anticlinal Los Blancos	54
5.1. Introducción	54
5.2. Estructura de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 35°10' S	55
5.2.1. Anticlinal Los Blancos	57
5.3. Resultados	60
5.3.1. Fracturas en rocas sedimentarias	60
5.3.2. Fracturas en filones capa	69
5.3.3 Mesoestructuras	74
5.3.4 Falla Río Salado	77
5.4. Cronología relativa de estructuras	78
5.4.1. Fracturas y meso estructuras en la secuencia sedimentaria: relaciones temporales ..	78

5.4.2. Fracturas en el filón capa: diaclasas de enfriamiento vs. fracturas tectónicas	80
5.5. Discusión e integración: evolución del campo de esfuerzos y el fracturamiento	81
6. Análisis del patrón de estructuras en el anticlinal Torrecillas	85
6.1 Estructura de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 35°30' S	85
6.2 Anticlinal Torrecillas	87
6.3 Resultados	90
6.3.1 Análisis de fracturas	90
6.3.1.1 Fracturas en rocas sedimentarias	90
6.3.1.2 Fracturas en filones capa	96
6.4. Cronología relativa de estructuras	104
6.5. Discusión e integración: patrón de fracturas y evolución del campo de esfuerzos en el anticlinal Torrecillas	107
7. Cuerpos laminares subvolcánicos en la faja plegada y corrida de Malargüe..	111
7.1 Introducción	111
7.2 Metodología	111
7.3. Resultados regionales	113
7.3.1. Distribución de lacolitos y filones capa en la faja plegada y corrida de Malargüe entre los 35° y 36°S.	113
7.3.2. Distribución y orientación de diques	115
7.4. Síntesis regional y consideraciones parciales	118
7.5. Caso de estudio: anticlinal Los Blancos	119
7.5.1. Distribución estratigráfica y estructural de los filones capa en el anticlinal Los Blancos	120
7.5.2. Arquitectura y características de los contactos filones capa-roca de caja	123
7.5.3. Distribución y orientación de diques a partir de imágenes	126
7.5.4. Familias de diques y estilos de emplazamiento por unidad hospedante	127
7.6. Caso de estudio: anticlinal Torrecillas	132
7.6.1. Filones capa y lacolitos	133
7.6.2. Análisis de diques a partir de imágenes satelitales y mediciones en campo	135
7.7. Discusión	137

7.7.1. Profundidad y niveles de emplazamiento	137
7.7.2. Mecánica del emplazamiento de filones capa	138
7.7.3. Relación espacial entre orientaciones de diques y estructuras	140
7.7.4. Condiciones del campo de esfuerzos y presión magmática para el emplazamiento de diques	142

8. Modelado análogo de intrusión magmática en secuencias estratificadas en contextos compresivos 145

8.1. Introducción	145
8.2. Metodología	146
8.2.1. Teoría del escalado	146
8.2.2. Propiedades físicas de los materiales utilizados	150
8.2.3. Montaje experimental	152
8.2.3.1. Serie 1	152
8.2.3.2. Serie 2	153
8.2.3.3. Registro y procesamiento de imágenes	154
8.3. Modelos realizados	154
8.3.1. Serie 1	155
8.3.2. Serie 6	156
8.4. Resultados e interpretación	158
8.4.1. Serie 1. Inyección magmática en paquetes estratificados horizontalmente	158
8.4.2. Serie 2. Inyección magmática en paquetes deformados por compresión horizontal	165
8.5. Discusión y conclusiones parciales	179
8.5.1. Serie 1: control reológico del hospedante y arquitectura intrusiva en medios estratificados	180
8.5.2. Serie 2: intrusión durante acortamiento en medios estratificados	181
8.5.3. Controles reológicos y estructurales en el emplazamiento subvolcánico en la FPCM.	182

9. Integración de resultados y propuesta evolutiva 184

9.1. Integración de resultados estructurales	184
--	-----

9.2. Origen de las fracturas en la faja plegada y corrida de Malargüe	186
9.3. Modelo de evolución de la deformación y emplazamiento magmático	192
10. Validación y prueba de hipótesis de la propuesta evolutiva	195
10.1. Introducción	195
10.2. Construcción del espacio de soluciones y flujo general de trabajo	196
10.3 Criterios físicos y matemáticos	198
10.3.1. Magnitudes básicas	199
10.3.2. Modo fluid	199
10.3.3. Modo tensión	199
10.3.4. Clasificación por modos	200
10.4. Perfiles de R'/K y penalizaciones	200
10.5. Árbol de etapas y políticas de pasantes	201
10.6. Análisis de sensibilidad	202
10.6.1. Caso A. Tamaño de la grilla (Q, R)	203
10.6.2. Caso B. Penalización del parámetro (R'/K)	205
10.6.3. Conclusión del análisis de sensibilidad	205
10.7. Resultados: diques Los Blancos	206
10.7.1. Diques tempranos (a)	207
10.7.2. Diques póstumos (b)	211
10.8. Resultados: diques Torrecillas	213
10.9. Resultados: fracturas en Los Blancos	216
10.10. Integración de resultados y discusión	219
11. Conclusiones	223
11.1. Conclusiones generales	223
11.2. Conclusiones específicas	223
11.2.1 Condiciones tectónicas y de esfuerzos	223
11.2.2 Controles reológicos y estructurales	224
11.2.3 Secuencia estructural-magmática	224
11.2.4 Evolución regional	224
11.2.5. Flujo estructural automatizado	225

11.3. Conclusión integradora	226
12. Bibliografía	227
Anexo I. Datos suplementarios de geocronología U-Pb en circones	241
Anexo II. OrientaLab – Documentación del flujo de trabajo	252
Anexo III. Datos estructurales medidos en los anticlinales Los Blancos y Torrecillas	263
Anexo IV. Datos estructurales de diques medidos y digitalizados	265
Anexo V. Registro fotográfico y procesamiento de deformación superficial	266

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Ubicación y vías de acceso de la zona de estudio.	3
Figura 2.1 - Segmentos de la cordillera de los Andes. La zona de estudio se encuentra en los Andes Centrales Australes, en la Zona Volcánica Sur. Modificado de Ramos (1999).	7
Figura 2.2 - Columna estratigráfica de la cuenca Neuquina y Cenozoico surmendocino. Se indica el contexto tectónico y vector de convergencia de placas en el margen occidental, y los niveles de despegue en la secuencia sedimentaria. Basado en Mosquera y Ramos (2006); Giambiagi et al. (2008); Turienzo (2010); Guzmán et al. (2011); Naipauer et al. (2015); Horton et al. (2016).	12
Figura 2.3 - Mapa geológico de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35° y 36°S. Se indica la ubicación de las zonas de Los Blancos y Torrecillas, estudiadas en detalle en este trabajo.	13
Figura 2.4 - a. Esquema de la cuenca Neuquina con los depósitos de sinrift identificados. b. Mapa isopáquico palinspastizado del Ciclo Jurásico, basado en datos de pozos y perfiles de superficie. c. Mapa regional con la distribución de las principales fallas normales y el relleno de los depocentros sinrift del Triásico Tardío al Jurásico Temprano de la Cuenca Neuquina en el sur de la provincia de Mendoza. Basado en Manceda y Figueroa (1995); Yagupsky et al. (2008); Giambiagi et al. (2009a, b); Bechis et al. (2014); Mescua et al. (2014); Fuentes et al. (2016); Barrionuevo et al. (2019).	14
Figura 2.5 - Afloramientos del Grupo Precuyo en el valle del río Grande, en la FPCM. a. Vista del extremo suroccidental del bloque Dedos-Silla, donde aflora la Formación Remoredo, intruida en su base por la andesita Cerro Negro. b. Afloramiento de la andesita Cerro Negro en el Cajón de los Oscuros, donde fue datada por Naipauer et al. (2015). c. Detalle de la andesita Cerro Negro, intruida por un dique andesítico mioceno. d. Aspecto de la secuencia compuesta de pelitas, areniscas y areniscas volcánicas de la Formación Remoredo en el valle del río Grande. e. Detalle de las rocas volcánicas de la Formación Remoredo.	16
Figura 2.7 - Afloramientos de las formaciones Tordillo-Río Damas y Vaca Muerta en la zona aledaña a Las Leñas y al Alto del Tordillo-Bloque Dedos-Silla. a. Depósitos en el Portezuelo Ancho, en el extremo norte del bloque. b. Afloramientos al este del sector central del bloque, a los 35°10' S, en contacto con el Grupo Choiyoi mediante la falla Las Leñas. Nótese el cambio de espesor entre la zona sobre el bloque y al este del mismo.	22

Figura 2.8 - Mapa geológico de unidades volcánicas y subvolcánicas neógenas, y unidades sinorogénicas cenozoicas. Se indican las edades disponibles en bibliografía y las obtenidas en este trabajo (muestras C323 y C875). 27

Figura 2.9 - Esquema de correlación cronoestratigráfica simplificada de las principales unidades volcánicas cenozoicas (33°–36°S, Chile central y faja plegada y corrida de Malargüe). Los patrones distinguen intervalos interpretados como asociados a arco continental emplazado en corteza relativamente delgada, en transición y relativamente engrosada. Se incluyen las edades U–Pb obtenidas en esta tesis. 28

Figura 2.10 - Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra C323. Se muestra la edad de concordia calculada ($8,44 \pm 0,13$ Ma; 2σ) y las elipses de error (2σ) de los análisis individuales. ...31

Figura 2.11 - Diagrama Tera–Wasserburg (discordia) para la muestra C875. La regresión define una intersección inferior de $9,4 \pm 0,8$ Ma, interpretada como la mejor estimación de cristalización para esta muestra. 31

Figura 3.1 - Diagrama de Mohr indicando el esfuerzo de cizalla (τ) vs. el esfuerzo normal efectivo (σ'_n). Se muestran los campos donde se desarrollan las fracturas tensionales (1), híbridas (2) y de cizalla (3). Tomado de Ramsay y Chester (2004). 33

Figura 3.2 - Evolución del campo de esfuerzos durante las etapas de construcción de una faja plegada y corrida. a. Antes y b. durante el fallamiento (Tavani et al., 2015). 38

Figura 3.3 - Esquema de morfologías de intrusiones tabulares reconocidas en la naturaleza y deformación de la roca de caja. a. *Filón capa* o *sill* plano, deformación elástica del hospedante con desarrollo de fractura tensional. b. *Saucer-shaped sill* con *inclined sheets* asociado a cizalla en la punta de la intrusión. c. *Cone sheet* asociado a cizalla en la roca de caja. d. Lacolito, con deformación elástica y cizalla en la roca de caja. Los tres últimos casos pueden generar abombamiento del techo. e. Lacolito tipo “*punched*” acomodado por cizalla en la roca de caja. El magma perfora hacia arriba la roca suprayacente. Adaptado de Delpino et al. (2014) y Schmiedel et al. (2019). 40

Figura 3.4 - Relación de esfuerzo R como una función del ángulo α entre un plano de fractura vertical y el esfuerzo horizontal mínimo Sh . P_m = presión magmática, SH = esfuerzo horizontal máximo. Tomado de Delaney et al. (1986). 44

Figura 3.5 - Esquemas de modelos de propagación de láminas magmáticas. a. Modelo de fractura elástica lineal LEFM *splitting model*, con deformación puramente elástica de la roca hospedante, una

punta afilada del filón en propagación y la presencia de una cavidad entre el frente de propagación y la punta del filón. b. Fractura elástica por tracción con una zona cohesiva de Barenblatt, con hospedante que no es puramente elástico (Rubin, 1993). c. Modelo de falla frágil y d. Modelo de falla dúctil (Pollard, 1973). En ambos, el magma empuja al hospedante, que falla por cizallamiento. e. Modelo de fluidización desencadenado por la ebullición rápida de los fluidos intersticiales cuando el magma se introduce en el hospedante (Schofield et al., 2012). (F) Modelo de indenter viscoso (Merle y Donnadieu, 2000; Spacapan et al., 2017). En este modelo, el flujo de magma altamente viscoso provoca la falla por cizallamiento (frágil y dúctil) de la roca huésped. 45

Figura 5.1 - Mapa geológico de la FPCM a la altura del río Salado a los 35°10'LS, entre el bloque de basamento de Las Leñas, por el oeste, y la falla Infiernillo, por el este. Se indica la ubicación de la sección estructural A-A'. 56

Figura 5.2 - Sección estructural y reconstrucción pre-deformación al tope del Grupo Mendoza del sector de la FPCM a los 35°10'LS, entre Las leñas y la falla Infiernillo. Modificado de Giampaoli et al. (2002) y Mescua et al. (2014). 57

Figura 5.3 - Vista general del anticlinal Los Blancos al sur del río Salado. 58

Figura 5.4 - Mapa geológico del sector sur del anticlinal Los Blancos. Se indica la ubicación de los sitios de medición de fracturas. 59

Figura 5.5 - Imagen satelital donde se muestra la ubicación de los sitios de medición de fracturas en el sector sur del braquianticlinal Los Blancos. a. Sitios de medición en rocas sedimentarias, indicadas según colores. Rojo: Formación Tordillo, azul: Grupos Cuyo y Lotena, verde: Formación Vaca Muerta. b. Sitios de medición en filón/es capa/s. LD: limbo dorsal, CH: zona de charnela, LF: limbo frontal. 59

Figura 5.6 - Resultados de las mediciones de fracturas en la Formación Tordillo (sitios 1, 2 y 3), en el limbo dorsal. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 1, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE. b. Fracturas medidas en el sitio 2, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, N y E. c. Fracturas medidas en el sitio 3, con planos medios de los patrones determinados: NO, N y E. d. Total de fracturas medidas en el limbo dorsal. 62

Figura 5.7 - Resultados de las mediciones de fracturas en los Grupos Cuyo y Lotena en la zona de charnela del sector sur del braquianticlinal Los Blancos (sitios 4 y 5). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 4, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, ONO y N. b. Fracturas medidas en el sitio 5, con planos medios de los patrones determinados: NO, ONO, NE y N c. Total de fracturas medidas en la zona de charnela. 65

Figura 5.8 - a. Afloramiento de areniscas finas del Grupo Cuyo y fracturas reconocidas. Algunas de rumbo NE y ONO muestran arreglo en echelón. b. Afloramiento de calizas del Grupo Cuyo (Sitio 5) con un patrón de fracturamiento complejo e irregular. c. Afloramiento de areniscas tobáceas correspondiente a un extremo del Sitio 4. Se indican fracturas en echelón y venillas con el mismo arreglo, correspondientes al tren NE. D. Afloramiento de caliza donde se indican fracturas con evidencias de movimiento dextral al rumbo NE. e. Jogs dilatacionales rellenos de calcita indicando movimiento dextral. La misma corresponde a un detalle de la figura anterior. 66

Figura 5.9 - a. Afloramiento de areniscas de la Formación Tordillo en el limbo frontal del braquianticlinal Los Blancos. Se indican fracturas al azimut de los principales trenes reconocidos. b. Afloramiento de un banco de calizas de la Formación Fm. Vaca Muerta. Se indican fracturas tensionales al azimut de los trenes reconocidos. 67

Figura 5.10 - Resultados de las mediciones de fracturas en las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, en la zona del limbo frontal del sector sur del braquianticlinal Los Blancos (sitios 11, 12 y 13). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 11, con planos medios de los patrones determinados: NNE, NE, N y F. b. Fracturas medidas en el sitio 12, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, E, N y F. c. Fracturas medidas en el sitio 13, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, E, N y F'. d. Total de fracturas medidas en el limbo frontal. 68

Figura 5.11 - Afloramientos del techo del filón capa. a. Scanline lineal donde se indican las tres familias principales. b. Fotografía de un sector del scanline circular realizado en el Sitio 9. Se indican las familias B y D, con algunas fracturas correspondientes a la familia C. Este sitio se caracteriza por la ausencia de la familia A. c. Vista de un plano de diaclasa con estructura plumosa en el sitio 9. d. Venilla con relleno de carbonatos al rumbo c. 130°, correspondiente al Sitio 7. e.

Fotografía de un sector donde se encuentran en contacto dos cuerpos con texturas ligeramente distintas. Observar la variación en el espaciado y frecuencia de las diaclasas. f. Fotografía del Sitio 8, donde se observa la geometría curva y acotada longitud de la familia C. 71

Figura 5.12 - Resultados de las mediciones de fracturas en un filón capa emplazado en el grupo Cuyo (sitios 6 a 10). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 6, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E, NE y NNO. b. Fracturas medidas en el sitio 7, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E, NE y NNO. c. Fracturas medidas en el sitio 8, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E y NNO. d. Fracturas medidas en el sitio 9, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E y NE. e. Fracturas medidas en el sitio 10, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE y NE. 72

Figura 5.13 - Total de fracturas medidas en filón. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. Destacan las tendencias NO y NNE, y en menor frecuencia una dirección cuasi E-O. 73

Figura 5.14 - Afloramientos de los Grupos Cuyo y Lotena en la charnela anticlinal. a. Afloramiento de calizas y pelitas afectados por un corrimiento y una falla, de la que no se conoce su cinemática. b. Afloramiento de pelitas y calizas afectados por fallas de rumbo en un tren NE-SO. Una de ellas muestra desplazamiento dextral. c. Proyección del corrimiento de la figura a, en línea continua, y la estratificación, en línea punteada, con la orientación medida y la restituida a la horizontal. d. Proyección de fallas de alto ángulo en trenes NO-SE y NE-SO. Algunas de las estructuras NE-SO son de rumbo dextral. El primer caso corresponde a los planos medidos y el segundo, a los planos restituidos a la horizontal. En todos los casos, las fallas aumentan su ángulo, siendo normales o cuasi-normales a la estratificación. 75

Figura 5.15 - a. Afloramiento de la Formación Tordillo con abundantes fracturas de rumbo N y NE, indicadas en línea punteada, algunas de las cuales alojan venillas de hierro. b. Fotografía de un plano de falla donde se observan estrías de falla. c. Representación estereográfica de los planos con evidencias de movimiento de rumbo registradas en las formaciones Tordillo y Vaca Muerta. Se muestran los mismos planos con la corrección estructural. d. Representación estereográfica de los planos de corrimientos en la Formación Vaca Muerta y su correspondiente restitución. Observar el

cambio en la inclinación de los planos de falla. e. Fotografía de corrimiento con bajo ángulo de corte respecto a la estratificación en un banco de calizas. f-g. Fotografías de corrimientos que cortan a la estratificación a alto ángulo. h. Fotografía de falla con desarrollo de venillas sigmoidales y fracturas tipo Riedel, indicando cizalla dextral. 76

Figura 5.16 - a. Vista de la zona de falla de la falla Rio Salado en el margen sur del rio homónimo. b. Representación estereográfica de planos de deslizamiento. El sentido de movimiento de cada plano se determinó a partir de la presencia de slickensides y Riedel. La flecha indica el movimiento del bloque colgante. c. Solución del plano de falla y ejes de deformación mínimo, medio y máximo (1, 2 y 3, respectivamente) obtenidos a partir de los ejes P (azul) y T (rojo). 77

Figura 5.17 - Fold test realizado sobre familias de fracturas identificadas en las rocas sedimentarias, indicando a izquierda los datos originales (Medidos) y a la derecha los restituidos (Rotados), considerando un umbral de buzamiento de 10° y un umbral de mejoramiento de 15°. Las cruces verdes cumplen el criterio, las cruces rojas no cumplen el criterio. a. Familia I. b. Familia II. c. Familia III. d. Familia IV. en todos los casos, los datos plegados presentan mayor dispersión que los no plegados. e. Familia V. Muestra un subconjunto que se dispersa al restituir los datos. 79

Figura 5.18 Esquema de desarrollo de fracturas identificadas en el filón capa en el anticlinal Los Blancos. a. Diaclasas de enfriamiento. b. Fracturas de origen tectónico. 81

Figura 5.19 - Esquema evolutivo propuesto para las estructuras reconocidas y cuerpos subvolcánicos en el anticlinal Los Blancos. a. Desarrollo de fracturas en el Cretácico. b. Desarrollo de fracturas en el Eoceno-Oligoceno. c. Desarrollo de fracturas en el Oligoceno-Mioceno durante LPS. d. Desarrollo de corrimientos en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_3 vertical. e. Desarrollo de fallas de rumbo en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_2 vertical. f. Desarrollo de anticlinal durante el Mioceno. 83

Figura 6.1. Mapa geológico de la FPCM a la altura del río Malargüe a los 35°30'IS, entre el valle del río Grande, por el oeste, y la Valenciana, por el este. Se indica la ubicación de la sección estructural A-A'. 86

Figura 6.2. Sección estructural y reconstrucción del sector de la FPCM a los 35°30'IS, entre el límite internacional y la Valenciana. Modificado de Giambiagi et al., (2009) y Tapia (2015). 87

Figura 6.3. Mapa geológico de detalle del extremo sur del anticlinal Torrecillas, y sinclinal Valenciana. Se indican las edades radiométricas de cuerpos subvolcánicos de la zona según bibliografía, las minas o laboreos pasados y los Sitios de medición de fracturas. 88

Figura 6.4. a. Vista del cerro Puchenque y los afloramientos del Grupo Cuyo en la charnela y limbo frontal del anticlinal Torrecillas. b. Vista hacia el SSO del limbo frontal del anticlinal Torrecillas. Nótese el buzamiento del pliegue hacia el sur. c. Vista hacia la Valenciana del extremo sur del limbo frontal del anticlinal Torrecillas. El arreglo estructural continua en un sinclinal y otro plegamiento anticlinal hacia el sur del arroyo Torrecillas. 89

Figura 6.5. a. Aspecto de la Formación Lajas, flanco oriental del anticlinal Torrecillas. Nótese el intenso fracturamiento. b. vista lateral del banco donde fueron medidas fracturas. c. Detalle del aspecto de las fracturas tensionales con los trenes principales reconocidos en la Formación Lajas..... 92

Figura 6.6. Resultados de las mediciones de fracturas en el Grupo Cuyo (sitios 1, 2, 3 y 4). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 1, con planos medios de los patrones determinados: NNE y NE. b. Fracturas medidas en el sitio 2, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, ENE y ONO. c. Fracturas medidas en el sitio 3, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, ONO. d. Fracturas medidas en el sitio 4, con planos medios de los patrones determinados: NNE, NE y ONO. e. Total de fracturas medidas en el Grupo Cuyo. 93

Figura 6.7. Resultados de las mediciones de fracturas en la Formación Tordillo (sitios 4 y 5). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 1, con planos medios de los patrones determinados: N y ONO. b. Fracturas medidas en el sitio 2, con planos medios de los patrones determinados: NO, NE y E. c. Total de fracturas medidas en la Formación Tordillo. 95

Figura 6.8. Total de fracturas medidas en la Formación Vaca Muerta. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. 96

Figura 6.9. a. Aspecto general del filón capa 1 (Sitio 8). b. Detalle de fracturas en el Sitio 8 (filón capa 1). La brújula indica el norte. La fractura NNE se encuentra rellena por carbonatos. En la dirección NO la fractura principal también se encuentra rellena y otras se disponen en cola de

caballo. c. Vista del filón capa 2 desde el filón capa 1. Ambos cuerpos se encuentran inclinados hacia el SE en concordancia con la roca de caja. 97

Figura 6.10. Resultados de las mediciones de fracturas en los filones capa 1 y 2. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el filón capa 1 (sitio 8), con planos medios de los patrones determinados: E, NE, NO y NNE. b. Fracturas medidas en el filón capa 2 (sitio 9), con planos medios de los patrones determinados: ONO, NE y NO y NNE. 98

Figura 6.11. a. Aspecto general de la antigua mina Cuhichenque, en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. b. Laboreo de la veta principal de rumbo NO. C. Veta secundaria al rumbo ca. 280°. 100

Figura 6.12. a. Aspecto general de los indicadores cinemáticos en el contacto veta-roca de caja. b. Detalle de indicadores. No todos son indicativos de sentido de movimiento. 100

Figura 6.13. a. Veta Yaraví, parcialmente soterrada. La misa se relaciona lateralmente con un dique de edad miocena. b. Detalle del contacto entre la veta con la roca caliza, donde se distinguen indicadores cinemáticos. 101

Figura 6.14. Falla ONO afectando a la Formación Tordillo en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. b. detalle de planos de fracturas perpendiculares a la estratificación, correspondientes a las familias I y IV, rellenos. c. detalle de las fracturas rellenas principalmente con yeso y carbonatos, y en menor proporción minerales de plomo y óxidos. 101

Figura 6.15. Zona de falla en la Formación Tordillo, en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. La forma del afloramiento se encuentra distorsionada por la fotografía. a. vista general de una zona de falla al azimut 115° y movimiento con desplazamiento sinistral inversa. Nótese la variación lateral en la actitud de la Formación Tordillo entre bloques. b. detalle de estrías de falla con movimiento de rumbo. En ese caso no es posible determinar sentido. c. detalle de la zona de brecha de falla con clasto de roca de caja y cementos de yeso y carbonatos. Los planos de movimiento se orientan al azimut 100°-110°. d. detalle de un sigmoide, en el que se reconocen minerales de plomo y hierro. e. detalle de sigmoides en un afloramiento oblicuo al anterior. ... 102

Figura 6.16. Datos cinemáticos e inversión de esfuerzos en el limbo frontal del anticlinal Torrecillas. a. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el sitio Cuhichenque. b. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el sitio Yaraví. c. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de

esfuerzos para el sitio Tordillo. d. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el total de los datos. 103

Figura 6.17. Fold test realizado sobre familias de fracturas identificadas en las rocas sedimentarias, indicando a izquierda los datos originales (Medidos) y a la derecha los restituidos (Rotados), considerando un umbral de buzamiento de 10° y un umbral de mejoramiento de 15° . Las cruces verdes cumplen el criterio, las cruces rojas no cumplen el criterio. a. Familia I. b. Familia II. c. Familia III. d. Familia IV, con mayor dispersión y disminución de inclinación al estado restituido, indicando su carácter sin-plegamiento. 105

Figura 6.18. Esquema de desarrollo de fracturas identificadas en el filón capa en el anticlinal Torrecillas. a. Diaclasas de enfriamiento. b. Fracturas de origen tectónico. 106

Figura 6.18. Esquema evolutivo propuesto para las estructuras reconocidas y cuerpos subvolcanicos en el anticlinal Torrecillas. a. Desarrollo de fracturas en el Cretácico. b. Desarrollo de fracturas en el Eoceno-Oligoceno. c. Desarrollo de fracturas en el Oligoceno-Mioceno durante LPS. d. Desarrollo de corrimientos en el Oligoceno- Mioceno durante LPS, con σ_3 vertical. e. Desarrollo de fallas de rumbo en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_2 vertical. f. Desarrollo de anticlinal durante el Mioceno. g. Detalle del limbo frontal del anticlinal Torrecillas donde se emplazan las vetas analizadas. 109

Figura 7.1. Mapa de distribución de cuerpos subvolcánicos identificados en la FPCM entre los 35° y 36° S. Los diques se indican por color según la unidad hospedante. Los diques con color rojo, que indica Volcanismo Mioceno (a), constituyen diques que se desarrollan desde centros volcánicos mayores, hacia las rocas sedimentarias. Además, se indican los casos de estudio correspondientes a los anticlinales Los Blancos y Torrecillas..... 114

Figura 7.2. a. Gráfico de barras de frecuencia de filones capa en afloramientos de la FPCM, indicando la unidad hospedante. b. Gráfico de barras de densidad de filones capa por área de unidad hospedante. 114

Figura 7.3. a. Histograma de longitud de diques diques identificados en la FPCM entre los 35° y 36° S. b. Diagrama de rosas de orientaciones de diques. c. Diagrama de rosas de orientaciones de diques ponderado por longitudes. 115

Figura 7.4. Diagrama de rosas de diques identificados en la FPCM entre los 35° y 36° S según la unidad estratigráfica hospedante. Para cada una se indica el diagrama no ponderado y ponderado por longitudes. 116

Figura 7.5. Análisis wavelet de diques identificados. Se muestran las rosetas de θ_{opt} para cada barrido de a, entre 2 y 256. 118

Figura 7.6. Mapa de distribución de filones capa y diques en anticlinal Los Blancos. En color violeta se indican los diques interpretados a partir de imágenes satelitales. 120

Figura 7.7. Vista desde el valle del arroyo Los Blancos hacia el flanco occidental (limbo dorsal) del anticlinal homónimo, de afloramientos del Grupo Mendoza y filones capa, y su correspondiente interpretación. Nótese la continuidad lateral y prevalencia de los filones capa en los contactos entre unidades y dentro de la Formación Vaca Muerta. 121

Figura 7.8. Vista desde el valle del arroyo Los Blancos al extremo sur del anticlinal homónimo. Se observa el buzamiento hacia el sur y la presencia de filones capa en las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta. 121

Figura 7.9. Vista desde el río salado de afloramientos de los Grupos Cuyo y Lotena, e intrusivos en el núcleo del anticlinal los Blancos. Se indican los segmentos que componen cada cuerpo mantiforme. 122

Figura 7.10. a. Afloramientos en el techo del segmento 1A del filón capa 1, de diques de distintas jerarquías emplazados en fracturas en la roca de caja, correspondiente de un banco de calizas. b. Detalle de un dique con textura brechosa y clastos de roca de caja, y fracturas en roca de caja rellenas de limonitas (líneas punteadas). Observar que en la convergencia de dichas fracturas se alojan pequeños lentes ígneos..... 124

Figura 7.11. a. Afloramiento de filones capa y un finger en el Grupo Lotena. b. Detalle de la deformación del paquete carbonático y el nivel pelítico en concordancia con la base del filón capa. c. Detalle de la deformación de los bancos carbonáticos mediante fallas inversas con despegue en el banco pelítico. Observar que las estructuras tienen doble vergencia en el área comprendida entre los dos filones. 124

Figura 7.12. a. Afloramiento de filones capa y un dique de rumbo NNE, que corta a los anteriores, emplazados en la Formación Vaca Muerta, en el flanco oriental del anticlinal Los Blancos. b. Detalle del contacto superior de un filón capa y la unidad sedimentaria. Observar las fracturas y fallas que afectan tanto a la roca de caja como al filón capa, con rechazos aparentes de cm a dm. C. Detalle del contacto inferior de un filón capa y la unidad sedimentaria. Las capas pelíticas alternantes con finos bancos carbonáticos deformados mediante fallas inversas. A su vez todo el afloramiento es afectado por una falla inversa con rechazo aparente cercano a 1 m. 125

Figura 7.13. a. Histograma de longitud de diques identificados a partir de imágenes satelitales en el anticlinal Los Blancos. b. Diagrama de rosas de orientaciones de diques. c. Diagrama de rosas de orientaciones de diques ponderado por longitudes..... 126

Figura 7.14. Histograma circular de diques digitalizados. a. Diques en los grupos Cuyo y Lotena. B. Diques en la Formación Tordillo. c. Diques en las formaciones Vaca Muerta y Agrio. D. Total de

diques agrupados en familias: NO, NE, ONO y N. Para la gráfica se consideró una orientación vertical de los mismos. 127

Figura 7.15. Resultados de las mediciones de diques en el anticlinal Los Blancos. a. Diques medidos en los Grupos Cuyo y Lotena en el núcleo. b. Diques medidos en la Formación Tordillo, en el limbo frontal. C. diques medidos en la Formación Vaca Muerta, en el limbo frontal. Se indican las familias previas y sin-plegamiento. Izquierda: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Derecha: polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. d. Diagrama de rosas muestra la distribución respecto al rumbo para los diques registrados en cada unidad. 128

Figura 7.16. a. Aspecto de los diques emplazados en la Formación Auquilco, afectados por fracturamiento de rumbo predominante NNO. Las fracturas mineralizadas y las fallas presentan el mismo rumbo. b. Diques emplazados en la Formación Tordillo según un rumbo NO e inclinación hacia el Oeste. Las fracturas en la roca de caja tienen juegos NNO, NO y NE, y son normales a la estratificación. Las fallas de mesoescala presentan rumbo predominante NNO y NE. c. Afloramiento de diques de rumbo ENE y espesor promedio 1 m, emplazados en las calizas de la Formación Vaca Muerta. El filón capa generó una aureola de contacto de 50-70 cm de espesor con la roca de caja. La fotografía es oblicua al rumbo de la roca de caja y los diques, por lo que su inclinación es aparente. Se indican las actitudes reales medidas. 130

Figura 7.17. a. Afloramiento filones capa y un dique de rumbo NNO en la Formación Vaca Muerta (continuación hacia el Oeste de la Figura 7.7). El dique presenta indicadores cinemáticos en los contactos superior e inferior con la roca de caja. b y c. Representación de los planos de falla y crecimiento de fibras minerales y slickensides medidos en el cuerpo intrusivo en su borde superior (contacto occidental) e inferior (contacto oriental), respectivamente. D. Representación de planos medidos en dicho afloramiento. 131

Figura 7.18. Mapa de distribución de filones capa y diques en anticlinal Torrecillas. 132

Figura 7.19. Detalle del contacto basal de filones capa en la Formación Vaca Muerta (Grupo Mendoza), en el limbo frontal y sinclinal Torrecillas. der: skarn en contacto con un banco de calizas. Izq: contacto basal neto con pelitas y mudstones carbonáticos. 133

Figura 7.20. Aspecto y distribución de los filones capa y diques emplazados en el limbo frontal y sinclinal Torrecillas. Los mismo se relacionan lateral y verticalmente, indicando su posible coetaneidad. Los diques se emplazan a rumbos entre 110° y 130°. 134

Figura 7.21. a. Histograma de longitud de diques identificados a partir de imágenes satelitales en el anticlinal Torrecillas. b. Diagrama de rosas de orientaciones de diques. c. Diagrama de rosas de orientaciones de diques ponderado por longitudes. 135

Figura 7.22. Resultados de las mediciones de diques en el anticlinal Torrecillas. a. Diques medidos en el Grupo Cuyo. b. Diques medidos en la Formación Tordillo. c. diques medidos en la Formación Vaca Muerta. d. Total de fracturas medidas Izquierda: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Derecha: polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. e. Diagrama de rosas muestra la distribución respecto al rumbo para los diques registrados en cada unidad. 136

Figura 8.1. Montaje experimental de la Serie 1, compuesto de una caja con paredes laterales de vidrio, y un motor de inyección de fluido a través de un inlet dispuesto en la base. La línea verde representa el margen superior y la línea celeste el margen inferior de cada experimento. 153

Figura 8.2. Montaje experimental de la Serie 2, compuesta de un motor asociado a la inyección de aceite vegetal, y otro motor que genera el acortamiento. La línea verde representa el margen superior y la línea celeste el margen inferior de cada experimento..... 154

Figura 8.3. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-1. b. Dilatación acumulada correspondiente al mismo estado indicado en a. Los tonos azules indican valores >1 , los tonos rojos valores <1 . c. Elipticidad acumulada R. d. ejes principales de elipse de deformación en el estado final..... 159

Figura 8.4. Corte transversal del experimento S1-1. Nótese la disposición en filón capa masivo que adopta la intrusión en las interfaces entre GM y SP..... 160

Figura 8.5. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-2. b. Dilatación progresiva correspondiente al mismo estado indicado en a. c. Dilatación acumulada en el estado final. d. Elipticidad acumulada R..... 161

Figura 8.6. Vista frontal donde se aprecia la intrusión a alto ángulo en las capas más cohesivas. Centro y der. Vista frontal y lateral final de la morfología del cuerpo, con una base de mayor espesor y una forma tipo conesheet hacia niveles superiores. 162

Figura 8.7. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-3. b y c. Dilatación acumulada y elipticidad acumulada R, respectivamente, correspondientes al mismo estado indicado en a. .. 163

Figura 8.8. a. Vista lateral desde el margen superior (capas 3 a 6. b. vista lateral desde margen inferior. Obsérvese que en las capas menos cohesivas adopta formas más potentes mientras que en capas de mayor cohesión se restringe a las zonas de apertura tensional o cizalla. 164

Figura 8.9. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-4. b. Dilatación acumulada en el estado final. c. Elipticidad acumulada R. d. ejes principales de elipse de deformación en el estado final. 165

Figura 8.10. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-1, en la etapa de compresión. Nótese la disposición unidireccional de los vectores, indicando sentido de movimiento hacia la derecha. b y c. Elipticidad acumulada R y dilatación acumulada, correspondientes al estado final de compresión, y a un estado intermedio y final de compresión, respectivamente. 167

Figura 8.11. a. Vectores desplazamiento en superficie en el estado final de inyección en el modelo S2-1. Nótese la disposición radial en torno a la intrusión. b. Dilatación progresiva correspondiente al mismo estado indicado en a. c. Dilatación acumulada asociada a la compresión. 168

Figura 8.12. Corte transversal y morfología del cuerpo emplazado en el experimento S2-1. a. Corte transversal A-A', a los 9.5 cm del margen superior. b. Corte transversal B-B', a los 11 cm del borde superior, sobre el inlet. 168

Figura 8.13. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-2. b y c. Dilatación acumulada y elipticidad acumulada R, respectivamente, correspondientes al mismo estado indicado en a. Nótese que no hay registro de deformación por inyección. 169

Figura 8.14. Corte transversal y morfología del fluido intruído en el experimento S2-2. a. Corte transversal A-A', a los 6 cm del margen superior. b. Corte transversal B-B' a los 8 cm del borde superior. c. Corte transversal C-C' a los 10 cm del borde superior. d. Corte transversal D-D' a los 11 cm del borde superior, sobre el inlet. 170

Figura 8.15. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-3, en la etapa de compresión. Nótese la disposición unidireccional de los vectores, indicando sentido de movimiento hacia la derecha. b. Dilatación acumulada, correspondientes a los mismos estados indicados en a. Observar la deformación dilatacional en la charnela del pliegue, dada por los tonos celestes, y la deformación compresiva en los frentes de los corrimientos activos, indicado en tonos amarillos a rojizos. c. Elipticidad acumulada en un estado intermedio y final de compresión, la misma se concentra principalmente en las zonas de corrimientos, y con menor identidad en las fracturas tensionales. d. Elipses de deformación correspondientes a los estados indicados en c. 171

Figura 8.16. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-3, en la etapa de inyección. Nótese la disposición radial hacia afuera de los vectores en la zona de charnela por encima del inlet de intrusión. b. Dilatación progresiva, correspondientes a los mismos estados indicados en a. Observar la deformación dilatacional en la charnela del pliegue, dada por los tonos celestes, dada por la apertura y propagación de fracturas tensionales asociado a la intrusión. c. Dilatación acumulada en un estado intermedio y final de inyección, la misma se concentra principalmente en las zonas de charnela y abombamiento. d. Elipses de deformación correspondientes a los estados indicados en c. 173

Figura 8.17. Corte transversal y morfología del cuerpo intruido en el experimento S2-3. a. Vista transversal del margen superior del modelo en la etapa final de la deformación, previa a la

inyección. b. Vista transversal del margen superior del modelo posterior a la inyección. Nótese el cambio en la topografía en la zona de charnela y limbo frontal. c. Corte transversal A-A', a los 4 cm del margen superior. d. Corte transversal B-B' a los 6 cm del borde superior. e. Corte transversal C-C' a los 8 cm del borde superior. f. Corte transversal D-D' a los 10 cm del borde superior. g. Corte transversal E-E', a los 12 cm del borde superior. h. Corte transversal F-F', a los 14 cm del borde superior. 174

Figura 8.18. Vectores desplazamiento del modelo S2-4. En la fila superior se aprecia la evolución de la deformación únicamente por compresión. En la fila media se observa la distorsión del patrón de vectores en el centro del modelo, donde los vectores se disponen radiales hacia afuera. En la fila inferior se hace visible en superficie la apertura de fracturas tensionales asociadas a la intrusión. 176

Figura 8.19. Dilatación incremental del modelo S2-4, correspondiente a los mismos estados indicados en la figura 19. En la fila superior se observa el avance de la deformación dado principalmente por corrimientos (realizados en tonos amarillos). En la fila media se observa la distorsión del patrón de vectores en el centro del modelo, con deformación dilatacional dada por fracturas tensionales. En la fila inferior se acentúa la deformación dada por la intrusión, al tiempo que continúan activos los frentes de corrimientos, indicados en tonos amarillos 177

Figura 8.20. Dilatación acumulada en estado de solo compresión a compresión e inyección concomitante. Elipticidad R correspondiente a los mismos estados q a. 178

Figura 8.21. Corte transversal y morfología del cuerpo intruido en el experimento S2-4. a. Corte transversal A-A', a los 5 cm del margen superior. b. Corte transversal B-B' a los 7 cm del borde superior. c. Corte transversal C-C', a los 9 cm del borde superior. d. Corte transversal D-D' a los 11 cm del borde superior. e. Corte transversal E-E', a los 12 cm del borde superior. f. Corte transversal F-F', a los 14 cm del borde superior. 179

Figura 9.1. Síntesis de resultados e interpretación de estructuras registradas en los anticlinales Los Blancos y torrecillas. a. Estadio final de desarrollo del plegamiento en Los Blancos. b. Estadio final de desarrollo del plegamiento en Torrecillas. c. Fracturas de enfriamiento y tectónicas registradas en filones capa en Los Blancos. d. Fracturas de enfriamiento y tectónicas registradas en filones capa en Torrecillas. 185

Figura 9.2. Esquema de orientación de campo de esfuerzos en distintas zonas de una faja plegada y corrida. Basado en Tavani et al. (2015). 188

Figura 9.3. Evolución de la faja plegada y corrida de Malargue entre los 35° y 36° LS. referencias: σ_1 flecha roja, σ_2 flecha verde, σ_3 flecha azul. a. Formación de fracturas NNE, NO y ONO durante el Cretácico bajo extensión a lo largo del rumbo en la antefosa. Las fracturas NNE pudieron desarrollarse también previamente, en el dorso periférico por flexuramiento. b. Desarrollo de fracturas NE durante el Eoceno-Oligoceno con acortamiento paralelo a las capas en el tope de

cuña. c. Emplazamiento de filones capa durante acortamiento paralelo a las capas favorecido por σ_3 vertical y desarrollo de corrimientos de mesoescala. d. Emplazamiento de diques durante acortamiento paralelo a las capas favorecido por σ_2 vertical, y formación de fallas de rumbo con reactivación de discontinuidades NO y NE previas. e. Levantamiento anticlinal y desarrollo de fracturas N, junto con emplazamiento de diques póstumos 193

Figura 10.1. Perfiles de R' para las configuraciones indicadas en el texto. a y b. Barrido de campo con $SD=5^\circ$ y $SD=35^\circ$, respectivamente, sin penalización. c y d. Barrido de campo con $SD=5^\circ$ y $SD=35^\circ$, respectivamente, con penalización lineal con $\lambda=1$ 204

Figura 10.2. a. Curvas de funciones de penalización de R' con $\lambda=1$ y $\lambda=2$ b. 205

Figura 10.3. Perfiles de R' para la configuración Id 1 208

Figura 10.4. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 4. 208

Figura 10.5. a. Resultados de la rama 5 de la configuración Id 4 para los diques medidos en los Blancos. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, T_s y T_d , para la etapa 1 y 2. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en los Blancos, bajo la misma configuración. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, T_s y T_d , para la etapa 1 y 2. 209

Figura 10.6. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 7. Cuadrado σ_1 , triángulo σ_2 , círculo σ_3 . Colores azul, celeste, verde y amarillo representan las etapas 1 a 4, respectivamente 210

Figura 10.7. a. Resultados de la rama 2 de la configuración Id 7 para los diques medidos en los Blancos. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, T_s y T_d , para la etapa 1 y 2. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en los Blancos, bajo la misma configuración. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, T_s y T_d , para la etapa 1 y 2. 211

Figura 10.8. Perfiles de R' para la configuración Id 2 212

Figura 10.9. a. Resultados de las tres ramas posibles de la configuración Id 8 para los diques medidos en los Blancos. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, T_s y T_d , para cada rama. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en los Blancos, bajo la configuración de la rama 1. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, T_s y T_d 213

Figura 10.10. Perfiles de R' para la configuración Id 3 214

Figura 10.11. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 6	214
Figura 10.12. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 9	215
Figura 10.13. Izq. Resultados de las ramas 1 y 3 de la configuración Id 9 para los diques medidos en Torrecillas. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para cada rama. Der. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en Torrecillas, bajo la configuración de las ramas 1 y 2. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td	216
Figura 10.14. a. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de la familia NNE. b. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de las familias NO y E. Los símbolos geométricos indican la disposición de los ejes del campo ganador, en cada caso. Cuadrado σ_1 , triángulo σ_2 , círculo σ_3	218
Figura 10.15. a. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de la familia NE. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas NNE, NO y E (familias I, II y IV), bajo la misma configuración	218
Figura 10.16. a. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de la familia E-O. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas NNE, NO y NE (familias I, II y III), bajo la misma configuración.....	219

Índice de Tablas

Tabla 5.1. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio según su zona de ubicación respecto al anticlinal. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de concentración de datos.	61
Tabla 5.2. Familias de fracturas reconocidas en cada zona de ubicación respecto al anticlinal. Para cada una se incluye el Sitio: sitios donde se encuentra presente, N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos.	64

Tabla 5.3. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio del filón capa. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos. 70

Tabla 5.4. Familias de fracturas identificadas a partir del total de datos medidos en el filón capa. Para cada una se incluye el Sitio: sitios donde se encuentra presente, N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos..... 74

Tabla 6.1. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio según su unidad correspondiente. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de concentración de datos. 91

Tabla 6.2. Familias de fracturas reconocidas en cada unidad aflorante en el flanco oriental del anticlinal. Para cada una se incluye el Sitio: sitios donde se encuentra presente, N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos..... 94

Tabla 6.3. Familias de fracturas reconocidas en los filones capa emplazados en las formaciones Vaca Muerta y Agrio, en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de concentración de datos. 97

Tabla 8.1. Propiedades físicas de las rocas y magmas en naturaleza y de los materiales granulares y aceite vegetal utilizados. Ver referencias en secciones 2.1 y 2.2. 147

Tabla 8.2. Valores de μ (coeficiente de fricción interna), Φ (ángulo de fricción interna) y C (cohesión extrapolada), para mezclas de GM y SP en distintas proporciones, medidas por Abdelmalak et al. (2016). 152

Tabla 8.3. Características de los modelos ejecutados en la Serie 1. h total es la altura del paquete estratificado, V_i y Q_i son las velocidades y tasa de inyección magmática, respectivamente, Re es el número de Reynolds del flujo, y R la razón adimensional acortamiento/inyección. 155

Tabla 8.4. Características de los modelos ejecutados en la Serie 1. h total es la altura del paquete estratificado, V_a es la velocidad de acortamiento, V_i y Q_i son las velocidades y tasa de inyección magmática, respectivamente, Re es el número de Reynolds del flujo, y R la razón adimensional acortamiento/inyección. 157

Tabla 10.1. Configuraciones de los escenarios modelados para emplazamiento de diques. Step: espaciado de grilla de barrido de campo en grados; $s1_trd$ y $s1_plg$: trend y plunge de α semilla; $s1_trd_sd$ y $s1_plg_sd$: rango angular de grilla de barrido hacia ambos lados de trend y plunge de α ; R : espacio de barrido de R ; μ coeficiente de fricción; R_p : escenarios de R' barridos; selección: modo de selección del campo ganador; Penalización: modo de penalización; Umbral: corte de porcentaje de datos para seleccionar R_p , en caso de no optar penalización y utilizar “threshold”; Lambda: peso de penalización; Función: función de penalización; Paradoja: indica si se contempla paradoja $\sigma_2-\sigma_3$ 207

Tabla 10.2. Configuraciones de los escenarios modelados para formación de fracturas. Step: espaciado de grilla de barrido de campo en grados; $s1_trd$ y $s1_plg$: trend y plunge de α semilla; $s1_trd_sd$ y $s1_plg_sd$: rango angular de grilla de barrido hacia ambos lados de trend y plunge de α ; ψ y ψ_{sd} : ángulo de rotación y variación de ángulo de rotación; R : espacio de barrido de R ; μ coeficiente de fricción; Umbral: corte de porcentaje de datos para seleccionar campo, en caso de utilizar “threshold”; Paradoja: indica si se contempla paradoja $\sigma_2-\sigma_3$ 217

Capítulo 1. Introducción

1.1. Problema de investigación, hipótesis y enfoque metodológico

El presente trabajo tiene por propósito establecer, con un enfoque semi-cuantitativo, cómo el campo de esfuerzos andino, la estratigrafía mecánica y la herencia estructural controlaron el emplazamiento y la conectividad de filones capa y diques durante la construcción de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM). La pregunta central de la tesis se formula como:

¿Bajo qué combinaciones de arquitectura estratigráfica y estructural de la roca de caja, y de orientación del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3) y sobrepresión magmática (R'), se emplazaron y conectaron los filones capa y diques miocenos, y cómo varió esa combinación en el tiempo y el espacio durante el desarrollo de la cuña orogénica?

En este marco, se proponen tres hipótesis de trabajo:

H1. Durante el Mioceno se dieron combinaciones de arquitectura y de orientación/razón del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3 , R) que permitieron el emplazamiento y la conectividad de diques oblicuos, transversales y longitudinales en un régimen con σ_1 subhorizontal $\sim$ E-O y σ_2 cercano a la vertical, con conmutaciones locales $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$.

H2. Esas condiciones favorecieron la reactivación de discontinuidades de la roca de caja y su utilización como rutas de migración y emplazamiento, moduladas por R' .

H3. La configuración regional del campo de esfuerzos durante el Cretácico y el Cenozoico, controlada por la convergencia de placas y la construcción del orógeno andino, creó condiciones físicas variables en el tiempo que permitieron la formación multiepisódica de fracturas según la evolución propuesta para la faja plegada y corrida.

Para abordar estas hipótesis, el estudio se focaliza en dos estructuras puntuales dentro del área: los anticlinales Los Blancos y Torrecillas. Estas zonas de estudio, ubicadas en el sector medio de la FPCM, constituyen la columna vertebral de la tesis. En las mismas se estudian en detalle las discontinuidades: fracturas, mesoestructuras (fallas de rumbo y corrimientos), y vetas; y se estudian las dos formas de emplazamiento principal: filones capa y diques.

Considerando este marco, el camino elegido integra el análisis estructural, mapeo y análisis de filones capa y diques en los anticlinales Los Blancos y Torrecillas, con inversión de esfuerzos y evaluación de

tendencia al deslizamiento y dilatación (T_s/T_d) en un flujo reproducible en MATLAB, para reconstruir etapas, mecanismos y parámetros físicos que habilitaron la intrusión. Este estudio se complementa con modelado análogo estratificado para aislar el rol de la reología y de la cronología acortamiento-inyección, y consolidar una propuesta evolutiva regional.

Además de contribuir a la comprensión de la interacción deformación-magmatismo en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, los resultados aportan criterios transferibles para anticipar niveles preferenciales de emplazamiento y la transición dique→filón capa, mejorando la predictibilidad de la presencia y conectividad de cuerpos laminares subvolcánicos en secuencias estratificadas.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Explicar cómo el campo de esfuerzos andino, la estratigrafía mecánica y la herencia estructural controlaron el emplazamiento y la conectividad de filones capa y diques miocenos en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar y ordenar cronológicamente las familias de discontinuidades en Los Blancos y Torrecillas mediante clusterización, estadística direccional y foldtest.
- Analizar la geometría y conectividad de filones capa y diques, la transición dique→filón capa y los niveles preferenciales de emplazamiento en ambos anticlinales y a escala regional.
- Evaluar la reactivación de discontinuidades y el papel de corrimientos y núcleos anticlinales como corredores magmáticos durante etapas iniciales y sin-plegamiento.
- Aislar el rol reológico y de la cronología acortamiento-inyección mediante modelado análogo estratificado, y contrastarlo con los patrones de campo.
- Integrar una propuesta evolutiva para el sector medio de la FPCM.
- Validar la etapa propuestas a partir de la inversión del campo de esfuerzos y estimación de la relación de esfuerzos (R), sobrepresión magmática normalizada (R') y modos I/H/S vía T_s y T_d , usando el flujo reproducible en MATLAB.

1.3. Ubicación y accesos al área de estudio

El área de estudio se localiza en el suroeste de la provincia de Mendoza, dentro del departamento de Malargüe. La ciudad de Malargüe constituye el centro poblacional principal de la zona. Hacia el noroeste destaca el paraje El Sosneado, mientras que al sur se encuentra la localidad de Bardas Blancas.

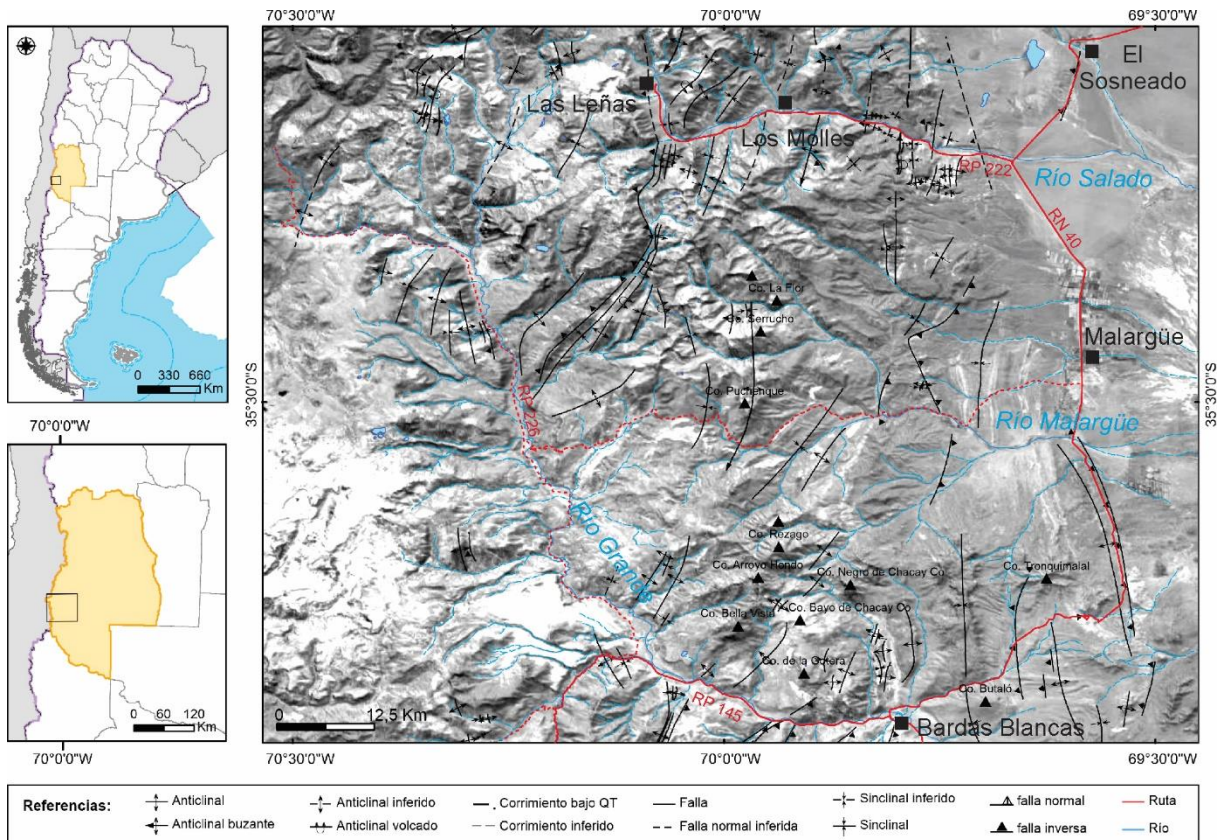


Figura 1.1. Ubicación y vías de acceso de la zona de estudio.

La región está atravesada por tres sistemas fluviales de importancia, dispuestos de norte a sur: los ríos Salado, Malargüe y Grande. El acceso al sector de Torecillas puede realizarse desde la ciudad de Malargüe hacia el Oeste, tomando el camino de río hacia Castillos de Pincheira, y continuando hacia el NO, por 15 km más. Alternativamente puede accederse por el oeste, a través de la Ruta Nacional 40, recorriendo 67 km hacia el sur hasta llegar a Bardas Blancas. Desde allí, se continúa por la Ruta Provincial 145, que bordea el río Grande hasta la localidad de Las Loicas, y luego por la Ruta

Provincial 226 que conduce al Paso Internacional Vergara, desviando hacia el este por un tramo de ripio conocido como “camino de los Reynolds”.

Para acceder al sector norte donde se ubica el anticlinal Los Blancos, se parte también desde Malargüe por la Ruta Nacional 40 hasta el cruce con el río Salado, donde se toma la Ruta Provincial 222, que conduce hasta la localidad de Los Molles.

Geográficamente toda el área se ubica dentro del ámbito montañoso de la cordillera de los Andes, en la unidad morfoestructural de la Cordillera Principal (Yrigoyen 1979). Las elevaciones alcanzan los 3.800 metros, destacándose los cerros Las Leñas, Los Blancos y Puchenque.

1.4. Estructura de la tesis

Con el fin de presentar los resultados obtenidos, conforme a los objetivos fijados, la tesis fue estructurada de la siguiente manera:

Capítulo 1. Introducción. Se plantea la problemática, los objetivos e hipótesis de la tesis, y se caracteriza brevemente la ubicación y acceso al área de estudio.

Capítulo 2. Marco geológico. Aquí se presenta el contexto tectono-estratigráfico de la FPCM entre 35–36°S. Se describe unidades, depocentros, etapas de rift, hundimiento térmico y antepaís, y el marco estructural y magmático que sustenta los casos de estudio.

Capítulo 3. Conceptos estructurales y mecanismos de emplazamiento. Se establece el marco teórico de deformación frágil y campos de esfuerzos, y el modelo de evolución de fajas plegadas y corridas utilizado. Se expone un compendio de los controles del emplazamiento de diques y filones capa, y el rol de discontinuidades heredadas.

Capítulo 4. Metodología estructural. Se detalla el flujo de trabajo utilizado para los datos estructurales. El flujo se desarrolla íntegramente en MATLAB, y es utilizado para clusterización, ordenamiento temporal por relaciones de corte, inversión y evaluación T_s/T_d .

Capítulo 5. Análisis del patrón de estructuras en el anticlinal Los Blancos. Se caracteriza el patrón de fracturas y mesoestructuras a escala de pliegue. Se realiza la inversión del campo de esfuerzos a partir

de la cinemática de la falla Río Salado, y se enmarca el sistema en la estructura regional, culminando con una propuesta evolutiva

Capítulo 6. Análisis del patrón de estructuras en el anticlinal Torrecillas. Se caracteriza el patrón de fracturas y mesoestructuras a escala de pliegue. Se analiza vetas y fallas asociadas, y se realiza inversiones del campo de esfuerzos a partir de las mismas, culminando con una propuesta evolutiva.

Capítulo 7. Cuerpos laminares subvolcánicos en la faja plegada y corrida de Malargüe. Se compila y mapea filones capa y diques a escala regional y en los dos anticlinales estudiados en campo. Se realiza análisis orientacional con la herramienta FracPaQ (MATLAB) ejecutando análisis de wavelets, y se discuten la profundidad de emplazamiento, los condicionantes en la transición dique→filón capa y el rol del campo de esfuerzos.

Capítulo 8. Modelado análogo de intrusión magmática en secuencias estratificadas en contextos compresivos. Se presentan dos series de experimentos estratificados para aislar efectos reológicos, de interfaces y de la secuencia acortamiento–inyección sobre geometrías y propagación de intrusiones.

Capítulo 9. Integración de resultados y propuesta evolutiva. Se integran los resultados estructurales y de intrusivos con el marco regional. Se propone una evolución organizada en etapas y configuraciones del campo de esfuerzo, y se las relaciona con la arquitectura y herencia tectónica de la FPCM.

Capítulo 10. Validación y prueba de hipótesis de la propuesta evolutiva. Se implementa un esquema cuantitativo por etapas para testear tensores de esfuerzos, R y R' (y K) con métricas T_s/T_d sobre diques y fracturas de ambos casos de estudio, a fin de evaluar la viabilidad física del modelo evolutivo y validar las hipótesis propuestas.

Capítulo 11. Conclusiones. Se resumen las conclusiones de la tesis.

Capítulo 2. Marco geológico

2.1. Marco tectónico evolutivo regional

La Cordillera de los Andes, que se extiende por miles de kilómetros a lo largo del margen occidental de Sudamérica, es consecuencia de la subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa continental Sudamericana, resultando en un orógeno de tipo Andino (Ramos, 2009). Sin embargo, no constituye una cadena montañosa simple y continua, sino que presenta marcadas variaciones a lo largo y ancho de toda su extensión, tanto en su estilo estructural como rocas involucradas, registrando una compleja historia geológica. Por este motivo, se la suele dividir en segmentos que resultan de las interacciones modernas entre las placas y las inhomogeneidades pre-existentes de la placa sudamericana (Jordan et al., 1983).

La zona de interés de esta tesis se ubica en los Andes Centrales del Sur, un segmento que se extiende entre los 27° y 46°30'S (Gansser, 1973; Ramos, 1999). Esta región se caracteriza por un segmento de subducción horizontal, conocido como “Flat Slab pampeano” (ca. 27°-33°S), en el que la deformación se extiende cientos de kilómetros al este de la trinchera y no hay actividad magmática reciente, y un segmento de subducción normal, denominado Zona volcánica Sur (ZVS), entre los 33° y 46°30'S (Figura 2.1).

La cadena andina puede describirse, a las latitudes de la ZVS, a partir de una serie de unidades morfoestructurales o provincias geológicas, dispuestas en fajas aproximadamente norte-sur, paralelas al margen continental occidental. Desde la trinchera hacia el antepaís, se identifican: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, y hacia el sureste se extienden el Engolfamiento neuquino y Payunia. Las dos primeras se desarrollan íntegramente en territorio chileno.

Puntualmente, el área de estudio se encuentra íntegramente comprendida en la Cordillera Principal. Esta provincia geológica se compone principalmente de rocas mesozoicas, fuertemente deformadas, y rocas cenozoicas de origen sedimentario y volcánico. En la vertiente chilena, en la Cordillera Principal Occidental (CPO) predominan las formaciones Abanico y Farellones, y en la Cordillera Principal Oriental (CPE), las sedimentitas asociadas a la cuenca Neuquina. En este sector la deformación se dispone en fajas plegadas y corridas, denominadas de norte a sur como Ramada, Aconcagua y Malargüe (Ramos, 1999). Esta última constituye el contexto estructural del presente estudio.

Además de sintetizar los antecedentes regionales, este capítulo incorpora resultados originales de esta tesis: (i) un mapa geológico de detalle de las unidades volcánicas y subvolcánicas neógenas y de las unidades sinorogénicas cenozoicas del área de estudio, y (ii) dos edades U-Pb en circones que permiten acotar temporalmente el emplazamiento del magmatismo neógeno en el sector interno de la faja plegada y corrida de Malargüe.

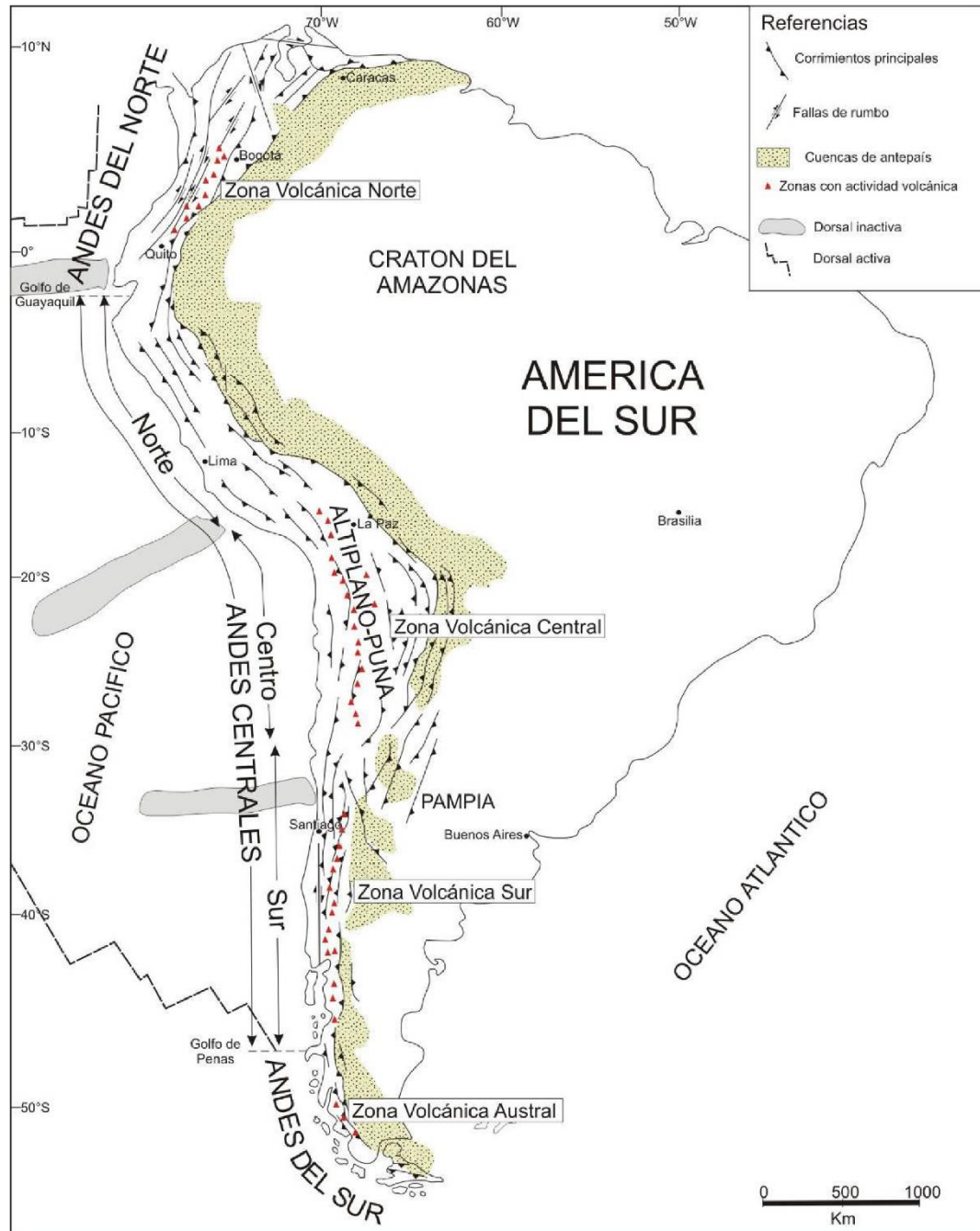


Figura 2.1. Segmentos de la cordillera de los Andes. La zona de estudio se encuentra en los Andes Centrales Australes, en la Zona Volcánica Sur. Modificado de Ramos (1999).

2.1.1. Ciclos tectónicos Gondwánico y Pre-ándico

La evolución tectónica de los Andes registra sucesos desde el Paleozoico. Durante gran parte de este periodo, el margen occidental de Gondwana se mantuvo activo. Una serie de eventos orogénicos eopaleozoicos y neopaleozoicos se produjeron en consecuencia a la acreción de los terrenos Arequipa (Ramos, 2008), Cuyania (Astini y Thomas, 1999) y Chilenia (Ramos et al., 1984), culminando con un intenso periodo compresivo durante el Pérmico, denominado orogenia sanrafaélica (Ramos, 1988). Se ha sugerido que las zonas de sutura entre estos terrenos y el margen Gondwánico podrían haber ejercido un control en el desarrollo de cuencas durante los periodos extensionales, y la localización de la deformación en eventos posteriores (Ramos, 1999).

Posterior a la fase sanrafaélica habría dominado un periodo extensional, con la ruptura inicial de Gondwana (Charrier, 1979). En este tiempo se desarrolló un intenso magmatismo transicional y de intraplaca representado en la provincia magmática silícica Choiyoi (Llambias y Sato, 1995). La dirección principal de extensión durante el permotriásico habría sido NNE-SSO (Kleiman y Japas, 2009; Giambiagi et al., 2011), con el desarrollo de fallas normales principales con orientación NO a ONO.

Ya durante el Mesozoico, el margen occidental de Sudamérica estaría conformado por la presencia de una trinchera oceánica activa, un estrecho arco magmático y el desarrollo de una serie de cuencas de retroarco ubicadas hacia el este (Charrier, 1979; Legarreta y Gulisano, 1989). La cuenca de mayor relevancia en la región es la cuenca Neuquina, la cual tiene una geometría triangular, que se angosta progresivamente hacia el extremo norte. Desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio, la extensión hacia el norte de esta cuenca abarcaba la zona que hoy comprende la parte sur de la faja Aconcagua y toda la faja Malargüe. En esta área, inicialmente se desarrollaron depocentros desconectados entre sí, denominados Yeguas Muertas-Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Rio del Cobre, Rio Grande, Los Blancos, Sierra Azul, Malargüe y Palauco (Manceda y Figueroa, 1995; Álvarez et al., 2002; Giambiagi et al., 2003, Mescua, 2015; Bechis et al., 2020).

Desde el Jurásico Temprano la cuenca fue progresivamente inundada y los distintos depocentros comenzaron a unirse, hasta quedar completamente conectados en el Pleinsbachiano (Legarreta y Gulisano, 1989), desarrollándose en Neuquén el Engolfamiento neuquino, mientras que en el sur y centro de Mendoza se mantuvo como una cuenca elongada en sentido norte-sur. Hasta el Cretácico inferior, el relleno de cuenca registra una etapa de subsidencia térmica (*sag*) con más

de 5000 m de depósitos clásticos, carbonáticos y evaporíticos (Vergani, 1995), aunque localmente existen evidencias de eventos extensionales y compresivos (Giambiagi et al., 2009).

Hacia fines del Cretácico Temprano se produjo una reorganización tectónica de las placas (Somoza, 1998), resultando en una mayor compresión en el sector occidental de la placa Sudamericana. Una revisión de la estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca Neuquina en la zona de la faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM), se presenta en secciones siguientes.

2.1.2. Ciclo tectónico Ándico

A partir del Cretácico Tardío comenzó a dominar la tectónica compresional, dando inicio al levantamiento de los Andes (DiGulio et al., 2012; Tunik et al., 2010). El primer evento de deformación compresiva se registra con el alzamiento de la Cordillera de la Costa en el margen chileno, al tiempo que se produjo una transformación de la cuenca de retroarco en una cuenca de antepaís donde fueron acumulados los depósitos sinorogénicos (Mpodozis y Ramos, 1989). Durante el Aptiano-Cenomaniano, se depositaron en la vertiente argentina las sedimentitas del Grupo Neuquén (Tunik et al., 2010; Tapia et al., 2012; Mescua et al., 2013; Horton y Fuentes, 2016; Fennell et al., 2017).

Durante el Eoceno tardío al Mioceno temprano, al sur de los 31°S se dió un periodo de extensión generalizada, resultando en la conformación de la cuenca de Abanico en la vertiente occidental andina, una cuenca de intra-arco que comprende un paquete de más de 3000 m de espesor de rocas volcánicas, lavas de composición ácida a intermedia e intercalaciones sedimentarias (Charrier, 2002). Este evento extensional habría sido consecuencia del retroceso de la trinchera de la Placa de Nazca (Mpodozis y Cornejo, 2012) entre los 35 y 21 Ma (Muñoz et al., 2006). Coetáneo a ello, se registra en el antepaís argentino un hiatus que duró ca. 20 Ma (Horton et al., 2016; Horton y Fuentes, 2016).

Hacia el Mioceno temprano se produjo la inversión de la cuenca de Abanico, que registra un cambio en la composición geoquímica, pasando de toleitas de bajo K en la Formación Abanico a dacitas calco-alcalinas en el Complejo Volcánico el Teniente (~34°S) (Kay et al., 2005; 2006) entre los 21 y 19 Ma (Charrier et al., 2007). Esta deformación es contemporánea con el inicio del magmatismo del Complejo Volcánico Cordón del Burrero (ca. 18 Ma), desarrollado en el área de estudio a los 35°S en la zona de Valle Hermoso (Sruoga et al., 2018). El levantamiento y deformación de la Cordillera Principal Occidental ha sido vinculado a un nivel de despegue principal cortical a ~40 km de profundidad, al tiempo que la Cordillera de la Costa y la Cordillera

Principal Oriental fueron elevadas pasivamente (Giambiagi et al., 2015, 2016), dando lugar a un depocentro en el que se depositaron más de 3000 m de rocas volcánicas de la Formación Farellones (Vergara et al., 1988). La propagación del despegue principal hacia el este (Giambiagi et al., 2015), habría generado el comienzo de la deformación en las fajas del antepaís a partir de los ~ 20 Ma (Cegarra and Ramos, 1996; Cristallini y Ramos, 2000; Giambiagi y Ramos, 2002; Mescua et al., 2014).

A partir del Mioceno medio (15-12 Ma) se incrementó el acortamiento cortical en la Cordillera Principal Oriental, alcanzando espesores cuasi similares a los actuales (Giambiagi et al., 2015). Al norte de los 33°S en el Mioceno medio-tardío se produjo la horizontalización de la losa oceánica y la expansión del volcanismo hacia el este (Kay y Abruzzi, 1996; Ramos et al., 2002). En la zona entre los 34°-36°S se habría dado la principal fase de deformación de la faja Malargüe (Silvestro et al., 2005; Giambiagi et al., 2008; Turienzo et al., 2012; Mescua et al., 2014; Barrionuevo et al., 2019), como resultado de la inversión de fallas extensionales mesozoicas, y la formación de corrimientos y fallas de basamento (Giambiagi et al., 2012; Turienzo et al., 2012; Mescua et al., 2014). Contemporáneo a la deformación se produjo la expansión del magmatismo de arco hacia el este, de tipo calcoalcalino y geoquímica indicando engrosamiento cortical (Baldauf, 1997; Nullo et al., Sruoga et al., 2008).

Para el Mioceno medio-tardío, se habría producido una etapa de alta exhumación en la Cordillera Principal (Spikings et al., 2008; Makshev et al., 2009), evidenciado en la inversión de fallas maestras en la parte oriental de la cuenca de Abanico (Piquer et al., 2010; Tapia et al., 2012), y la actividad fuera de secuencia de las estructuras El Fierro y Las Leñas, a los 35°S en la faja Malargüe (Godoy et al., 2009; Mescua et al., 2014; Bande et al., 2020). Así mismo, se mantenía activo el arco magmático, representado en las rocas de la Formación Huincán ($\sim 12-6$ Ma), que se emplazaron principalmente como facies hipabisales y volcánicas, andesíticas a dacíticas (Sruoga et al., 2008, 2016, 2020). Los depósitos sinorogénicos asociados a la deformación se acumularon en una serie de depocentros donde se registran más de 2000 m de rocas volcánicas y sedimentitas en las que se desarrollaron discordancias progresivas con formación de estratos de crecimiento, tales como las cuencas Pincheira-Ventana, Palauco y Río Grande (Silvestro y Kraemer 2005, Silvestro et al. 2005, Silvestro y Atencio, 2009).

2.2. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca Neuquina en la faja plegada y corrida de Malargüe

2.2.1. Estratigrafía mesozoica de la cuenca Neuquina

El relleno sedimentario de la cuenca se depositó a lo largo de una historia tectónica que registra, a grandes rasgos, tres etapas diferentes (Figura 2.2). Estas corresponden a un periodo de rift entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, seguida de un período de hundimiento térmico entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano y, por último, una etapa de antepaís entre el Cretácico Tardío y el Cenozoico (Vergani et al., 1995). La combinación entre tectónica, dada por el *rifting* y enfriamiento térmico con consecuente subsidencia, la actividad del arco magmático, variaciones eustáticas y nivel del mar, controlaron las sucesivas etapas de ingresión y regresión marina (Legarreta y Uliana, 1996; Vicente, 2005). En esta sección se describen las unidades estratigráficas aflorantes en el sector de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35° y 36°S, su distribución geográfica y contexto tectónico de depositación (Figura 2.3).

La primera etapa habría comenzado hacia el Triásico Tardío (Legarreta y Gulisano, 1989), mientras que la presencia del arco magmático al oeste actuaba como barrera que impedía la conexión permanente de la cuenca con el océano Pacífico. La arquitectura extensional del sector surmendocino, que abarca desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano, está compuesta por un conjunto de depocentros alargados en direcciones NNO y NNE, que controlaron el comienzo de la sedimentación (Bechis et al., 2020) (Figura 2.4).

El depocentro Sierra Azul, ubicado en el extremo austral mendocino a los 36°S, fue controlado por el movimiento de la falla maestra El Manzano, de rumbo NO e inclinación SO (Yagupsky et al., 2008). Hacia el este, el depocentro Palauco creó espacio de acomodación a partir de dos fallas maestras con rumbo NNO e inclinación ENE, denominadas falla Los Cerrillos (Barrionuevo et al., 2019) y falla Palauco (Manceda y Figueroa, 1995; Giambiagi et al., 2009). Hacia el norte de esta, se desarrolló el depocentro Malargüe, controlado por la falla homónima, de rumbo NNO e inclinación OSO (Silvestro y Kraemer, 2005; Giambiagi et al., 2009). Hacia el norte del río Atuel, a los 34°50'S, se ubicó el depocentro Atuel, que registra una espesa secuencia de *sinrift* que habría estado controlada por dos fallas principales, Alumbre y La Manga, ambas rumbo NNO e inclinación O (Giambiagi et al., 2005; Bechis et al., 2009).

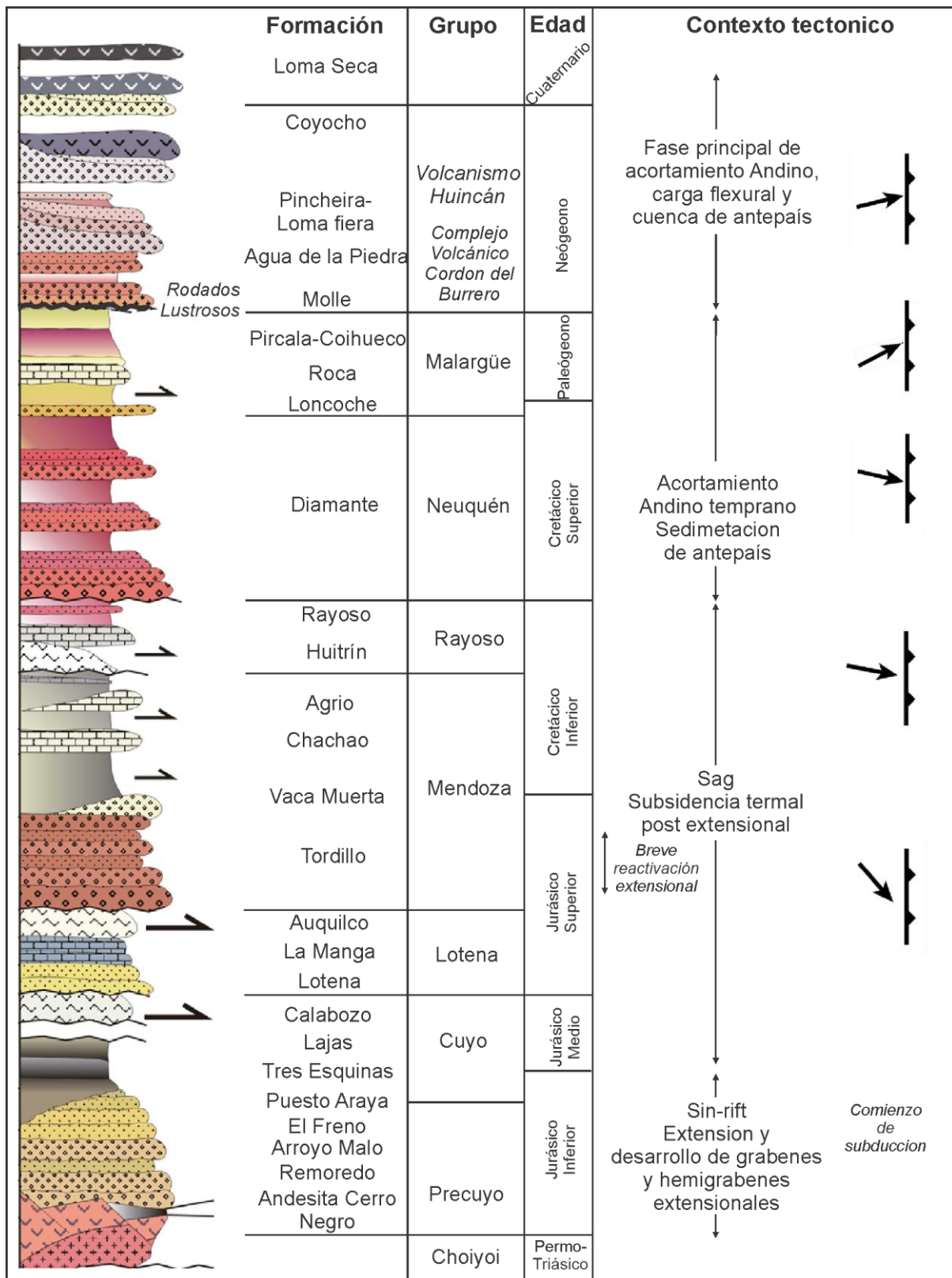


Figura 2.2. Columna estratigráfica de la cuenca Neuquina y Cenozoico surmendocino. Se indica el contexto tectónico y vector de convergencia de placas en el margen occidental, y los niveles de despegue en la secuencia sedimentaria. Basado en Mosquera y Ramos (2006); Giambiagi et al. (2008); Turienzo (2010); Guzmán et al. (2011); Naipauer et al. (2015); Horton et al. (2016).

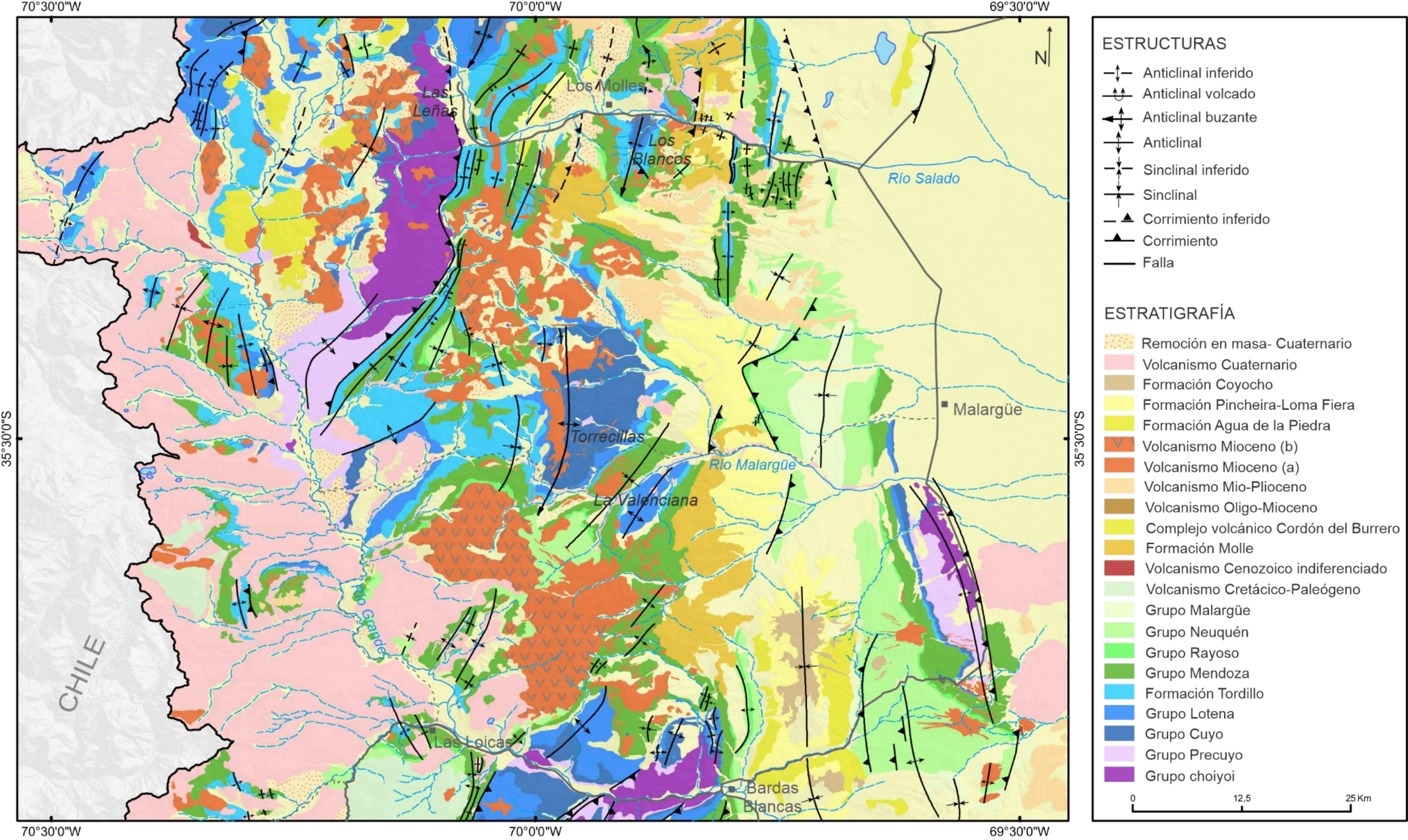


Figura 2.3. Mapa geológico de la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35° y 36°S. Se indica la ubicación de las zonas de Los Blancos y Torrecillas, estudiadas en detalle en este trabajo.

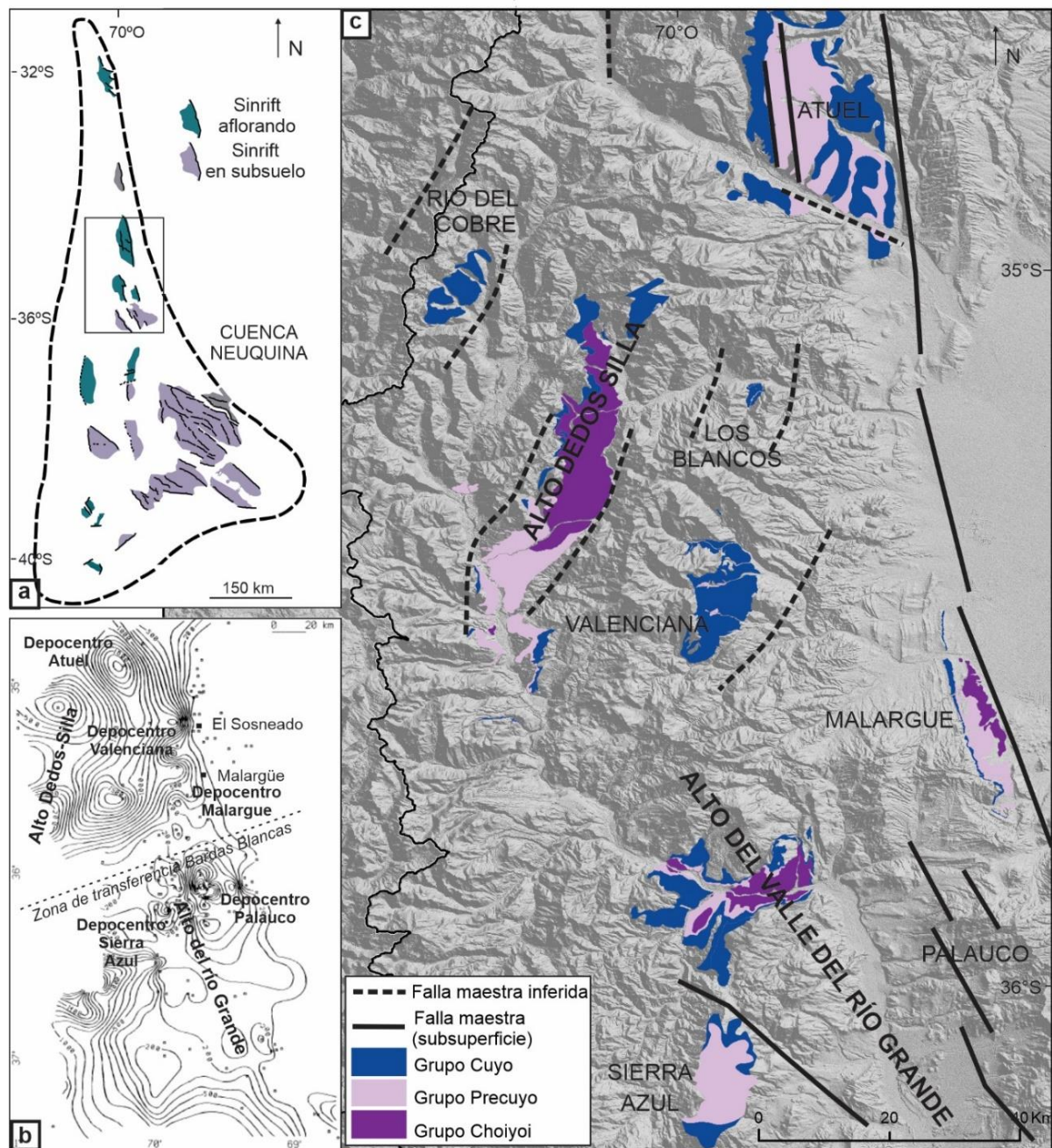


Figura 2.4. a. Esquema de la cuenca Neuquina con los depósitos de sinrift identificados. b. Mapa isopáquico palinspastizado del Ciclo Jurásico, basado en datos de pozos y perfiles de superficie. c. Mapa regional con la distribución de las principales fallas normales y el relleno de los depocentros sinrift del Triásico Tardío al Jurásico Temprano de la Cuenca Neuquina en el sur de la provincia de Mendoza. Basado en Manceda y Figueroa (1995); Yagupsky et al. (2008); Giambiagi et al. (2009a, b); Bechis et al. (2009); Mescua et al. (2014); Fuentes et al. (2016); Barrionuevo et al. (2019).

Los depocentros de orientación NNE se desarrollaron principalmente entre los 35° y $35^\circ 30'S$, en lo que ahora corresponde a los sectores interno y medio de la FPCM. El depocentro Valenciana, a los $35^\circ 30'S$, ha sido interpretado como controlado por una posible falla maestra de rumbo NNE e inclinación ONO, paralela al eje del anticlinal Torrecillas, a partir de datos de pozos

(Giambiagi et al., 2009; Fuentes et al., 2016). En el valle del río Grande, al oeste del depocentro Valenciana, y basados en mapas isopáquicos restaurados palinspáticamente, Manceda y Figueroa (1995) infirieron una falla maestra listrica de rumbo N a NNE, que inclina hacia el oeste, y limitaría por occidente al bloque Dedos-Silla (Tapia, 2015). Hacia el norte, a los 35°S, se encuentra el depocentro Río Del Cobre, que ha sido interpretado como controlado por una falla maestra de rumbo NNE (Mescua et al., 2014). Al este del mismo, y separado por el alto del Tordillo-Bloque Dedos-Silla, a los 35°10'S se generó el depocentro Los Blancos, que estaría controlado por la falla homónima, de rumbo NNE e inclinación al oeste (Mescua et al. 2014; Fuentes et al. 2016).

La estratigrafía sinrift es compleja ya que los depocentros estuvieron sometidos a diferentes tasas de subsidencia, aporte sedimentario y proveniencia del material (Manceda y Figueroa, 1995). Está conformada por rocas de origen volcánico y volcano-sedimentario predominantemente continentales, que han sido agrupados informalmente en el Grupo Precuyo o ciclo Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano et al., 1984; Legarreta y Gulisano, 1989), y rocas sedimentarias silicoclásticas marinas y continentales, que corresponden a la sección inferior del Grupo Cuyo, denominadas formaciones Arroyo Malo, Puesto Araya inferior y El Freno (Gulisano, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989). Si bien existen variaciones faciales, todas estas unidades se habrían depositado coetáneamente entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano.

El Grupo Precuyo se compone, en el valle del río Grande, de rocas volcánicas y volcanoclásticas con algunas intercalaciones sedimentarias asignadas a la fenoandesita Cerro Negro y la Formación Remoredo (Gulisano, 1981). La fenoandesita Cerro Negro intruye al Grupo Choiyoi, e infrayace o es parcialmente coetánea a la Formación Remoredo (Figura 2.5 a). La misma ha sido datada con una edad de cristalización en zircón de 223.3 ± 1.9 Ma (Figura 2.5 b y c) (Naipauer et al. 2015). Lanes y Salani (1998) caracterizaron a la Formación Remoredo como una asociación de tobas brechosas, interpretada como brechas coignimbríticas proximales, y una asociación de tobas ignimbríticas relacionadas con depósitos de caídas coignimbríticas, todas derivadas de colapsos gravitacionales de columnas eruptivas. Las paleo-corrientes, estructuras internas y proveniencia de los fragmentos líticos señalan a la fenoandesita Cerro Negro como un *neck* remanente de una de las bocas de emisión de los flujos piroclásticos. A su vez, el material piroclástico se halla intercalado con depósitos arenosos y pelíticos lacustres (Figura 2.5 d y 2.5 e) (Lanes y Salani, 1998).

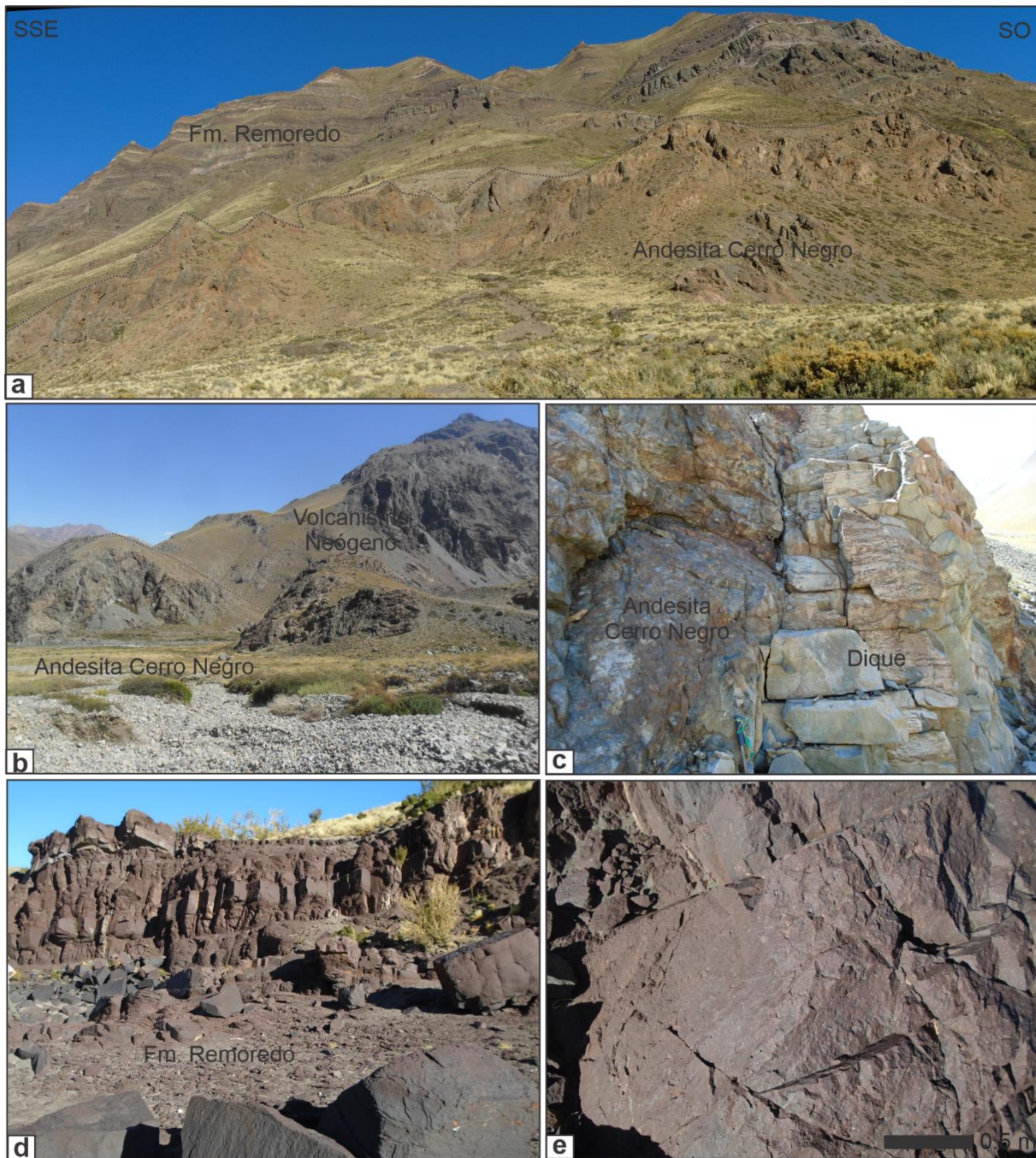


Figura 2.5. Afloramientos del Grupo Precuyo en el valle del río Grande, en la FPCM. a. Vista del extremo suroccidental del bloque Dedos-Silla, donde aflora la Formación Remoredo, intruida en su base por la andesita Cerro negro. b. Afloramiento de la andesita Cerro Negro en el Cajón de los oscuros, donde fue datada por Naipauer et al. (2015). c. Detalle de la andesita cerro Negro, intruida por un dique andesítico Mioceno. d. Aspecto de la secuencia compuesta de pelitas, areniscas y areniscas volcánicas de la Formación Remoredo en el valle del río Grande. E. Detalle de las rocas volcánicas de la Formación Remoredo.

En el área de Bardas Blancas y hacia el sur, en el depocentro Sierra Azul, la Formación Remoredo suprayace en discordancia al Grupo Choiyoi. Se compone de facies epiclásticas y volcánicas, de coloraciones moradas oscuras a rojizas, interpretada como una secuencia piroclástica con intercalaciones de facies lacustres (Lanés y Palma, 1995), con espesores que no superan los 70 m.

Hacia el sur de la Sierra Azul, Yagupsky (2009) indica un considerable aumento en el espesor de esta unidad, con un mínimo de 200 m y base no aflorante, infiriendo un control en su deposición por parte del lineamiento Liu-Cullín.

En el depocentro Malargüe, dentro del anticlinal homónimo, quedan expuestos los depósitos del Grupo Tronquimalal, del Triásico Superior (Stipanovic, 1979), los cuales contienen facies volcánicas, clásticas gruesas y lutitas oscuras lacustres con flora de *Dicroidium*. En discordancia angular, es cubierto por la Formación Remoredo, con predominio epiclástico y sedimentación continental en abanicos aluviales, sistemas fluviales de alta energía y lagos efímeros tipo playa (Buchanan et al., 2017).

Hacia el norte del área de estudio, la sucesión sedimentaria asociada a la etapa de rift presenta marcadas variaciones faciales con respecto a lo descrito previamente. El depocentro Atuel inicia su sedimentación con las pelitas marinas fosilíferas de la Formación Arroyo Malo, en las que se han reconocido bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, nautiloideos y corales. Estas constituyen el único registro de depósitos marinos de edad triásica conocidos para la cuenca Neuquina (Riccardi et al., 1997). En el sector oriental del depocentro se encuentran conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas de origen fluvial asignados a la Formación El Freno, que disminuyen su espesor hacia el oeste (Lanés et al., 2008). En el sector occidental del depocentro Atuel, la Formación Arroyo Malo es sucedida en concordancia por la sección inferior de la Formación Puesto Araya, que se compone de pelitas, areniscas y lentes conglomerádicos, conformando grandes ciclos grano y estratocrecientes, y un espesor total que alcanza los 630 m (Lanés, 2005). Estos corresponderían a depósitos de abanico deltaico que se correlacionan con las facies fluviales de la Formación El Freno, dispuestas en el sector oriental (Lanes, 2005; Lanes et al., 2008). Las formaciones Arroyo Malo, El Freno y Puesto Araya inferior correspondieren a la fase de sinrift del depocentro Atuel, abarcando del Retiano al Sinemuriano Temprano tardío (Lanés, 2005; Bechis et al., 2009). Por este motivo en este trabajo se presentan junto con el Grupo Precuyo.

Otro sector donde se ha reconocido a la Formación El Freno es en el valle de Las Leñas y Portezuelo Ancho, donde también se presentan como conglomerados con abundante contenido fosilífero botánico, que yacen en discordancia sobre el Grupo Choiyoi (Lanés, 1996; Lanés, et al., 2013). Aquí los espesores son muy acotados debido a que la sedimentación estaba fuertemente influenciada por la paleotopografía, dada por el alto estructural del río Tordillo o Bloque Dedos Silla (Davidson y Vicente, 1973), el cual separó dos depocentros marinos profundos,

conformando un área relativamente elevada donde se depositó un espesor menor de sedimentos de ambientes someros (Mescua, 2015).

El Grupo Cuyo comprende una serie de unidades predominantemente marinas, depositadas en la cuenca Neuquina durante el Jurásico Temprano a Medio, y registra la primera transgresión marina de la cuenca, que se dio desde el NO al SE, y desde el centro hacia el este y el oeste (Gulisano, 1981; Vicente, 2005). Por este motivo, las unidades previamente descritas en el depocentro Atuel son frecuentemente asignadas al ciclo Cuyano. A partir del Sinemuriano-Pleinsbachiano la cuenca entraría en una etapa de subsidencia térmica (sag). En el depocentro Atuel, la Formación Puesto Araya superior se extiende en el sector oriental en concordancia sobre la Formación El Freno, y corresponde a depósitos de plataforma silicoclástica que pasa transicionalmente a las pelitas negras de la Formación Tres Esquinas (Lanés, 2005). Durante la depositación de esta unidad, ocurrió la interconexión de los depocentros iniciales de la cuenca Neuquina, los cuales quedaron integrados conformando una extensa área de sedimentación marina ubicada entre el arco volcánico jurásico hacia el oeste, y un área continental estable hacia el este (Digregorio et al., 1984; Legarreta et al., 1993; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994).

A los 35°S, en el área del Portezuelo Ancho y oeste del valle Las Leñas, las areniscas pardas de ambiente marino somero de la Formación Puesto Araya cubren discordantemente al Grupo Choiyoi o mediante una leve discordancia angular a la Formación El Freno (Mescua, 2014). Por encima yacen pelitas negras masivas de ambiente de off-shore, asignadas a la Formación Tres Esquinas. El espesor total del Grupo Cuyo en el Portezuelo Ancho es cercano a 100 m (Figura 2.6 a) (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Mescua, 2014). Al oeste y este del alto del río Tordillo (Bloque Dedos-Silla), la sucesión cuyana se caracteriza por mayores espesores y facies de ambiente más profundo, correspondientes a los depocentros Río del Cobre y Los Blancos, respectivamente. En el primero el relleno se caracteriza por una sucesión de 800 m de areniscas turbidíticas, calizas y lutitas con *Posidonomya alpina* y *Harpocerates* sp. (Gerth, 1925), indicando una edad del Jurásico temprano a medio. Basado en el contenido fósil, se ha propuesto una correlación con las Formaciones Puesto Araya y Tres Esquinas del depocentro Atuel (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994). En el valle de Las Leñas, el paquete correspondiente a este ciclo alcanza 400 m de espesor aproximadamente, y corresponde a un ambiente marino de aguas someras (Sardín, 1984).

Con respecto al depocentro Los Blancos, en el braquianticlinal homónimo, en el valle del río Salado a los 35°10'S, cercano a la localidad de Los Molles, Dessanti (1978) describe una sucesión

de 850 m de espesor aproximados, sin base aflorante, compuesta por areniscas, pelitas y calizas que asigna por su contenido fosilífero al Toarciano hasta el Caloviano (Figura 2.6 b). A esta unidad la denominó Formación Puchenque, la cual se correlaciona temporalmente en su sección inferior con la Formación Tres Esquinas, conformando una sucesión granodecreciente de edad toarciana-aaleniana. La sección superior, de edad Caloviana, pertenecerían a la Formación Lotena (Mescua, 2014; Benítez, 2015).

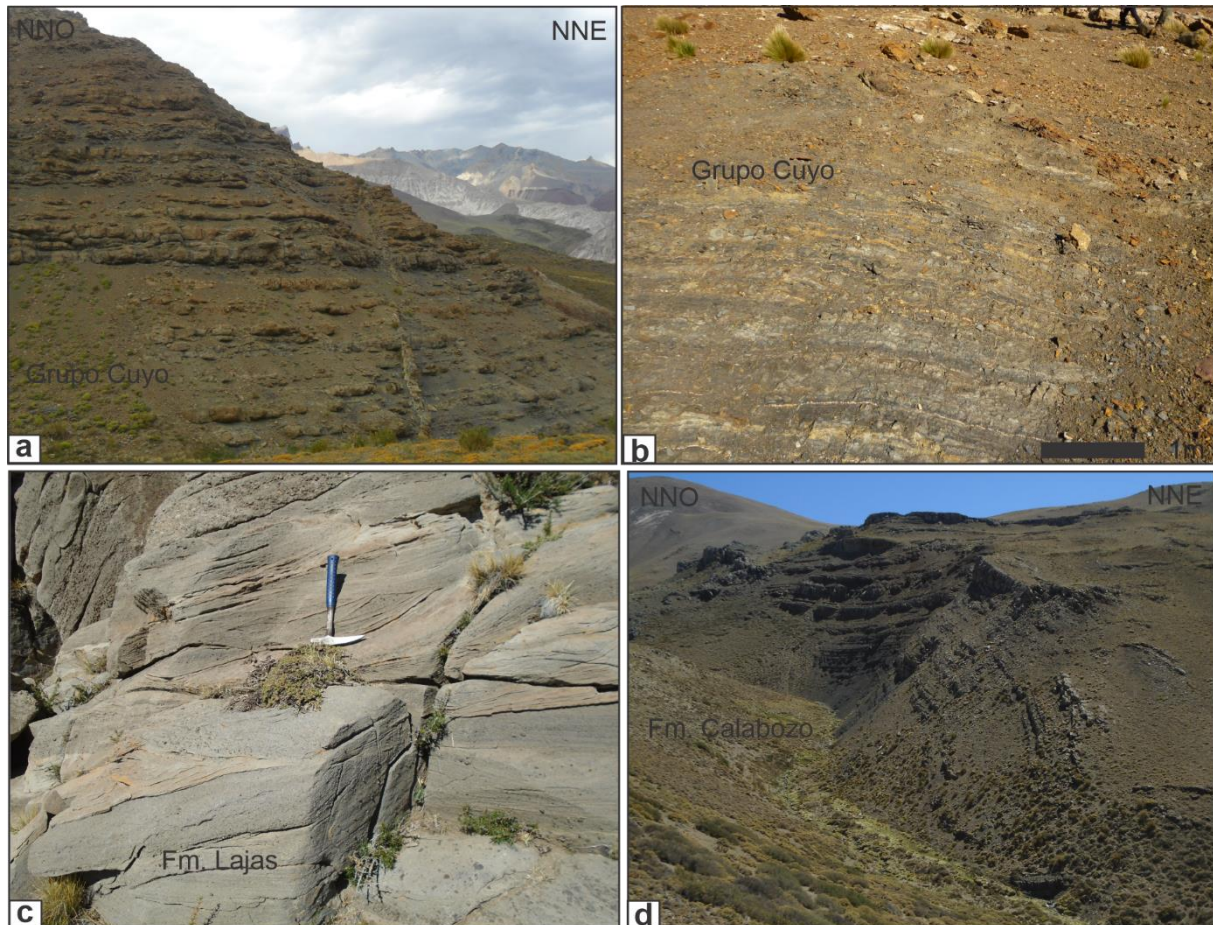


Figura 2. 6. Afloramientos del Grupo Cuyo en la FPCM. a. Secuencia aflorante en el Portezuelo Ancho, Las Leñas. b. Aspecto de los bancos de calizas, pelitas y areniscas del Grupo Cuyo en el anticlinal Los Blancos, en el depocentro homónimo. c. Aspecto de las areniscas guijarrosas y conglomerados con estructuras tractivas de la Formación Lajas en el anticlinal Torrecillas, depocentro Valenciana. d. Aspecto general de las pelitas y calizas de la Formación Calabozo en su localidad tipo, en el anticlinal Torrecillas, cuenca Valenciana.

En el depocentro Valenciana la sedimentación cuyana se caracteriza por depósitos silicoclásticos marinos cercanos a la costa y offshore. Dessanti (1973) describe la Formación Puchenque, a partir de una secuencia inferior y otra superior, equivalente a las formaciones Puesto Araya y Tres Esquinas, respectivamente (Stipanovic, 1967). La primera se compone de areniscas y bancos calcáreos de plataforma proximal a distal mientras que la Formación Tres Esquinas está

constituida por una sucesión de lutitas negras laminadas y escasas intercalaciones calcáreas, correspondiente a una cuenca profunda. A partir del contenido fosilífero, a esta secuencia, se le ha asignado una edad Pliensbachiano temprano a Aaleniano (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994). Recientemente se han datado con el método U/Pb en zircón dos tobas de la porción inferior de la Formación Tres Esquinas resultando en 180.59 ± 0.43 y 181.42 ± 0.24 Ma (Mazzini et al. 2010). Suprayace la Formación Lajas, compuesta de conglomerados con gradación normal a areniscas, con abundantes estructuras tractivas de ambiente marino de aguas someras (Figura 2.6 c), la cual es cubierta mediante un contacto erosivo e irregular por la Formación Calabozo. Esta unidad tiene su localidad tipo en el arroyo homónimo, en la ladera oriental del cerro Puchenque, en el anticlinal Torrecillas-Valenciana (Figura 2.6 d). Se compone de una amplia variedad de rocas carbonáticas, y subordinadas areniscas y conglomerados, depositadas en una rampa homoclinal (Palma et al., 2007).

Hacia el sur, en la zona del depocentro Malargüe y en Bardas Blancas, el ciclo cuyano también fue descrito mediante la Formación Puchenque (Dessanti, 1973). En esta zona, Gulisano (1981) la denominó Formación Bardas Blancas. La misma se compone de areniscas de frente de playa asociadas a una plataforma silicoclástica, que alcanza espesores entre 100 y 150 m y apoya en discordancia sobre la Formación Remoredo (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Dicarlo).

Durante el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano la deposición estuvo controlado principalmente por la subsidencia térmica y por cambios eustáticos. El registro sedimentario del segundo ciclo transgresivo jurásico ha sido denominado Grupo Lotena. El mismo inicia con una sucesión areno-pelítica transgresiva, de ambientes marinos someros y transicionales que corresponde a la Formación Lotena, seguida por rocas carbonáticas de edad caloviana a oxfordiana, incluidas dentro de la Formación La Manga y culmina con potentes bancos de yeso de la Formación Auquilco, estos últimos vinculados a un episodio de desecación ampliamente registrado en toda la cuenca (Stipanovic, 1965; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Gulisano y Legarreta, 1989). Esta secuencia se encuentra ampliamente distribuida en toda el área de la FPCM.

Durante el Jurásico Tardío se produjo una continentalización generalizada en la cuenca y expansión del arco magmático hacia el oriente, continuando en una nueva transgresión marina en el Cretácico Temprano. Estos eventos quedan englobados en el Grupo Mendoza, en los que se incluyen las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Agrio y equivalentes (Legarreta y Gulisano, 1989). Estas unidades se disponen a lo largo y ancho de todo el sector surmendocino. En este

trabajo se han identificado y plasmado en el mapa geológico por un lado la Formación Tordillo, y por otro, en conjunto, las formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio bajo la denominación Grupo Mendoza.

La Formación Tordillo (Stipanovic, 1969) se compone de areniscas, conglomerados y pelitas de ambientes fluviales, eólicos, aluviales y de barreal (Legarreta et al., 1993). En los estribos más occidentales de la FPCM, se interdigita lateralmente con las andesitas y brechas andesíticas de la Formación Río Damas (Klohn, 1960). Mescua et al. (2008) sugieren que al tiempo de depositación de estas unidades la cuenca estaba limitada por un sector de volcanismo andesítico hacia el oeste y un área estable, donde afloraba el basamento, hacia el este. La Formación Tordillo registra importantes variaciones laterales de espesor en todo el ámbito de la cuenca Neuquina. Estas variaciones han sido interpretadas como controladas por fallas normales asociadas a un periodo extensional que habría tenido lugar durante el Kimmeridgiano, en el Jurásico Tardío (Charrier, 1979; Ramos, 1985; Vergani et al., 1995; Cegarra y Ramos, 1996; Giambiagi et al., 2003a; Charrier et al., 2007; Mescua et al., 2008). A los 35°20'S el alto del Tordillo o Bloque Dedos Silla, habría actuado como relieve positivo, lo que impediría el transporte de sedimentos desde el este hacia el margen oeste de la cuenca (Tapia, 2015). A los 35°S el depocentro occidental, con importante participación volcánica y volcanoclástica, presenta espesores en torno a los 5000 m al oeste de Las Loicas (Klohn, 1960), mientras que el depocentro al este del alto, en el arroyo Colorado, al sur del valle de Las Leñas alcanza 900 m (Figura 2.7 a). Sobre el alto del Tordillo, en Portezuelo Ancho, se depositaron 340 m de pelitas y areniscas (Figura 2.7 b) (Legarreta y Kozlowski, 1984). En el valle del río Salado, en el anticlinal Los Blancos, esta unidad alcanza los 700 m de espesor (Benítez, 2015).

Hacia el Titoniano se produjo una nueva transgresión marina, evidenciada en las pelitas y rocas carbonáticas ricas en fósiles de la Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931). Las mismas se depositaron inicialmente en una rampa, sin quiebre de pendiente, evolucionando a una plataforma durante el Berriasiano (Legarreta et al., 1981; Legarreta y Uliana, 1991). Esta unidad, de amplia distribución en toda la cuenca, ha sido objeto de especial interés a lo largo de la historia de exploración y explotación de hidrocarburos, debido a que es una de las principales rocas generadoras en la cuenca Neuquina y del país, y presenta muy buenas propiedades mecánicas como reservorio no convencional (Sosa Massaro et al., 2017). El límite superior es neto con la Formación Agrio y concordante con la Formación Chachao. Esta última, corresponde a rocas carbonáticas y coquinas depositadas en una plataforma carbonática somera a proximal en aguas

tropicales a subtropicales, asociado a una caída eustática global (Damborenea et al., 1979). En el sector de estudio se encuentra en el anticlinal Malargüe, donde alcanza espesores entre 30 y 50 m (Arcila Gallego, 2010). Completa al Grupo Mendoza las calizas y pelitas de plataforma carbonática de la Formación Agrio (Weaver, 1931), que corresponden al posterior ascenso del nivel del mar (Legarreta et al., 1993).

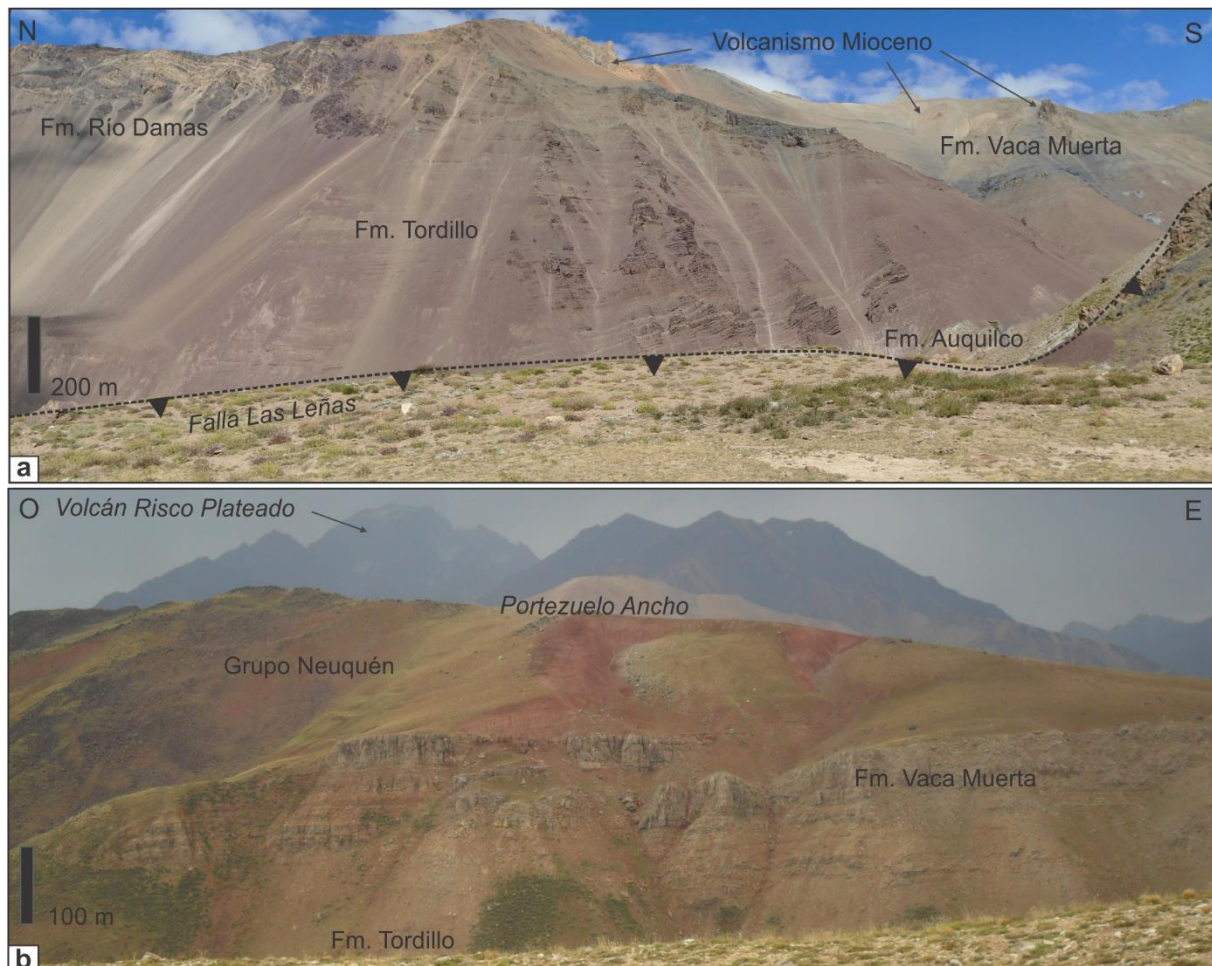


Figura 2.7. Afloramientos de las formaciones Tordillo-Río Damas y Vaca Muerta en la zona aledaña a Las Leñas y al Alto del Tordillo-Bloque Dedos Silla. a. Depósitos en el Portezuelo Ancho, en el extremo norte del bloque. b. Afloramientos al este del sector central del bloque, a los 35°10'S, en contacto con el Grupo Choiyoi mediante la falla Las Leñas. Nótese el cambio de espesor entre la zona sobre el bloque y al este del mismo.

Durante el Barremiano-Albiano se depositaron las sedimentitas continentales del Grupo Rayoso (Legarreta, 1989), evidenciando la desconexión de la cuenca con el océano Pacífico, vinculado a una importante caída del nivel del mar. El mismo se compone de evaporitas y carbonatos de la Formación Huitrín y areniscas rojas continentales de la Formación Rayoso, estas últimas asociadas a ambientes continentales de tipo barreal a fluvial con algunas acumulaciones de evaporitas (Legarreta y Uliana, 1999).

La fase de *sag* culminó hacia finales del Cretácico Temprano y el régimen tectónico cambió a compresivo en el sur de los Andes Centrales (Ramos, 2010). En consecuencia, la cuenca Neuquina se convirtió en una cuenca de antepaís, donde la migración hacia el este y el levantamiento del frente orogénico produjeron los primeros depósitos sinorogénicos (Zamora Valcarce et al., 2006; Tunik et al., 2010). En este contexto se depositaron las rocas del Grupo Neuquén, aproximadamente a los 100 Ma (Tunik et al., 2010), las cuales se disponen por encima de las rocas del Grupo Rayoso mediante una discordancia erosiva angular de carácter regional. Esta secuencia se compone de sedimentitas de ambientes aluviales y fluviales, que alcanzan espesores máximos de más de 1500 metros y se encuentran ampliamente distribuidas en toda la cuenca (Legarreta et al., 1989; Legarreta y Uliana, 1999). Posteriormente, la zona fue afectada por una transgresión marina proveniente desde el océano Atlántico, durante la cual se acumularon rocas clásticas y carbonáticas de las formaciones Loncoche y Roca, correspondientes al Grupo Malargüe (Legarreta et al., 1993). La sección superior de este grupo se caracteriza por la presencia de sedimentitas finas continentales paleocenas a eocenas de las formaciones Pircala y Coihueco, depositadas bajo ambientes lacustres y de playa-lake (Legarreta et al., 1993).

2.2.2. Estratigrafía sinorogénica cenozoica

El levantamiento andino iniciado en el Cretácico Tardío, registrado en los grupos Neuquén y Malargüe, es cubierto entre los 34° y 36°S por una disconformidad marcada por una unidad conglomerádica distintiva, denominada Rodados Lustrosos (Groeber, 1947), y una sucesión neógena suprayacente de hasta 3000 m de espesor de relleno continental. Se trata de depósitos clásticos de origen fluvial y aluvial, volcánicoclásticos y volcánicos que corresponden al relleno sinorogénico de la cuenca de antepaís cenozoica, que se preservan en el sector más oriental de la faja plegada y corrida de Malargüe. Los mismos se acumularon, entre los 35° y 36°S, en las cuencas Pincheira-Ventana, Malargüe, Palauco y Río Grande, cuya configuración habría estado controlada por estructuras de basamento (Silvestro et al., 2005; Silvestro y Atencio, 2009).

La cuenca Río Grande, ubicada a los 36°S y que se extiende hacia el sur, halla su límite occidental en los anticlinales Sierra Azul en el sur y Bardas Blancas en el norte. La misma ha sido estudiada por Silvestro y Atencio (2009), quienes indican que los depósitos sinorogénicos que se preservan en el sinclinal Sierra de la Ventana y cerro Butaló, alcanzan un espesor mayor a los 1500 m, mientras que, en el sur, en el sinclinal Quechivil, no superan los 500 m. Los depósitos más

antiguos corresponden a unas coladas basálticas datadas en torno a los 23,6 Ma. Por encima yacen conglomerados y brechas andesíticas y basálticas de la Formación Molle, con una edad de $18,12 \pm 0,24$ Ma (Ar/Ar, Silvestro y Atencio, 2009), a los que continúan sedimentitas finas rojizas con espesores de hasta 700 m correspondientes a la Formación Agua de la Piedra. Sobreyacen brechas andesitas y rocas volcanoclásticas, con edad en torno a 10 Ma, asignada a la Formación Loma Fiera, y unidades equivalentes. La secuencia culmina con mantos basálticos de la Formación Coyocho, de $2,5 \pm 0,5$ Ma (K/Ar, Silvestro y Atencio, 2009). Por su parte la cuenca Palauco se extiende hacia el este de la cuenca Río Grande, hasta los afloramientos de basamento del bloque San Rafael. Aquí las unidades presentes son predominantemente volcánicas, posiblemente debido a la proximidad a centros efusivos, y se disponen en concordancia sobre el Grupo Malargüe (Silvestro y Atencio, 2009).

La cuenca Pincheira-Ventana, ubicada a los $35^{\circ}30'S$ en el sector oriental de la FPCM, está rellena por dos secuencias volcanoclásticas (Silvestro et al., 2005). Esta cuenca está limitada al oeste por los anticlinales Torrecillas, Valenciana y Bardas Blancas en tanto el anticlinal Malargüe constituye el límite oriental (Figura 2.8). Dataciones radiométricas de los niveles andesíticos basales, correspondientes a la Formación Molle, arrojaron edades en torno a los 15,1 Ma. Esta unidad se compone de brechas piroclásticas andesíticas con intercalaciones en los niveles superiores de areniscas y paraconglomerados tobáceos, que se engrosan hacia el sector central de la cuenca donde llegan a desarrollar hasta 300 m de espesor, y se interdigitan lateralmente hacia el este con la Formación Agua de la Piedra, donde predominan las areniscas y conglomerados rojizos (Criado Roque, 1950; Silvestro et al., 2005; Arcila Gallego, 2010). Por encima yacen los depósitos de conglomerados volcanosedimentarios de la Formación Pincheira y unidades equivalentes, a los que continúan, dispuestos en discordancia angular, una secuencia de basaltos y brechas basálticas equivalentes a la Formación Coyocho con edades en torno a los 6,7 Ma (Linares, 2001; Silvestro et al., 2005).

La cuenca Malargüe se ubica al este de la cuenca Pincheira-Ventana, al oriente del anticlinal homónimo. La secuencia sinorogénica ha sido estudiada mediante afloramientos y datos de subsuelo. Aquí, la datación de niveles andesíticos basales en 5,04 Ma y la secuencia postectónica al tope, limitan la edad de la cuenca entre el Mioceno superior y Cuaternario (Silvestro et al., 2005).

Hacia el norte a la altura del río Salado, a los $35^{\circ}10'S$ y limitado al oeste por el braquitioclinal Los Blancos, y al este por la falla Infiernillo, fue reconocida una secuencia sinorogénica que apoya

en discordancia sobre los grupos Mendoza y Neuquén (Benítez, 2015). La secuencia inicia con conglomerados y brechas volcanoclásticas andesíticas, homólogas a la Formación Molle estudiada en las cuencas al sur, continúa con depósitos continentales rojizos compuestos de bancos conglomerádicos a aglomerados, areniscas y areniscas tobáceas, asignados a la Formación Agua de la Piedra, y culmina con una secuencia de hasta 300 m de ortoconglomerados con un progresivo aumento en la composición volcanoclástica de la matriz hacia el tope, asignados a la Formación Loma Fiera. La composición de los mismos presenta variable proporción de clastos del Grupo Choiyoi, y rocas carbonáticas y areniscas asociadas al Grupo Mendoza, por lo que fue interpretada una procedencia desde el oeste, al tiempo que el basamento prejurásico ya había sido exhumado por la falla Las Leñas (Benítez et al., 2014, 2015).

Al norte del río Atuel, en la Cuchilla de la Tristeza, también se han reconocido las formaciones Agua de la Piedra y Loma Fiera. La primera apoya en discordancia angular sobre el Grupo Malargüe. Baldauf (1997) indicó una edad de 13 Ma, datada en un clasto andesítico sobre los Rodados Lustrosos. En la Formación Loma Fiera se encuentran clastos de basamento prejurásico. Para estos se ha interpretado un área de procedencia desde la Cordillera Frontal, indicando que el basamento se encontraba ya expuesto durante su depositación (Giambiagi et al., 2008). Dataciones Ar/Ar de clastos ubicados cerca de la base de esta unidad indican una edad máxima de 9,5 Ma (Baldauf, 1997).

2.3. Magmatismo cenozoico en la faja plegada y corrida de Malargüe, entre los 35° y 36°S

El magmatismo del Cretácico Tardío y comienzos del Cenozoico a las latitudes de estudio está representado por afloramientos incompletos y no bien conservados. Recientemente, Iannelli et al. (2019) reconocieron, a los 35°30'S, una asociación magmática que comprende flujos de lava basálticos y andesíticos intercalados con brechas volcánicas y areniscas líticas, todos ellos intruidos por diques basálticos subverticales, denominada informalmente Unidad Los Ángeles. La misma, datada mediante U-Pb en circón con una edad de 67.1 ± 0.13 Ma (Fennell et al., 2019), presenta una geoquímica consistente con un arco magmático toleítico. En este trabajo, esta unidad se ha mapeado como Volcanismo Cretácico-Paleógeno (Figura 2.8).

Desde el Eoceno al Mioceno se produjeron importantes cambios en la configuración del margen andino y el arco magmático asociado (Folguera y Ramos, 2011; Fennell et al., 2018; Litvak et al., 2019). En el ámbito chileno, el segmento comprendido entre 33° y 36°S estuvo dominado por un régimen extensional, durante el cual se depositaron más de 3000 m de rocas volcánicas

toleíticas, con depósitos volcanoclásticos y lacustres asociados, en la cuenca de intraarco Abanico (Charrier et al., 2002). Este régimen extensional estuvo asociado a una actividad magmática relativamente primitiva, de afinidad toleítica, lo que sugiere la existencia de una corteza continental delgada (~ 35 km de espesor) durante ese intervalo (Kay y Kurtz, 1995; Nyström et al., 1993, 2003; Charrier et al., 2002; Kay et al., 2005). En términos geoquímicos, la Formación Abanico (y unidades equivalentes) ha sido interpretada como un magmatismo desarrollado bajo condiciones de corteza relativamente menos engrosada que en etapas posteriores (Muñoz et al., 2006; Muñoz-Gómez et al., 2020). Su evolución se dió diacrónicamente, con edades que oscilan entre 34 y 21 Ma a los ca. 33°S , entre 23 y 12 Ma a los ca. 34°S , mientras que más al sur, a los $\sim 35^{\circ}\text{S}$, se registran edades entre 75 y 11 Ma (Piquer et al., 2017; Mosolf et al., 2019) (Figura 2.9). A finales del Oligoceno se produjo la ruptura de la placa Farallón en las placas Nazca y Cocos (Lonsdale, 2005) y la reorientación de la subducción de oblicua a casi ortogonal, con un aumento relativo de la relación de convergencia hasta ~ 15 cm/año (Somoza y Ghidella, 2012). En la vertiente chilena se produjo la inversión de la cuenca de Abanico y se desarrolló el volcanismo de la Formación Farellones (ca. 22–16 Ma) y el Complejo Volcánico del Teniente (CVET) a los 34°S (Kurtz et al., 1997; Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002). Las andesitas y dacitas calcoalcalinas de estas unidades muestran fuertes afinidades de arco continental y un aumento de las relaciones Sm/Yb, lo que indica que se emplazaron en una corteza relativamente más engrosada respecto de la etapa extensional asociada a la Formación Abanico (Piquer et al., 2017). En la vertiente argentina el volcanismo Neógeno, de edad principalmente mioceno, se encuentra ampliamente distribuido en la zona, ya sea intruyendo a las unidades previamente descritas, o como secuencias volcánicas. Groeber (1946) fue el primero en definir una secuencia evolutiva representativa del magmatismo cenozoico a partir de cuatro unidades: el “Mollelitense” (Oligoceno), el “Palaocolitense” (Mioceno medio), el “Huincalitense”, de edad Miocena superior y el “Coyocholitense” de edad Pliocena. Más recientemente, y debido al registro mediante dataciones radiométricas, Nullo et al. (2002) caracterizaron estas secuencias mediante el Ciclo Eruptivo Molle, compuesto de coladas de lava basálticas con edades entre 19 y 13 Ma, y el Ciclo Eruptivo Huincán, correspondiente a la actividad efusiva y subvolcánica mesosilícica que tuvo lugar en dos pulsos principales, dados el primero por la Andesita Huincán (17-10 Ma), y el más reciente por la Andesita La Brea (5,4-4,5 Ma) (Figura 2.9)

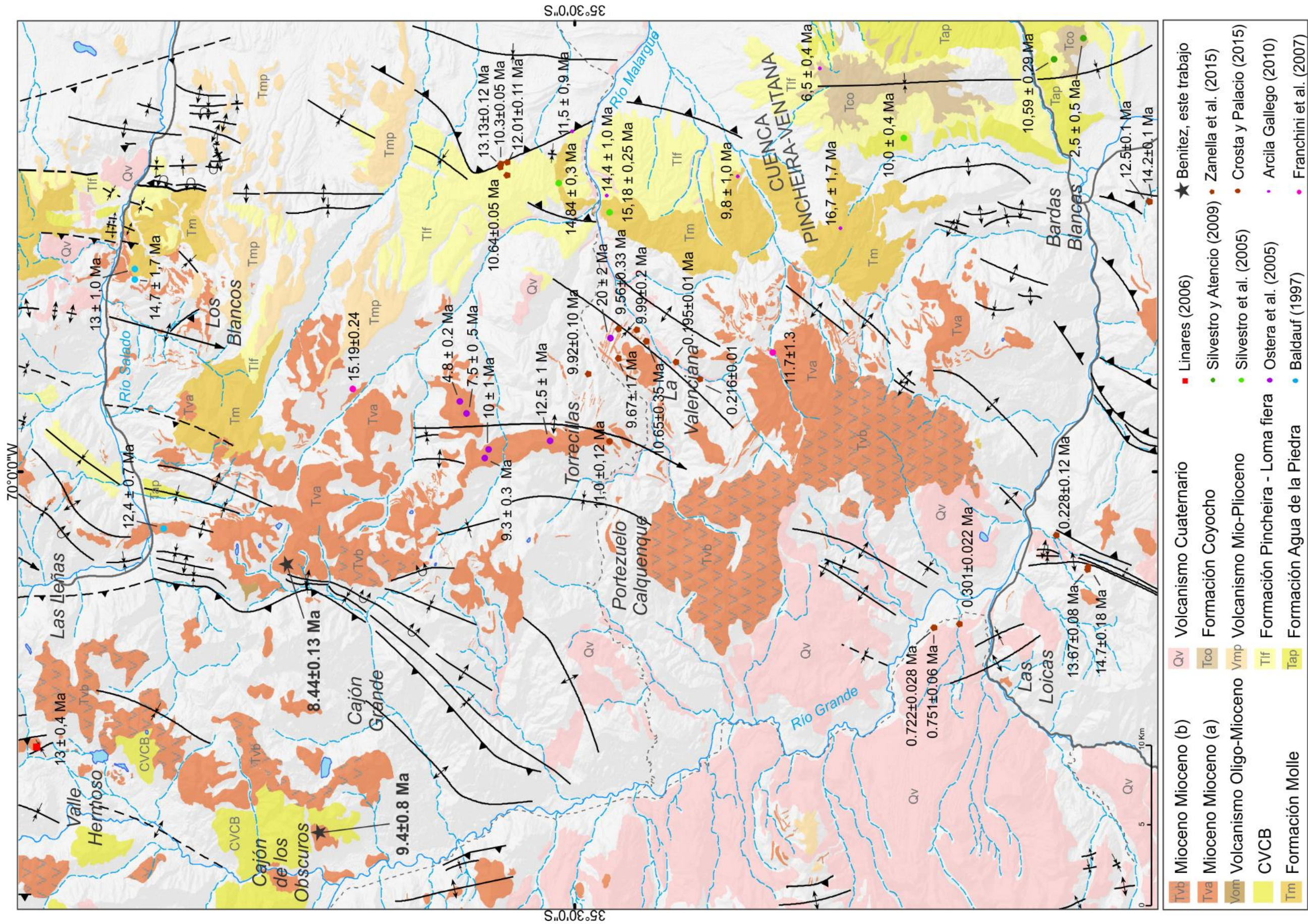


Figura 2.8. Mapa geológico de unidades volcánicas y subvolcánicas neógenas, y unidades sinorogénicas cenozoicas. Se indican las edades disponibles en bibliografía y las obtenidas en este trabajo (muestras C323 y C875).

A los 35°S se ha reconocido el Complejo Volcánico Cordón del Burrero (~18-13 Ma) (CVCB) (Sruoga et al., 2008, 2010, 2020). Esta unidad se extiende hacia el oeste de la falla Las Leñas, en el valle Hermoso y hacia el norte del mismo, en el sector interno de la faja Malargüe. Se compone de las formaciones Arroyo del Perdido, Puesto Gutiérrez, Bolchiquito y Santa Elena (Sruoga et al., 2020), aunque en este trabajo se han mapeado en conjunto. Es equivalente temporal del Ciclo Eruptivo Molle y parte del Ciclo Eruptivo Huincán de Nullo et al. (2002) (Figura 2.9).

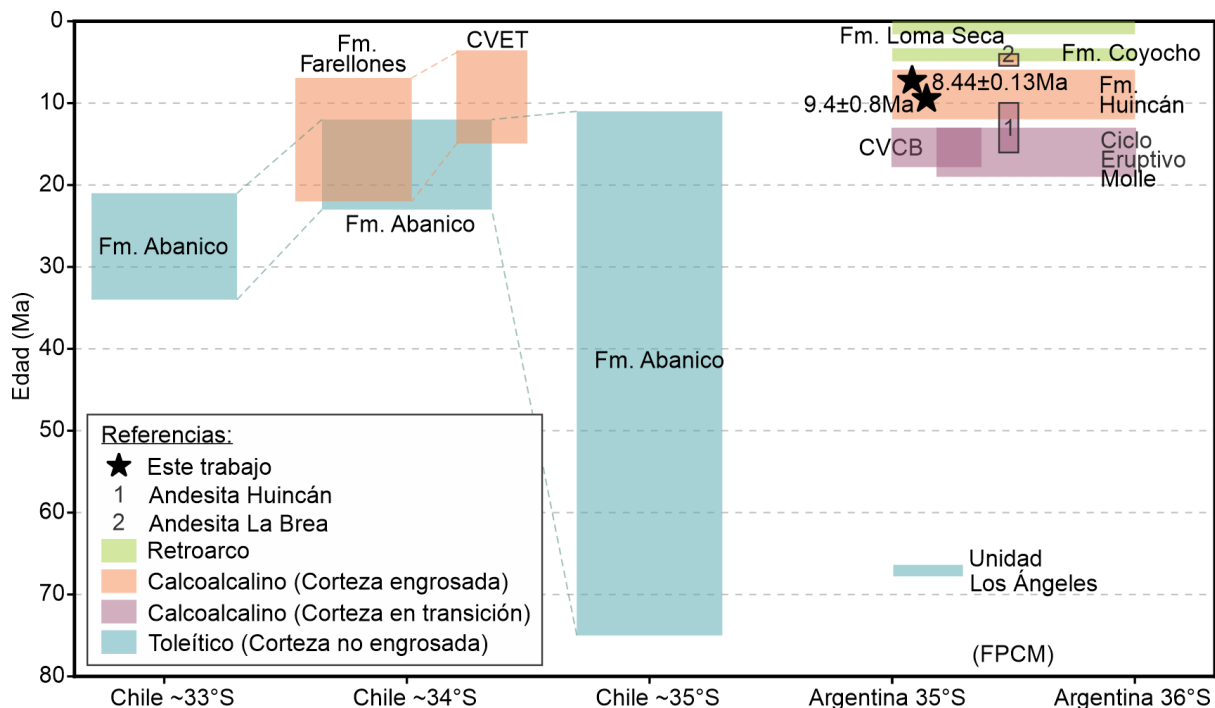


Figura 2.9. Esquema de correlación cronoestratigráfica simplificada de las principales unidades volcánicas cenozoicas (33°-36°S, Chile central y faja plegada y corrida de Malargüe). Los patrones distinguen intervalos interpretados como asociados a arco continental emplazado en corteza relativamente delgada, en transición y relativamente engrosada. Se incluyen las edades U-Pb obtenidas en esta tesis.

Por su parte, la Formación Huincán, está representada por volcanitas y cuerpos subvolcánicos de edad miocena media a superior conformando lacolitos, filones capa y diques, de composición andesítica y basandesítica, que se emplazaron posteriormente al CVCB (Sruoga et al., 2008). De acuerdo con las relaciones La/Yb, las rocas volcánicas del CVCB se han emplazado en una corteza relativamente delgada en comparación con las dacitas de la Formación Huincán, lo que sugiere que la fase principal de engrosamiento de la corteza y deformación tectónica a los 35°S tuvo lugar a partir ~12-11 Ma. En este trabajo se incluyen dentro de esta unidad a los intrusivos y rocas volcánicas de afinidad principalmente calcoalcalina y edad entre el Mioceno Medio a Tardío,

basados en datos geoquímicos y radiométricos disponibles (Figura 2.8) (Ostera, 1996; Baldauf, 1997; Nullo et al., 2002; Linares, 2006; Sruoga et al., 2020, y referencias allí), y se presenta en el mapa geológico como Volcanismo Mioceno a (subvolcánico) y b (volcánico).

Se destaca que se han incluido en la unidad “Volcanismo cenozoico indiferenciado” las rocas volcánicas que afloran en el área de estudio sobre las que no se posee información petrográfica ni dataciones. Las mismas se disponen en la margen oeste de las nacientes del río Grande, en el Cajón de los Oscuros, y en el extremo sur de la zona de estudio, inmediato al sur del río Grande, en cercanías a la localidad de Las Loicas (Figura 2.8).

Completan la estratigrafía volcánica cenozoica del área rocas efusivas pliocenas a cuaternarias. En el mapa geológico se indican como “Volcanismo Mio-Plioceno” a las coladas principalmente basálticas asociadas al Coyolichense de Groeber, o como Formación Coyocho a aquellas datadas y asignadas a esta unidad en la bibliografía, y como “Volcanismo Cuaternario” a las rocas con edades radiométricas pleistocenas a recientes, usualmente asignadas a la Formación Loma Seca (Figura 2.8).

2.3.1. Aportes de este trabajo: cartografía y geocronológica U-Pb

En este trabajo se realizó la recopilación y mapeo de las unidades volcánicas y sinorogénicas cenozoica, en conjunto con la elaboración de una base de datos geocronológica de la región (Figura 2.8). La misma fue ampliada a partir de la datación U-Pb en circones de dos muestras de rocas subvolcánicas de presunta edad miocena: (i) una en el extremo austral del Cajón de los Oscuros (muestra C875), ubicada inmediatamente al oeste del alto del Tordillo-Bloque Dedos Silla, y (ii) otra inmediatamente al este de la falla Las Leñas, en un portezuelo al norte del Cajón Grande (muestra C323) (Figura 2.8). Los análisis fueron llevados a cabo en el laboratorio LA.TE ANDES S.A., donde los concentrados de circones se analizaron mediante ablación láser (láser Resolution 193 nm) acoplada a un espectrómetro de masas ICP-MS (Agilent 8900). De acuerdo con los reportes analíticos, se emplearon spots de 24–30 μm , frecuencias de repetición de 9–10 Hz y fluencias del orden de 2–3.5 J/cm², con tiempos de ablación de 25 s y caudales de He $\sim$ 370 ml/min y N₂ $\sim$ 4–5 ml/min. Las edades se calcularon tras la reducción de datos y la corrección por Pb común indicada, y se reportan incertidumbres como 2 σ para C323 y 1 σ para C875. Los datos analíticos completos se presentan en el Anexo I.

Para la interpretación geocronológica se emplean principalmente: (i) el diagrama de concordia, que evalúa la coherencia entre las razones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (concordancia) y permite

estimar una edad de concordia cuando los análisis son concordantes; y (ii) la regresión tipo discordia (p.ej., en diagramas Tera-Wasserburg), que permite obtener una intersección inferior cuando existe dispersión/discordancia asociada a Pb común, pérdida de Pb o mezcla de dominios analizados.

Los resultados indican que la muestra C323 arrojó una edad de concordia de 8.44 ± 0.13 Ma (2σ) (Anexo I). El diagrama de concordia permite evaluar si los análisis U-Pb son concordantes (sistema cerrado) y, en ese caso, la edad de concordia se interpreta como edad de cristalización del circón que, para una roca ígnea, representa una aproximación a la edad de emplazamiento/cristalización del cuerpo (Figura 2.10). Los estadísticos MSWD y la probabilidad (mostrados en el gráfico) reflejan el grado de dispersión y la calidad del ajuste a la concordia.

Por su parte, la muestra C875 del Cajón de los Oscuros arrojó una intersección inferior de discordia de 9.4 ± 0.8 Ma, resultado coherente con la edad central obtenida en el radial plot (ca. 10.9 Ma) y considerado como la mejor estimación de la cristalización (Figura 2.11). Cuando los análisis no son plenamente concordantes (por ejemplo, debido a Pb común, pérdida de Pb o mezcla de dominios durante la ablación), los datos pueden alinearse a lo largo de una discordia. En estos casos, la regresión lineal en un diagrama Tera-Wasserburg permite estimar una intersección inferior, que se utiliza como edad representativa del evento más joven (comúnmente cristalización o pérdida de Pb), mientras que la intersección superior se asocia a componentes más antiguos o al efecto del Pb común. En el presente trabajo se emplea la intersección inferior para acotar la edad de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos.

Ambas edades se solapan dentro de la incertidumbre y sugieren que los cuerpos subvolcánicos se emplazaron en un intervalo acotado de tiempo, cercano a los 9–8.5 Ma, en concordancia con los pulsos magmáticos reconocidos en la región andina central durante el Mioceno tardío.

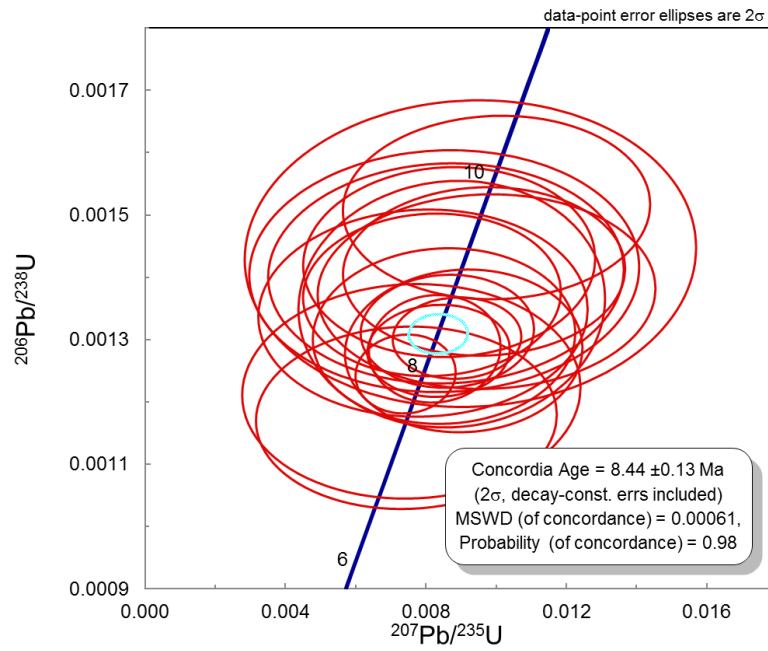


Figura 2.10. Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra C323. Se muestra la edad de concordia calculada (8.44 ± 0.13 Ma; 2σ) y las elipses de error (2σ) de los análisis individuales.

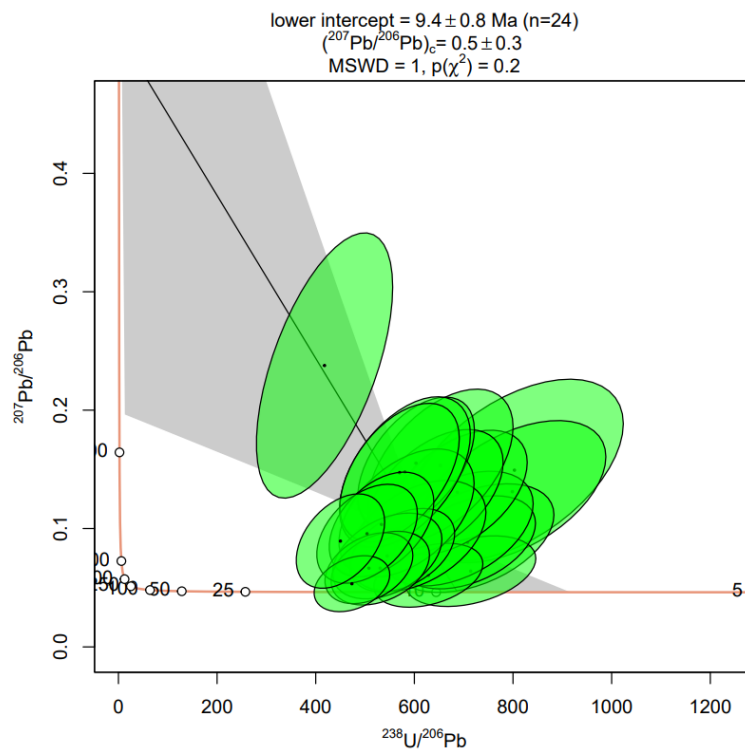


Figura 2.11. Diagrama Tera-Wasserburg (discordia) para la muestra C875. La regresión define una intersección inferior de 9.4 ± 0.8 Ma, interpretada como la mejor estimación de cristalización para esta muestra.

Capítulo 3. Conceptos estructurales e introducción a los mecanismos de emplazamiento en la corteza superior

3.1 Consideraciones para el estudio estructural

La deformación de las rocas se refiere a los cambios en la posición o en las relaciones espaciales entre las partículas que las componen, como resultado de la aplicación de un campo de esfuerzos. Cuando estos esfuerzos superan la resistencia del material y provocan roturas con pérdida de continuidad en la roca, se produce una deformación frágil. Este tipo de deformación se caracteriza por fenómenos como la fracturación, la rotación y reorganización de las partículas, así como el deslizamiento friccional entre ellas (Twiss y Moores, 1992; Martínez Catalán, 2003; Fossen, 2010). Considerando los esfuerzos máximos y mínimos que puede soportar una superficie de roca isótropa según el criterio de rotura de Mohr-Coulomb, en un sistema donde los esfuerzos principales se relacionan según $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, pueden tener lugar tres tipos de fracturas: (i) extensionales (I), (ii) de cizalla (S), e (iii) híbridas (H) (Figura 3.1) (Hancock, 1985; Sibson, 1987; Pollard y Aydin, 1988; Twiss y Moores, 1992; Ramsay y Chester, 2004). El primer caso corresponde a las fracturas Modo I, donde la dirección de apertura es perpendicular al plano de fractura y paralela al σ_3 . El segundo caso incluye a las fracturas Modo II y III, donde el desplazamiento es paralelo al plano de fractura y al σ_2 , sin componente de apertura. En el caso de las fracturas Modo II el movimiento se da a lo largo del plano, mientras que en las Modo III el movimiento es de tijera (desgarre). Las fracturas híbridas tienen lugar cuando hay apertura junto con cizalla. En muchos casos es posible identificar evidencias que indican la combinación de dos o más modos de fracturación, los cuales pueden haber ocurrido de manera sincrónica o en etapas sucesivas (Peacock et al., 2018). No obstante, en numerosos casos resulta difícil determinar con precisión el modo de fracturación, ya que las características diagnósticas —como las estructuras plumosas en los planos de fracturamiento o las marcas de desplazamiento e indicadores cinemáticos— pueden estar ausentes o ser difíciles de reconocer (Pollard y Aydin, 1988).

Las fracturas suelen agruparse en familias que pueden ser sistemáticas o no (Martínez Catalán, 2003). Las primeras son paralelas o subparalelas y presentan un espaciado regular, mientras que las

no sistemáticas se distribuyen de forma irregular, con geometrías menos planares y sin paralelismo entre sí. Ambos tipos pueden coexistir en un mismo afloramiento.

El espaciado dentro de una familia suele estar condicionado por la litología, la reología y el espesor del banco que la contiene. Bai y Pollard (2000) expresan un valor crítico para la relación entre el espaciado de las fracturas y el espesor del banco (S/T). El mismo suele presentar valores en torno a 1, y está condicionado en parte por las propiedades geomecánicas de la roca.

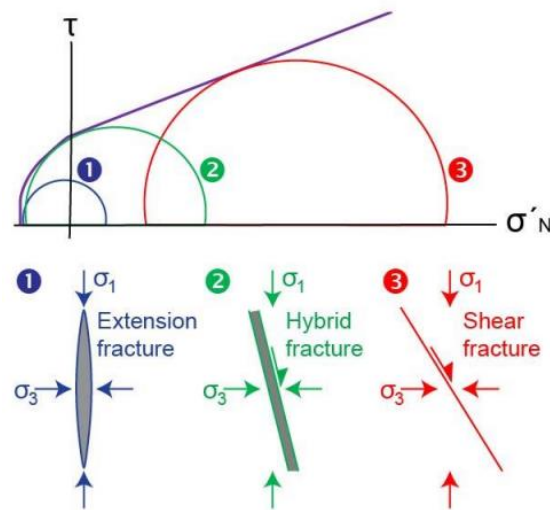


Figura 3.1. Diagrama de Mohr indicando el esfuerzo de cizalla (τ) vs el esfuerzo normal efectivo (σ'_N). Se muestran los campos donde se desarrollan las fracturas tensionales (1), híbridas (2) y de cizalla (3). Tomado de Ramsay y Chester (2004).

Si la roca presenta anisotropías preexistentes, como fracturas o discontinuidades, estas podrán reactivarse siempre que su orientación sea favorable respecto del campo de esfuerzos actuante. Dicha reactivación puede favorecer, a su vez, el desarrollo de nuevas formas de fracturamiento frágil en la roca intacta adyacente, dependiendo además de las condiciones de presión de los fluidos presentes en el sistema (Barton et al., 1995; Sibson, 1998). Las fallas y fracturas que no se encuentren orientadas favorablemente, se reactivarán y rellenarán únicamente en el caso de que la presión de fluidos sea elevada, como ocurre en regímenes supra hidrostáticos (Cosgrove, 1995).

Las fallas y fracturas constituyen conductos permeables para la migración de fluidos, mientras que, a su vez, los fluidos influyen en la deformación y ruptura de las rocas (Hubbert y Rubey, 1959; Aydin, 2000). El movimiento de una falla durante un evento de deformación frecuentemente se ve acompañado de movimientos y redistribuciones de fluidos dentro y en torno a ella. Los esfuerzos

normales a los planos de fallas y fracturas tienden a reducir su apertura, y por consiguiente a inhibir el flujo de fluidos, mientras que los esfuerzos tangenciales a los mismos tienden a mantener las discontinuidades abiertas y a favorecer el transporte de fluidos (Aydin, 2000). En un sistema donde los esfuerzos existentes corresponden a $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, el relleno de fracturas se produce cuando la presión de fluidos excede al esfuerzo mínimo σ_3 . En la naturaleza esto suele ocurrir en zonas dilatantes, donde existe un aumento en el volumen y una disminución en la presión de confinamiento, dado por condiciones de extensión dispuestas subparalelamente al esfuerzo principal máximo (σ_1) (Hubbert y Rubey, 1959).

La teoría de fallamiento friccional (Byerlee, 1978) describe la resistencia al deslizamiento de superficies de falla preexistentes mediante una relación lineal entre el esfuerzo cortante τ y el esfuerzo normal efectivo σ'_n , expresada como:

$$\tau = \mu * \sigma'_n \quad (3.1)$$

donde μ es el coeficiente de fricción efectivo y se asume cohesión despreciable ($c \approx 0$). Este modelo se apoya en observaciones experimentales que muestran que μ permanece aproximadamente constante para un rango dado de esfuerzos. La relación entre μ y los esfuerzos efectivos σ'_1/σ'_3 puede expresarse, según indican Jaeger and Cook (1971):

$$\frac{\sigma'_1}{\sigma'_3} = (\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu)^2 \quad (3.2)$$

A partir de esto, se puede realizar un cálculo aproximado de los valores de esfuerzos máximos en una región, o establecer las magnitudes relativas entre ellos. La ecuación 3.2 indica que el cociente σ'_1/σ'_3 requerido para iniciar el deslizamiento depende del coeficiente de fricción μ . Valores típicos reportados por Byerlee (1978) son $\mu \approx 0.85$ para esfuerzos bajos ($\sigma'_n \lesssim 200$ MPa) y $\mu \approx 0.60$ para valores altos ($\sigma'_n \gtrsim 200$ MPa). Sustituyendo estos valores se obtienen $\sigma'_1/\sigma'_3 \approx 4.67$ y $\sigma'_1/\sigma'_3 \approx 3.12$, respectivamente, lo que refleja que, en condiciones someras, se necesita un mayor contraste entre esfuerzos principales para producir falla que en condiciones más profundas.

3.1.1. Análisis de tendencia al deslizamiento y la dilatación

El análisis de la tendencia al deslizamiento T_s (*slip tendency*) y la tendencia a la dilatación T_d (*dilation tendency*) constituye una herramienta útil para evaluar la probabilidad de reactivación de discontinuidades preexistentes bajo un campo de esfuerzos dado. Estas métricas permiten modelar

el comportamiento de fracturas, fallas o planos débiles, ya sea mediante deslizamiento, apertura o ambas (Morris et al., 1996; Zoback, 2010).

El esfuerzo total que actúa sobre una fractura orientada en el espacio se obtiene proyectando el tensor de esfuerzos en el plano, lo que permite calcular tanto el esfuerzo normal como el esfuerzo cortante. La tendencia al deslizamiento T_s se define como la razón entre el esfuerzo de cizalla τ y el esfuerzo normal efectivo σ_n' que actúa sobre el plano:

$$T_s = \tau / \sigma_n' \quad (3.3)$$

Valores altos de T_s indican una orientación favorable para la reactivación por deslizamiento.

La dilatancia de una fractura está relacionada con su tendencia a abrirse bajo un campo de esfuerzos determinado, lo que facilita la migración de fluidos. Esta se cuantifica como la diferencia entre el esfuerzo normal sobre el plano y el esfuerzo principal mínimo, normalizada respecto al rango total de esfuerzos principales:

$$T_d = (\sigma_n - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (3.4)$$

Un valor de T_d cercano a 1 indica una orientación del plano favorable a la apertura. A diferencia del T_s , que responde principalmente a condiciones de cizalla, la T_d es más sensible al estado triaxial del campo de esfuerzos y se asocia comúnmente con mecanismos dilatantes, como fracturamiento hidráulico o migración de fluidos a lo largo de planos reactivados.

El cálculo de T_s y T_d requiere conocer con precisión la orientación espacial de las fracturas (a través de su rumbo y buzamiento, o de la dirección del polo) y contar con un modelo del campo de esfuerzos que especifique tanto las orientaciones como las magnitudes relativas (o absolutas) de los tres ejes principales de esfuerzo (σ_1 , σ_2 , σ_3).

3.1.2. Etapas de deformación de una faja plegada y corrida

A continuación, se presenta una síntesis de las etapas deformacionales de una faja plegada y corrida, con su localización, el campo de esfuerzos característico y las estructuras esperables, siguiendo el marco conceptual propuesto por Tavani et al. (2015), y las referencias allí indicadas (Figura 3.2). En lo que sigue, “longitudinal” indica paralelo al rumbo de la faja y “transversal” perpendicular al rumbo de la misma.

El flexuramiento del antepaís (*foreland flexuring*) ocurre en el dorso periférico y en el sector más externo de la antefosa. La sobrecarga de la cuña provoca flexión litosférica y un estado tensional extensional en la parte superior. Predomina σ_1 cercano a vertical por efecto litostático, con σ_3 horizontal orientado transversalmente. Se generan fracturas y venas verticales de traza longitudinal y, con mayor soterramiento, fallas normales longitudinales. Esta etapa introduce anisotropías extensionales tempranas heredables por etapas posteriores.

La extensión a lo largo del rumbo (*along-strike stretching*) se desarrolla dentro de la antefosa, especialmente donde existen curvaturas planimétricas del frente orogénico. La canalización de deformación a lo largo del rumbo produce un mínimo principal σ_3 subhorizontal y paralelo al frente. Se forman fracturas y venas verticales de traza transversal y, localmente, fallas normales transversales. El cambio de firma respecto del flexuramiento explica la coexistencia de dos familias extensionales ortogonales en dominios próximos.

Con la progresión del frente orogénico, el acortamiento paralelo a las capas (*layer-parallel shortening*, LPS) domina en el sector más interno de la antefosa y en el tope de cuña. Aquí aumenta la componente subhorizontal del esfuerzo paralelo al transporte hasta superar a la vertical. El estado típico es de compresión, con σ_1 subhorizontal y paralelo al transporte, σ_3 subhorizontal y transversal, y σ_2 cercano a vertical. Se desarrollan clivajes de presión-solución, redes de fracturas y venas verticales de traza longitudinal, y familias conjugadas de fallas de rumbo que acomodan la cizalla.

La “paradoja σ_2 - σ_3 ” designa la inconsistencia aparente entre un contexto orogénico compresivo y la evidencia de configuraciones de tipo “strike-slip”, con σ_2 cercano a vertical y σ_3 subhorizontal, en vez del escenario andersoniano con σ_3 vertical. Tavani et al. (2015) la explican por: (i) anisotropía y canalización del esfuerzo paralela a capas, que desvían las condiciones andersonianas a escala de pliegue; (ii) rotaciones locales del tensor por flexión y deslizamiento flexural durante el inicio del plegamiento; (iii) estiramientos a lo largo del rumbo y perpendiculares a la charnela que promueven permutas transitorias entre σ_2 y σ_3 ; (iv) cambios en el esfuerzo efectivo por presión de poros, que reducen la componente vertical. Si la diferencia entre σ_2 y σ_3 es pequeña, pequeños cambios bastan para que se alternen. La consecuencia es que coexisten dominios “compresivos” y de tipo “strike-slip” con σ_1 casi constante y subhorizontal. El resultado es la alternancia

espacio-temporal de dominios LPS con σ_2 vertical frente a dominios donde σ_3 puede volverse cuasi vertical o permutar con σ_2 .

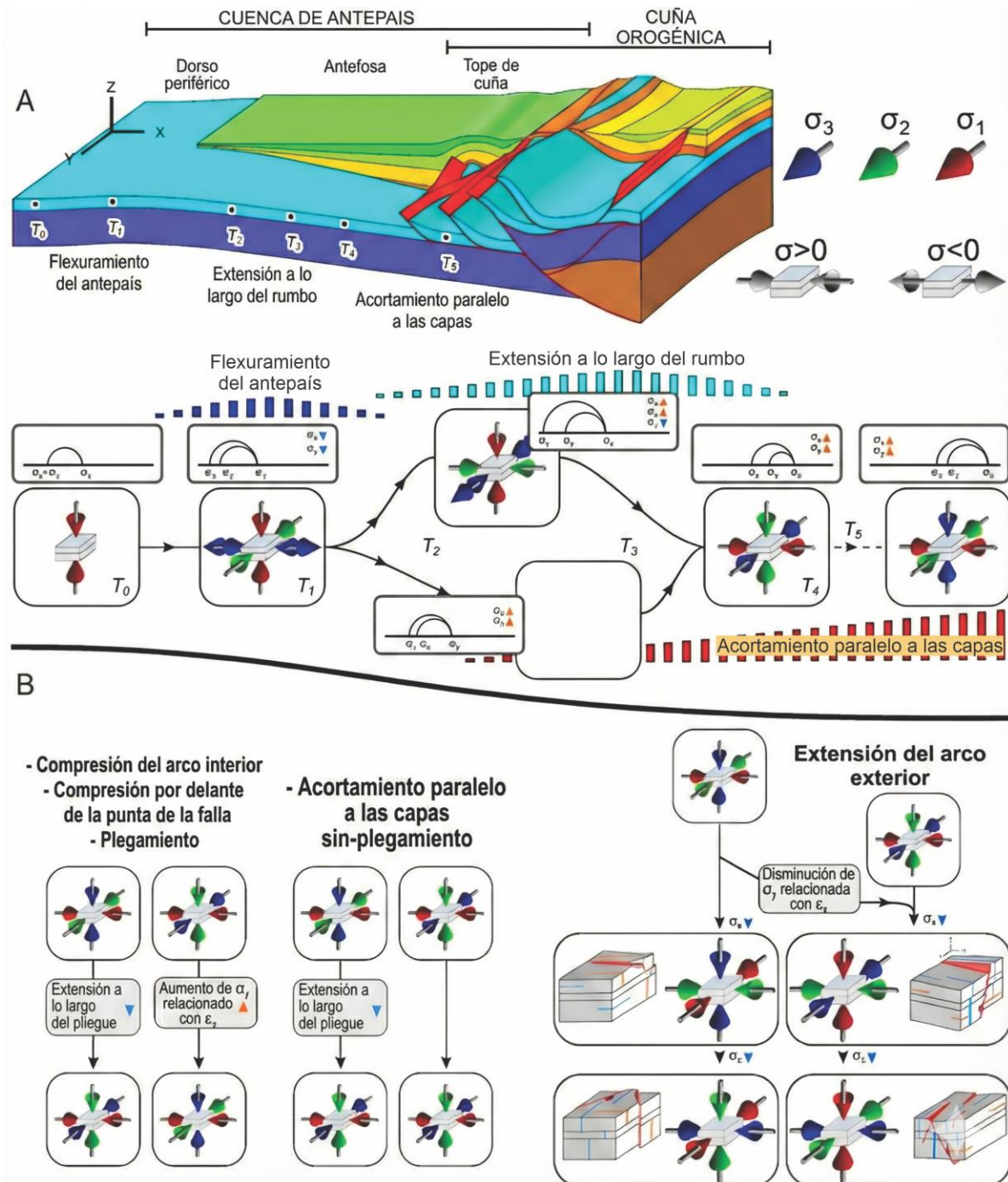


Figura 3.2. Evolución del campo de esfuerzos durante las etapas de construcción de una faja plegada y corrida. a. antes y b. durante el fallamiento (Tavani et al., 2015).

La deformación sincrónica con el plegamiento (*syn-folding deformation sensu stricto*) ocurre durante el crecimiento de anticlinales asociados a corrimientos, cuando el campo de esfuerzos regional se combina con perturbaciones locales producidas por la curvatura del pliegue y la propagación de la falla. El plegamiento impone deformación tangencial longitudinal: por encima de la superficie neutra predomina extensión y por debajo compresión, con máximos en las zonas de mayor curvatura. En charnelas se generan estructuras longitudinales, tanto extensionales (diaclasas y venas) como contraccionales (clivajes de presión-solución, estilolitas y fallas inversas), según el espesor y la competencia de los niveles mecánicos. El deslizamiento flexural canaliza el esfuerzo y tiende a mantener σ_2 normal a las capas, con σ_1 y σ_3 paralelos a la estratificación. Así, σ_1 conserva en planta la dirección de transporte, pero rota verticalmente con el buzamiento. En consecuencia, se desarrolla LPS sin-plegamiento en estratos ya inclinados, y reactivación frecuente de discontinuidades preexistentes. Si el pliegue crece lateralmente o tiene charnelas curvadas, puede haber estiramiento a lo largo del eje y formarse fracturas/venas transversales y fallas normales transversales. En pliegues por propagación de falla, la zona por delante de la punta del corrimiento concentra fracturación y deformación interna para acomodar el desplazamiento mientras la rampa asciende. El resultado es un patrón espacialmente heterogéneo de estructuras longitudinales y transversales, nuevas y reactivadas, que varía sistemáticamente entre charnela, limbos y dominios próximos a la punta de falla.

La etapa tardía del plegamiento (*late stage fold tightening*) concentra acortamiento cuando cesa la inclinación progresiva de los flancos. Se desarrollan estructuras que cortan las capas independientemente de su buzamiento, típicamente corrimientos en el limbo frontal, retrocorrimientos en el limbo dorsal, clivajes paralelos a las capas que desplazan estructuras previas y fallas de rumbo conjugadas.

Por último, la deformación extensional impulsada por la gravedad (*gravity-driven extensional deformation*) afecta crestas y sectores con alto buzamiento, superponiéndose al campo regional y generando fallamiento normal tardío-orogénico y reactivaciones extensionales locales durante la relajación.

3.2. Introducción a los mecanismos de emplazamiento magmático en la corteza superior

3.2.1. Introducción

El emplazamiento de diques y filones capa (*sills*) en la corteza superior responde a tres controles principales: (i) las propiedades del magma, (ii) la reología y arquitectura del material hospedante, y (iii) el estado de esfuerzos. Registros de afloramiento y sísmica 3D muestran que en un mismo sistema pueden coexistir redes alimentadoras jerárquicas, filones capa concordantes y transgresivos, y la evolución hacia formas en platillo y lacolitos. Esta evidencia supera las explicaciones basadas únicamente en la flotabilidad neutra como determinante del nivel de emplazamiento, y exige integrar modelos elásticos y no elásticos para entender la geometría y dinámica de estos cuerpos (Hansen & Cartwright, 2006; Kavanagh, 2018; Galland, 2018).

Existen dos enfoques complementarios para explicar el transporte de magmas en la corteza. En el primero, el avance lo impulsa sobre todo la flotabilidad: una porción de magma asciende desconectado de su fuente, porque su densidad es menor que la de la roca del entorno. Este avanza mientras esa fuerza supere la resistencia del hospedante, y suele detenerse o desviarse al cruzar interfaces o zonas de mayor resistencia (Weertman, 1971). En el segundo, el dique permanece hidráulicamente conectado a una fuente y su propagación está controlada por la teoría de la lubricación: el flujo en una fisura delgada disipa la energía por cizalla viscosa, el frente de avance es alimentado por el gradiente de presión y la apertura de la grieta se ajusta a la elasticidad de las paredes (Rivalta et al., 2015; Rubin, 1995). En la práctica, muchos diques combinan ambos comportamientos: un dique puede iniciar con una fuerte conexión a la fuente, perderla de forma parcial por enfriamiento o estrangulamiento, y pasar a un avance más flotacional (Townsend et al., 2017).

En cuanto a la propagación del fluido magmático en las rocas, la misma puede considerarse en un espectro continuo mecánico, en el que, en un extremo, la fractura hidráulica elástica (LEFM) trata a diques y filones capa como fracturas modo I que avanzan cuando el factor de intensidad alcanza la resistencia del hospedante; en el otro, los modelos visco-elasto-plásticos describen al magma como un *indenter* que empuja y cizalla la roca, con bandas de cizalla y zonas de daño por delante del frente. A este continuo se suman procesos de sobrepresión de poros y fluidización en medios poco litificados, que reducen los esfuerzos efectivos y favorecen lóbulos y “fingers” en los bordes de

propagación (Rubin, 1995; Pollard, 1973; Schmiedel, Galland, & Breitzkreuz, 2017; Gressier et al., 2010; Schofield, Brown, Magee, & Stevenson, 2012).

Además, en contextos compresivos, los corrimientos y sus sistemas de planos y rampas guían la migración del magma, favorecen la acumulación en anticlinales y pueden lubricar niveles de despegue (Galland, Cobbold, de Bremond d'Ars, & Hallot, 2007; Ferré, Galland, Montanari, & Kalakay, 2012; Maccaferri et al., 2010, 2011; Watanabe et al., 2012).

Así, en esta sección se introducen en forma resumida las variabilidades geométricas de los cuerpos ígneos laminares, y los factores de control y mecanismos de emplazamiento que proveen de elementos teóricos que permiten abordar su complejidad.

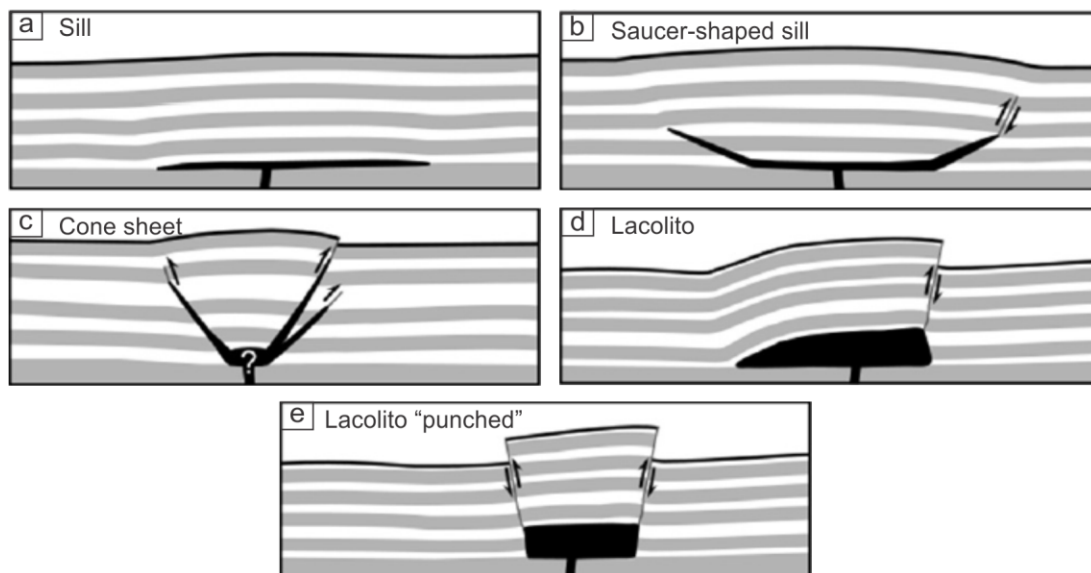


Figura 3.3. Esquema de morfologías de intrusiones tabulares reconocidas en la naturaleza, y deformación de la roca de caja. a. Filón capa o sill plano, deformación elástica del hospedante con desarrollo de fractura tensional. b. *Saucer-shaped sill* con *inclined sheets* asociado a cizalla en el *tip* de intrusión. c. *Cone sheet* asociado a cizalla en la roca de caja. d. Lacolito, con deformación elástica y cizalla en la roca de caja. Los tres últimos casos pueden generar domamiento del techo. e. Lacolito tipo “punched” acomodado por cizalla en la roca de caja. El magma perfora hacia arriba a la roca sobreyacente. Adaptado de Delpino et al. (2014) y Schmiedel et al. (2019).

3.2.2. Geometría de intrusiones ígneas someras

La geometría de las intrusiones laminares someras refleja la dinámica del magma y las condiciones mecánicas del hospedante. Los diques son láminas subverticales que cortan la estratificación, a menudo segmentadas en echelón y conectadas en profundidad; su espesor responde sobre todo a la resistencia del hospedante y a la sobrepresión (Kavanagh, 2018; Rivalta et al., 2015).

Los filones capa son láminas subhorizontales que pueden ser concordantes o transgresivas (Figura 3.3). Los *saucer-shaped sills* combinan un núcleo concordante con bordes inclinados (Figura 3.3b). Además, existen variantes de cuerpos híbridos sill-dique en medios con cambios de rigidez o de esfuerzos (Cartwright & Hansen, 2006; Kavanagh, Menand, & Sparks, 2006; Galland, 2018).

La evolución suele implicar engrosamiento por inyecciones sucesivas y transición a lacolitos con base plana y techo domado, especialmente en hospedantes débiles. También son frecuentes los *cone sheets* e *inclined sheets* vinculados a sobrepresión sostenida y domamiento del techo (Figura 3.3c y 3.3d) (Schmiedel et al., 2017; Menand, 2011; Galland, 2018).

3.2.2.1. Evolución geométrica

Un filón capa que infla el techo puede alcanzar un umbral en el que el domo activa *inclined sheets* en los bordes y genera márgenes transgresivos, dando una morfología *saucer-shaped*. Con aporte sostenido y hospedantes débiles, la cizalla domina y el cuerpo evoluciona a lacolito (Goult & Schofield, 2008; Galland & Scheibert, 2013; Schmiedel et al., 2017; Thorey & Michaut, 2016; Chaneaux & Menand, 2014). A escala de sistema, la deflexión dique a filón capa en interfaces rígidas, la conectividad filón capa-filón capa y el apilamiento vertical sostienen el tránsito dique-filón capa-plutón por acreción en pulsos múltiples (Cartwright & Hansen, 2006; Menand, 2008, 2011; Kavanagh, 2018; Crisp, 1984).

3.3. Factores de control en el emplazamiento

3.3.1. Propiedades del magma

La viscosidad gobierna el balance entre la caída viscosa interna y la resistencia a la fractura del hospedante: si domina la primera, los filones capa engrosan y desarrollan bordes lobados; si domina la segunda, prevalece la fractura elástica con *tips* agudos. El enfriamiento incrementa la viscosidad en los márgenes y favorece el engrosamiento de la lámina magmática (Rubin, 1995; Thorey & Michaut, 2016; Chaneaux & Menand, 2014).

La densidad y la flotabilidad fijan el gradiente de presión efectivo y la distancia de reorientación de dique a filón capa (Weertman, 1971; Maccaferri et al., 2011). Por su parte, la sobrepresión, el

volumen y la tasa de inyección controlan la apertura, espesor y velocidad de propagación, habilitando la formación de *inclined sheets* o lacolitos cuando el aporte se sostiene (Pollard, 1973; Kavanagh et al., 2006; Galland, 2018).

La exsolución de volátiles reduce esfuerzos efectivos y puede gatillar hidrofracturación o fluidización local (Schofield et al., 2012).

3.3.2. Roca de caja y comportamiento reológico

La estratigrafía mecánica y el modo de deformación del hospedante controlan dónde y cómo se crea espacio. Contrastes de rigidez con techos más resistentes que la base favorecen que un dique ascendente se desvíe y se propague lateralmente como filón capa; el caso opuesto permite continuidad vertical (He & Hutchinson, 1989; Kavanagh et al., 2006; Menand, 2011). En medios anisótropos, la resistencia tensil depende de la dirección. En una dirección perpendicular a la estratificación suele ser menor ($T_{\perp} < T_{//}$), de modo que la sobrepresión crítica necesaria para abrir una grieta a lo largo de ese horizonte débil es menor. En términos prácticos, la anisotropía facilita la propagación de filones capa en esos niveles, incluso sin requerir un σ_3 estrictamente vertical (Price & Cosgrove, 1990).

En materiales cohesivos domina la flexión elástica del techo y se desarrollan filones capa delgados y *saucer-shaped*. En rocas hospedantes débiles, domina la cizalla y se favorecen lacolitos y *cone sheets*. En rocas poco litificadas o con alta presión de poros, emergen *fingers* y lóbulos por comportamiento no frágil (Schofield et al., 2012; Schmiedel et al., 2017; Gressier et al., 2010).

3.3.3. Influencia del campo de esfuerzos regional

El campo de esfuerzos define el plano de apertura, dado que una fractura Modo I se orienta perpendicular al esfuerzo principal mínimo σ_3 . Por lo tanto, si σ_3 es horizontal se favorecen diques verticales; si σ_3 es vertical se favorecen filones capa subhorizontales. Este criterio explica las geometrías dominantes y ofrece una regla directa para interpretar orientaciones en afloramientos (Hubbert & Willis, 1957; Menand, 2011).

Cuando el esfuerzo varía en el espacio o el tiempo por cargas tectónicas, topográficas o volcánicas, σ_3 rota y las intrusiones reajustan su trayectoria. La reorientación de dique a filón capa no es

instantánea, sino que requiere recorrer cientos a miles de metros, y esa distancia crece con la flotabilidad y la sobrepresión del dique. Interfaces entre capas con distinta rigidez también producen refracción del frente y favorecen la deflexión a lo largo de horizontes débiles (Menand et al., 2010; Maccaferri et al., 2010, 2011; Watanabe et al., 2012; Mériaux & Lister, 2002).

En compresión, diferenciales bajos entre σ_h y σ_v facilitan que σ_3 se torne vertical y, por tanto, la formación de filones capa. Además, las láminas activas perturban el campo local: diques estancados atraen o desvían nuevas intrusiones y pueden coalescer o apantallar el avance, generando segmentación en echelón y cambios de rumbo, ya sea de un único cuerpo o de todo el sistema (Rivalta et al., 2015; Kavanagh, 2018; Le Corvec et al., 2013; Watanabe et al., 2012).

3.3.4. Estructuras preexistentes y presión magmática

Las estructuras heredadas funcionan como rutas de baja resistencia y fijan sitios de acumulación. En cuñas compresivas, corrimientos canalizan el magma a lo largo de planos y rampas, y favorecen su acumulación en núcleos de anticlinales. Allí se desarrollan filones capa, *cone sheets* y lacolitos alineados con el rumbo estructural (Ferré et al., 2012). Los filones capa basales pueden además lubricar el nivel de despegue y modificar la cinemática del sistema (Galland et al., 2007).

Por su parte, las fracturas y diaclasas se reactivan cuando la sobrepresión magmática supera la componente normal efectiva sobre el plano (Figura 3.2). Si esa condición no se cumple, el magma abre nuevas grietas perpendiculares a σ_3 . En la práctica, la orientación del plano de debilidad respecto de σ_3 y la presión de poros deciden entre reactivación o nucleación de una fractura nueva (Delaney et al., 1986).

En la figura 3.4 se grafica la relación de esfuerzos R vs el ángulo α entre la fractura y el esfuerzo horizontal mínimo regional. En el campo inferior, $R < -1$, por lo que la presión magmática es menor que el esfuerzo regional mínimo, y por lo tanto no es suficiente para dilatar una fractura en cualquier dirección. En el campo superior, $R > 1$, por lo que la presión magmática es mayor que el esfuerzo horizontal regional máximo, y por lo tanto puede dilatar cualquier fractura en cualquier dirección. Hay dos campos donde $-1 < R < 1$. Sobre la curva que representa la ecuación, la presión magmática es suficiente para dilatar fracturas orientadas adecuadamente. Por debajo de la línea no

hay fracturas orientadas adecuadamente, pero la presión magmática puede ser suficiente como para generar nuevas fracturas.

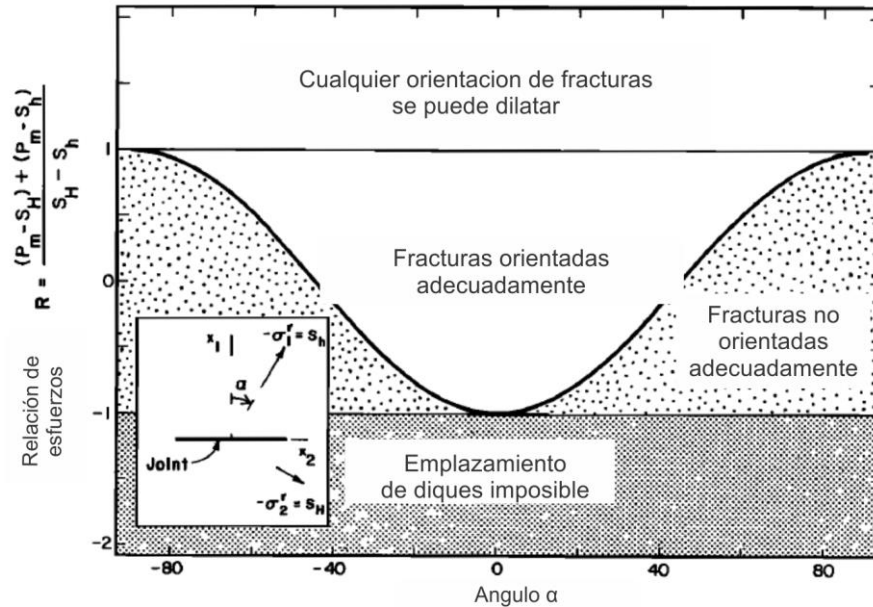


Figura 3.4. Relación de esfuerzo R como una función del ángulo α entre un plano de fractura vertical y el esfuerzo horizontal mínimo S_h . P_m = presión magmática, S_H = esfuerzo horizontal máximo. Tomado de Delaney et al. (1986).

3.4. Mecanismos de propagación y emplazamiento

Los mecanismos por los que se abren paso, se propagan y se alojan las láminas magmáticas dependen del balance entre sobrepresión, disipación viscosa, rigidez del hospedante, la reología efectiva y el campo de esfuerzos (Kavanagh, 2018; Rivalta et al., 2015). El espectro de modelos propuestos incluye fractura hidráulica elástica, avance tipo indenter con cizalla y *stopping*, y procesos de fluidización por sobrepresión de poros.

3.4.1. Modelos elásticos

- Modelo de fractura elástica lineal (*LEFM splitting model*): Se basa en la asunción que un dique o un filón capa se comportan como una fractura Modo I en un medio elástico. La propagación ocurre cuando el factor de intensidad alcanza la tenacidad del hospedante, y la apertura queda perpendicular a σ_3 . La punta es aguda y la apertura decrece hacia el frente (Figura 3.5a). La alta viscosidad en el extremo impide llenar la cuña final, por lo que puede formarse una cavidad de

punta ocupada por volátiles (Lister, 1990; Kavanagh et al., 2006; Bungler & Cruden, 2011; Michaut, 2011; Galland & Scheibert, 2013).

- Fractura elástica por tracción con una zona cohesiva de Barenblatt (*LEFM-Barenblatt cohesive zone model*): Extiende el caso anterior incorporando una zona cohesiva de deformación plástica por delante del frente de propagación. La apertura sigue siendo tensil, pero parte de la disipación la absorbe el hospedante en esa franja, lo que redondea el campo de tensiones y rebaja la presión necesaria para avanzar respecto del LEFM puro (Figura 3.5b). Este modelo resulta útil cuando el hospedante no es estrictamente elástico (Rubin, 1993; Scheibert et al., 2017).

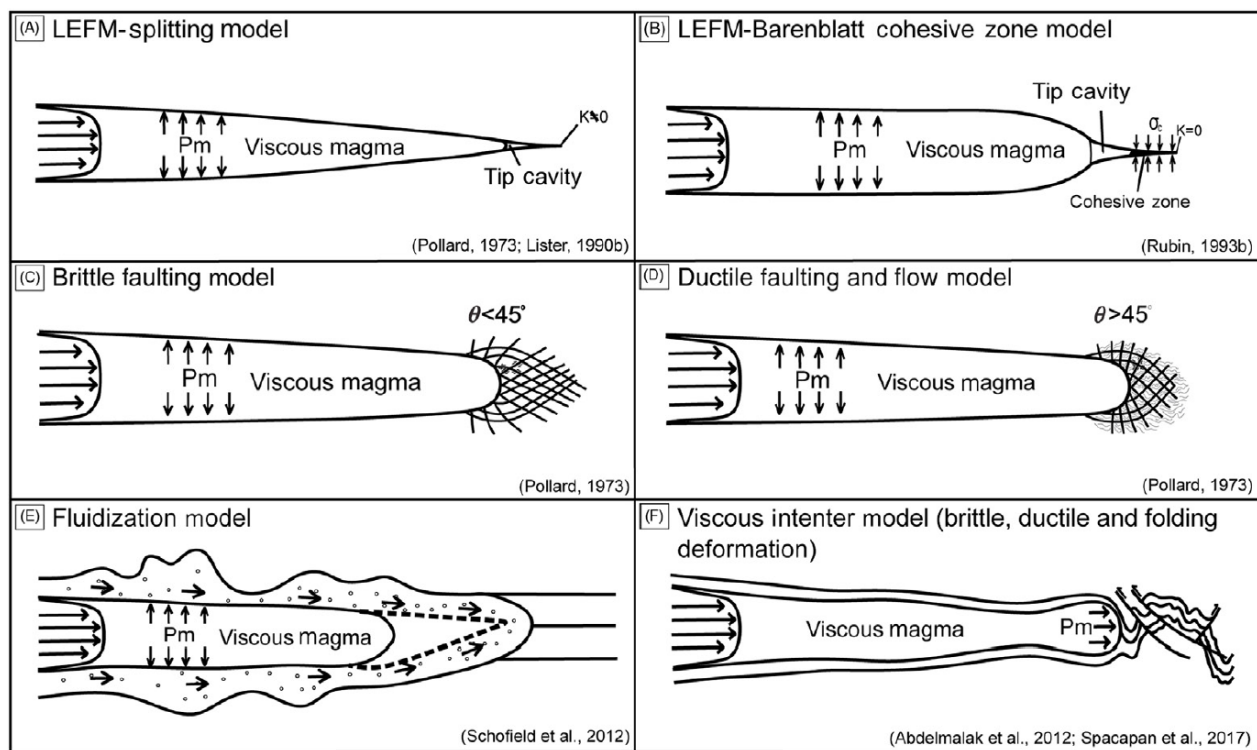


Figura 3.5. Esquemas de modelos de propagación de láminas magmáticas. a. Modelo de fractura elástica lineal *LEFM splitting model*, con deformación puramente elástica de la roca hospedante, una punta afilada del filón en propagación y la presencia de una cavidad entre el frente de propagación y la punta del filón. b. Fractura elástica por tracción con una zona cohesiva de Barenblatt, con hospedante que no es puramente elástico (Rubin, 1993). c. Modelo de falla frágil y d. Modelo de falla dúctil (Pollard, 1973). En ambos, el magma empuja al hospedante, que falla por cizallamiento. e. Modelo de fluidización desencadenado por la ebullición rápida de los fluidos intersticiales cuando el magma se introduce en el hospedante (Schofield et al., 2012). (F) Modelo de *indenter* viscoso (Merle y Donnadieu, 2000; Spacapan et al., 2017). En este modelo, el flujo de magma altamente viscoso provoca la falla por cizallamiento (frágil y dúctil) de la roca huésped.

3.4.2. Modelos inelásticos

- Modelo de fallamiento frágil (*Brittle faulting model*). El magma empuja la roca por delante del frente y ésta se falla mediante cizalla frágil. Se generan fallas conjugadas que acomodan acortamiento y dejan un frente romo con contactos dentados (Figura 3.5c). Este modelo es adecuado para hospedantes competentes, sometidos a altos diferenciales de esfuerzo (Pollard, 1973; Spacapan et al., 2017).
- Modelo de fallamiento dúctil (*Ductile faulting model*). Con hospedantes débiles, la misma cinemática se resuelve por fluencia o cizalla dúctil (Figura 3.5d). El resultado son segmentos más elípticos, mayor domamiento del techo y un halo de deformación distribuida (Pollard, 1973).
- Modelo de *indenter* viscoso (*Viscous indenter model*). El magma progresa porque las tensiones de cizalla viscosas del flujo en la lámina superan la resistencia a la cizalla del hospedante. El frente actúa como una cuña roma y la roca hospedante responde visco-elasto-plásticamente, generándose flexión elástica del techo, falla frágil y fluencia dúctil por delante. En consecuencia, el techo se doma, la punta del flujo es roma, y se forma una zona de daño con bandas de cizalla conjugadas y acortamiento en la zona frontal (Figura 3.5f). Este modelo predice filones capa gruesos, segmentos elípticos (*fingers*) y transición a lacolitos con aporte sostenido u hospedantes débiles. También resulta aplicable en casos de magmas máficos, si el hospedante es débil o el gradiente de presión es alto (Merle & Donnadieu, 2000; Spacapan et al., 2017; síntesis en Galland, 2018).

3.4.3. Procesos de fluidización

- Modelo de fluidización (*Fluidization model*). La sobrepresión de poros reduce el esfuerzo efectivo y, en medios estratificados, puede rotar σ_3 a vertical, abriendo fracturas horizontales por donde el magma se propaga como filón capa. La roca puede fluidizarse por dos vías: (i) térmica, cuando el calentamiento del magma hace volatilizar los fluidos porales; y (ii) disparada, cuando una despresurización súbita (apertura de diaclasas de enfriamiento o colapso del techo) expande con rapidez esos fluidos. En ambos casos, el hospedante pasa a un comportamiento fluido-granular (Figura 3.5e), baja su resistencia y el frente magmático avanza generando *fingers* y lóbulos. Este efecto es más frecuente en pelitas e hialoclastitas de baja permeabilidad, y pierde eficacia con la profundidad porque exige caídas de presión mayores (Skilling et al., 2002; Kokelaar, 1982; Schofield et al., 2010, 2012; Gressier et al., 2010).

Capítulo 4. Metodología estructural

En este capítulo se describen en forma sucinta los métodos empleados para abordar el análisis de datos estructurales. Los códigos específicos con fundamentos técnicos e implementación de cada etapa pueden solicitarse a anahibenitez.tesisdoc@gmail.com.

Todo el análisis y procesamiento de datos estructurales de esta tesis se realizó en MATLAB mediante scripts y drivers automatizados que aseguran trazabilidad y reproducibilidad. Para ello se generó una serie de códigos, a partir de los cuales se integra en un único flujo tres bloques coordinados: (i) clusterización de fracturas y estadística direccional, con detección de outliers, ajuste Bingham y métricas axiales (OrientaLab); (ii) topología transitiva para ordenar temporalidades a partir de relaciones de corte y coetaneidad entre familias; y (iii) verificación geométrica-mecánica a partir de la evaluación de las tendencias al deslizamiento (Ts) y la dilatación (Td), que evalúa por etapas la factibilidad de activación de planos (fracturas, fallas) en modo apertura (I), híbrido (H) y cizalla (S), para distintas configuraciones del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3).

La automatización estandariza entradas, salidas y registros. El flujo requiere la supervisión del usuario sobre número de clústeres, umbrales, relaciones de corte, políticas de paso (criterios de clasificación) y selección de modelos.

El flujo parte de datos de campo –p.e. fracturas, planos de falla, diques–, consolida familias con medias y dispersión reproducibles, transforma comparaciones par a par en un grafo acíclico dirigido que serializa etapas, y finalmente contrasta cada etapa con campos de esfuerzos explorados en mallas de orientación (σ_1 , σ_2 , σ_3) y relación de esfuerzos R, considerando un parámetro físico: R' en modo fluid (parámetro ficticio de sobrepresión magmática) o K en modo tensión (parámetro ficticio de tracción) y selección por costo-beneficio o umbral mínimo. Cada etapa puede ser implementada individualmente, considerando el formato de entrada. En las salidas y registros se incluyen las figuras estereográficas y las tablas con los resultados de acuerdo a cada bloque. El último bloque también documenta por qué se elige cada solución y permiten reanudar o auditar en cualquier punto.

En síntesis, se propone un encadenamiento modular, auditable y comparable entre casos que convierte datos de campo en cronologías relativas y éstas en etapas validadas físicamente, preservando la intervención del usuario sin perder consistencia numérica.

4.1. Relevamiento de datos en campo

Durante campañas realizadas en los meses estivales de los años 2017, 2018, 2019 y 2020 se recolectaron datos estructurales de campo, incluidos orientación de los planos de rocas sedimentarias, filones capa y diques, planos de falla e indicadores cinemáticos asociados, fracturas tensionales y de cizalla en rocas sedimentarias y filones capa, y planos de vetas polimetálicas e indicadores cinemáticos asociados a las estructuras que controlaron las mineralizaciones.

Se denominó Sitio de medición al conjunto de fracturas o planos de fallas registradas en un mismo afloramiento mediante mediciones aleatorias, *scanlines* lineales y/o circulares. Se denominó Zona a un conjunto de Sitios que presentan relación espacial con respecto a una estructura mayor —como zonas de charnela o limbos de un pliegue—, o que corresponden a la misma unidad dentro de un área determinada y, por consiguiente, pueden ser analizadas en conjunto. Las mediciones aleatorias se hicieron en afloramientos donde el área descubierta es acotada, en cercanías a zonas donde se realizaron *scanlines*, utilizando el método de selección, que consiste en la identificación de las familias o *sets* de fracturas principales y la medición de algunas fracturas de cada *set*. Por otro lado, donde fue posible, se utilizaron *scanlines* o ventanas de medición lineales y circulares. Las primeras consistieron en líneas de 2 m de longitud, y las segundas corresponden a círculos con un diámetro de 1 m.

Para cada plano o traza de fractura se midió su orientación, longitud, el espaciado, el tipo de fractura, presencia y composición de rellenos, relaciones de corte, y el espesor y litología del estrato o capa que la contiene. Las diaclasas con estructuras plumosas en los planos de fracturas, las venas y venillas se consideraron fracturas tensionales, mientras que aquellas fracturas con evidencias de cizalla, arreglo en echelón, vetas con *jogs* dilatacionales o formas sigmoides, se agruparon como fracturas de cizalla. Sin embargo, la observación en el campo del tipo y cinemática de fracturas de cizalla es complejo, de manera que se tomaron en consideración

otras características tales como la orientación de las fracturas respecto al eje del plegamiento y al estrato que las contiene, las relaciones angulares con otras fracturas y la morfología de la traza en superficie, tales como cola de caballo o *splays*.

Aquellas estructuras que muestran evidencias de movimiento, es decir, con rechazo aparente o verdadero perceptible y en algunos casos mensurable, se agruparon como meso-estructuras debido a su dimensión de algunos metros de longitud y rechazos de decímetros hasta un metro. Dentro de este grupo se distinguieron corrimientos, fallas de rumbo y, en menor proporción, fallas normales. Los datos de deslizamiento de fallas a escala de afloramiento, se obtuvieron a partir de la medición de los planos de deslizamiento, fibras minerales, fallas Riedel y otras fracturas asociadas, y lineaciones acopladas con desplazamientos de estratos o capas. Existen criterios que permiten establecer el sentido de movimiento tras el reconocimiento de estos y otros indicadores cinemáticos (Petit, 1987; Angelier, 1994).

4.2. Análisis de fracturas en rocas sedimentarias y filones capa

Las fracturas medidas en afloramientos de rocas sedimentarias y filones capa fueron posteriormente procesadas con el fin de identificar y caracterizar familias presentes a escala Sitio, Zona o Global, y analizar las temporalidades relativas de formación en función de las relaciones de corte.

Este proceso se realizó a partir del desarrollo de OrientaLab, una herramienta de análisis interactivo y supervisado de orientaciones de estructuras geológicas, integrada en el entorno MATLAB. La herramienta utiliza funciones de Allmendinger et al. (2011), y de las librerías CircStat y LibDirectional (MathWorks Documentation, 2024). En el Anexo II se describe en detalle los fundamentos técnicos de cada paso, los cuales pueden resumirse del siguiente modo:

1. Preprocesamiento de datos: a partir de los valores de la actitud (R_b) y buzamiento (B_z) de las fracturas obtenidas en campo, orientación del banco donde fueron medidas, y el Sitio y Zona correspondiente, se realiza una corrección estructural, rotando los planos a la horizontal según el plano que los contiene. Datos originales y rotados se proyectan en redes estereográficas de igual área, o de Schmidt, en el hemisferio inferior.
2. *Clustering* jerárquico supervisado: se definen de manera interactiva el número de familias que mejor representan las direcciones predominantes de fracturas dentro de un Sitio o Zona

analizada. El usuario inspecciona histogramas 3D para los datos de Rb y Bz combinados, y decide de forma interactiva el número óptimo de clústeres, visualizando inmediatamente en la red estereográfica cómo quedarían agrupados los polos para esa elección.

3. Detección de *outliers*: Identificación de valores atípicos para cada clúster definido. Basada en la distancia angular al promedio, cada punto se mide frente a la dirección media de su clúster. El usuario decide si considera o no el uso de esta herramienta. En caso de utilizarla, elige si prefiere un umbral en grados de la distancia angular o un percentil de corte, observa la clasificación en la red estereográfica, donde se representan datos normales, datos atípicos, y media en verde, y valida o ajusta el criterio hasta aceptar la detección final de *outliers*.
4. Cálculo de estadísticas direccionales: la herramienta calcula dos tipos de métricas para cada familia determinada:
 - Parámetros Bingham: direcciones principales, concentraciones, conos de confianza al 95 % y forma tridimensional del “elipsoide direccional”.
 - Estadísticas circulares axiales: media, mediana, desviación, rango y forma (girdle, radial, circular) de rumbo y buzamiento, usando métodos de estadística circular.
5. Reetiquetado jerárquico y ajustes manuales: para poder comparar los resultados entre diferentes lugares de medición (Sitios o Zonas), los polos medios de cada clúster se vuelven a agrupar jerárquicamente, unificando etiquetas de familias con tendencias similares. Es decir, familias con orientaciones similares, son identificadas con el mismo código de referencia.
6. Exportación y visualización final: al finalizar, todos los datos, incluidos etiquetas definitivas, *outliers*, polos originales y rotados según la corrección estructural, y estadísticas asociadas, se consolidan en tablas de Excel. Se generan automáticamente figuras de estereogramas y *boxplots* que resumen la distribución de cada familia, por Sitio, Zona y/o Global.

El *foldtest*, o *tilt test*, es usualmente empleado en la bibliografía para analizar la relación temporal y evolutiva de las discontinuidades con respecto al plegamiento (Endelger, 2001; Sillipantha y Endelger, 2002; Amrouch, 2010). Se utiliza para determinar la admisibilidad de la hipótesis de que la formación de fracturas es previa al plegamiento: si los planos de fracturas son subperpendiculares a los bancos que las contienen y se tornan subverticales luego de la rotación, se asume un origen previo o coetáneo a los estadios iniciales del plegamiento (Hancock, 1985).

Aquí se implementa un test en el que los datos originales y los restituidos a la horizontal según el plano que los contiene, son sometidos a una prueba en la que se establecen dos umbrales. Por un lado, se evalúa un umbral de horizontalidad de polos (verticalidad de los planos), en el que, si los planos rotados se ubican por debajo, entonces son previos. El otro corresponde a un umbral de mejora, en el que se analiza cuanto mejoro respecto a la vertical. En caso de empeoramiento y disminución de inclinación, es posterior. Por último, existe un criterio visual de agrupamiento de datos, si los datos de una familia tienden a agruparse en uno u otro estado, parsimoniosamente, deben corresponder a ese estado. En esta tesis se fijan los valores de umbral de horizontalidad en 15° y umbral de mejora en 5° .

4.3. Análisis cinemático de fallas y vetas asociadas

Los datos de deslizamiento de planos de falla, o indicadores cinemáticos, fueron utilizados para obtener los ejes de acortamiento (P) y extensión (T) para cada plano (Marret y Allmendinger, 1990). Posteriormente se definieron, en base a estadística *Linked Bingham*, los principales ejes de deformación para cada población de fallas, y el mecanismo focal asociado. Todo el flujo de trabajo se integró en un script de MATLAB, empleando funciones de Allmendinger et al. (2011), y otras de elaboración propia.

El método utilizado se basa en la asunción de que todas las fallas de una población responden al mismo sistema de deformación y, por lo tanto, pueden analizarse de manera conjunta (Marret y Allmendinger, 1990). Sin embargo, y dado que frecuentemente las fallas presentan reactivaciones que obedecen a distintos campos de esfuerzos, para cada población de fallas se analizó la compatibilidad cinemática del conjunto de datos medidos, separando subpoblaciones asociadas a distintos eventos.

4.4. Inversión del campo de esfuerzos a partir de fallas

La inversión del campo de esfuerzos es una técnica que busca estimar la orientación y magnitud relativa de los esfuerzos principales que podrían controlar el movimiento de una falla, bajo el principio de que el vector de deslizamiento es paralelo al esfuerzo de cizalla máximo sobre el plano de falla (Wallace, 1951; Bott, 1959), y que un conjunto de estructuras registradas en una

misma zona responde a un único campo de esfuerzos homogéneo. Mediante algoritmos de ajuste, se obtiene el tensor que mejor reproduce los deslizamientos observados, definiendo así el régimen tectónico y el estilo de deformación.

En este trabajo se aplicó la metodología de inversión de esfuerzos utilizada por Michael (1984), y también la propuesta en el programa *StressInverse* (Vavryčuk, 2014), que combina el método de inversión conjunta de Michael (1984, 1987) con el criterio de inestabilidad de fallas de Lund y Slunga (1999). El método parte de un tensor de esfuerzos inicial, calculando la inestabilidad para cada plano, dada por la relación entre el esfuerzo de cizalla τ y el esfuerzo normal efectivo σ_n' , y seleccionando el más inestable como plano de falla. Luego invierte únicamente estos planos para actualizar el tensor, repitiendo el proceso hasta la convergencia. Para evaluar la robustez de la solución y estimar la incertidumbre, se utilizó la versión modificada de *StressInverse* desarrollada por Levandowski et al. (2018), que reemplaza el *bootstrap* clásico por la técnica de *jackknife-downsampling*. En cada realización, se elimina aleatoriamente una fracción de las fallas medidas, se aplican perturbaciones angulares, y se realiza la inversión con este subconjunto reducido. El procedimiento se repite n veces, generando n tensores de esfuerzos y n conjuntos de resultados. Cada tensor se descompone en la orientación de los ejes de esfuerzos principales ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) y en la relación $\phi = (S_2 - S_3) / (S_1 - S_3)$, donde S_1, S_2 y S_3 son las magnitudes de los esfuerzos principales mayor, intermedio y menor, respectivamente. La distribución de estos valores entre las realizaciones permite estimar la incertidumbre, y el modelo final se reporta como la mediana de los n tensores obtenidos.

Para caracterizar el estilo de deformación, se utiliza el parámetro A_ϕ definido por Simpson (1997) a partir de ϕ y del régimen de fallamiento identificado según la inclinación de los ejes principales (Zoback, 1992). Este parámetro se expresa como:

$$A_\phi = (n + 0.5) + (-1)^n * (\phi - 0.5)$$

donde $n = 0$ para fallamiento normal, $n = 1$ para fallamiento transcurrente y $n = 2$ para fallamiento inverso. A_ϕ varía en un rango continuo de 0 a 3, lo que permite clasificar todos los estilos de deformación.

4.5. Análisis de tendencia al deslizamiento y la dilatación

En este trabajo el análisis de T_s y T_d se llevó a cabo sobre las orientaciones de mediciones en campo de diques y fracturas. la metodología implementada se explica en detalle en el Capítulo 10. En forma general, se elaboró una herramienta en entorno MATLAB, que explora de forma exhaustiva el espacio posible de orientación de ejes del campo de esfuerzos y la relación $R(\phi)$ con posibilidad de trasmutación en la posición vertical de los ejes σ_2 y σ_3 , evaluando físicamente la apertura tensional o de cizalla mediante el T_s y T_d , considerando la presión de fluido R' y la tracción K . La herramienta permite una clasificación por modo I (tensión), H (hibrido) y S (cizalla). La evaluación se llevó a cabo mediante tres implementaciones: (i) configuración de campo de esfuerzos fijo y variación de sobrepresión magmática R' ; (ii) variación temporal del campo de esfuerzos con R' fijo; (iii) variación temporal de campo de esfuerzos y sobrepresión magmática.

Capítulo 5. Análisis del patrón de estructuras en el anticlinal Los Blancos

5.1. Introducción

La Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM) registra una evolución compresiva ligada a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Las reconstrucciones de placas muestran variaciones marcadas en la dirección y velocidad de convergencia a lo largo del tiempo: ONO-NO durante el Cretácico Tardío-Eoceno, NE entre 47 y 28 Ma, y ENE a E-O a partir de ~ 25 Ma hasta el presente (Somoza y Ghidella, 2012; Müller et al., 2016). Estas rotaciones del vector constituyen el marco de primer orden para la orientación del esfuerzo horizontal máximo σ_H y, por lo tanto, condicionan la deformación en la FPCM.

La estructuración de la FPCM a los 35°S se inició en el Cretácico Tardío (Tunik et al., 2010; Mescua et al., 2013; Fennell et al., 2017), a partir de la inversión de estructuras NNE que habían controlado el depocentro Río del Cobre durante el Jurásico. La fase principal de acortamiento se produjo en el Oligoceno tardío-Mioceno, momento en el que se configuró el anticlinal Los Blancos. Este capítulo describe y analiza el patrón estructural del anticlinal Los Blancos con base en mediciones de campo en rocas sedimentarias e intrusivas y en la caracterización de mesoestructuras. Se establecen las familias de fracturas y su cronología relativa mediante relaciones de corte y un fold test (comparación entre estado plegado y restituido), y se evalúa su vinculación con los estadios pre- y sin-plegamiento. Se aborda la coexistencia entre diaclasas de enfriamiento y fracturas tectónicas en un filón capa, diferenciando señales térmicas de señales controladas por el campo de esfuerzos regional. Se integran, además, fallas de rumbo y corrimientos de escala métrica que aportan cinemática y geometría del acortamiento local. Finalmente, se presenta la falla Río Salado, estructura mayor coetánea del plegamiento e interpretada como un shortcut de la falla Los Blancos en el Mioceno, como elemento de cierre e integración tectónica.

El propósito es delimitar la arquitectura de fracturas y fallas, y su secuencia de desarrollo, como base para analizar los controles estructurales que condicionaron el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos en la región axial de la FPCM, preparando el terreno para la discusión integradora de esfuerzos y cronología que sigue en capítulos posteriores.

5.2. Estructura de la faja plegada y corrida de Malargue a los 35°10' S

El sector del valle del río Salado a los 35°10'S constituye un punto clave para comprender la evolución estructural de la FPCM, ya que en este perfil confluyen la herencia extensional mesozoica, el incipiente levantamiento andino, y pulsos tardíos de reactivación. La combinación de estudios estructurales y termocronológicos recientes ha permitido reconstruir un patrón diacrónico de deformación, con reactivaciones tardías en el sector interno que prolongaron la actividad más allá del Mioceno (Mescua, 2013, 2014; Bande et al., 2020).

La estructura de la FPCM puede describirse, desde el interior al sector externo del orógeno a partir de la existencia de altos estructurales y fallas maestras que controlaron la depositación y posterior modo de deformación (Figuras 5.1 y 5.2). En el sector interno, la falla del Río del Cobre, originada durante el rift jurásico, fue una de las primeras estructuras en invertirse. De acuerdo con Mescua (2013), esta falla actuó como el frente orogénico del Cretácico Tardío, controlando la depositación de los estratos sinorogénicos del Grupo Neuquén en Argentina y de la Unidad Clástica Café-Rojiza (BRCU) en Chile. Su actividad produjo pliegues de basamento vergentes hacia el este y generó un relieve suficiente para aportar clastos de unidades jurásicas y cretácicas exhumadas. Esta etapa de inversión explica las discordancias de bajo ángulo y el carácter proximal de los depósitos del Grupo Neuquén en este sector, y constituye la primera evidencia de levantamiento andino a los 35°S.

Hacia el este se ubica el alto del Tordillo o bloque Dedos-Silla, un horst heredado que separó los depocentros de Río del Cobre y Los Blancos, hacia el oeste y este, respectivamente. Su arquitectura extensional, con fallas de polaridad opuesta en cada flanco, condicionó la inversión posterior. El bloque se orienta en dirección NNE-SSO y presenta vergencia este, limitado por un corrimiento fuera de secuencia que pone en contacto el Grupo Choiyoi con el Grupo Mendoza, denominado falla Las Leñas. Esta estructura transmitió la deformación hacia la cubierta a través de niveles de despegue en el Grupo Cuyo y la Formación Auquilco, permitiendo la propagación hacia el este (Mescua et al., 2014). La falla de Las Leñas registra un historial complejo de reactivaciones, que podrían haberse iniciado en el Cretácico tardío, en paralelo a la actividad de la falla del Río del Cobre (Bande et al., 2020).

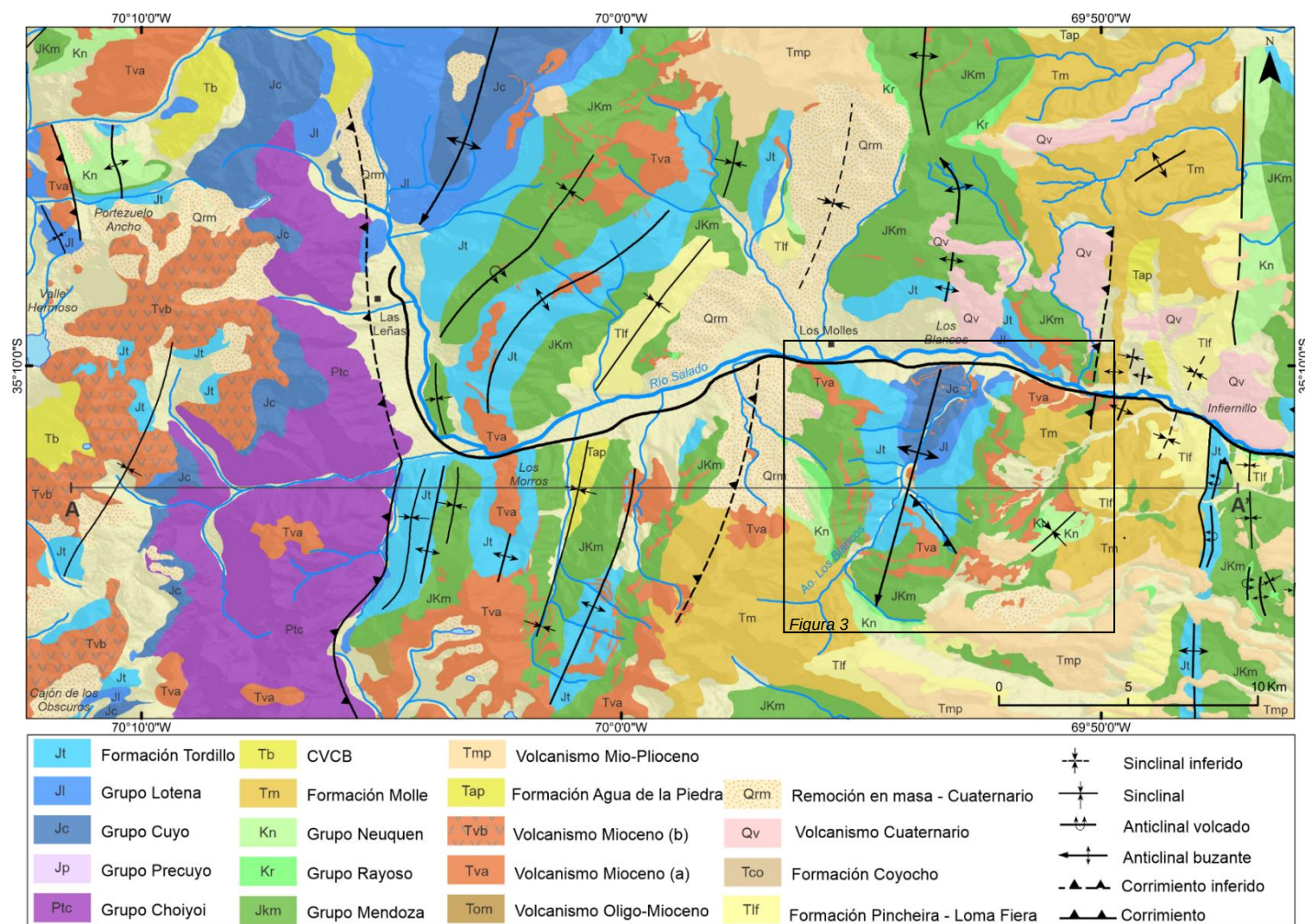


Figura 5.1. Mapa geológico de la FPCM a la altura del río Salado a los 35°10'S, entre el bloque de basamento de Las Leñas, por el oeste, y la falla Infiernillo, por el este. Se indica la ubicación de la sección estructural A-A'.

Al este del alto del Tordillo, se desarrolló el depocentro Los Blancos, el cual habría sido deformado e invertido durante la compresión cenozoica (Mescua, 2014). En este dominio se destaca el anticlinal Los Blancos, que expone en su núcleo unidades jurásicas del Grupo Cuyo y está acompañado hacia el este por un sinclinal que preserva depósitos del Grupo Neuquén y sucesiones sinorogénicas cenozoicas. Más hacia el este, la falla Infiernillo marca la transición entre el dominio de basamento y el estilo de piel fina del frente orogénico. Allí, la cubierta mesozoica se desacopla en los yesos de la Formación Auquilco, y se organiza en pliegues y corrimientos de bajo ángulo que avanzan hacia el antepaís, acompañados por la acumulación de depósitos sinorogénicos neógenos (Mescua, 2014; Bande et al., 2020).

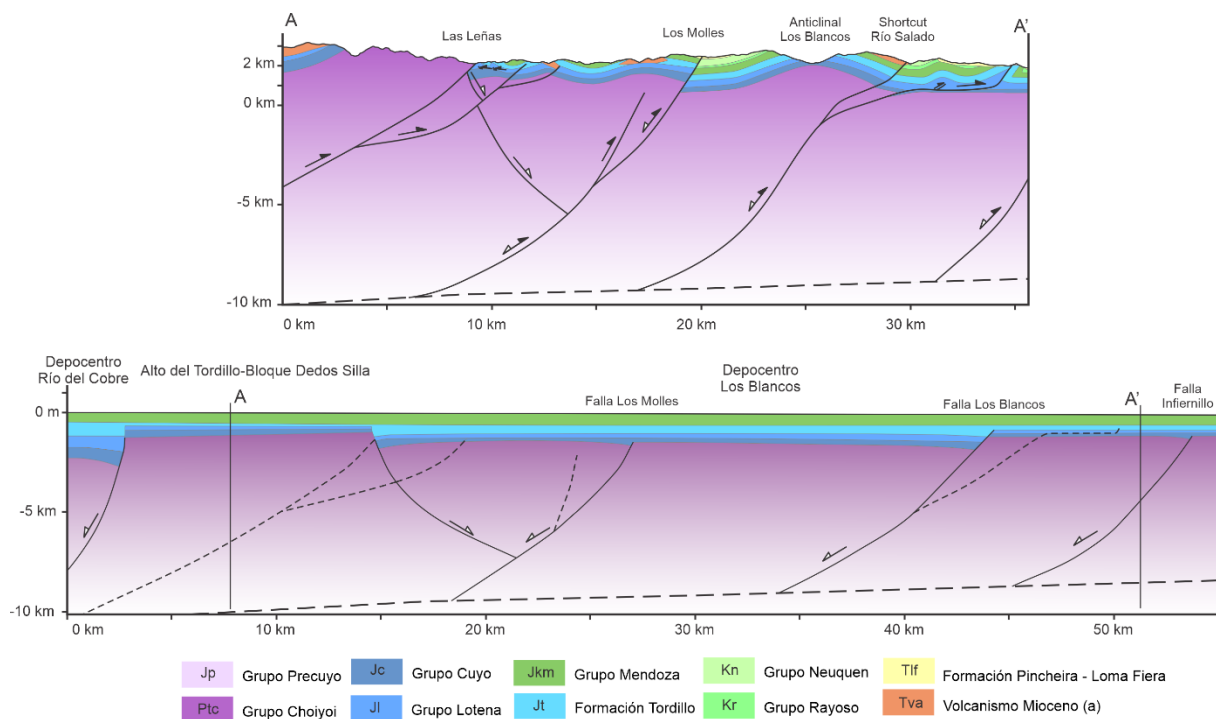


Figura 5.2. Sección estructural y reconstrucción pre-deformación al tope del Grupo Mendoza del sector de la FPCM a los 35°10'S, entre Las Leñas y la falla Infiernillo. Modificado de Giampaoli et al. (2002) y Mescua et al. (2014).

5.2.1. Anticlinal Los Blancos

El anticlinal Los Blancos constituye una de las estructuras más relevantes del sector central de la FPCM. Se ubica aproximadamente a 5 km al este de la localidad de Los Molles, y se accede por la ruta provincial 222 (Figura 5.3). El plegamiento tiene 13,5 km de ancho aflorante, cuyo eje presenta buzamientos hacia el norte y hacia el sur (Figura 5.4). Su formación se vincula a la inversión de una falla de alto ángulo generada durante el rifting triásico-jurásico temprano, que

controló la sedimentación del Grupo Cuyo en un hemigraben posteriormente invertido (Figura 5.2). La reactivación de esta falla explica tanto la exhumación parcial de las rocas del Grupo Cuyo, que constituyen el núcleo del pliegue, como el engrosamiento progresivo de la Formación Tordillo hacia el flanco occidental, lo que indica un control tectónico directo sobre la depositación durante el jurásico (Giampaoli et al., 2002; Mescua, 2013; Benítez, 2015).

Al norte del río Salado, el limbo dorsal buza entre 25° y 35° hacia el ONO y expone parcialmente la Formación Tordillo y en su totalidad las formaciones Vaca Muerta y Agrio. Este sector está recubierto parcialmente por volcanitas plio-pleistocenas, y afectado por deslizamientos que movilizaron materiales del Grupo Mendoza y rocas volcánicas. En la charnela se observan afloramientos del Grupo Lotena acompañados por volcanes monogenéticos cuaternarios (Hoyada, Lagunitas y Loma Negra), mientras que el limbo frontal expone la Formación Auquilco y el Grupo Mendoza con buzamientos de 35° a 60° hacia el E-NE (ESE en las proximidades del río), intruidos de manera intensa por diques y filones capa miocenos. Más al este, este flanco está recubierto por las Formaciones Molle y Agua de la Piedra y coronado por el volcán Mesillas, de edad cuaternaria. Al sur del río Salado, el limbo dorsal presenta inclinaciones de 30° a 40° al O-SO y expone por completo la Formación Auquilco junto con los Grupos Mendoza, Rayoso y Neuquén, mientras que en el núcleo afloran los Grupos Cuyo y Lotena con buzamientos suaves de 5° a 10° hacia el sur. El limbo frontal, en tanto, muestra las Formaciones Auquilco, Tordillo y Vaca Muerta, además de unidades volcánicas sinorogénicas, con inclinaciones de 35° a 55° al E-SE. Las unidades mesozoicas se encuentran intruidas por filones capa y diques de composiciones andesíticas a dacíticas. Los filones capa ubicados en el limbo dorsal, han sido datados en 24 ± 1 y 20 ± 1 Ma K/Ar en biotita (Linares, 2001), mientras que diques andesíticos ubicados hacia el limbo frontal, arrojaron edades Ar/Ar de $14,7 \pm 1,7$ Ma y 13 ± 1 Ma (Baldauf, 1993).

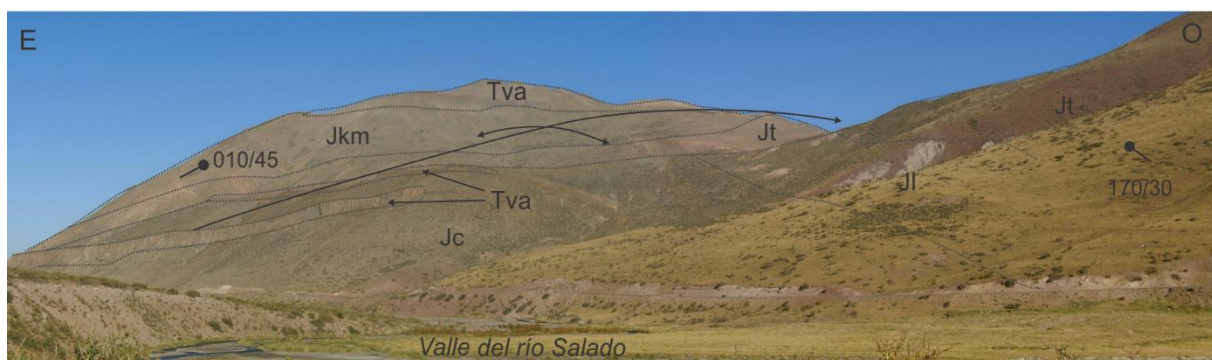


Figura 5.3. Vista general del anticlinal Los Blancos al sur del río Salado.

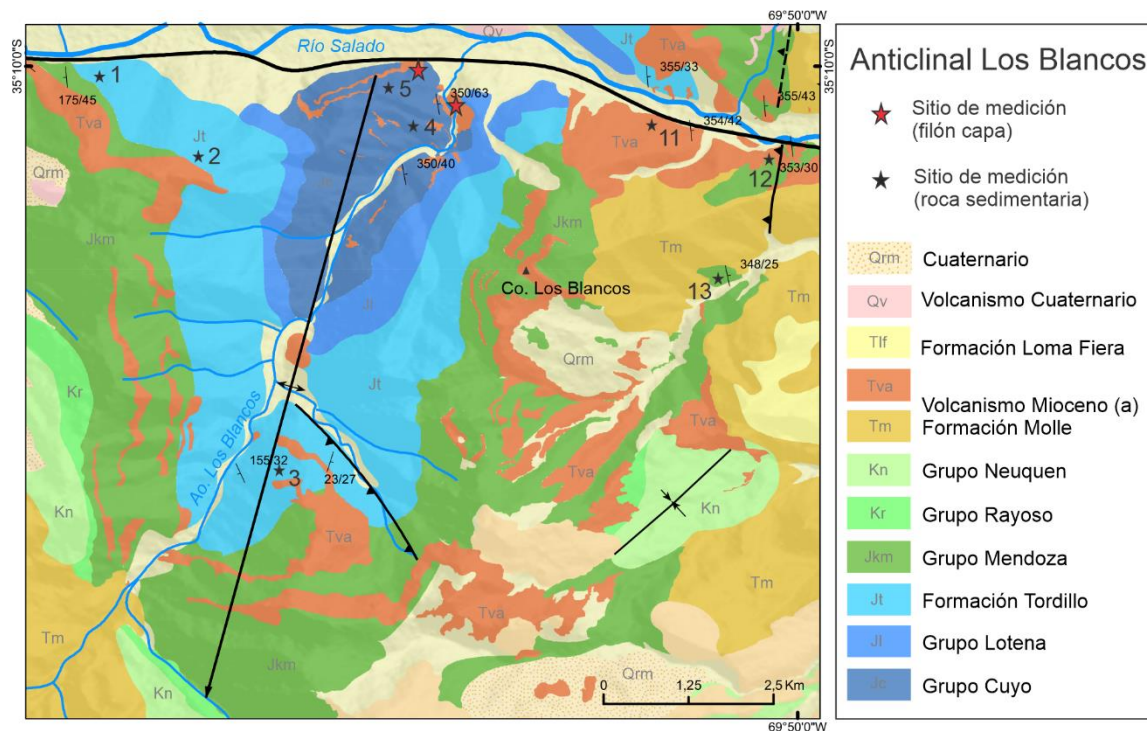


Figura 5.4. Mapa geológico del sector sur del anticlinal Los Blancos. Se indica la ubicación de los sitios de medición de fracturas.

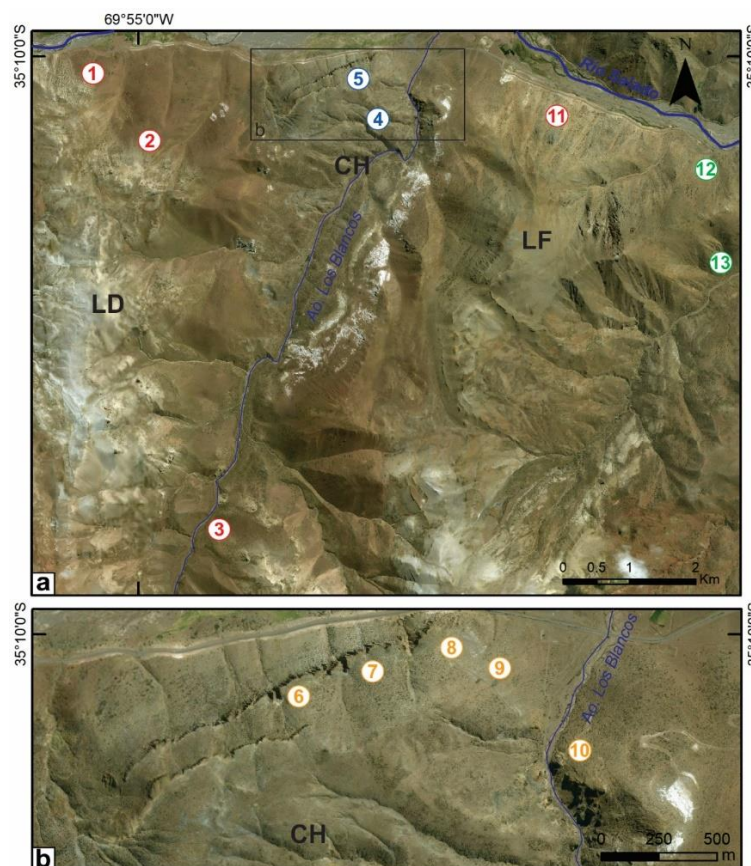


Figura 5.5. Imagen satelital donde se muestra la ubicación de los sitios de medición de fracturas en el sector sur del braquianticlinal Los Blancos. a. Sitios de medición en rocas sedimentarias, indicadas según colores. Rojo: Formación Tordillo, azul: Grupos Cuyo y Lotena, verde: Formación Vaca Muerta. b. Sitios de medición en filón/es capa/s. LD: limbo dorsal, CH: zona de charnela, LF: limbo frontal.

En el sector del anticlinal ubicado al sur del río Salado se llevó adelante la medición en campo de fracturas y meso estructuras (Figuras 5.4 y 5.5). La medición de fracturas se realizó en rocas sedimentarias, abarcando los Grupos Cuyo y Lotena, y en las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, a partir de 8 sitios de medición, obteniéndose 717 datos, y en un filón capa emplazado en el Grupo Cuyo, a partir de 5 sitios donde se midieron 400 datos.

Además, se registraron fallas con movimiento de rumbo y corrimientos con rechazos decimétricos a métricos, agrupadas en mesoestructuras. Por último, se analizó la cinemática e inversión del campo de esfuerzos para el corrimiento Río Salado, una estructura expuesta en el flanco oriental del anticlinal, que es interpretada como un *shortcut* de la falla Los Blancos, desarrollado durante el Mioceno (Mescua, et al., 2014; Benitez, 2015).

Los datos estructurales analizados en este capítulo se presentan de forma ampliada en el Anexo III de material suplementario.

5.3. Resultados

5.3.1. Fracturas en rocas sedimentarias

En el flanco occidental (LD) se midieron 280 fracturas en los bancos de areniscas de la Formación Tordillo (sitios 1, 2 y 3) (Tabla 5.1). El sitio 1 consiste en bancos de areniscas finas a medias con espesores entre 0.1 y 0.5 m. La red de fracturas es apretada, y se identificaron tres tendencias de fracturas con espaciado entre 0.2 y 0.3 m, a partir de 74 mediciones (Figura 5.6a, Tabla 5.1). El primer tren es de rumbo NO y consiste de fracturas tensionales con longitud mayor a 1 m. El segundo tren es NNE, cuasi-normal al anterior, y presenta longitudes similares. El tercer tren tiene rumbo NE y en ocasiones estas fracturas presentan rellenos de calcita.

El sitio 2 consiste en bancos de areniscas medias con potencias entre 0.5 y 1 m, y frecuentes estructuras sedimentarias tractivas. La densidad de fracturas en este sitio es menor, con espaciado entre 0.6 y 1m, y se reconocieron cinco tendencias a partir de 142 mediciones, algunas similares a las del Sitio 1 (Figura 5.6b, Tabla 5.1). Los trenes NO y NE tienen características similares a las del sitio 1, mientras que el tren NNE es el más frecuente y presenta, en ocasiones, rellenos de calcita. En este sitio se reconocieron además un tren E, correspondiente a fracturas tensionales, y un tren N paralelo al eje del pliegue. En base a las relaciones de corte, el tren NO y NNE son los más antiguos, presentando relaciones cruzadas entre sí, mientras que los trenes NE y E son posteriores, aunque algunas fracturas se cruzan con las más antiguas por lo que la relación es poco clara. El tren N abate contra las anteriores, de manera que serían las últimas en formarse.

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
FLANCO OESTE - LIMBO DORSAL	1	I	23	321	89	231	1			0.85
		II	19	194	80	104	10			0.93
		III	24	59	72	329	18			0.95
	2	I	24	306	85	216	5			0.94
		II	39	207	85	117	5	2.40	1.40	0.93
		III	23	244	86	154	4			0.93
		IV	22	270	84	180	6			0.95
		V	20	348	89	258	1			0.90
		3	I	17	309	82	219	8		
	IV		26	274	86	184	4	5.16	1.98	0.89
V	15		2	89	272	1			0.89	
CHARNELA- HINGE ZONE	4	I	23	311	88	221	2			0.95
		II	18	28	90	298	0			0.97
		III	25	64	85	334	5	3.32	1.96	0.92
		IV	16	281	83	191	7			0.97
		V	17	354	88	264	2			0.87
	5	I	16	314	90	224	0			0.97
		III	11	60	90	330	0			0.99
		IV	15	285	86	195	4			0.95
		V	14	357	89	267	1			0.88
FLANCO ESTE - LIMBO FRONTAL	11	II	10	218	89	128	1			0.99
		III	13	242	87	152	3			0.96
		V	15	179	90	89	0			0.99
		F	12	171	55	81	35			0.94
	12	I	20	128	89	38	1			0.98
		II	15	206	88	116	2			0.93
		III	23	240	86	150	4			0.96
		IV	20	273	84	183	6			0.97
		V	22	2	89	272	1			0.95
		F	9	164	55	74	35			0.96
	13	I	15	125	87	35	3			0.96
		II	12	211	88	121	2			0.96
		III	8	61	89	331	1			0.96
		IV	16	266	88	176	2			0.96
		V	23	178	89	88	1			0.96
		F'	5	355	39	265	51			0.93

Tabla 5.1. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio según su zona de ubicación respecto al anticlinal. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de concentración de datos.

El sitio 3 se ubica en cercanías a la nariz del plegamiento, y corresponde a un afloramiento de pequeña dimensión de bancos de areniscas finas a medias con espesores entre 0.1 y 0.3 m. La red de fracturamiento es apretada, y el espaciado medio de las fracturas que componen dichos trenes no supera los 0.3 m (Figura 5.6c, Tabla 5.1). Se reconocieron tres patrones bien definidos, a los rumbos NO, E y N, todos correspondientes a fracturas tensionales y sin rellenos. El tren NO presenta longitudes que superan 1 m, mientras que los otros dos patrones no pudieron ser

medidos, debido a la restricción de la superficie del afloramiento. Las relaciones de corte son poco claras, con unas pocas fracturas al rumbo E abatiendo contra el tren NO, por lo que este podría ser más antiguo, mientras que en la mayoría de los casos se cruzan entre sí.

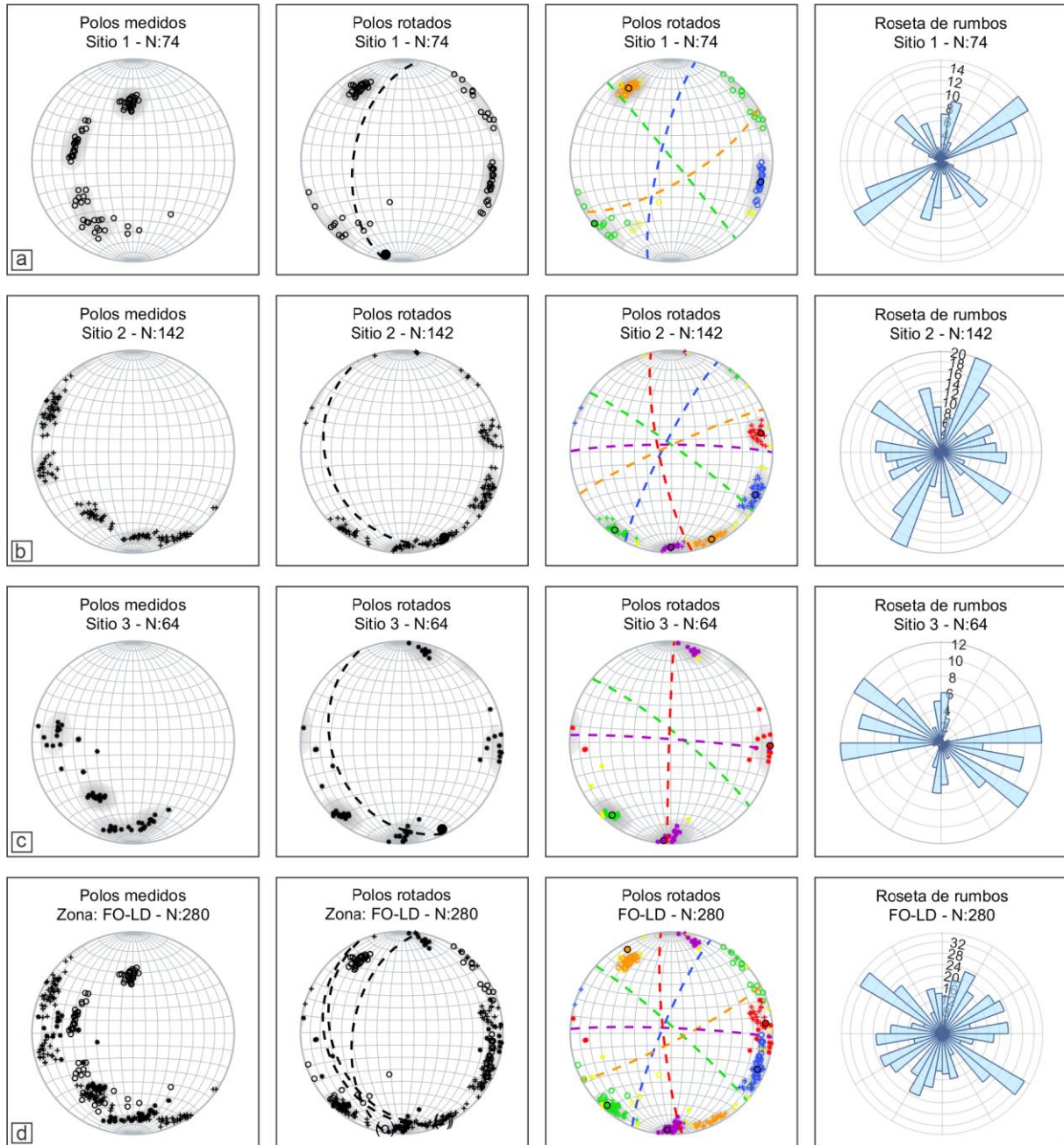


Figura 5.6. Resultados de las mediciones de fracturas en la Formación Tordillo (sitios 1, 2 y 3), en el limbo dorsal. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 1, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE. b. Fracturas medidas en el sitio 2, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, N y E. c. Fracturas medidas en el sitio 3, con planos medios de los patrones determinados: NO, N y E. d. Total de fracturas medidas en el limbo dorsal.

A partir del análisis del total de fracturas medidas en la Formación Tordillo en el limbo dorsal, se determinaron 5 familias de fracturas: (I) NO, (II) NNE, (III) NE, (IV) E y (V) N (Figura 5.6 d y Tabla 5.2). La familia I presenta mayor cantidad de fracturas y mayor variabilidad en torno al rumbo. En conjunto con la familia II constituyen las fracturas más abundantes en el área, con excepción del sitio 3, donde II no fue identificada. Las familias III y IV se cruzan en la mayoría de los casos, mientras que la familia V en ocasiones se asocia a IV, con un diseño en escalera, peor en la mayoría de los casos es posterior.

En el núcleo del anticlinal y zona de la charnela se midieron 174 fracturas en los Grupos Cuyo y Lotena. Los sitios 4 y 5 corresponden a una sucesión de bancos de calizas, areniscas finas y pelitas en alternancia. La medición de fracturas en el sitio 4 se realizó en una quebrada donde afloran en forma acotada el techo de un banco de calizas de 0.3 m de espesor, al cual sobreyace un banco de areniscas finas tobáceas de 0.2 m de espesor (Figura 5.7a y 5.7c, Tabla 5.1). En ambas unidades los patrones y relaciones de corte reconocidos se repiten, incluso algunas fracturas afectan a sendos bancos. El tren de rumbo NO corresponde a fracturas tensionales de varias decenas de cm de longitud, con frecuente relleno de calcita en venas de hasta 3 mm de espesor y espaciado promedio de 0.5 m. Algunos planos de fracturas presentan estrías cuasi horizontales, indicando más de un pulso de actividad para esas diaclasas. El tren de rumbo NNE presenta longitudes similares, aunque las venillas son menos frecuentes. El tren NE tiene un espaciado medio de 0.3 m, y es el más frecuente en el sitio. Algunas fracturas presentan arreglo en echelón y/o venillas de calcita o baritina en *jogs* dilatacionales que indican movimiento dextral (Figura 5.7 d). El tren ONO corresponde a fracturas tensionales de 1 mm de espesor que ocasionalmente se encuentran rellenas de calcita y en un caso presenta una traza en echelón indicando movimiento sinistral. El tren N corresponde a fracturas tensionales que en general abaten contra el tren NO, y en menor frecuencia con los trenes NE y ONO. Lo expuesto anteriormente sugiere que el tren NO es el más antiguo, mientras que los trenes NE y ONO podrían corresponder a juegos de fracturas desarrolladas posteriormente.

El sitio 5 de medición consiste en una sucesión de pelitas y *mudstones* intercalados con bancos de calizas de hasta 0.5 m de espesor (Figura 5.7b, Tabla 5.1). El registro de fracturas se realizó en un banco de calizas de 0.4 m de espesor que se encuentra en contacto basal con un filón capa, donde se midieron 63 planos. La red de fracturas es compleja, con espaciamiento irregular en torno a los 0.3 m para los trenes definidos. Debido a la acotada dimensión del afloramiento, la longitud de las fracturas no fue medida. El tren NO es el más frecuente, y corresponde a fracturas

tensionales que en general cortan a los otros patrones definidos, aunque a veces presenta relaciones cruzadas con el tren NE. Por otro lado, el tren NE, al igual que en el sitio 4, corresponde a fracturas que en ocasiones presentan traza en echelón indicando sentido dextral. El tren ONO a E, corresponde a fracturas tensionales. Por último, el tren N también corresponde a fracturas tensionales y abate contra los juegos anteriores.

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
FLANCO OESTE - LIMBO DORSAL	1/2/3	I	64	312	86	222	4	3.23	1.53	0.89
	1/2	II	58	203	83	113	7	3.02	0.99	0.91
	1/2	III	47	62	83	332	7	4.31	1.86	0.86
	2/3	IV	48	272	85	182	5	3.05	1.18	0.91
	2/3	V	35	354	89	264	1	3.93	3.58	0.87
CHARNELA- HINGE ZONE	4/5	I	39	312	89	222	1	1.32	1.23	0.95
	4	II	18	28	90	298	0			0.97
	4/5	III	36	63	86	333	4	2.41	1.80	0.93
	4/5	IV	31	283	85	193	5	1.70	1.27	0.95
	4/5	V	31	356	89	266	1	4.99	2.27	0.88
FLANCO ESTE - LIMBO FRONTAL	12/13	I	35	127	88	37	2	1.31	0.92	0.96
	11/12/13	II	37	211	89	121	1	2.41	1.82	0.93
	11/12/13	III	44	241	87	151	3	1.25	1.08	0.96
	12/13	IV	36	270	86	180	4	1.84	0.88	0.95
	11/12/13	V	60	180	90	90	0	1.23	0.81	0.96
	11/12	F	21	168	55	78	35			0.94
	13	F'	5	31	9	301	81	6.71	3.33	0.93

Tabla 5.2. Familias de fracturas reconocidas en cada zona de ubicación respecto al anticlinal. Para cada una se incluye el Sitio: sitios donde se encuentra presente, N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos.

El análisis conjunto de los datos obtenidos en la zona de charnela permite definir cinco familias de fracturas, cuya orientación, en general, es similar a las definidas en el limbo dorsal. Todas las tendencias presentan frecuencias similares, a excepción de la familia NNE (II), poco desarrollada en relación a las anteriores (Figura 5.6c y Tabla 5.2).

En el limbo frontal se midieron 263 fracturas en los afloramientos de las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, siendo esta unidad la que cuenta con mayor cantidad de datos en esta zona, debido a la calidad y disponibilidad de afloramientos (Figura 5.8).

El sitio 11 corresponde a un afloramiento de areniscas medias a gruesas en bancos de entre 0.5 y 1 m, que alternan con bancos de entre 0.2 y 0.3 m de espesor de areniscas finas. La red de fracturas presenta un espaciado entre 0.4 y 0.5 m en los bancos más potentes y es común que corten a varios bancos. En este sitio se midieron 55 fracturas que permitieron determinar un

patrón NE, otro NNE, y dos conjuntos al rumbo N, uno correspondiente a fracturas ortogonales a la estratificación y otro con menor ángulo (Figura 5.10a, Tabla 5.1). Al realizar la corrección estructural, el patrón ortogonal a la estratificación se acerca a la vertical, mientras que el otro patrón, denominado F, aumenta su ángulo de buzamiento, pasando de buzamiento entre 20 y 35° O, a oscilar entre los 60° y 70° O. Si bien en el sitio de medición no se identificaron otros patrones, a lo largo del banco medido también fue reconocido el patrón NO (Figura 5.9 a).



Figura 5.7. Resultados de las mediciones de fracturas en en los Grupos Cuyo y Lotena en la zona de charnela del sector sur del braquianticinal Los Blancos (sitios 4 y 5). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 4, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, ONO y N. b. Fracturas medidas en el sitio 5, con planos medios de los patrones determinados: NO, ONO, NE y N c. Total de fracturas medidas en la zona de charnela.

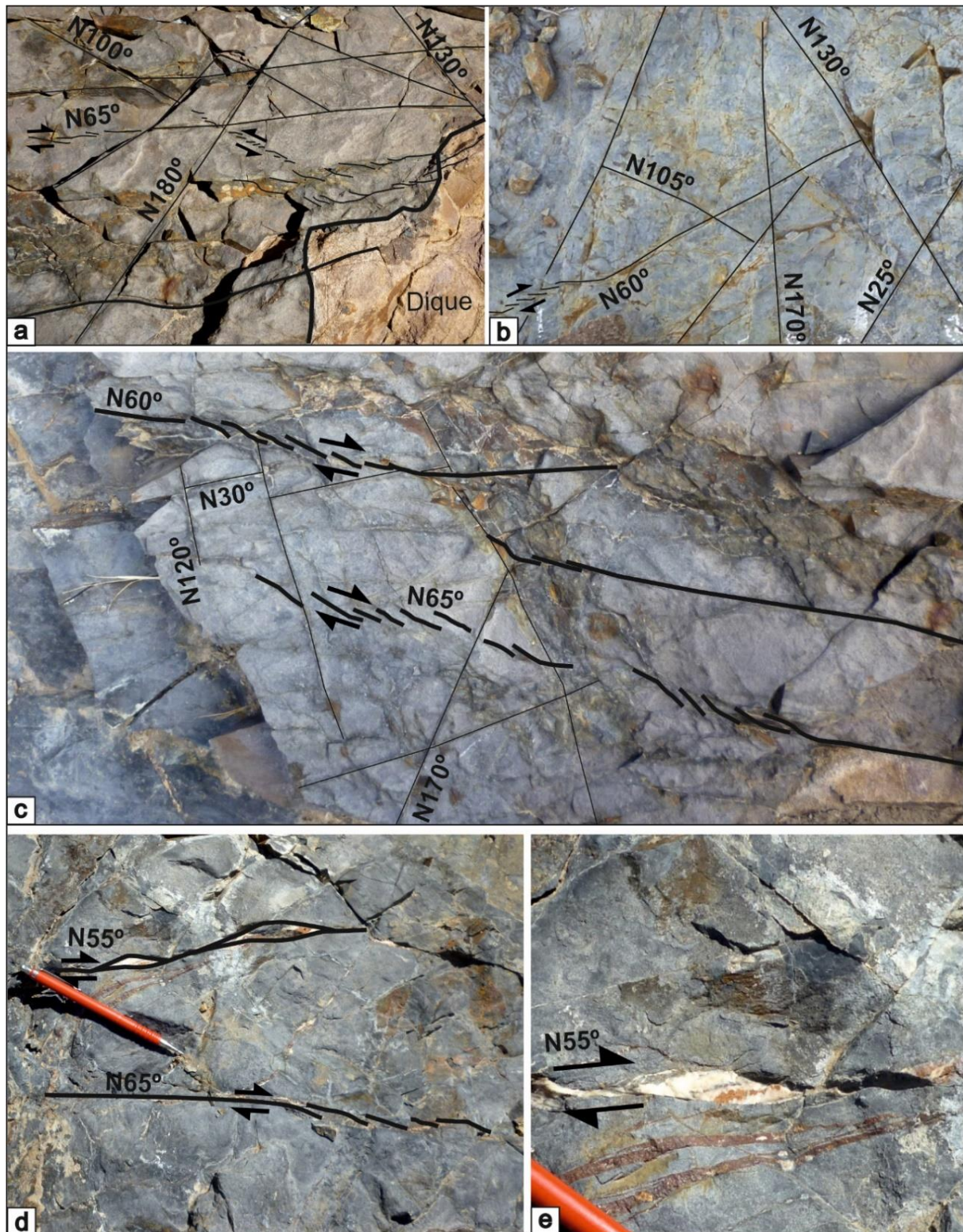


Figura 5.8. a. Afloramiento de areniscas finas del Grupo Cuyo y fracturas reconocidas. Algunas de rumbo NE y ONO muestran arreglo en echelón. b. Afloramiento de calizas del Grupo Cuyo (Sitio 5) con un patrón de fracturamiento complejo e irregular. c. Afloramiento de areniscas tobáceas correspondiente a un extremo del Sitio 4. Se indican fracturas en echelón y venillas con el mismo arreglo, correspondientes al tren NE. D. Afloramiento de caliza donde se indican fracturas con evidencias de movimiento dextral al rumbo NE. e. Jogs dilatacionales rellenos de calcita indicando movimiento dextral. La misma corresponde a un detalle de la figura anterior.

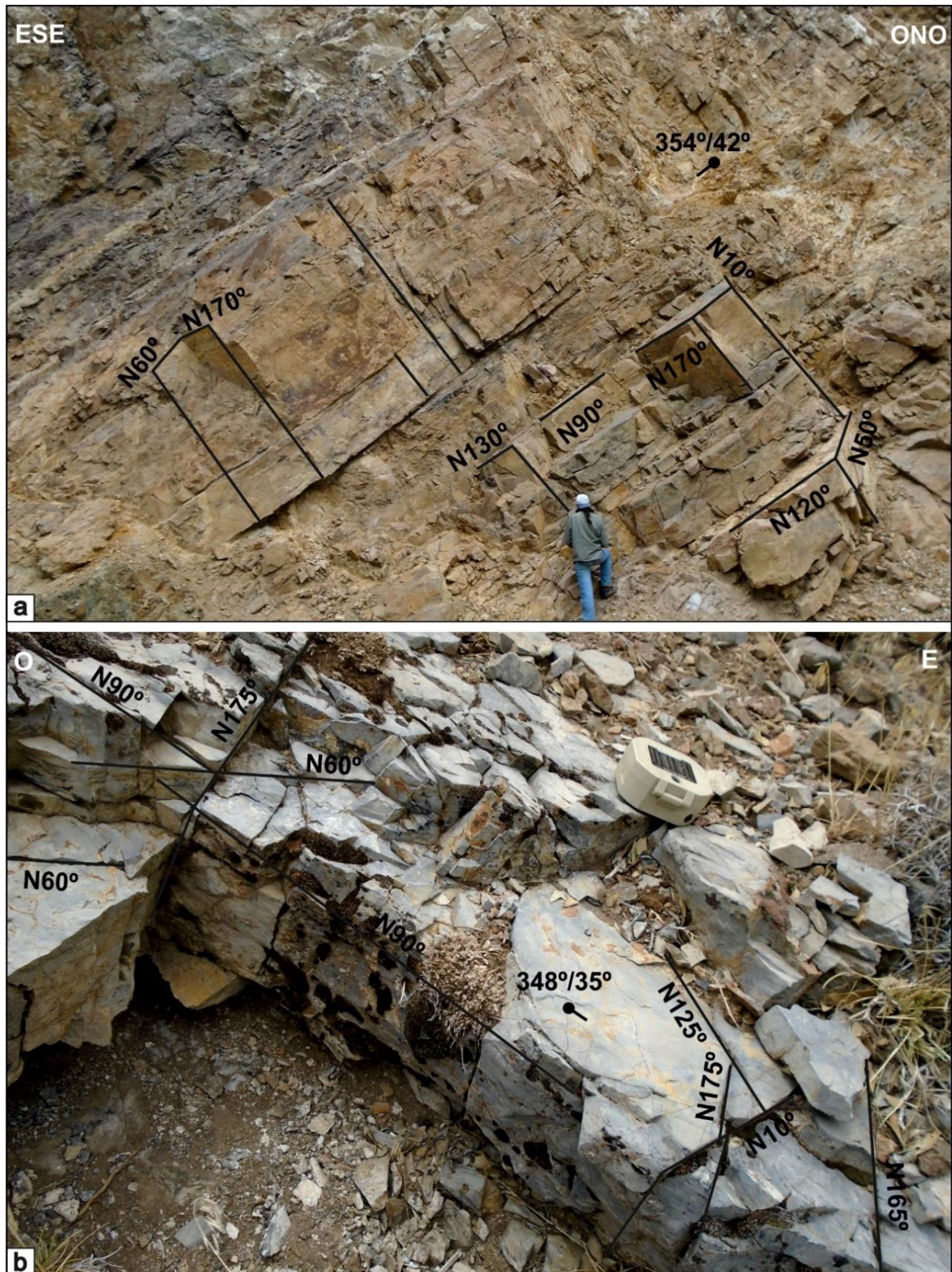


Figura 5.9. a. Afloramiento de areniscas de la Formación Tordillo en el limbo frontal del braquianticlinal Los Blancos. Se indican fracturas al azimut de los principales trenes reconocidos. b. Afloramiento de un banco de calizas de la Formación Fm. Vaca Muerta. Se indican fracturas tensionales al azimut de los trenes reconocidos.

En la Formación Vaca Muerta se realizó la medición de fracturas en dos sitios. En el sitio 12 se registraron 121 fracturas, identificando las tendencias medidas en las unidades previas (Figura 5.10b).

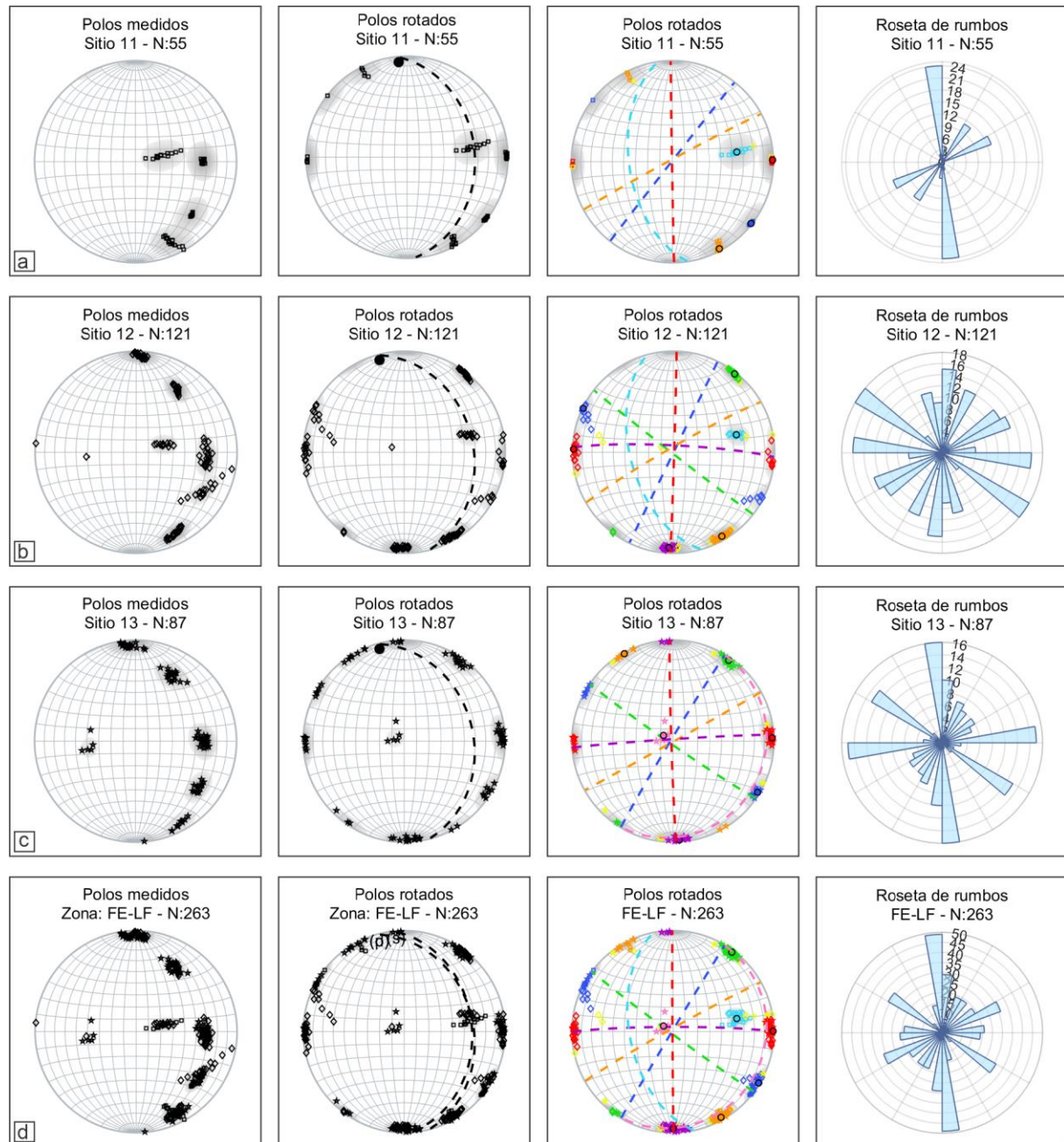


Figura 5.10. Resultados de las mediciones de fracturas en las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, en la zona del limbo frontal del sector sur del braquianticinal Los Blancos (sitios 11, 12 y 13). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 11, con planos medios de los patrones determinados: NNE, NE, N y F. b. Fracturas medidas en el sitio 12, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, E, N y F. c. Fracturas medidas en el sitio 13, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, NE, E, N y F'. d. Total de fracturas medidas en el limbo frontal.

El mayor número de fracturas corresponden a los trenes cercanos al rumbo N, donde se reconocen dos familias distintas. Una de ellas presenta una posición vertical, y la otra corresponde a fracturas paralelas entre sí (F), que se encuentran en sectores acotados en cercanías a fallas inversas o enjambres de fracturas, y cuyo sentido de movimiento no pudo ser definido. El comportamiento de la tendencia F es similar al descrito para el sitio 11. En el sitio 13 se definen un tren NO y un tren NE, que en ocasiones presenta indicadores cinemáticos con movimiento de rumbo dextral, y venillas sigmoidales de óxidos o calcita (Figura 5.10c). Aquí se reconoció un tren N con inclinaciones cercanas a la vertical y otro de orientación NE, con menor inclinación, que ha sido denominado F'.

Al considerar el total de fracturas medidas en el limbo frontal se determinaron las familias N (V) y NE (III) como las más abundantes, y las familias E (IV), NNE (II) y NO (I), con frecuencias similares (Figura 5.10d). Todas corresponden a fracturas tensionales, con excepción de algunas fracturas de las familias I y III, que muestran evidencias de cizalla. Sin embargo, no se descarta que las mismas hayan sido originadas como fracturas tensionales con posterior reactivación con cizalla. Además, se identificaron otros dos grupos de fracturas, denominados F y F', que tienen rumbo aproximado N. La familia F mantiene inclinaciones en torno a los 70°O en su estado restituido, y entre 20° y 30° al O en su estado original, mientras que el grupo F' presenta inclinaciones en torno a los 15-20°E en su estado restituido, y en torno a 40° en su estado deformado (Figura 5.10a-c).

5.2.2. Fracturas en filones capa

En un filón capa, se midieron un total de 400 fracturas en los sitios 6 a 10, ubicados desde la charnela hacia el limbo frontal, respectivamente, y distanciados entre sí entre 100 y 300 m (Figura 5.11 b). Las diaclasas de enfriamiento se determinaron a partir de la abundancia, la longitud y frecuencia a lo largo de todo el filón y por las relaciones de corte con las otras fracturas, asumiendo que son las primeras en formarse. Así, en los cinco sitios de medición realizados se registró la presencia de fracturas al rumbo NO y NNE, denominadas familias A y B (Figura 5.11 y 5.12, Tabla 5.3 y Tabla 5.4). Estas presentan relaciones de corte cruzadas con ángulo diedro en torno a los 60°, el espaciado correspondiente a cada familia varía en cada sitio medido, en general se encuentra en torno a los 0.2 m a 0.4 m y presentan longitud mayor a 3 m para ambos trenes.

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
FILÓN CAPA	6	A	26	312	89	222	1	2.24	1.58	0.95
		B	13	187	86	97	4	3.43	2.66	0.94
		C	16	259	88	169	2	5.92	2.22	0.91
		D	9	224	84	134	6	5.35	3.22	0.92
		E	5	167	88	77	2	7.37	3.21	0.93
	7	A	28	131	90	41	0	4.67	3.50	0.88
		B	27	194	84	104	6	2.85	2.05	0.93
		C	22	77	86	347	4	3.53	2.98	0.91
		D	24	226	88	136	2	4.51	2.06	0.90
		E	10	159	87	69	3	4.60	2.72	0.93
	8	A	20	134	88	44	2	3.86	3.03	0.93
		B	17	206	86	116	4	4.20	3.24	0.91
		D	9	260	86	170	4	8.99	3.61	0.88
		E	6	159	88	69	2	9.48	3.47	0.90
	9	A	10	325	88	235	2	22.43	7.95	0.74
		B	46	198	85	108	5	3.60	3.21	0.87
		C	33	266	88	176	2	4.07	1.42	0.91
		D	14	236	84	146	6	6.29	3.16	0.90
	10	A	33	137	88	47	2	3.03	1.88	0.93
		B	8	192	77	102	13	17.74	3.86	0.80
		D	24	243	90	153	0	6.24	0.45	0.90

Tabla 5.3. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio del filón capa. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos.

En el sitio 6 se identificaron cinco tendencias en el campo (Figura 5.12a). La familia NE, denominada D, es la más representativa, aunque su desarrollo en longitud es de algunos cm a dm, y abate contra el tren NO. Las familias NO y NNE se cruzan entre si y presentan longitudes similares. Las fracturas cercanas a un rumbo E (familia C), se caracterizan por una longitud de pocos cm, y en la mayoría de los casos abaten contra las anteriores. Por último, se definió un tren de fracturas al rumbo NNO a N, que abaten contra las demás, siendo las ultimas en formarse.

En los sitios 7 y 8, es frecuente que fracturas de las familias identificadas se encuentran rellenas con calcita y óxidos de hierro, con espesores de hasta 3 mm (Figura 5.11d y f, Figura 5.11b y c). En particular se reconoce que el patrón de fracturas ENE, está limitado en su longitud por las fracturas NO y NNE.

En el sitio 9 el tren de rumbo NNE es el más abundante y frecuente, y se caracteriza por fracturas de longitud de algunos metros y ocasionales rellenos de calcita con espesor de 1 a 2 mm, mientras que el tren NO se encuentra representado por unas pocas fracturas (Figura 5.11b-c, y Figura 5.11d). Aquí se encuentra ampliamente representada la familia al rumbo ENE, de longitud de

decenas de cm, con relaciones de corte poco claras ya que su orientación varia a lo largo de la longitud (Figura 5.11 e-f).

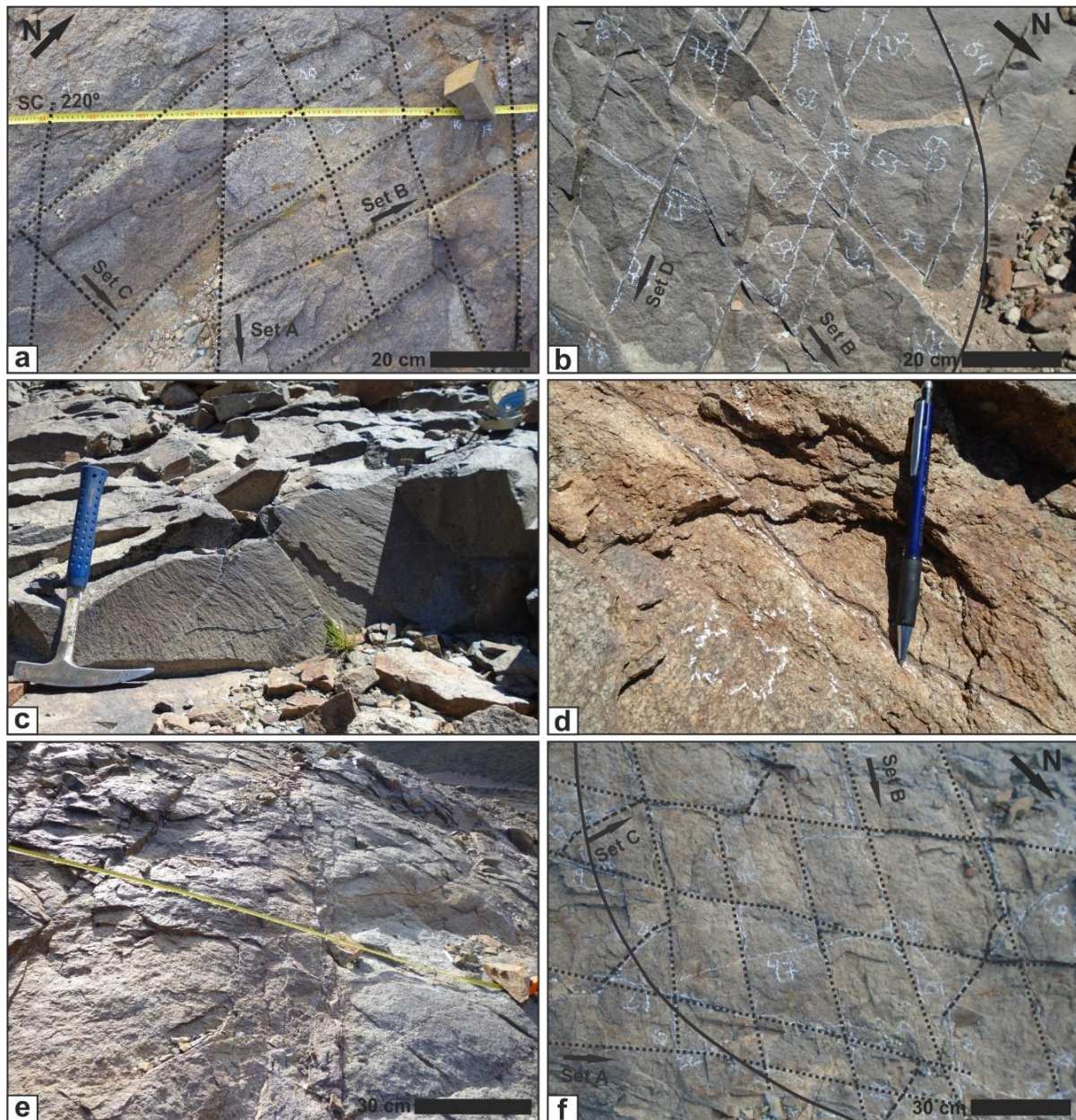


Figura 5.11. Afloramientos del techo del filón capa. a. Scanline lineal donde se indican las tres familias principales. b. Fotografía de un sector del scanline circular realizado en el Sitio 9. Se indican las familias B y D, con algunas fracturas correspondientes a la familia C. Este sitio se caracteriza por la ausencia de la familia A. c. Vista de un plano de diaclasa con estructura plumosa en el sitio 9. d. Venilla con relleno de carbonatos al rumbo c. 130°, correspondiente al Sitio 7. e. Fotografía de un sector donde se encuentran en contacto dos cuerpos con texturas ligeramente distintas. Observar la variación en el espaciado y frecuencia de las diaclasas. f. Fotografía del Sitio 8, donde se observa la geometría curva y acotada longitud de la familia C.

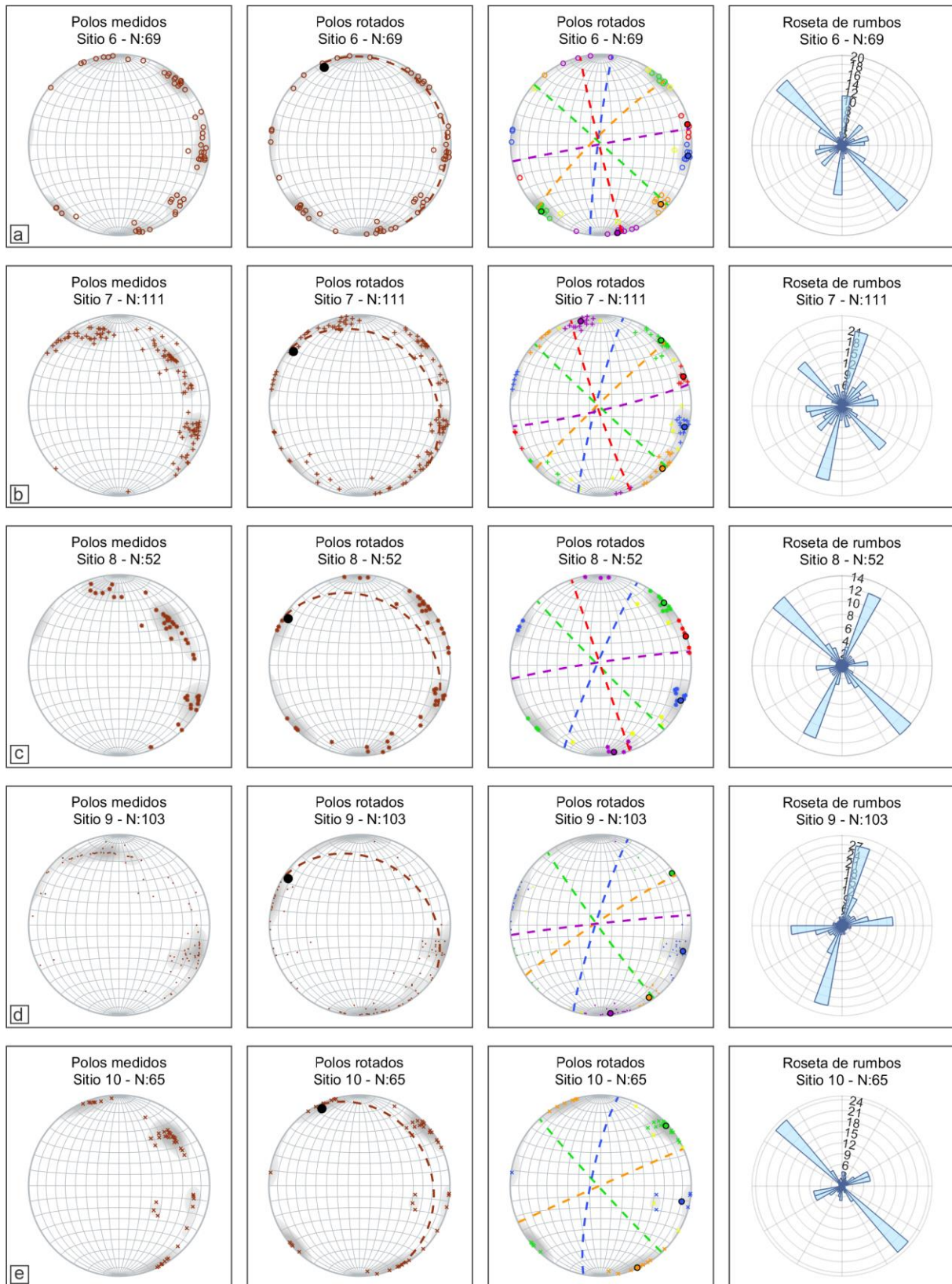


Figura 5.12. Resultados de las mediciones de fracturas en un filón capa emplazado en el grupo Cuyo (sitios 6 a 10). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 6, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E, NE

y NNO. b. Fracturas medidas en el sitio 7, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E, NE y NNO. c. Fracturas medidas en el sitio 8, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E y NNO. d. Fracturas medidas en el sitio 9, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, E y NE. e. Fracturas medidas en el sitio 10, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE y NE.

El sitio de medición 10 corresponde, posiblemente, al mismo filón descrito previamente aflorando con mayor inclinación (Figura 5.12e). En este sitio se reconocieron dos trenes de diaclasas oblicuas entre sí al rumbo NO y NNE (familias A y B) y un patrón de rumbo NE (familia D) que se encuentra limitado en su longitud por los otros, y en ocasiones registra rellenos de carbonatos de espesores que alcanzan los 3 mm. A su vez, se observó que, algunas fracturas al rumbo NO, también se encuentran rellenas por el mismo tipo mineral y presentan estrías cuasi horizontales que evidencian movimientos de rumbo, aunque el sentido de movimiento no se pudo definir.

Considerando el total de fracturas registradas en el filón capa, se definieron las familias: (A) NO, (B) NNE, (C) ENE, (D) NE y (E) NNO (Figura 5.13 y Tabla 5.4). Las familias A y B fueron reconocidas en todos los sitios, con relaciones de corte similares entre sí y con las otras, de manera que se trataría de diaclasas de enfriamiento. No obstante, A muestra, en ocasiones, rasgos que indican movimiento de rumbo. La familia C se encuentra bien desarrollada en el sitio 9, mientras que en el sitio 6 se encuentra un mayor número de fracturas al rumbo NE con características similares. El patrón menos abundante corresponde a la familia E de rumbo NNO a N que, en este sector, es paralelo al eje del plegamiento y en todos los sitios donde fue reconocido corresponde a fracturas que se truncan con A, B y D.

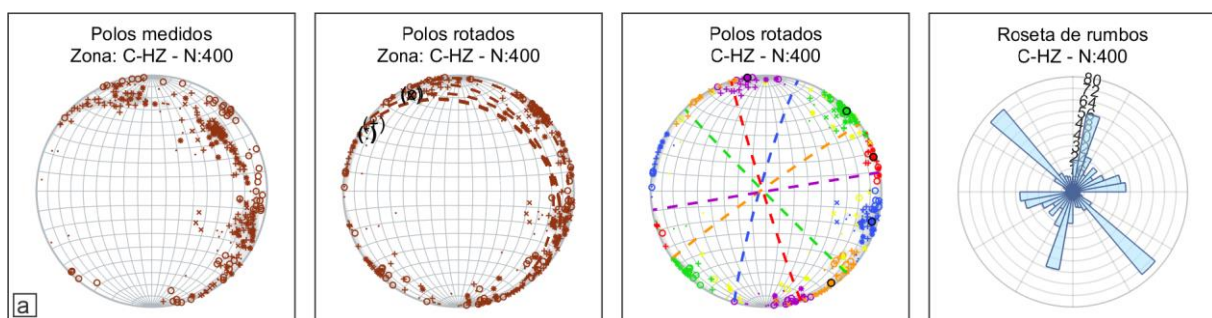


Figura 5.13. Total de fracturas medidas en filón. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. Destacan las tendencias NO y NNE, y en menor frecuencia una dirección cuasi E-O.

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
FILÓN CAPA	10/6/7/8/9	A	117	134	89	44	1	2.04	1.64	0.90
	10/6/7/8/9	B	111	197	85	107	5	2.08	2.05	0.88
	6/7/8/9	C	80	261	89	171	1	2.56	1.55	0.90
	10/6/7/9	D	71	233	87	143	3	3.73	1.63	0.87
	6/7/8	E	21	161	87	71	3	4.13	2.02	0.92

Tabla 5.4. Familias de fracturas identificadas a partir del total de datos medidos en el filón capa. Para cada una se incluye el Sitio: sitios donde se encuentra presente, N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos.

5.3.3 Mesoestructuras

En la zona de charnela y el limbo frontal se registraron estructuras de meso escala correspondiente a fallas inversas o con movimiento de rumbo.

En el núcleo anticlinal, los afloramientos de calizas, pelitas y areniscas finas correspondientes, posiblemente, al tope del Grupo Cuyo y base del Grupo Lotena, en la margen SO del arroyo los Blancos, están afectados por mínimo un corrimiento y fallas presumiblemente de rumbo, todas de escalas decimétricas a métricas (Figura 5.14). El corrimiento tiene actitud $345^{\circ}/54^{\circ}$ y corresponde a una falla de bajo ángulo con despegue en una capa pelítica y un rechazo aparente de 1.5 m, aproximadamente (Figura 5.14a). Presenta un ángulo de corte de 20° , por lo que se originó posiblemente previo al desarrollo del plegamiento (Figura 5.14c). Por otro lado, las fallas se diferencian en que cortan a la estratificación a altos ángulos. Una de estas estructuras, con actitud $245^{\circ}/65^{\circ}$, presenta un rechazo vertical aparente de 30 cm, y estrías que indican movimiento de rumbo. En cercanías a esta estructura, se desarrollaron otras fallas con rechazos verticales de entre 10 y 15 cm, aunque la cinemática del movimiento no pudo ser establecida (Figura 5.14b). Aun así, considerando que presentan la misma orientación, afectan a la misma secuencia y se encuentran concentradas en un afloramiento de 5 m de longitud en torno a esta, podrían tratarse también de estructuras con movimiento de rumbo (Figura 5.14d).

Tanto en el sector norte como el sector al sur del río Salado en el limbo frontal del anticlinal, las Formaciones Tordillo, en menor frecuencia, y Vaca Muerta, con mayor frecuencia, se encuentran afectadas por fallas de meso escala de alto y bajo ángulo, con evidencias de movimiento inverso, de rumbo y/o normal, y rechazos de cm a dm. Las fallas de alto ángulo, normales a la estratificación, con orientaciones NE y NO, presentan indicadores de movimiento de rumbo (Figura 5.15a-c y h). Las estructuras del tren NE en general presentan movimiento con una

componente principal de rumbo dextral y se encuentran asociadas a la presencia de venillas y vetillas de óxidos de hierro alojados en los contactos entre diques y roca de caja o en el interior tanto de la roca de caja como de los cuerpos intrusivos. El tren NO también corresponde a fracturas a alto ángulo de la estratificación que cortan a la Formación Tordillo y a diques orientados en esa dirección. En estos casos, las estrias indican movimiento principal de rumbo, pero el sentido de movimiento no pudo ser consignado, a excepción de una fractura con movimiento sinistral normal.

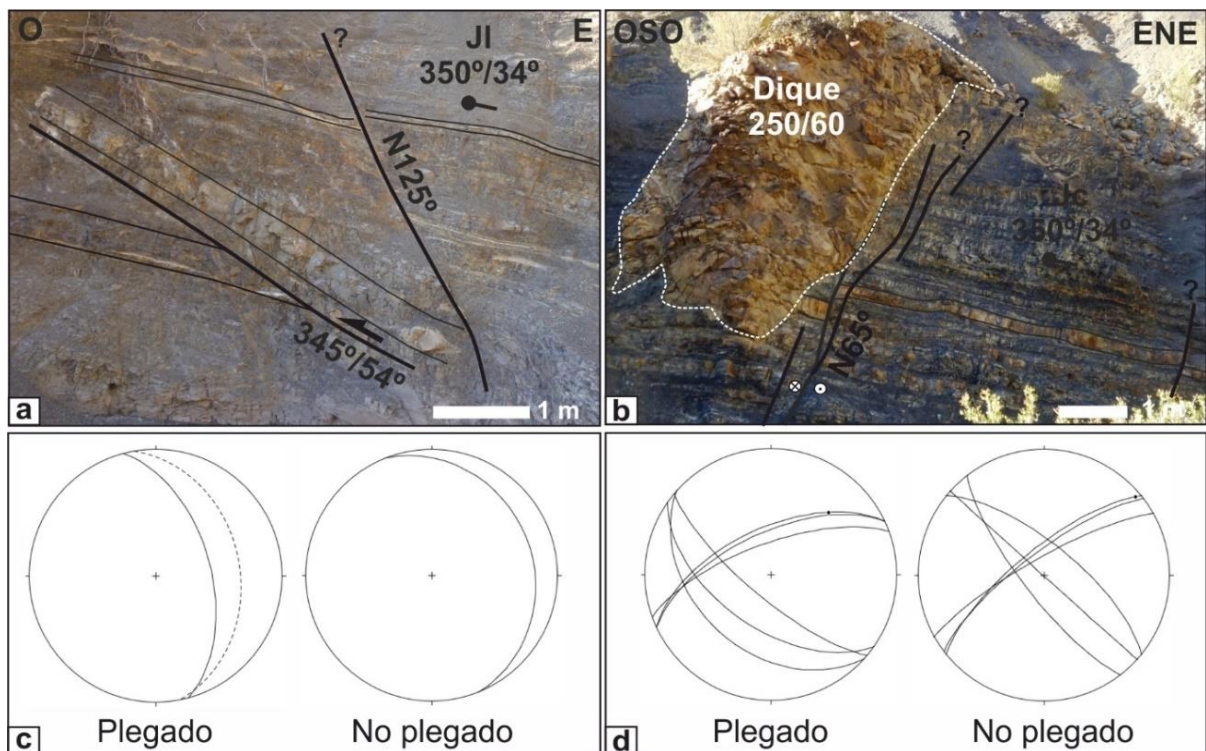


Figura 5.14. Afloramientos de los Grupos Cuyo y Lotena en la charnela anticlinal. a. Afloramiento de calizas y pelitas afectados por un corrimiento y una falla, de la que no se conoce su cinemática. b. Afloramiento de pelitas y calizas afectados por fallas de rumbo en un tren NE-SO. Una de ellas muestra desplazamiento dextral. c. Proyección del corrimiento de la figura a, en línea continua, y la estratificación, en línea punteada, con la orientación medida y la restituida a la horizontal. d. Proyección de fallas de alto ángulo en trenes NO-SE y NE-SO. Algunas de las estructuras NE-SO son de rumbo dextral. El primer caso corresponde a los planos medidos y el segundo, a los planos restituidos a la horizontal. En todos los casos, las fallas aumentan su ángulo, siendo normales o cuasi-normales a la estratificación.

Por otro lado, los corrimientos se generaron a un rumbo aproximado NNO a N. Uno de los corrimientos que afecta al Grupo Mendoza presenta vergencia al oeste y corresponde a una superficie de bajo ángulo, en torno a los 20° respecto a la estratificación, que afecta a un banco de calizas de 0.6 m de espesor y cuyo despegue es una capa de pelitas (Figura 5.15e).

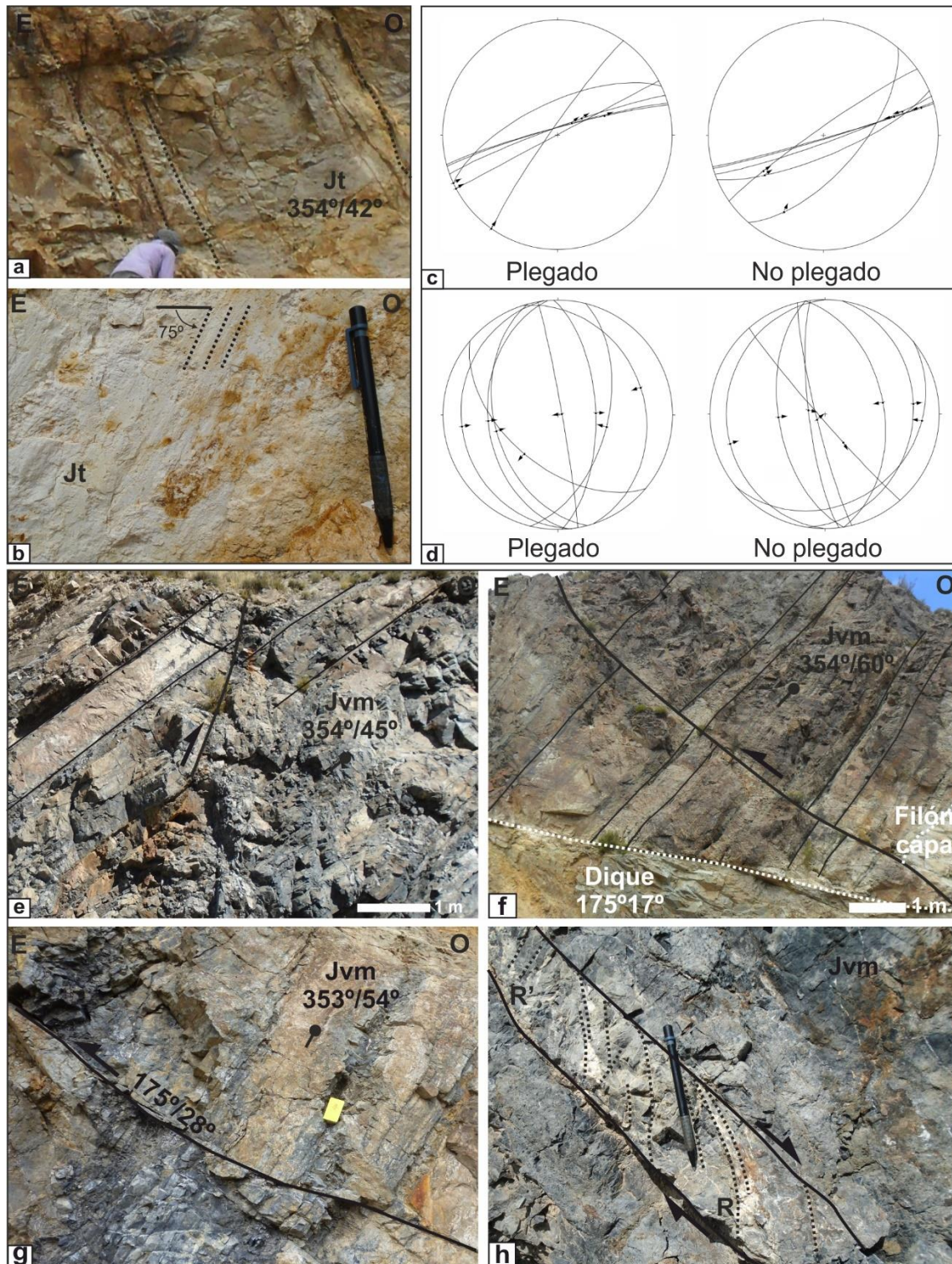


Figura 5.15. a. Afloramiento de la Formación Tordillo con abundantes fracturas de rumbo N y NE, indicadas en línea punteada, algunas de las cuales alojan venillas de hierro. b. Fotografía de un plano de falla donde se observan estrías de falla. c. Representación estereográfica de los planos con evidencias de movimiento de rumbo registradas en las formaciones Tordillo y Vaca Muerta. Se muestran los mismos planos con la corrección estructural. d. Representación estereográfica de los planos de corrimientos en la Formación Vaca Muerta y su correspondiente restitución. Observar el cambio en la inclinación de los planos de falla. e. Fotografía de corrimiento con bajo ángulo de corte respecto a la estratificación en un banco de calizas. f-g. Fotografías de corrimientos que cortan a la estratificación a alto ángulo. h. Fotografía de falla con desarrollo de venillas sigmoidales y fracturas tipo Riedel, indicando cizalla dextral.

Otros corrimientos con características similares se registraron a lo largo de toda la secuencia de la Formación Vaca Muerta aflorante en el sector, y en su mayoría con vergencia al oeste (Figura 5.14 d). En contraposición, en la misma unidad hay corrimientos con vergencia al este y rechazos de algunas decenas de cm, pero cortan a la estratificación a alto ángulo (Figura 5.15d y f-g). Como se observa en las proyecciones estereográficas de los planos medidos en afloramiento y su restitución a la horizontal, el primer caso se trataría de corrimientos generados previamente al desarrollo del plegamiento, mientras que, en el segundo caso, los corrimientos se habrían formado durante el desarrollo del plegamiento o en sus estadios finales. Las fracturas medidas y definidas como familias F' y F en los sitios 11 a 13, se encuentran asociadas a estas estructuras, respectivamente.

5.3.4. Falla Río Salado

La misma consiste en una falla que en superficie presenta alto ángulo y rumbo N a NNE. Se encuentra en el extremo oriental del limbo frontal del anticlinal Los Blancos y afecta a las pelitas y calizas de la Formación Vaca Muerta y un cuerpo intrusivo de la Formación Huincán. La zona de falla tiene 200 m de espesor y se limita en el extremo este por una brecha con clastos de intrusivos y calizas, en contacto con una brecha volcánica, mientras que por el oeste el límite se encuentra en las calizas brechadas y un cuerpo intrusivo intensamente brechado.



Figura 5.16. a. Vista de la zona de falla de la falla Río Salado en el margen sur del río homónimo. b. Representación estereográfica de planos de deslizamiento. El sentido de movimiento de cada plano se determinó a partir de la presencia de *slickensides* y Riedel. La flecha indica el movimiento del bloque colgante. c. Solución del plano de falla y ejes de deformación mínimo, medio y máximo (1, 2 y 3, respectivamente) obtenidos a partir de los ejes P (azul) y T (rojo).

En este sitio se midieron 48 pares plano-estrias de fallas con un sentido confiable de cizallamiento, presentes en la zona de brecha de falla, diques y roca de caja. El análisis cinemático presenta una solución con un eje compresivo (P) en la dirección ENE y el eje tensional en posición cercana a la vertical, indicando una fuerte componente inversa (Figura 5.16a). La ubicación del eje

intermedio se encuentra levemente desplazado de la horizontal, en una dirección NNO. La inversión del campo de esfuerzos permite definir la orientación de las direcciones de los tres ejes principales según $\sigma_1=78/1$, $\sigma_2=348/10$ y $\sigma_3=173/80$ (Figura 5.16b). El eje compresivo máximo es casi horizontal, con rumbo ENE-OSO, mientras σ_3 se encuentra muy cercano a la vertical, con un $A_\phi=2.26\pm0.03$ y un $R=0.26\pm0.03$, indicando un régimen compresivo puro. Este modelo es consistente con los ejes de deformación P y T descritos anteriormente.

5.4. Cronología relativa de estructuras

5.4.1. Fracturas y meso estructuras en la secuencia sedimentaria: relaciones temporales

El análisis del conjunto de fracturas y estructuras menores en el anticlinal Los Blancos permite reconocer un patrón complejo, donde distintos sistemas de fracturas se originaron en momentos sucesivos de la evolución deformacional y, en muchos casos, fueron posteriormente reactivados. Las fracturas más abundantes corresponden a familias oblicuas con orientaciones cercanas a 130° (familia I), 30° (familia II) y 65° (familia III), a una familia transversal en torno a 90° (familia IV), y a un conjunto longitudinal próximo a 175° (familia V), respecto del eje del plegamiento. Todas ellas se encuentran en los limbos y en la charnela, afectando a toda la secuencia, lo que indica su desarrollo a escala de toda la estructura. La cronología relativa puede ser establecida mediante relaciones de corte y el *fold test*, comparando el comportamiento en el estado plegado (medido) y el estado restituido a la horizontal (corrección estructural).

Las familias I y II, de orientación ca. 130° y 30° respectivamente, constituyen el conjunto más antiguo, formado en una etapa pre-plegamiento, como lo evidencian su mayor concentración y tendencia a la verticalización en el estado restituido (Figura 5.17 a y b). En particular, la familia de rumbo 130° muestra relaciones de corte en cruce con las familias III y IV, y evidencias de movimiento de rumbo en charnela y limbo frontal, lo que sugiere que inicialmente se generó como fracturas tensionales modo I y que, en estadios posteriores, fue activa con cizalla. La familia de rumbo 30° comparte ese carácter tensional primario, con variaciones locales menores atribuibles a errores de medición.

En la familia III, de orientación ca. 65° , una parte de los planos se agrupa y verticaliza tras la restitución, mientras que otros se mantienen dispersos (Figura 5.17 c); los indicadores cinemáticos y los arreglos en echelón señalan que estas fracturas también incluyen una fase tensional inicial, y una de activación por cizalla. La familia transversal IV, por su parte, se concentra marcadamente en el estado restituido y presenta un subconjunto que disminuye su

inclinación, lo que revela también más de un episodio de formación (Figura 5.17 d). Su desarrollo es consistente con fracturas tensionales controladas por la bisectriz aguda del par conjugado de cizalla definido por las familias oblicuas I y III. Sin embargo, y dado que en algunos sitios esta familia corta a todas las anteriores, no se descarta que haya presentado una etapa de formación previa.

La familia longitudinal de 175° resulta más heterogénea: una fracción de fracturas de rumbo N-S se concentra y verticaliza en el estado restituído, lo que las ubica en etapa pre-plegamiento y en relación ortogonal con la familia transversal, mientras que otro conjunto mantiene o incrementa su dispersión tras la restitución, lo que indica un origen sin-plegamiento (Figura 5.17 e). En el limbo frontal se reconocen además grupos de fracturas sublongitudinales de baja inclinación (F y F'), que se asocian genéticamente a corrimientos de bajo ángulo.

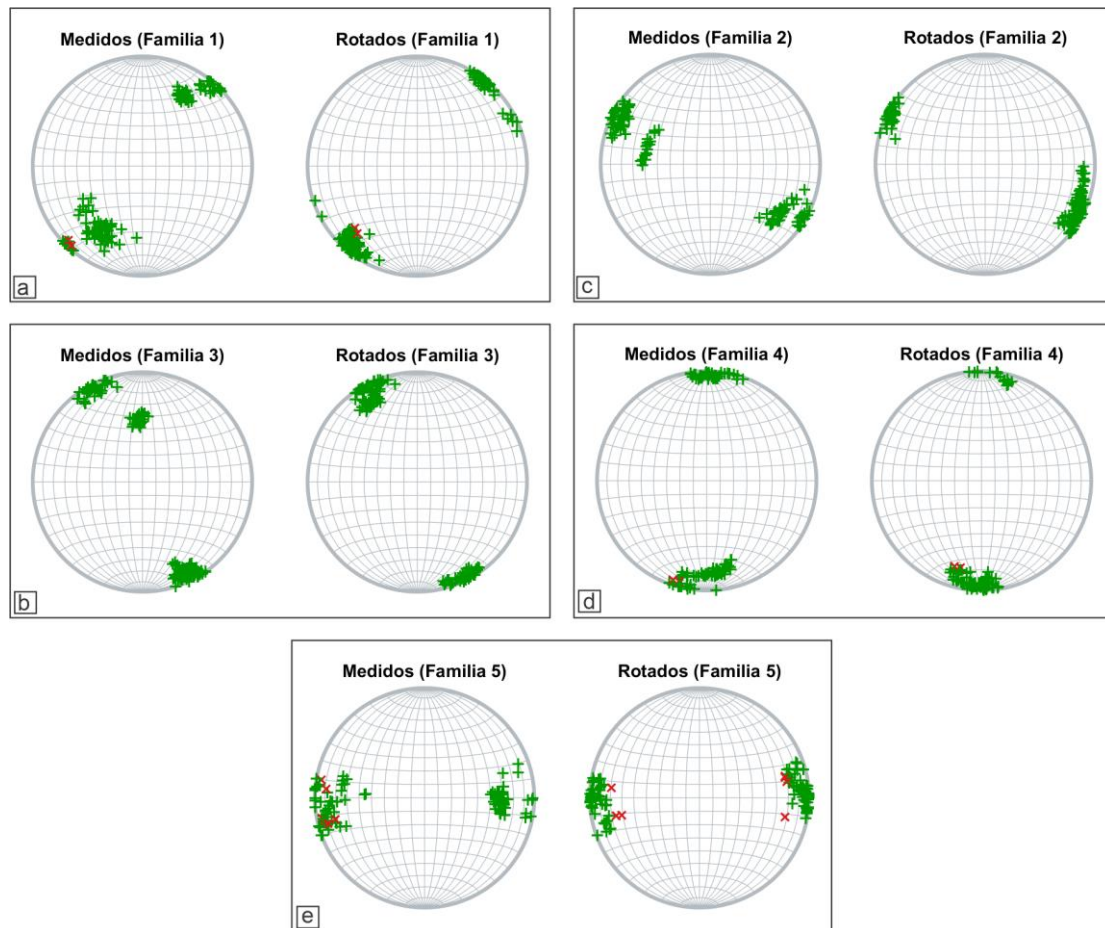


Figura 5.17. *Fold test* realizado sobre familias de fracturas identificadas en las rocas sedimentarias, indicando a izquierda los datos originales (Medidos) y a la derecha los restituídos (Rotados), considerando un umbral de buzamiento de 10° y un umbral de mejoramiento de 15° . Las cruces verdes cumplen el criterio, las cruces rojas no cumplen el criterio. a. Familia I. b. Familia II. c. Familia III. d. Familia IV. en todos los casos, los datos plegados presentan mayor dispersión que los no plegados. e. Familia V. Muestra un subconjunto que se dispersa al restituir los datos.

La evolución estructural incluye también la participación de fallas de rumbo y corrimientos de meso escala. En la charnela y el limbo frontal, se han documentado fallas paralelas a la familia III (ca. 65°), con cinemática dextral, y otras paralelas a I (ca. 130°), con cinemática sinistral. Estas estructuras se formaron en un estadio pre-plegamiento, posterior a la nucleación tensional de las fracturas, y posiblemente se activaron de forma coetánea bajo un campo de esfuerzos con σ_2 vertical y σ_1 horizontal.

Por su parte, los corrimientos se distribuyen en al menos dos estadios. En un estado pre-plegamiento se encuentran los corrimientos de vergencia occidental con ángulo de corte $\sim 20^\circ$ respecto de la estratificación, frecuentes en calizas y pelitas del Grupo Mendoza y en el núcleo; su rumbo NNO–NNE implica compresión aproximadamente E a ESE, con σ_1 horizontal paralelo a la estratificación y σ_3 vertical. En un estado sin-plegamiento se ubican los corrimientos del limbo frontal que cortan a alto ángulo la estratificación (ángulos $\sim 20^\circ$ medidos en el estado plegado) y se asocian a fracturas F, cuyo agrupamiento se maximiza en el estado plegado (Figura 5.16 f). En este marco, la falla Río Salado constituye una estructura de mayor jerarquía que integra y sintetiza parte de esta evolución. Los análisis cinemáticos y la inversión del campo de esfuerzos indican un régimen compresivo con σ_1 casi horizontal de orientación ENE y σ_3 cercano a la vertical, coherente con una fuerte componente inversa. La orientación del esfuerzo principal horizontal máximo resulta compatible con la reactivación de las familias oblicuas y con la secuencia de corrimientos F identificada en la secuencia sedimentaria. Las posibles orientaciones y variaciones de los campos de esfuerzos se discutirán en el Capítulo 10.

5.4.2. Fracturas en el filón capa: diaclasas de enfriamiento vs. fracturas tectónicas

El filón capa emplazado en la charnela y el limbo frontal del anticlinal Los Blancos presenta un patrón de fracturas complejo, en el que coexisten diaclasas de enfriamiento y fracturas tectónicas posteriores. La distribución heterogénea de densidad y espaciado de familias de fracturas a lo largo del filón refleja variaciones en la dinámica de enfriamiento y en la composición del cuerpo intrusivo. Las familias más representativas corresponden a orientaciones cercanas a 135° (familia A), 10° (familia B) y 80° (familia C), acompañadas por trenes secundarios de rumbo 45° (familia D) y 165° (familia E).

Las familias A y B constituyen diaclasas de enfriamiento, aunque la primera evidencia reactivación con cizalla en algunos sectores. La familia D, de menor frecuencia, comparte

características y cronología con A y B, de manera que también deben su origen al enfriamiento (Figura 5.18 a).

Las fracturas C abaten contra A y B, y en menor medida con la familia D, debido a la menor cantidad de datos. A su vez la familia E, correspondiente a fracturas al rumbo c. 165°, se orienta paralelo a subparalelo al eje del plegamiento en este sector del anticlinal, y las relaciones de corte indican que, en los sitios donde está presente, se formó con posterioridad a las diaclasas de enfriamiento y, en ocasiones, abate contra la familia C. Así, ambas familias constituyen las últimas estructuras en generarse en el filón y guardan correspondencia con los patrones transversales y longitudinales identificados en la roca de caja (Figura 5.18 b).

La comparación con las fracturas medidas en los Grupos Cuyo y Mendoza revela coherencia en la sucesión cronológica: las fracturas transversales comenzaron a desarrollarse previamente a la curvatura del plegamiento, y las longitudinales son más tardías. Este paralelismo respalda la interpretación de que las familias C y E son de origen tectónico y que su desarrollo se produjo en simultaneidad con la evolución del plegamiento. Finalmente, la reactivación de rumbo observada en la familia A se vincula al mismo régimen que afectó a la familia I (130°) en las rocas encajantes, indicando que tanto las diaclasas de enfriamiento como las fracturas tectónicas compartieron condiciones de reactivación durante la evolución compresiva miocena.

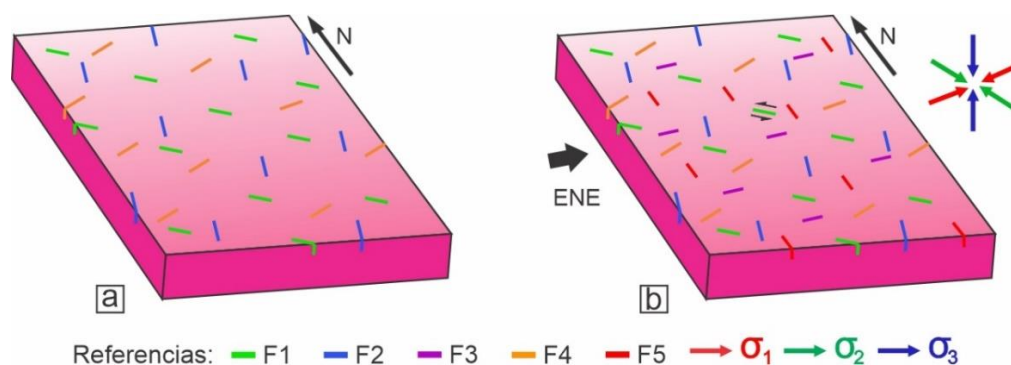


Figura 5.18. Esquema de desarrollo de fracturas identificadas en el filón capa en el anticlinal Los Blancos. a. Diaclasas de enfriamiento. b. Fracturas de origen tectónico.

5.5. Discusión e integración: evolución del campo de esfuerzos y el fracturamiento

El anticlinal Los Blancos registra una evolución polifásica en la que las familias de fracturas oblicuas I-III, la transversal IV y la longitudinal V se generaron en etapas sucesivas y, en varios casos, fueron reactivadas. El fold test respalda un mayor agrupamiento en el estado restituido para I-IV y una respuesta mixta para V.

Las mesoestructuras refuerzan esa secuencia: fallas de rumbo paralelas a III con cinemática dextral y paralelas a I con cinemática sinistral, se establecen mayormente antes del plegamiento; los corrimientos muestran dos estadios, uno previo, de bajo ángulo y vergencia occidental, al que se asocian las fracturas F', y otro sin-plegamiento en el limbo frontal, de mayor ángulo y asociado a F. La Falla Río Salado se integra el sistema como un shortcut coetáneo del pliegue; su inversión de esfuerzos indica σ_1 casi horizontal ENE-OSO y σ_3 cercano a la vertical, compatible con una fuerte componente inversa.

Dado el régimen compresivo que condujo al acortamiento cortical y al levantamiento andino, con $\sigma_{Hmax} \approx \sigma_1$, aquí se propone que el origen de las fracturas se asocia a pulsos compresivos cuya evolución estuvo condicionada por la velocidad y el ángulo de convergencia en el margen sudamericano, que controlan a gran escala la orientación de σ_H . En una primera etapa, durante el Cretácico Tardío-Eoceno temprano, se podría haber dado origen a las fracturas I, II y IV (NO, NNE y ONO, respectivamente) favorecido por una dirección de convergencia ONO (Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2012) (Figura 5.19 a). Las variaciones en los esfuerzos en la zona de antefosa y el dorso periférico, podrían aportar extensión por flexuramiento (*foreland flexuring*) y estiramiento paralelo al frente de deformación (*along-strike stretching*), habilitando fracturas oblicuas tempranas (Quintà y Tavani, 2012). En una segunda etapa, durante el Eoceno tardío-Oligoceno, la rotación de la convergencia hacia el NE podría permitir el desarrollo de la familia tensional III (NE) (Figura 5.19 b). En una tercera etapa, Oligoceno tardío-Mioceno, el ángulo de convergencia rotó hacia el ENE a E, el cual se mantiene en la actualidad (Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2012). El avance del frente orogénico y el tránsito a acortamiento paralelo a las capas o LPS (*layer parallel shortening*) en el sector interno de la antefosa promovieron un mayor desarrollo de la familia IV (Figura 5.19 c) y podrían comenzar a desarrollarse las fracturas V, además de la reactivación de las familias oblicuas preexistentes. En este contexto pudieron emplazarse en forma efectiva los filones capa, favorecidos por un σ_3 vertical (Figura 5.19 d) y registrando la compresión tectónica con el desarrollo de las fracturas C y E. Los diques asociados a los filones también se podrían emplazar en estas condiciones, situación que se abordara en capítulos siguientes (Figura 5.19 e). El crecimiento anticlinal se dio principalmente durante el Mioceno, vinculado a la inversión de la falla maestra y generación del shortcut río Salado, y la ampliación de la curvatura maximizaron la posibilidad de desarrollo de las fracturas longitudinales y corrimientos en el limbo frontal (Figura 5.19 f).

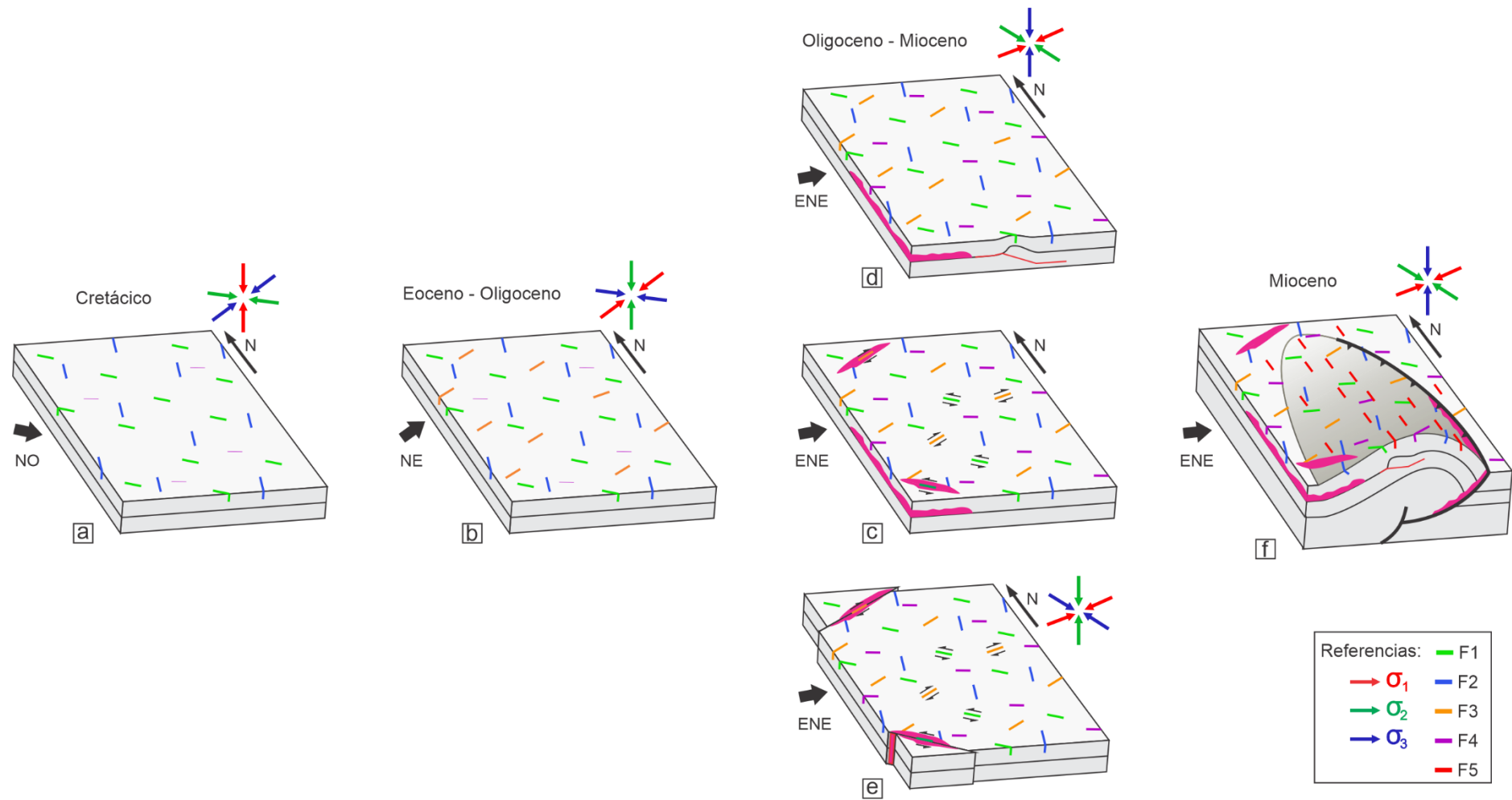


Figura 5.19. Esquema evolutivo propuesto para las estructuras reconocidas y cuerpos subvolcanicos en el anticlinal Los Blancos. a. Desarrollo de fracturas en el Cretácico. b. Desarrollo de fracturas en el Eoceno-Oligoceno. c. Desarrollo de fracturas en el Oligoceno-Mioceno durante LPS. d. Desarrollo de corrimientos en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_3 vertical. e. Desarrollo de fallas de rumbo en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_2 vertical. f. Desarrollo de anticlinal durante el Mioceno.

El análisis de la arquitectura y de la cronología relativa de las últimas etapas de actividad de fracturas y mesoestructuras es consistente con un σ_H max regional ENE-OSO durante el levantamiento del pliegue. No obstante, la coexistencia de fallas de rumbo NO y NE en un régimen compresivo de primer orden sugiere episodios locales con σ_2 cercano a la vertical y σ_3 subhorizontal, en línea con la “paradoja σ_2 - σ_3 ”, que habilita el desarrollo de fallas conjugadas de rumbo y su reactivación aun mientras avanzan los corrimientos y crecen los pliegues, principalmente durante la etapa de LPS. Tavani et al. (2015) sostienen que estas permutaciones locales entre σ_2 y σ_3 pueden surgir por canalización de esfuerzos paralelos a los estratos, curvatura sin-plegamiento o influencia de herencia estructural, favoreciendo la cizalla sobre familias oblicuas sin requerir un cambio del σ_1 regional. El patrón observado en Los Blancos es compatible con ese estado de esfuerzos sin-plegamiento transcurrente durante fases del ciclo de acortamiento.

De esta discusión surgen interrogantes que se abordarán en el capítulo integrador: i) si la existencia de lineamientos de basamento NO-SE registrados en la cuenca, pueden perturbar el campo regional reorientando σ_3 y favoreciendo la nucleación temprana de fracturas de familias NO-SE; ii) en qué medida el flexuramiento del antepaís y el estiramiento a lo largo del foredeep aportaron extensión longitudinal y transversal previa al LPS; y iii) cómo varió en el espacio la permutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$. Esta última incertidumbre es, además, clave para los escenarios de emplazamiento de diques y sills: la superposición de discontinuidades tensionales heredadas, la reactivación por cizalla bajo configuraciones con σ_2 vertical y variaciones locales de σ_H podrían condicionar corredores de permeabilidad mecánica en el anticlinal. El capítulo 9 abordará la discriminación temporal de estos dominios de esfuerzo, y su relación con el o los pulsos magmáticos y la arquitectura final del anticlinal.

Capítulo 6. Análisis del patrón de estructuras en el anticlinal Torrecillas

6.1. Estructura de la faja plegada y corrida de Malargue a los 35°30' IS

El sector interno y medio de la FPCM a estas latitudes se caracteriza por un cinturón deformado, en el que se reconoce una fuerte participación del basamento, y afloramientos de depósitos sinextensionales del Triásico y del Jurásico Inferior a medio, expuestos en estructuras de grandes longitudes de onda (Manceda y Figueroa, 1995; Mescua y Giambiagi, 2012; Tapia, 2015).

En la zona occidental destaca el bloque Dedos-Silla, que constituye un alto estructural de basamento de orientación NNE, definido originalmente por Manceda y Figueroa (1995), y se ubica al oeste del depocentro extensional Valenciana, del Jurásico Temprano (Figura 6.1 y 6.2). Su existencia se reconoce a partir de variaciones en el espesor de las sucesiones jurásicas tempranas y medias, lo que evidencia un relieve positivo del basamento durante la etapa extensional. Una situación análoga se documenta más al norte, en el área de Portezuelo Ancho, al oeste de la falla Las Leñas (35°10'IS) donde el alto del Tordillo —que constituye la prolongación septentrional del bloque Dedos-Silla— separa los depocentros Río del Cobre y los Blancos, al ONO y ESE respectivamente (Davidson y Vicente, 1973; Legarreta y Kozlowsky, 1984; Mescua et al., 2014). En el sector norte, a la altura de río Salado, se orienta en dirección NNE-SSO y presenta vergencia este, limitado por un corrimiento fuera de secuencia que pone en contacto el Grupo Choiyoi con el Grupo Mendoza, denominado falla Las Leñas (Capítulo 5) (Mescua et al., 2014; Bande et al., 2020). En el sector sur, a los 35°30'IS, es una estructura de mayor amplitud y asimetría, también vergente al sudeste, que en su núcleo expone al Grupo Choiyoi y hacia los flancos incorpora a la Formación Remoredo y parte de las secuencias jurásicas (Figura 6.2).

Más hacia el este, un sinclinal compuesto por unidades de los grupos Mendoza, Rayoso y Neuquén separa al bloque Dedos-Silla del anticlinal Torrecillas (Figura 6.2). El anticlinal Torrecillas se vincula al control de una falla inversa de basamento que habría controlado el depocentro mesozoico Valenciana. Su estilo estructural corresponde a un pliegue por propagación de falla, en el cual el segmento inferior de la falla extensional original fue reactivado en sentido inverso, mientras que el tramo superior más empinado habría impedido la inversión total, favoreciendo la nucleación de nuevas estructuras (Giambiagi et al., 2009; Tapia et al., 2015).

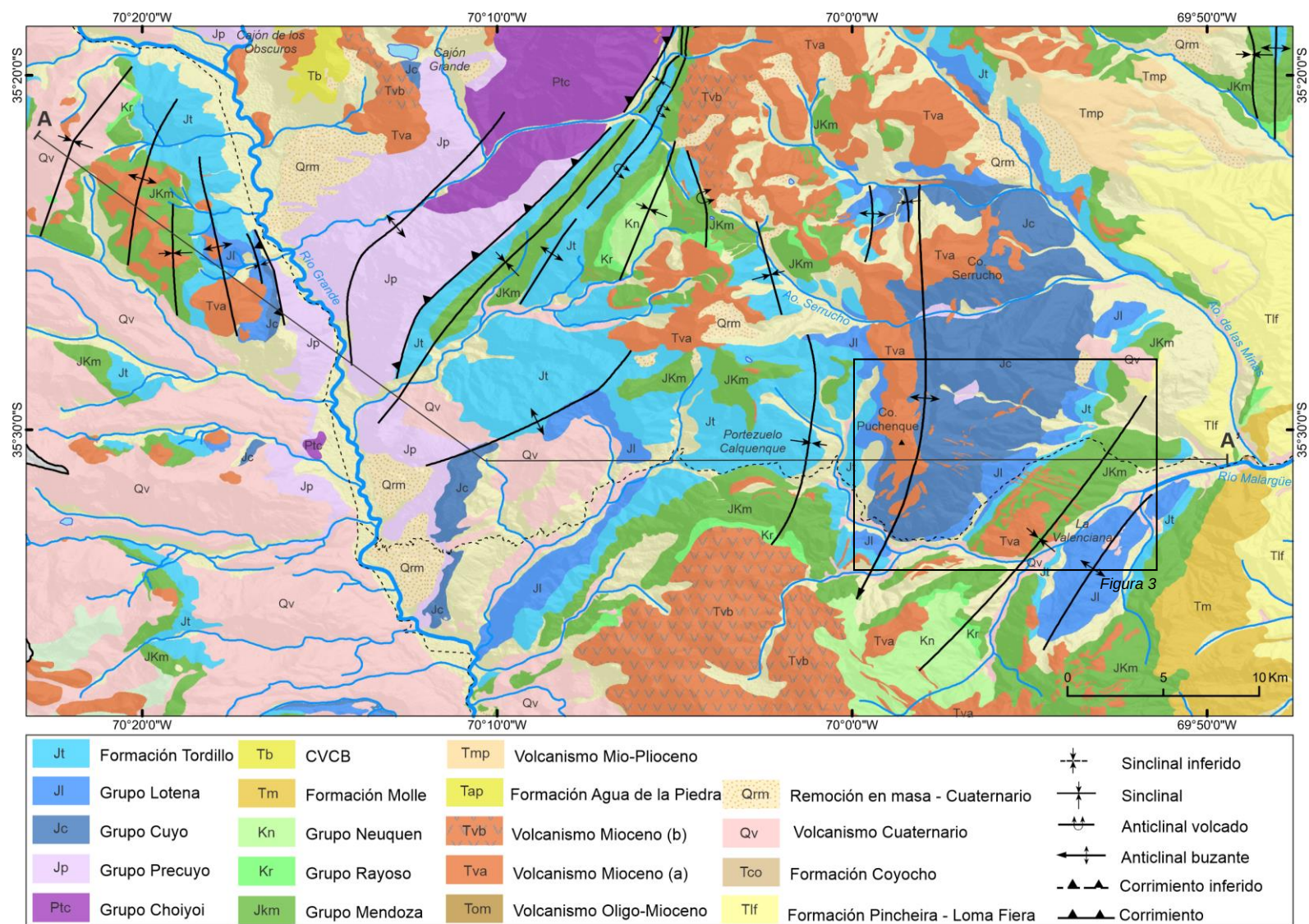


Figura 6.1. Mapa geológico de la FPCM a la altura del río Malargüe a los 35°30'IS, entre el valle del río Grande, por el oeste, y la Valenciana, por el este. Se indica la ubicación de la sección estructural A-A'.

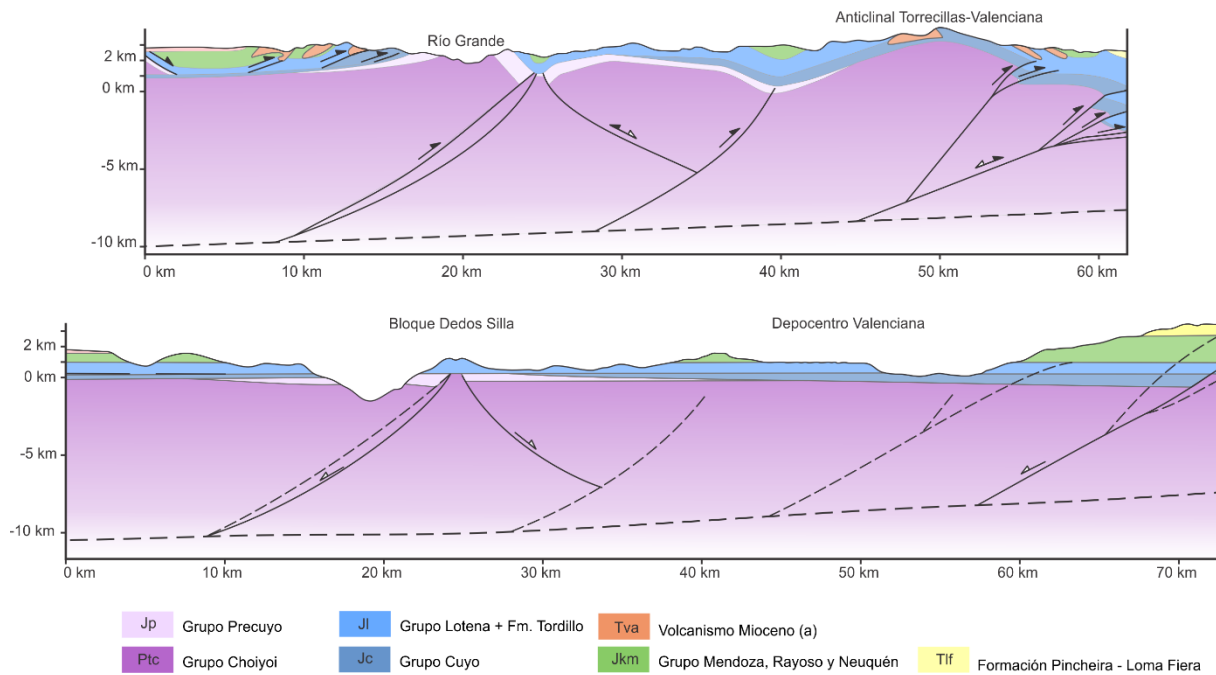


Figura 6.2. Sección estructural y reconstrucción del sector de la FPCM a los 35°30'IS, entre el límite internacional y la Valenciana. Modificado de Giambiagi et al., (2009) y Tapia (2015).

6.2. Anticlinal Torrecillas

El anticlinal Torrecillas se ubica a 30 km de la localidad de Malargüe, al oeste de la convergencia de los arroyos Torrecillas y de Las Minas, principales tributarios del río Malargüe. Se trata de un gran anticlinorio de aproximados 10 km de ancho aflorante, aunque en el arroyo Serrucho alcanza los 15 km. Su formación se vincula a la inversión de una falla de alto ángulo generada durante el rifting triásico-jurásico temprano, que controló la sedimentación del Grupo Cuyo en el depocentro Valenciana (Figura 6.2) (Giambiagi et al., 2009; Tapia, 2015).

El plegamiento tiene rumbo general N-NNE, y buzamiento hacia el S a SSO. El limbo dorsal está constituido por las sedimentitas de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, con inclinaciones entre 20° a 30° O a SO en inmediaciones a la nariz del pliegue (Figura 6.3). El núcleo y gran parte del limbo frontal expone al Grupo Cuyo (Figura 6.4a), el cual presenta rumbos NNE a NE, e inclinaciones entre 20 y 45° al ESE. Completan el limbo frontal, la Formación Auquilco y el Grupo Mendoza (Figura 6.4b). La primera presenta marcadas variaciones laterales de espesor. La Formación Tordillo, también de rumbo NNE, presenta inclinaciones al ESE entre los 25° y 35°. Las formaciones Vaca Muerta y Agrio se orientan de modo similar, y hacia el SE progresan hacia un pliegue sinclinal de eje NNE a NE, que se extiende hacia el sur del arroyo Torrecillas, donde

se invierte nuevamente conformando el anticlinal Valenciana propiamente dicho (Figura 6.4c) (Giambiagi et al., 2005).

Las unidades mesozoicas se encuentran intruídas por filones capa y diques de composiciones andesíticas a dacíticas (Figura 6.3). En los filones y lacolitos granodioríticos emplazados en el Grupo Cuyo en cercanías al cerro Serrucho, Ostera et al. (1999) indica edades Ar/Ar de 10 ± 1 Ma y 9.3 ± 0.3 Ma, y de 7.5 ± 0.5 Ma y 4.8 ± 0.3 Ma en K/Ar para los filones andesíticos más jóvenes, a los que denomino Vitrófiros Cerro Bayo. Por su parte Zanella et al. (2015), obtuvieron edades entre 12.88 ± 0.36 Ma y 9.44 ± 0.04 Ma para los diques y filones capa andesíticos emplazados en los grupos Cuyo y Mendoza, asignándolas al Ciclo Huincán. Completan la geología de la zona, los depósitos ignimbríticos cuaternarios de la Formación Loma Seca, alojados principalmente en fondos de valle.

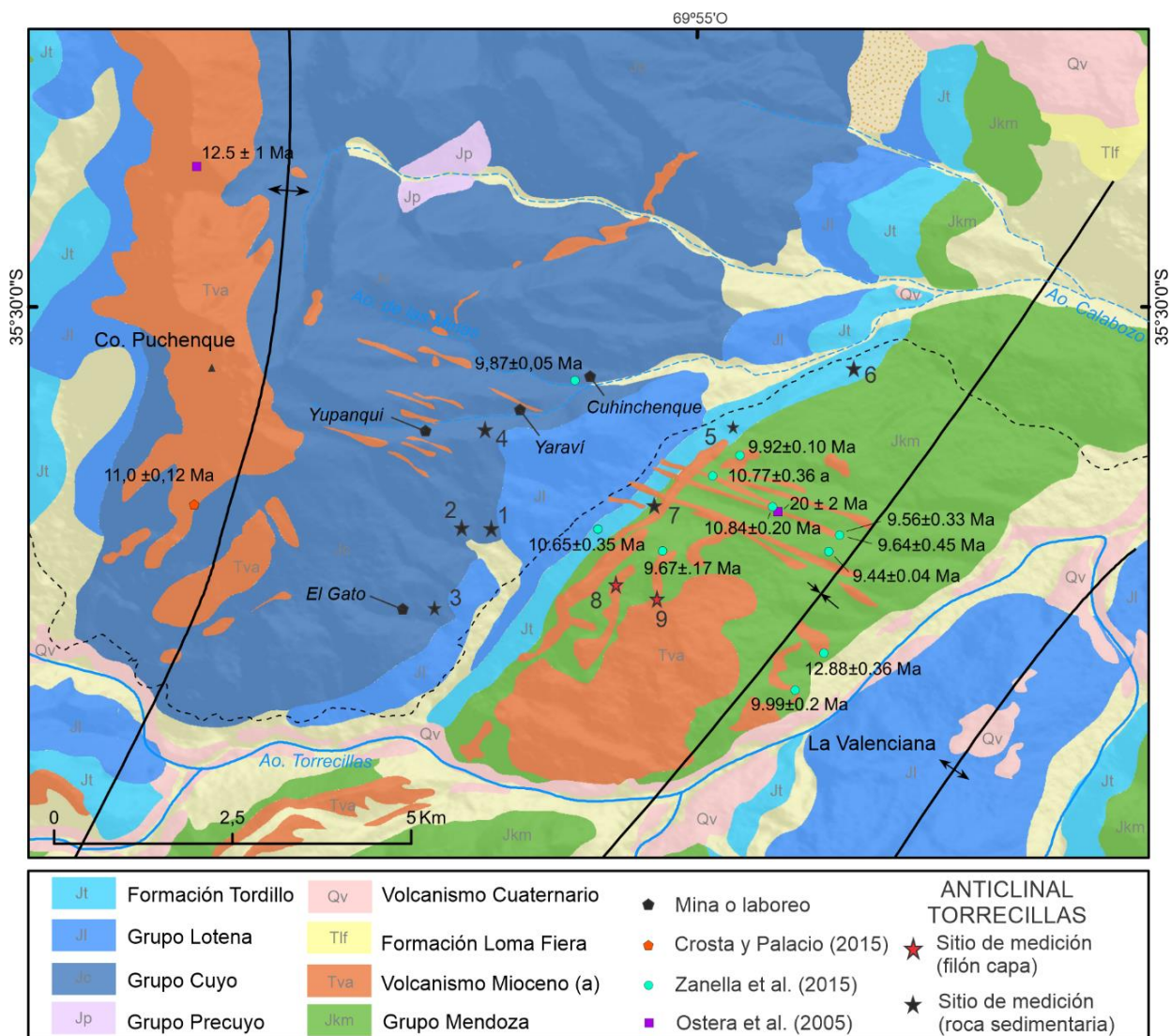


Figura 6.3. Mapa geológico de detalle del extremo sur del anticlinal Torrecillas, y sinclinal Valenciana. Se indican las edades radiométricas de cuerpos subvolcánicos de la zona según bibliografía, las minas o laboreos pasados y los Sitios de medición de fracturas.

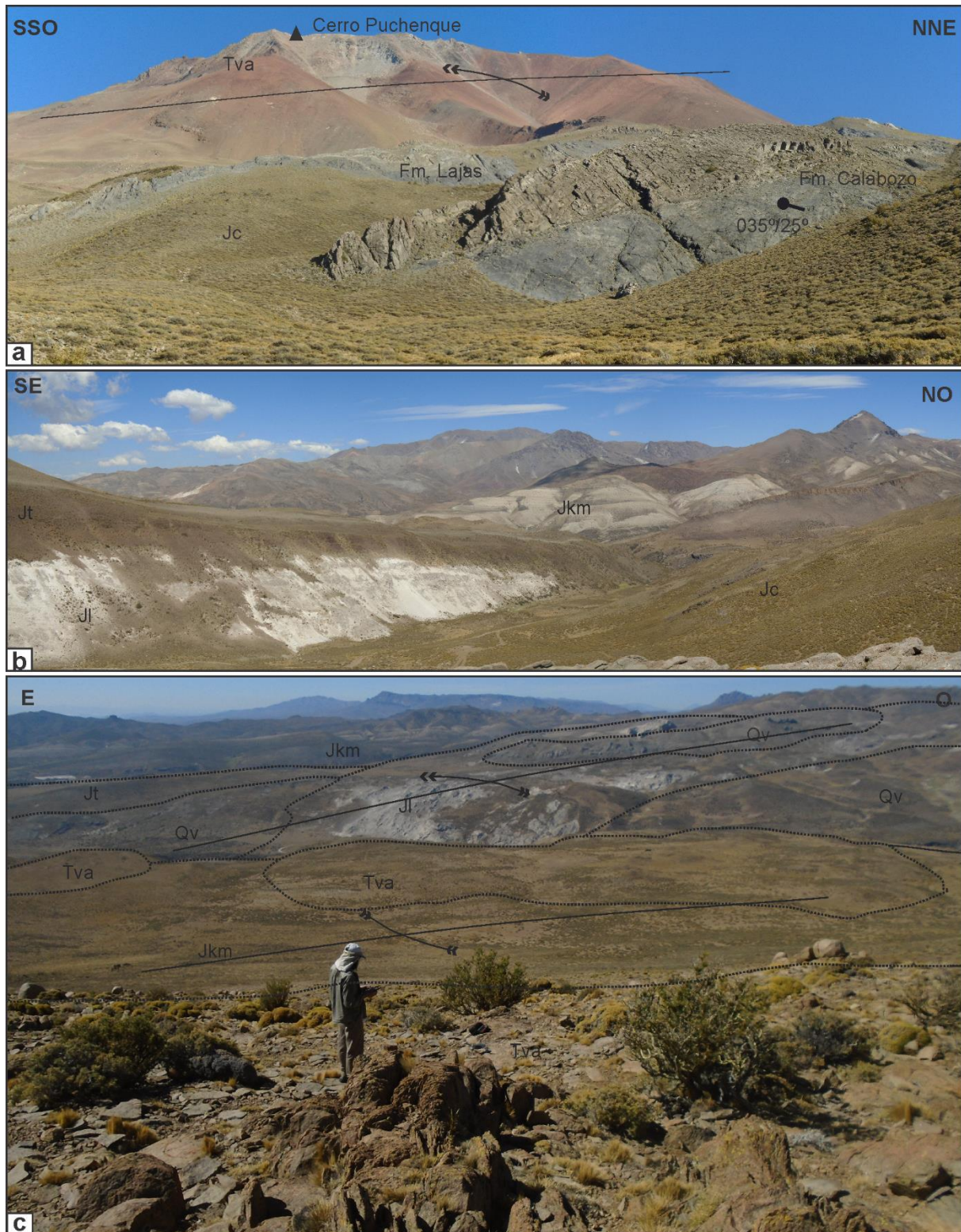


Figura 6.4. a. Vista del cerro Puchenque y los afloramientos del Grupo Cuyo en la charnela y limbo frontal del anticlinal Torrecillas. b. Vista hacia el SSO del limbo frontal del anticlinal Torrecillas. Nótese el buzamiento del pliegue hacia el sur. c. Vista hacia la Valenciana del extremo sur del limbo frontal del anticlinal Torrecillas. El arreglo estructural continua en un sinclinal y otro plegamiento anticlinal hacia el sur del arroyo Torrecillas.

En la zona aledaña a los cerros Puchenque, Serrucho y de las Minas, en lo que constituye el flanco oriental del anticlinal Torrecillas, se han explotado de manera discontinua a lo largo del siglo XX, vetas polimetálicas, y otras de baritina o hierro. En cercanías al cerro Puchenque, destaca la mina Cuhichenque, que se ubica en la ladera oriental del cerro, en las márgenes del arroyo Las Minas (Figura 6.3). Las vetas principales, controladas por fallas, se disponen al azimut 330° y 275° (Serrano y Devito, 1953). Hacia el oeste, en el arroyo Casa de Piedra, se encuentran las labores Yupanqui y Yaraví, consistentes de vetas a rumbos variables entre 295° y 320° . Otras vetas presentes en el área -como las minas Enriquito y El Gato- también se emplazan al rumbo NO (Salaberry, 1982; Crosta y Palacio, 2015). En contraposición, en cercanías al cerro La Flor, las vetas El cajón y La Flor, se orientan principalmente al rumbo NE, con unas vetas de menor jerarquía al rumbo N (Lapidus, 1957; Angelelli, 1984).

En el sector del anticlinal ubicado al E a SE del cerro Puchenque se llevó adelante la medición en campo de fracturas y meso estructuras (Figura 6.3). En rocas sedimentarias, se midieron fracturas en 7 sitios, abarcando el Grupo Cuyo, y las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, mientras que en filones capa se realizaron mediciones en dos sitios, correspondientes a dos cuerpos laminares emplazados en el Grupo Mendoza.

Además, se registraron estructuras con movimiento de rumbo e inverso, en fallas en inmediaciones a las vetas Cuhinchenque y Yaraví, y en una zona de falla en la Formación Tordillo. Dado que el relleno de las vetas y brechas de falla es homogéneo, y que se han originado a partir de fluidos hidrotermales provenientes de la intrusión de los cuerpos intrusivos del área (Zanettini y Santamaría, 1999; Crosta y Palacio, 2015), se asume que todas las estructuras y su cinemática responden al mismo sistema de deformación, por lo que pueden analizarse de manera conjunta (Marret y Allmendinger, 1990).

Los datos estructurales analizados en este capítulo se presentan de forma ampliada en el Anexo III de material suplementario.

6.3. Resultados

6.3.1. Análisis de fracturas

6.3.1.1. Fracturas en rocas sedimentarias

En las calizas y areniscas de las formaciones Lajas y Calabozo (Grupo Cuyo), se realizaron mediciones aleatorias y en *scanlines* en los sitios 1 a 4. En las areniscas de la Formación Tordillo

se midieron los sitios 5 y 6. El Sitio 7 se ubica en la Formación Vaca Muerta. Se midieron un total de 480 fracturas y se reconocieron cuatro familias principales (Tabla 6.1 y Tabla 6.2, Figura 6.3).

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
GRUPO CUYO	1	II	17	241	90	151	0			0.93
		IV	17	11	84	281	6			0.90
	2	I	11	333	85	243	5			0.98
		II	22	81	90	351	0			0.95
		III	32	293	86	203	4	2.75	0.96	0.94
		IV	2	197	87	107	3			0.89
	3	I	15	335	85	245	5			0.98
		III	26	285	88	195	2	3.61	2.75	0.91
		IV	14	8	88	278	2			0.87
	4	II	16	50	89	320	1			0.98
		III	22	119	88	29	2			0.97
		IV	16	193	89	103	1			0.99
FORMACIÓN TORDILLO	5	III	27	285	90	195	0	3.66	1.58	0.92
		IV	14	179	83	89	7			0.99
	6	I	24	134	90	44	0			0.97
		II	24	63	90	333	0			0.98
		III	27	93	89	3	1			0.98
FORMACIÓN VACA MUERTA	7	I	28	131	88	41	2			0.99
		II	28	64	89	334	1			0.99
		III	31	109	88	19	2	2.79	1.90	0.92
		IV	19	352	89	262	1			0.99

Tabla 6.1. Familias de fracturas reconocidas en cada sitio según su unidad correspondiente. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de concentración de datos.

En el Grupo Cuyo fueron medidas 230 fracturas (Tabla 6.1, Figura 6.5). El sitio 1 consiste de fracturas medidas en un banco de *wackestone* de 1 m de espesor, perteneciente a la Formación Calabozo. Aquí se identifican dos tendencias principales de fracturas tensionales, una de rumbo NNE y otra NE (Figura 6.6a). Las fracturas suelen cruzarse, aunque se observan algunas fracturas NNE abatiendo contra las NE. En ambos casos se reconocen algunas fracturas rellenas de carbonatos de 2mm de espesor.

El sitio 2 se sitúa en la Formación Lajas, en un banco de conglomerados finos a gruesos con estructuras tractivas en su interior, de entre 1.5 y 2 m de potencia (Figura 6.6c). Aquí se reconocen cuatro familias a los rumbos NE, ONO, NO y NNE (Figura 6.6b, Figura 6.3). Si bien fueron relevadas muy pocas fracturas al rumbo NNE, se asigna como una familia propia ya que se reconoce ampliamente en las inmediaciones del afloramiento que fue medido, y se halla presente en las otras zonas de medición dentro de esta unidad. El sitio 3 también fue realizado en la Formación Lajas a 300 m del Sitio 2 m. Las familias identificadas se encuentran a los rumbos

ONO, NO y NNE (Figura 6.6c). Aquí la familia NE no fue identificada, aunque se encuentra presente en el área. En ambos sitios, la familia NO presenta algunas fracturas conformando colas de caballo en sus terminaciones con arreglo que indica posible movimiento sinistral, mientras que la familia ONO es la más frecuente, muestra evidencias de cizalla mediante estrías y brechas con precipitados de cuarzo, y conforma vetillas de hasta 7 cm de espesor, aunque el sentido de movimiento no fue identificado.

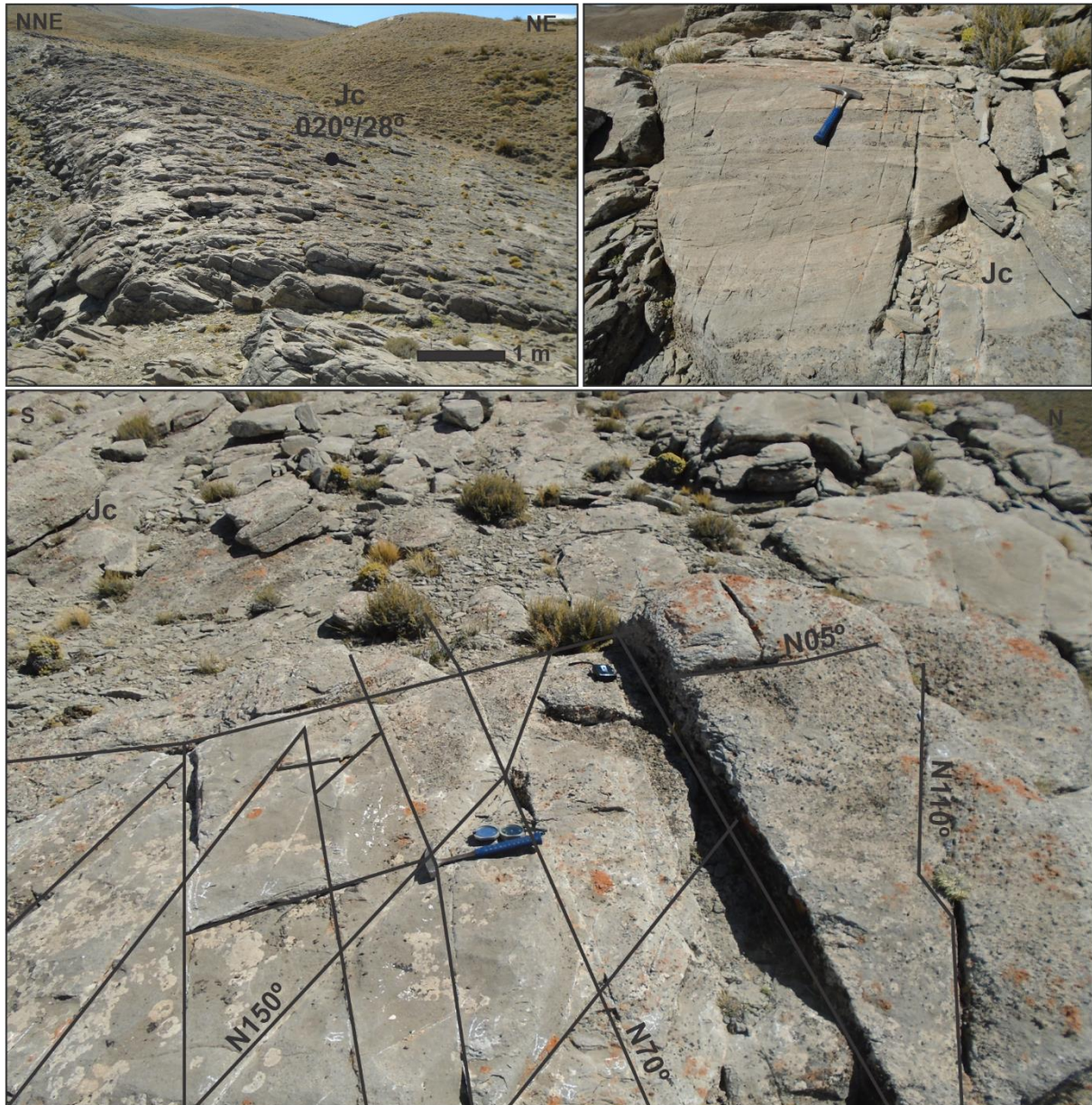


Figura 6.5. a. Aspecto de la Formación Lajas, flanco oriental del anticlinal Torrecillas. Notese el intenso fracturamiento. b. vista lateral del banco donde fueron medidas fracturas. c. Detalle del aspecto de las fracturas tensionales con los trenes principales reconocidos en la Formación Lajas.

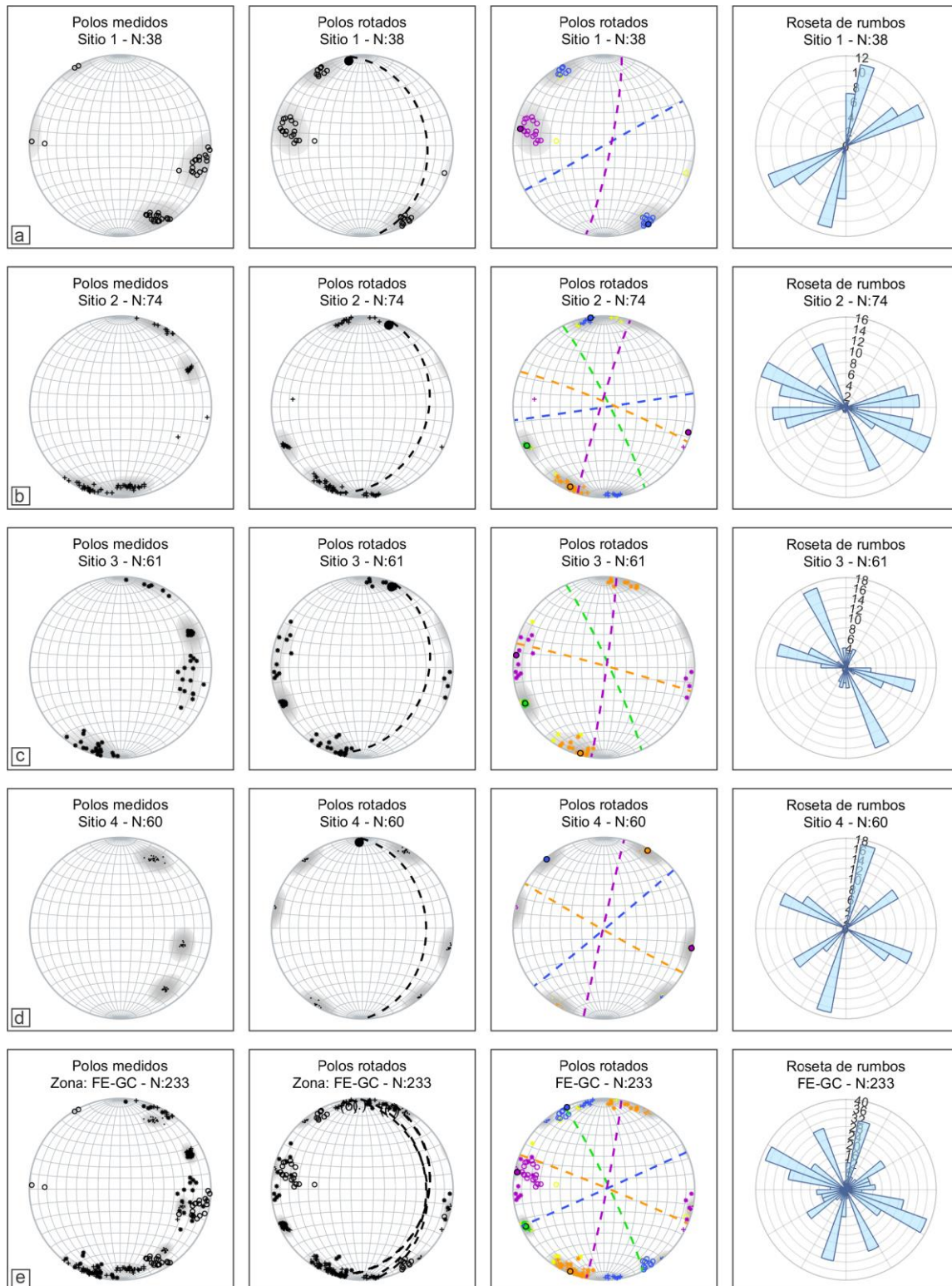


Figura 6.6. Resultados de las mediciones de fracturas en el Grupo Cuyo (sitios 1, 2, 3 y 4). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 1, con planos medios de los patrones determinados: NNE y NE. b. Fracturas medidas en el sitio 2, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, ENE y ONO. c. Fracturas medidas en el sitio 3, con planos medios de los patrones determinados: NO, NNE, ONO. d. Fracturas medidas en el sitio 4, con planos medios de los patrones determinados: NNE, NE y ONO. e. Total de fracturas medidas en el Grupo Cuyo.

El sitio 4 fue realizado sobre un banco de calizas de 1.2 m de espesor de la Formación Calabozo, a 50 m hacia el este de las labores de la veta Yupanqui. En este sector se identificaron tres familias de fracturas tensionales principales a los rumbos NNE y ONO (Figura 6.6 d). La familia NNE contiene indicadores cinemáticos de rumbo sinistral, mientras que en la familia NE se identificaron dos fracturas con evidencias de rumbo dextral. Las relaciones de corte son poco claras, ya que las fracturas se cruzan entre si frecuentemente, aunque unas pocas fracturas NNE abaten contra los otros trenes. En este sitio la familia ONO es predominante y presenta las mayores longitudes, alcanzando varios metros.

Analizando el conjunto de 233 fracturas medidas en el Grupo Cuyo es posible entonces identificar cuatro familias principales: (i) NO (I), (ii) NE (II), ONO (III), (iii) NNE (IV) (Figura 6.6e, Tabla 6.2). La familia II presenta relaciones cruzadas con las familias I y III, y evidencias de movimiento de rumbo dextral en el sitio 4. La familia III presenta las mayores longitudes y vetillas rellenas con los mayores espesores identificados en cada sitio. Si bien se presentan indicios de cizallamiento en este tren, el sentido de movimiento no pudo ser establecido. Por su parte, la familia I, identificada en todos los sitios, también presenta evidencias de cizalla, aunque en contraposición con la familia II, con movimiento principalmente sinistral. La familia IV se encuentran presente en todos los sitios y es la que presenta menor variabilidad en su rumbo y buzamiento, y longitudes más acotadas, abatiendo en ocasiones contra las otras familias.

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
GRUPO CUYO	2/3	I	26	335	85	245	5			0.98
	1/2/4	II	55	66	90	336	0	4.79	1.44	0.85
	2/3/4	III	80	292	88	202	2	2.17	1.32	0.91
	1/2/3/4	IV	49	11	88	281	2	2.67	2.16	0.91
FORMACIÓN TORDILLO	6	I	24	134	90	44	0			0.97
	6	II	24	63	90	333	0			0.98
	5/6	III	54	99	90	9	0	2.65	1.02	0.92
	5	IV	14	179	83	89	7			0.99
FORMACIÓN VACA MUERTA	7	I	28	131	88	41	2			0.99
	7	II	28	64	89	334	1			0.99
	7	III	31	109	88	19	2	2.79	1.90	0.92
	7	IV	19	352	89	262	1			0.99

Tabla 6.2. Familias de fracturas reconocidas en cada unidad aflorante en el flanco oriental del anticlinal. Para cada una se incluye el Sitio: sitios donde se encuentra presente, N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de Rayleigh de concentración de datos.

En la Formación Tordillo se realizaron *scanlines* lineales y mediciones aleatorias en un banco de areniscas de 0.8m de espesor, denominado Sitio 5. Allí se identificaron dos tendencias de

fracturas tensionales a los rumbos N y ONO-. En el sitio 6, las familias reconocidas se encuentran a los rumbos NO, E y NE (Figura 6.7 a y b). En ambos sitios se tratan de fracturas ortogonales al banco, con espaciados de entre 0.3 y 0.5 m en cada familia, y de similar longitud. A partir del análisis conjunto se interpretan cuatro familias: (i) NO (I), (ii) NE (II), (iii) ONO (III), (iv) N (IV) (Figura 6.7c, Tabla 6.2). Los trenes de familias I y III son las más continuas en longitud, alcanzando varios metros, y presentado evidencias de cizalla. La familia N frecuentemente abate contra las anteriores mientras que la familia II en algunos casos se cruza con la familia I y en otros casos abate contra este.

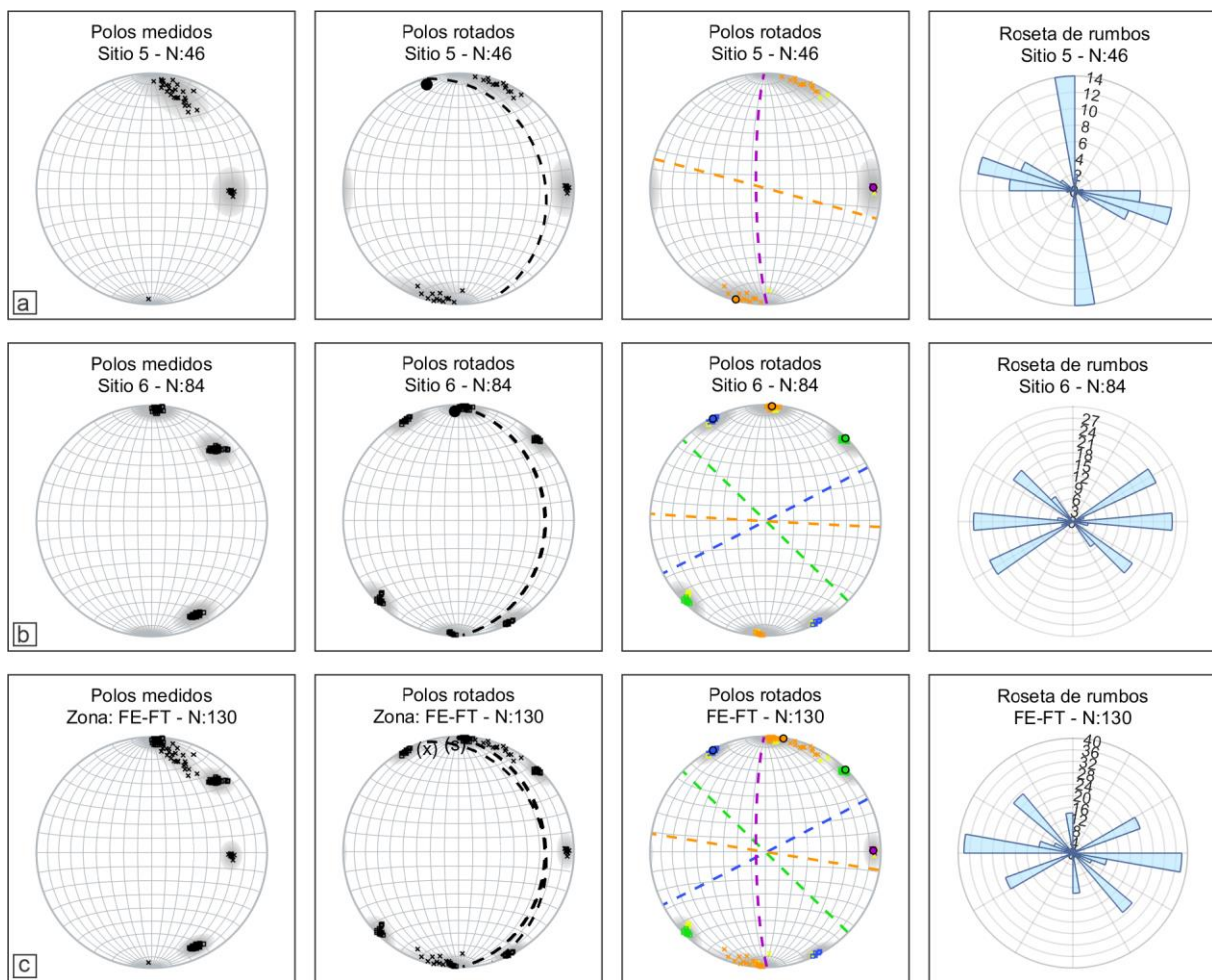


Figura 6.7. Resultados de las mediciones de fracturas en la Formación Tordillo (sitios 4 y 5). Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el sitio 1, con planos medios de los patrones determinados: N y ONO. b. Fracturas medidas en el sitio 2, con planos medios de los patrones determinados: NO, NE y E. c. Total de fracturas medidas en la Formación Tordillo.

Por último, se realizó la medición de fracturas en el sitio 7, en un banco de calizas de 0.5 m de espesor, cercano al techo de la Formación Vaca Muerta. Aquí se identificaron cuatro tendencias de fracturas tensionales a los rumbos: (i) NO (I), (ii) NE (II), (iii) ONO (III), (iv) N (IV) (Figura 6.8). La familia I y III presentan evidencias de cizalla, dadas por fracturas con colas de caballo, y sigmoides rellenos de carbonatos indicando en ambos casos movimiento sinistral. En particular la familia III frecuentemente presenta fracturas rellenas de carbonatos y óxidos de entre 2 y 3 mm de espesor.

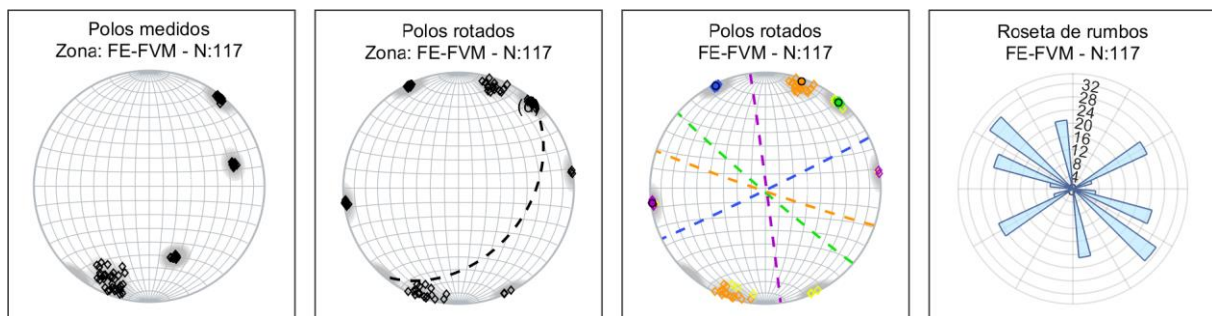


Figura 6.8. Total de fracturas medidas en la Formación Vaca Muerta. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada.

Del conjunto de datos analizados, se infiere la presencia generalizada de cuatro familias de fracturas principales en toda la estructura anticlinal y afectado a todas las rocas expuestas, a los rumbos NO, NE, ONO y N.

6.3.1.2. Fracturas en filones capa

En los sitios 8 y 9 se midieron fracturas en filones capa emplazados en las formaciones Vaca Muerta y Agrio, respectivamente. El sitio 8 corresponde a un filón capa de 10 m de espesor, emplazado cercano al techo de la Formación Vaca Muerta (Figura 6.9). El contacto basal es con un banco pelítico, mientras que el contacto superior es con un banco de calizas. A partir de la medición de 106 datos se reconocieron cuatro tendencias de fracturas a los rumbos: A. E, B. NE, C. NO y D. NNE (Figura 6.10a, Tabla 6.3). Las familias A y B corresponden a fracturas que se cruzan entre sí con espaciados regulares de 50 cm, de manera que su origen es contemporáneo. Las fracturas se encuentran en su mayoría abiertas, controlando la erosión en bloques actual, mientras que algunas se encuentran cementadas por óxidos o carbonatos. La familia C, NO, corresponde a fracturas que en ocasiones abaten contra los juegos anteriores, mientras que en

otras los cortan y alcanzan varios metros de longitud. Frecuentemente muestran rellenos de calcita y óxidos y arreglos conformando colas de caballo. Por último, se reconoce la familia D, NNE, de espaciado más irregular, que abate contra los juegos A y B, mientras que con el juego C tiene relaciones cruzadas.

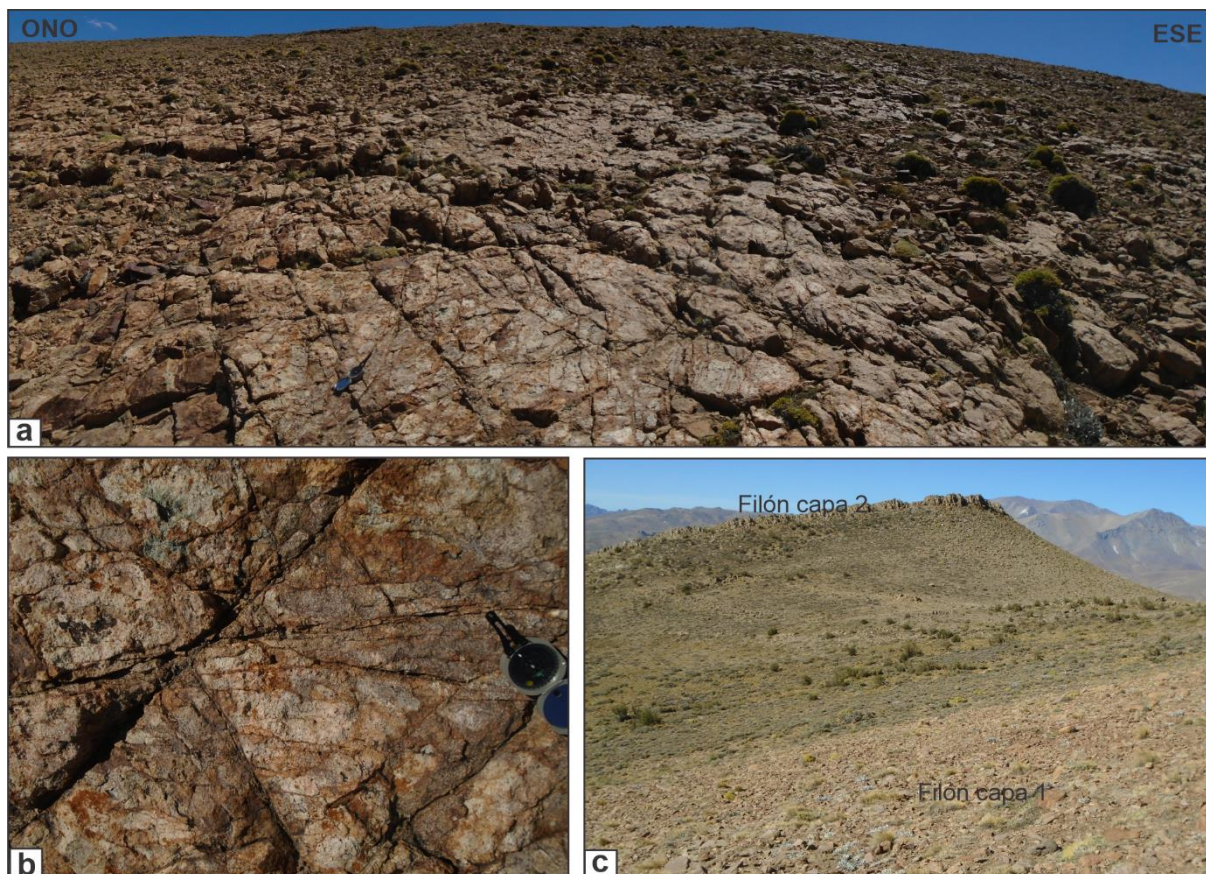


Figura 6.9. a. Aspecto general del filón capa 1 (Sitio 8). b. Detalle de fracturas en el Sitio 8 (filón capa 1). La brújula indica el norte. La fractura NNE se encuentra rellena por carbonatos. En la dirección NO la fractura principal también se encuentra rellena y otras se disponen en cola de caballo. c. Vista del filón capa 2 desde el filón capa 1. Ambos cuerpos se encuentran inclinados hacia el SE en concordancia con la roca de caja.

Zona	Sitio	Familia	N	Rb_medio	Bz_medio	trd_medio	plg_medio	Con95_e1M	Con95_e1m	IR
FILON CAPA 1	8	A	33	92	88	2	2	2.47	1.78	0.93
		B	28	42	78	312	12	5.20	0.76	0.90
		C	29	313	85	223	5	2.15	0.46	0.95
		D	16	8	79	278	11	9.32	1.11	0.86
FILON CAPA 2	9	A	20	111	83	21	7	3.68	1.30	0.93
		B	25	212	86	122	4	4.54	1.26	0.90
		C	24	318	83	228	7	1.16	0.81	0.97
		D	13	7	80	277	10	4.79	3.85	0.91

Tabla 6.3. Familias de fracturas reconocidas en los filones capa emplazados en las formaciones Vaca Muerta y Agrio, en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. Para cada una se incluye el N: número de fracturas, Rb_medio, y Bz_medio: rumbo y buzamiento de planos medios de Bingham, trd_medio y plg_medio: trend y plunge de polo de plano medio, Con95_e1M y Con95_e1m: eje mayor y eje menor del cono de confianza del 95%, IR: índice de concentración de datos.

El sitio 9 fue medido en el techo de un filón capa emplazado en la Formación Agrio. Aquí también se identificaron cuatro familias a partir de 82 mediciones, a los rumbos A. ONO, B. NE, C. NO y D. NNE (Figura 6.10b, Tabla 6.3). Las familias A y B presentan longitudes de varios metros y constituyen entre si un patrón regular entrecruzado que, internamente, presenta espaciado en torno a los 30 cm. La familia C, NO, corresponde a fracturas de varios metros, algunas de las cuales forman *splays* o colas de caballo hacia sus terminaciones. Por último, la familia D es menos frecuente y abate contra todas las anteriores, resultando en longitudes menores al metro, y espaciados irregulares entre 20 y 50 cm.

En ambos filones capa las relaciones de corte son similares y permiten inferir que las familias A y B, E y NE respectivamente, se formaron inicialmente como diaclasas de enfriamiento. La familia C presenta relaciones ambiguas de forma que podría corresponder a diaclasas de enfriamiento posteriormente reactivadas con cizalla, o ser de origen tectónico, formadas al tiempo que las fracturas tensionales previas se hallaban selladas. Por otro lado, la familia N a NNE sería el último en formarse en ambos casos.

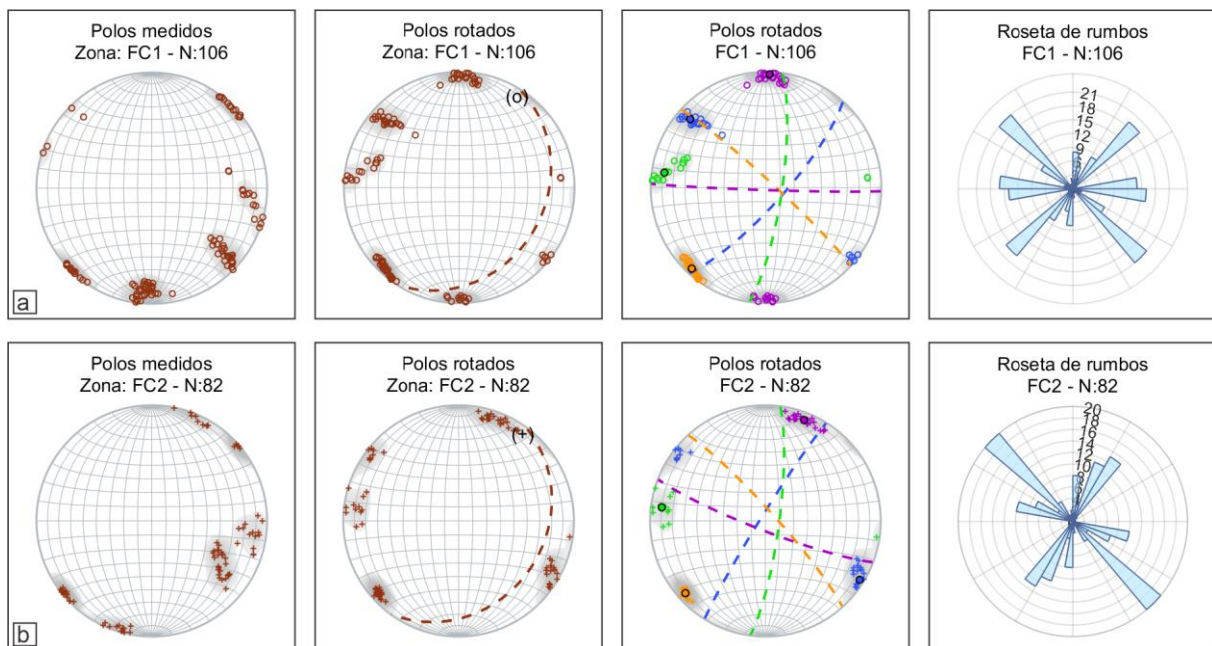


Figura 6.10. Resultados de las mediciones de fracturas en los filones capa 1 y 2. Se indican: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Contornos de densidad y polos luego de la corrección estructural. El eje de rotación se indica con el círculo máximo en línea punteada; Polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. a. Fracturas medidas en el filón capa 1 (sitio 8), con planos medios de los patrones determinados: E, NE, NO y NNE. b. Fracturas medidas en el filón capa 2 (sitio 9), con planos medios de los patrones determinados: ONO, NE y NO y NNE.

6.3.2. Análisis cinemático e inversión del campo de esfuerzos a partir de mesoestructuras

En campo, se midieron indicadores cinemáticos en los rajes de las vetas Cuhichenque y Yaraví, alojadas en el Grupo Cuyo, y en una falla en la Formación Tordillo, todos ubicados en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas (Figura 6.3).

La mina Cuhichenque consiste de una veta principal alojada en una falla que atraviesa a las areniscas, de rumbo NO y con inclinación variable entre 60-65° al NE y posición subvertical (Lapidus, 1957); y una veta secundaria de azimuth 275° e inclinación igual a la anterior, cuya roca de caja es un banco de calizas de la Formación Calabozo (Figura 6.11). En la zona de falla las rocas se encuentran brechadas y silicificadas. Las brechas de falla conforman las vetas mineralizadas, las cuales alojan clastos de roca de caja y bolsones mineralizados, cementados con minerales oxidados, y carbonatos. En este sitio se midieron un total de 22 planos de falla en contactos entre las vetas y la roca de caja, con indicadores de sentido de movimiento (Figura 6.12). Para el análisis cinemático y la inversión del campo de esfuerzos se utilizaron 20 datos que son compatibles cinemáticamente y, por lo tanto, se asume que obedecen al mismo campo de esfuerzos.

La zona de laboreo Yaraví se constituye de vetas emplazadas paralelas a diques de rumbo NO. Las vetas se orientan en rumbos entre los 295° y 320° según Serrano y Devito (1953), y en la actualidad se encuentran parcialmente soterradas por material de escombrera (Figura 6.13). Se componen de minerales oxidados de manganeso y hierro, y cristales de yeso, calcita y baritina. En una de las vetas se identificó una falla asociada a brechamiento, al rumbo aproximado 290°. En este sitio se midieron 20 pares plano-estrías de fallas con un sentido confiable de cizallamiento, presentes en los contactos con vetas, diques y con la roca de caja. Se desestimaron dos datos que no son compatibles cinemáticamente.

En la Formación Tordillo se reconoció una zona de deformación principalmente de rumbo, en dirección ONO a NO. Los planos de cizallamiento presentan azimuths entre los 290 y 320°, e inclinaciones variables entre 50° a cuasi vertical. En toda esta zona, se encuentran también algunos diques de pequeñas dimensiones, con espesores de decímetros hasta 1 m, emplazados en la misma dirección que el cizallamiento. Es frecuente la evidencia de circulación de fluidos, que rellenan fracturas ortogonales a la estratificación principalmente en las familias I y III (NO y ONO), formando venillas de 1 a 4 mm, rellenas principalmente de yeso (Figura 6.14).

En las zonas de fallas más desarrolladas, es posible reconocer la roca intacta en los bordes, aunque con variaciones en su orientación en cortas distancias, asociadas a la rotación de los pequeños

bloques por el cizallamiento, y una zona interna con brechas de fallas cementadas con yeso, óxidos y carbonatos, vetas sigmoidales de hasta 20 cm de espesor, compuestas de yeso, óxidos y minerales de plomo, y diques (Figura 6.15). En esta zona se midieron indicadores cinemáticos a partir de estrías, cristales de calcita y fracturas Riedel. Para el análisis cinemático se utilizaron únicamente 8 datos, dada su confiabilidad en el sentido de movimiento.



Figura 6.11. a. Aspecto general de la antigua mina Cuhichenque, en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. b. Laboreo de la veta principal de rumbo NO. C. Veta secundaria al rumbo ca. 280°.



Figura 6.12. a. Aspecto general de los indicadores cinemáticos en el contacto veta-roca de caja. b. Detalle de indicadores. No todos son indicativos de sentido de movimiento.

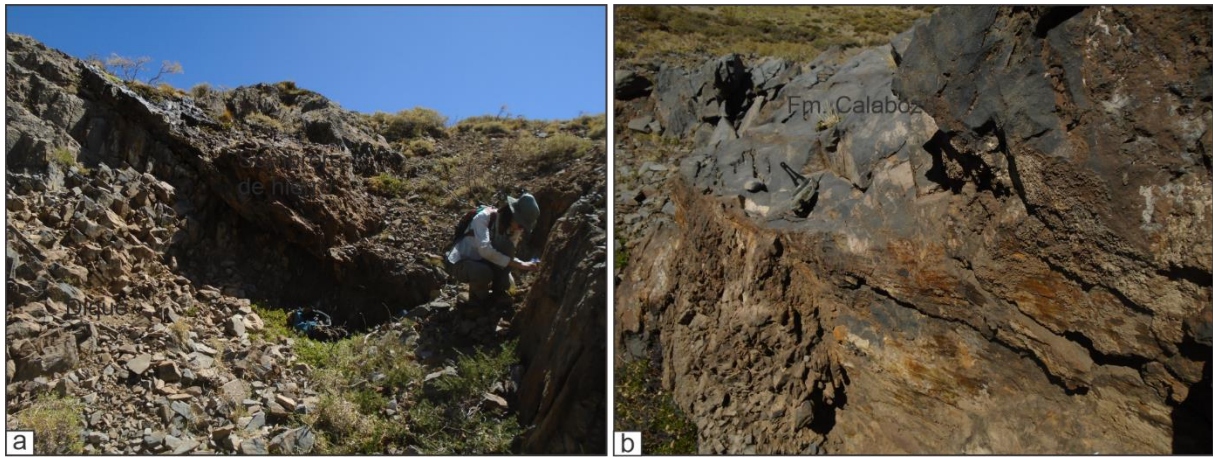


Figura 6.13. a. Veta Yaraví, parcialmente soterrada. La misa se relaciona lateralmente con un dique de edad miocena. b. Detalle del contacto entre la veta con la roca caliza, donde se distinguen indicadores cinemáticos.

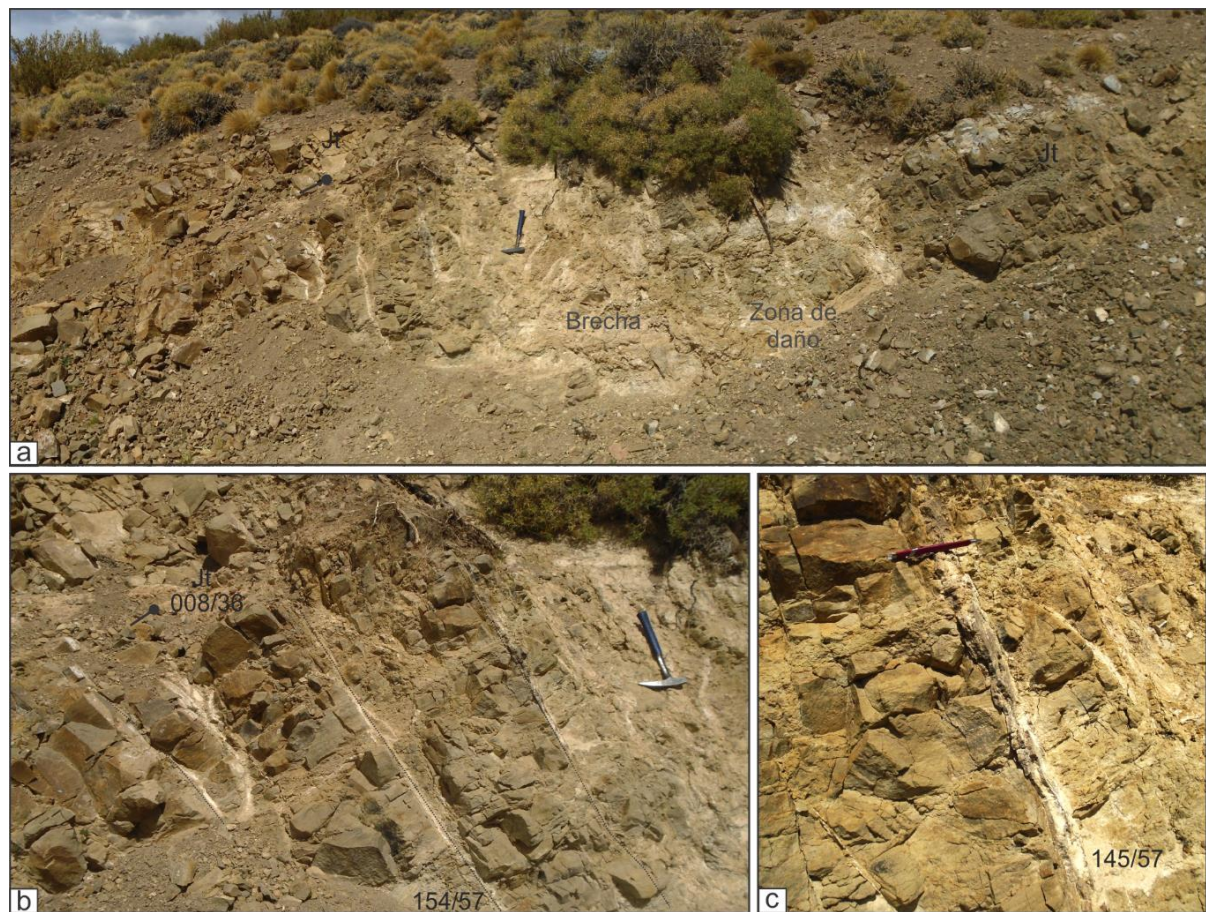


Figura 6.14. Falla ONO afectando a la Formación Tordillo en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. b. detalle de planos de fracturas perpendiculares a la estratificación, correspondientes a las familias I y IV, rellenos. c. detalle de las fracturas rellenas principalmente con yeso y carbonatos, y en menor proporción minerales de plomo y óxidos.

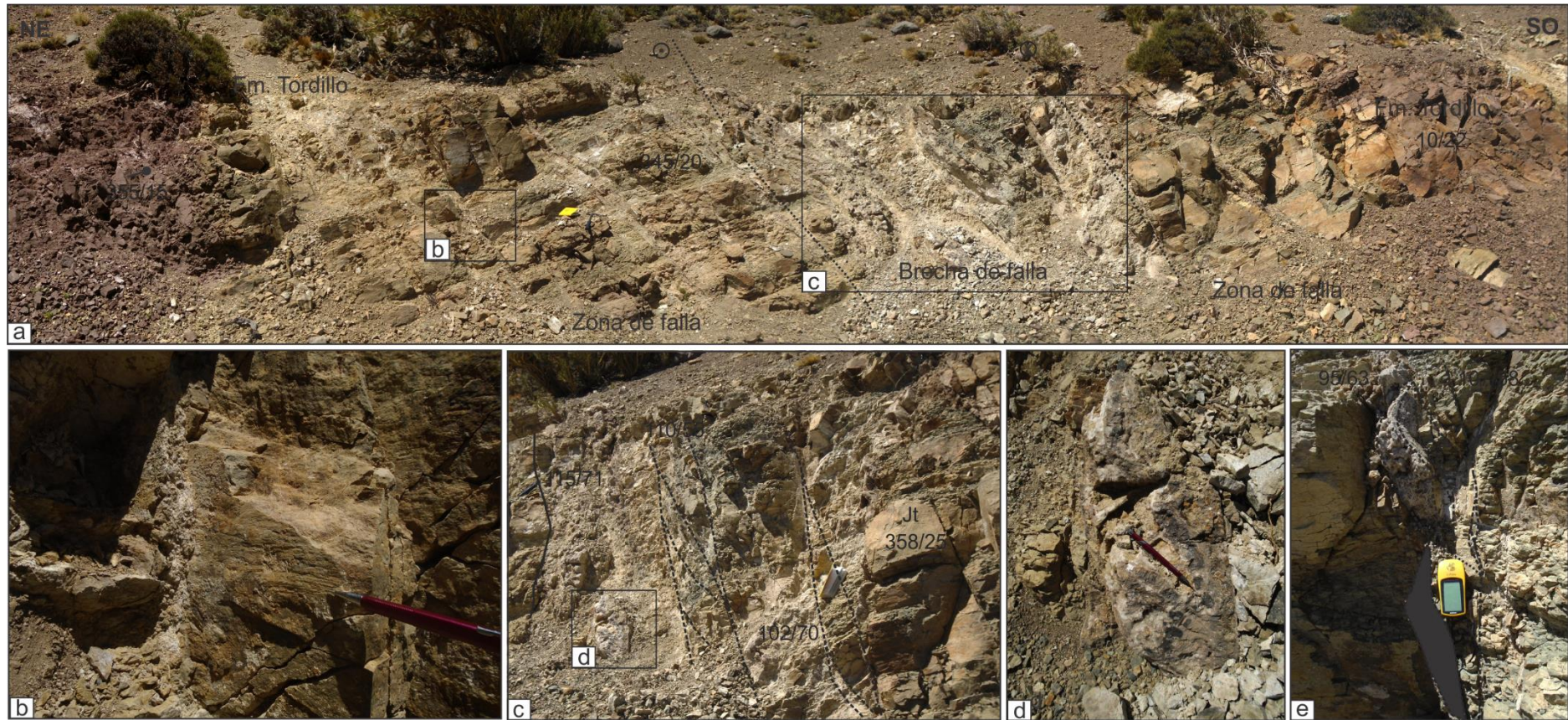


Figura 6.15. Zona de falla en la Formación Tordillo, en el flanco oriental del anticlinal Torrecillas. La forma del afloramiento se encuentra distorsionada por la fotografía. a. vista general de una zona de falla al azimut 115° y movimiento con desplazamiento sinistral inversa. Nótese la variación lateral en la actitud de la Formación Tordillo entre bloques. b. detalle de estrías de falla con movimiento de rumbo. En ese caso no es posible determinar sentido. c. detalle de la zona de brecha de falla con clasto de roca de caja y cementos de yeso y carbonatos. Los planos de movimiento se orientan al azimut 100° - 110° . d. detalle de un sigmoide, en el que se reconocen minerales de plomo y hierro. e. detalle de sigmoides en un afloramiento oblicuo al anterior.

Considerando que los planos de falla se encuentran en bancos inclinados que conforman el limbo frontal, se realizó una restitución a la horizontal de acuerdo a la estratificación. Si bien no hay variación significativa, el conjunto de planos muestra mejor ajuste con la solución cinemática al estado previo a la deformación del plegamiento como se encuentra en la actualidad.

Los datos de la zona de Cuhinchenque indican una solución con un eje compresivo (P) en la dirección NE y el eje tensional en posición cercana a la vertical, indicando una fuerte componente inversa (Figura 6.16a). La ubicación del eje intermedio desplazado de la horizontal sugiere además una componente de rumbo sinistral en la dirección SE.

En el caso de Yaraví y Tordillo, el análisis del conjunto de datos arroja también una dirección de máxima compresión NE durante el emplazamiento (Figura 6.16a y b). La ubicación del eje intermedio en posición cercana a la vertical señala la predominancia de la componente de rumbo a lo largo de una dirección ONO. Asimismo, la ubicación del eje tensional (T) desplazado de la vertical sugiere la predominancia de un régimen transpresivo sinistral en la dirección ESE.

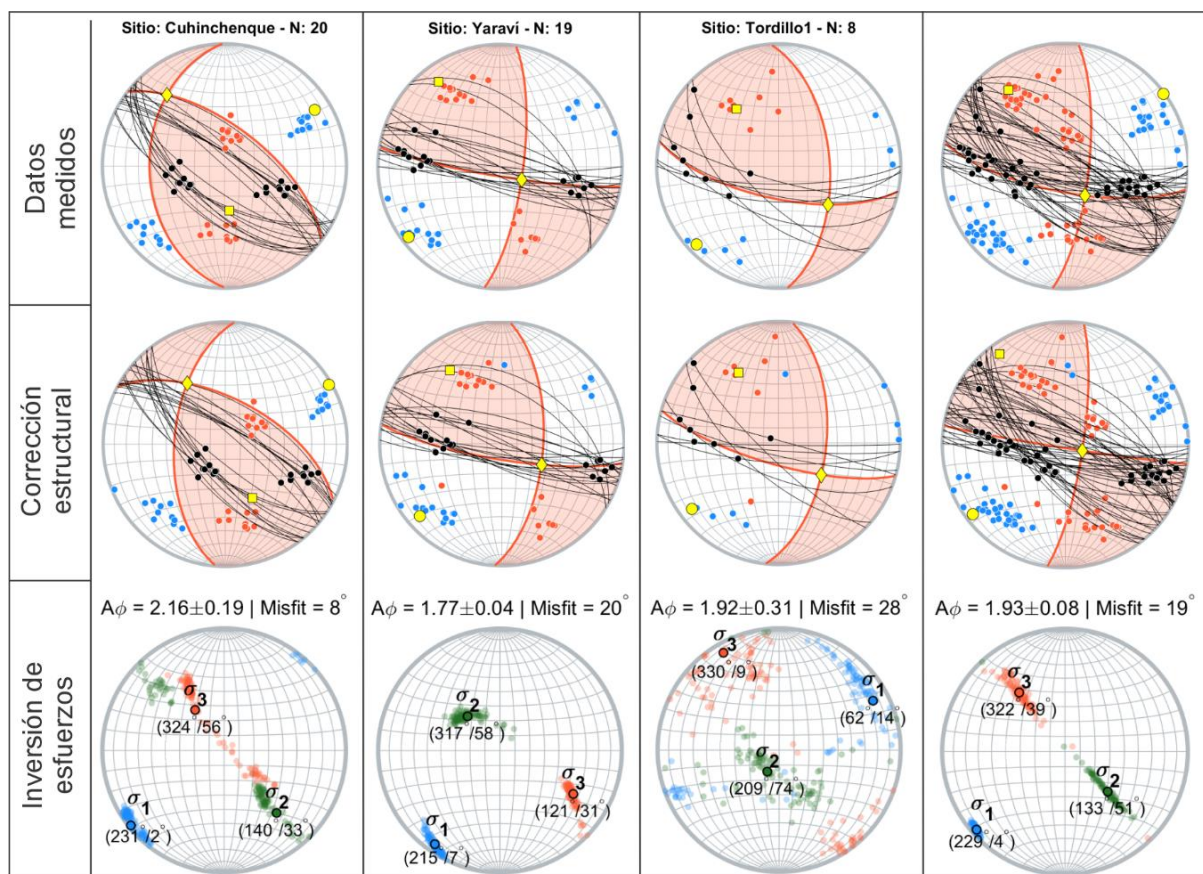


Figura 6.16. Datos cinemáticos e inversión de esfuerzos en el limbo frontal del anticlinal Torrecillas. a. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el sitio Cuhichenque. b. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el sitio Yaraví. c. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el sitio Tordillo. d. Datos medidos, restituidos a la horizontal, e inversión del campo de esfuerzos para el total de los datos.

En Cuhinchenque la inversión de esfuerzos arroja $\sigma_1=231/2$, $\sigma_2=140/33$ y $\sigma_3=324/56$ (Figura 6.17a). El eje compresivo máximo es casi horizontal, con rumbo NE-SO, mientras σ_3 se encuentra más cercano a la vertical, señalando una componente inversa mayor junto con cizalla de rumbo, con un $A_\phi=2.16\pm0.19$. En Yaraví los ejes resultan en $\sigma_1=215/7$, $\sigma_2=317/58$ y $\sigma_3=121/31$; aquí σ_2 es casi vertical y σ_3 se acerca a la horizontal, por lo que domina la transpresión con fuerte componente de rumbo, dado por un $A_\phi=1.77\pm0.04$. Por su parte, Tordillo puede ser resuelto con $\sigma_1=62/14$, $\sigma_2=209/74$ y $\sigma_3=62/14$, muy similar a Yaraví: σ_1 casi horizontal, σ_2 próximo a la vertical y σ_3 a la horizontal, y un $A_\phi=1.92\pm0.31$. Todos los resultados son consistentes con los ejes de deformación, y convergen en una dirección del esfuerzo máximo horizontal dado por un σ_1 en dirección NE. La diferencia principal es que Cuhinchenque resulta algo más compresivo que Yaraví y Tordillo.

Dado que los tres sitios comparten un σ_1 NE casi horizontal, siendo este el rasgo controlante, y que las observaciones de campo y los estudios mineralógicos y geoquímicos previos indican que el emplazamiento y circulación de fluidos en las zonas de fallas corresponden al mismo episodio, los datos pueden ser analizados en forma conjunta. El análisis de los 47 indicadores confirma un estado transpresivo regional, que puede resolverse con: $\sigma_1=229/4$, en posición horizontal, $\sigma_2=133/51$, cercano a la vertical y $\sigma_3=329/39$, en dirección NO, con un $A_\phi=1.93\pm0.08$, indicando esto un movimiento transpresivo, con componente de rumbo sinistral (Figura 6.17c). En este caso, el misfit global se encuentra en torno a los 19° . Ese misfit es menor que en Yaraví y Tordillo por separado, y solo levemente mayor que en Cuhinchenque, lo que respalda la posibilidad de considerar un mismo evento para toda el área.

6.4. Cronología relativa de estructuras

El análisis del conjunto de fracturas y estructuras en el anticlinal Torrecillas permiten definir cuatro tendencias principales a los rumbos NO (I), NE (II), ONO (III) y NNE (IV), en las que convergen fracturas, fallas de escala decimétrica a métrica y emplazamiento de vetas. Las familias de fracturas identificadas en las rocas sedimentarias se reconocen a lo ancho de todo el limbo frontal, y afectan a toda la secuencia aflorante, lo que indica su desarrollo a escala anticlinal. La cronología relativa puede ser establecida mediante relaciones de corte y el *fold test*. Las familias I de orientación ca. 155° en el Grupo Cuyo, y ca. 130° en el Grupo Mendoza, se encuentra a lo largo y ancho de toda la región. Esta se formó en una etapa pre-plegamiento, como lo evidencian su mayor tendencia a la verticalización en el estado restituido (Figura 6.17a). Similar

comportamiento se da en la familia II, mientras que en la familia III no se aprecian cambios muy significativos, aunque aumenta levemente la inclinación de las fracturas en el estado restituido, de manera que también serían previas (Figura 6.17b y c). Las relaciones de corte respaldan esta tendencia, y permiten definir además que las familias I y III corresponden a las más antiguas. La familia II presenta relaciones cruzadas con las anteriores, aunque en ocasiones abate contra I. Las familias I y III presentan morfologías en colas de caballo, sugiriendo algún pulso con cizalla. Del mismo modo, algunas pocas fracturas de la familia II, muestran evidencias de cizalla dextral. Así, es posible que las familias I-III y II hayan operado como un par conjugado de cizalla al menos en algún episodio de deformación. La familia IV, de rumbo NNE, presenta una mayor dispersión y, en algunos casos, una disminución en la inclinación, al estado restituido (Figura 6.17 d). Este comportamiento, en conjunto con su longitud acotada por las otras familias de fracturas, sugieren que serían las últimas en formarse, posiblemente durante la estructuración del anticlinal, como fracturas longitudinales al eje del plegamiento.

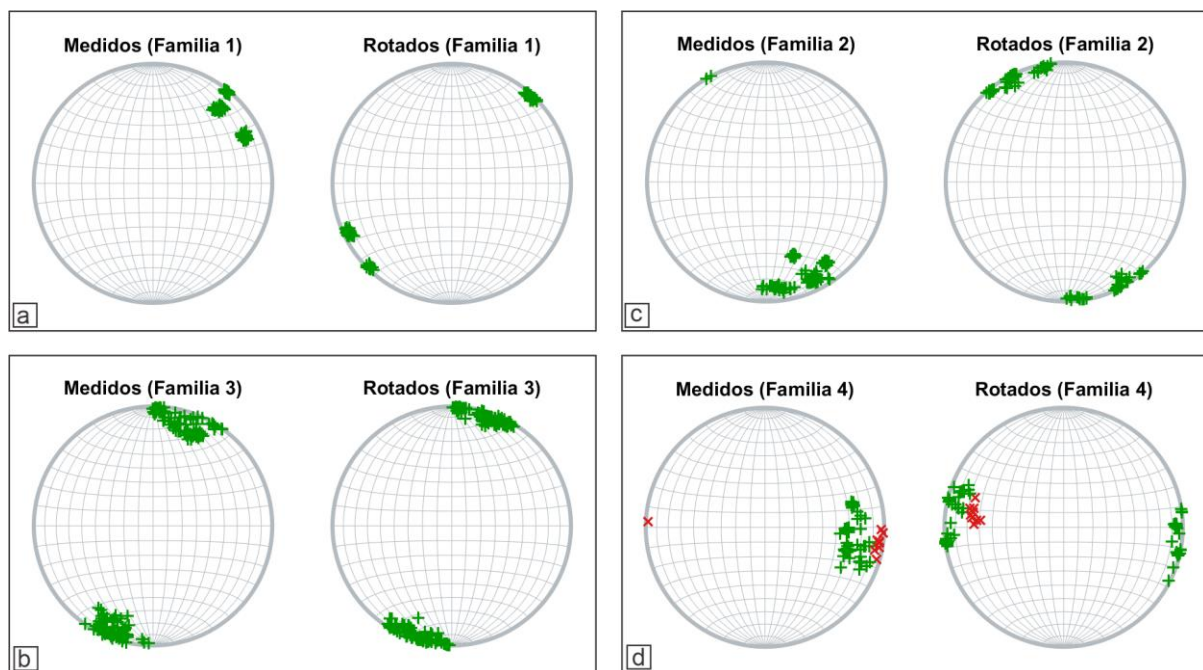


Figura 6.17. *Fold test* realizado sobre familias de fracturas identificadas en las rocas sedimentarias, indicando a izquierda los datos originales (Medidos) y a la derecha los restituidos (Rotados), considerando un umbral de buzamiento de 10° y un umbral de mejoramiento de 15° . Las cruces verdes cumplen el criterio, las cruces rojas no cumplen el criterio. a. Familia I. b. Familia II. c. Familia III. d. Familia IV, con mayor dispersión y disminución de inclinación al estado restituido, indicando su carácter sin-plegamiento.

El análisis de las discontinuidades en los filones capa emplazados en el Grupo Mendoza dan cuenta también de cuatro orientaciones de discontinuidades principales en ambos filones: ONO (A), NE (B), NO (C) y NNE (D). La familia A presenta una orientación ONO en el filón capa 1,

mientras que en el filón capa 2 se reconoce al E. Dadas las relaciones de cortes, se establece que en ambos filones A y B constituyen diaclasas de enfriamiento. El mismo origen es atribuible a la familia C, la cual además presenta rasgos que podrían indicar cizalla, posiblemente dado por una orientación oblicua a la dirección de compresión máxima horizontal al momento del enfriamiento (Figura 6.18 a). La familia D se orienta, en ambos filones, paralelo a subparalelo al eje del plegamiento, y las relaciones de corte indican que se formó con posterioridad a las diaclasas de enfriamiento, de manera que su origen puede estar vinculado al levantamiento anticlinal (Figura 6.18 b). La comparación con las fracturas medidas en la roca encajante sugiere coherencia con respecto a la cronología de la familia D, la cual mantiene una orientación y comportamiento similar a la familia IV: las fracturas consisten de longitudes acotadas, abaten contra las anteriores y presentan una clara compatibilidad en su rumbo con respecto a las medidas en el Grupo Mendoza. El paralelismo permite interpretar que su nucleación obedece a un control tectónico, dado durante el desarrollo del anticlinal.

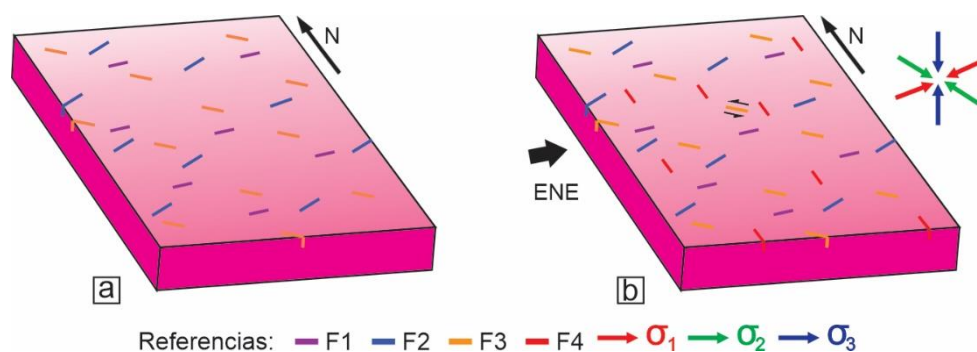


Figura 6.18. Esquema de desarrollo de fracturas identificadas en el filón capa en el anticlinal Torrecillas. a. Diaclasas de enfriamiento. b. Fracturas de origen tectónico.

La presencia de fallas de rumbo con componente inversa de escala métrica, otorga mayor complejidad a la evolución del área. La corrección estructural y relaciones de corte con diques y vetas polimetálicas indican que las mismas estuvieron activas, posiblemente, en forma previa o en los estadios iniciales del levantamiento anticlinal, al tiempo que existía disponibilidad de fluidos magmáticos. El análisis cinemático y los modelos inversos de los campos de esfuerzos permiten interpretar que, al momento de actividad de las mismas, la dirección del esfuerzo máximo horizontal σ_H , dado por σ_1 , era ENE. La orientación de fallas paralelas a las familias I y III, y la presencia de vetas polimetálicas a los rumbos NO y NE, paralelas a diques y con cinemática de rumbo, refuerzan la secuencia polifásica de las fracturas: las familias I, II y III pudieron tener más de una etapa de actividad, primero como fracturas tensionales y luego,

algunas, con cizalla. La trasmutación local entre σ_2 y σ_3 en la vertical entre Cuhinchenque, Yaraví y Tordillo, son consistentes con un sistema dinámico en el frente de deformación, en el que variaciones locales pueden dar lugar a cizalla sobre familias oblicuas sin requerir un cambio del σ_1 regional.

6. 5. Discusión e integración: patrón de fracturas y evolución del campo de esfuerzos en el anticlinal Torrecillas

El conjunto de mediciones en fracturas en rocas sedimentarias define cuatro familias principales a escala anticlinal: I = NO, II = NE, III = ONO y IV = NNE. Las relaciones de corte y el *fold test* sitúan a I y III como las más antiguas, con II también pre-plegamiento y localmente con cizalla, mientras IV es más dispersa y de menor continuidad, compatible con etapas tardías próximas y simultáneas al plegamiento. En los filones-capas se distinguen patrones E, NE y NO interpretados como diaclasas de enfriamiento, con NO que muestra reactivación por cizalla y una familia N-NNE tardía paralela al eje del pliegue. Existe una clara coherencia de rumbos entre las fracturas tectónicas de roca de caja y filones, y las leves desviaciones internas en estos últimos, se explican por el control que ejercen las diaclasas de enfriamiento sobre el campo de esfuerzos local durante el enfriamiento y en pulsos tectónicos posteriores. Los indicadores cinemáticos en Cuhinchenque, Yaraví y Tordillo muestran fallas de rumbo con componente inversa; la inversión de esfuerzos converge en un σ_1 subhorizontal de dirección NE y en un régimen transpresivo local, con variaciones de σ_2 y σ_3 . Cuhinchenque resulta relativamente más compresivo (σ_3 próximo a la vertical), mientras que Yaraví y Tordillo registran σ_2 cercano a la vertical y mayor componente de rumbo. El ajuste conjunto confirma un tensor regional con $\sigma_1 \approx$ NE, σ_2 tendiendo a la vertical y $\sigma_3 \approx$ NO subhorizontal, coherente con transpresión y LPS.

En base a ello se propone una evolución polifásica. En el Cretácico tardío se podría haber iniciado la nucleación de I (NO) bajo un campo de esfuerzos lejano en la dirección ESE, de modo análogo al anticlinal Los Blancos; es plausible que parte de III (ONO) se haya originado también en esta etapa temprana (Figura 6.19 a). Durante el Eoceno–Oligoceno, con σ_H máximo NE dado por la rotación en la dirección de convergencia de placas, se hizo efectiva la formación de fracturas tensionales de la familia III (Figura 6.19 b). En el Oligoceno tardío–Mioceno, el avance del frente y el paso a *layer parallel shortening* (LPS) favorecerían la prevalencia de III (NE) y reactivaciones de I y III con cizalla de rumbo (Figura 6.19 c). En particular, las evidencias de cizalla en las tres familias indicadas, permite definir que la combinación I–II o III–II puede actuar como par

conjugado, como documentan también Branellec et al. (2015), para el par E y NO, con reactivación de E coetánea al desarrollo de discontinuidades NO, y rasgos en echelón y cizalla. A su vez, la coexistencia de corrimientos y fallas de rumbo se explica por la “paradoja σ_2 - σ_3 ”: bajo σ_1 subhorizontal estable, permutaciones locales entre σ_2 y σ_3 permiten que, en dominios vecinos, σ_2 sea vertical -predominan fallas de rumbo NO y NE, y reactivación oblicua de fracturas- o que σ_3 sea vertical -predominan corrimientos-, sin requerir cambios en la orientación regional de σ_1 (Figura 6.19 d y e) (Tavani et al., 2015). El patrón observado en Torrecillas, con σ_1 NE casi horizontal, σ_2 próximo a la vertical en Yaraví-Tordillo y σ_3 cercano a la vertical en Cuhinchenque, es consistente con esa mecánica en cuñas compresivas.

Al analizar el sector interno y medio de la FPCM, se vislumbra que los anticlinales Torrecillas y los Blancos, comparten las direcciones principales de discontinuidades identificadas y una secuencia cronológica similar: nucleación temprana de fracturas I (NO) y parte de la familia de fracturas III (ONO), desarrollo de fracturas II (NE) con la rotación a σ_H máximo NE, reactivaciones por cizalla durante LPS habilitadas por el avance del frente de deformación, y fracturas longitudinales sin-plegamiento tardías; sin embargo, en Torrecillas la transpresión está mejor registrada por las vetas y fallas de rumbo asociadas a Yaraví, Cuhinchenque y Tordillo. La cronología y los tensores invertidos en Torrecillas sostienen un σ_1 NE durante las etapas iniciales de crecimiento del pliegue, con una clara evidencia de conmutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ a escala local.

La evolución aquí propuesta presenta algunos matices con respecto a trabajos previos en la FPCM. Branellec et al. (2015) proponen que la familia E es temprana y pudo reactivarse coetáneamente al desarrollo de la familia NO actuando como par conjugado, especialmente en La Valenciana y Torrecillas; el esquema aquí propuesto para Torrecillas admite esa cinemática conjugada, pero enfatiza la preexistencia desde el Cretácico de las familias I y parte de III, y su reactivación posterior bajo LPS. Guzmán et al. (2011) documentan σ_H máximo NE desde el Paleógeno al Mioceno a partir de diques de bitumen NE y NNE, lo que respalda la activación de las fracturas III e incluso la cizalla sobre las familias I y II durante el Eoceno-Mioceno, siendo además consistente con la inversión del campo de esfuerzos a partir de los datos cinemáticos de Cuhinchenque, Yaraví y Tordillo, que ubica al σ_1 en dirección NE al momento de su actividad. La síntesis reciente de discontinuidades en la cuenca Neuquina propuesta por Giacosa (2020), muestra que fracturas longitudinales y transversales, y venas en zonas de charnela se desarrollan durante el plegamiento, coherente con la asignación sin-plegamiento de la familia IV en Torrecillas.

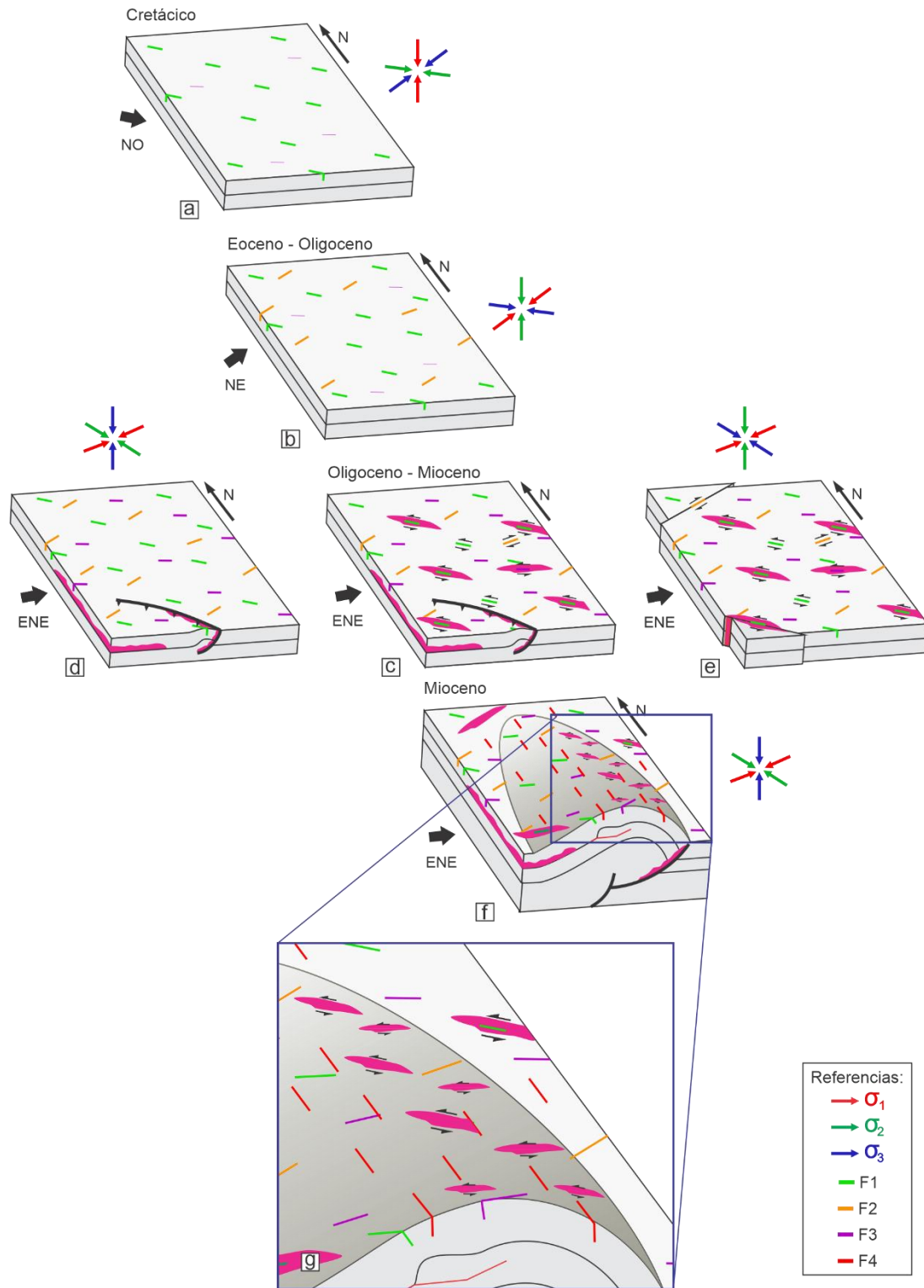


Figura 6.19. Esquema evolutivo propuesto para las estructuras reconocidas y cuerpos subvolcanicos en el anticlinal Torrecillas. a. Desarrollo de fracturas en el Cretácico. b. Desarrollo de fracturas en el Eoceno-Oligoceno. c. Desarrollo de fracturas en el Oligoceno-Mioceno durante LPS. d. Desarrollo de corrimientos en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_3 vertical. e. Desarrollo de fallas de rumbo en el Oligoceno-Mioceno durante LPS, con σ_2 vertical. f. Desarrollo de anticlinal durante el Mioceno. g. Detalle del limbo frontal del anticlinal Torrecillas donde se emplazan las vetas analizadas.

Considerando el esquema evolutivo propuesto, se establecen los interrogantes que serán discutidos en el capítulo integrador: i) el peso de la herencia estructural en la nucleación temprana de las familias I y III; ii) la influencia del alargamiento a lo largo del frente orogénico y el flexuramiento en el antepaís en la génesis de fracturas tectónicas; y iii) la variación espacial y temporal de la conmutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$, y su sincronía con los pulsos magmáticos. Estas cuestiones son críticas para definir las condiciones de esfuerzo que habilitaron el emplazamiento y la reactivación de las familias que controlaron diques NO y ONO y filones-capas en el anticlinal Torrecillas.

Capítulo 7. Cuerpos laminares subvolcánicos en la faja plegada y corrida de Malargüe

7. 1. Introducción

La faja plegada y corrida de Malargüe ofrece un laboratorio natural para estudiar la interacción entre sistemas de alimentación magmática someros y una cuenca sedimentaria estratificada y anisótropa. En este contexto, los cuerpos laminares subvolcánicos (filones capa y lacolitos) constituyen el modo dominante de transferencia lateral de magma en la corteza superior, conectados mediante redes de diques que explotan discontinuidades mecánicas y estructurales. El campo de esfuerzos andino, caracterizado por σ_1 subhorizontal, impone una condición de borde que, combinada con el contraste reológico entre unidades, gobierna la nucleación, la orientación y la deflexión de las intrusiones.

El marco teórico desarrollado en el Capítulo 3 describe un continuo de mecanismos de emplazamiento controlado por la reología de la roca de caja: desde la propagación frágil tipo fractura elástica (LEFM) con apertura modo I, hasta la acomodación no puramente frágil por indentación viscosa (Schofield, 2012; Menand, 2011; Guldstrand, 2022). Este capítulo se inscribe en ese marco y aborda, para la faja plegada y corrida de Malargüe, tres preguntas encadenadas: qué controla la profundidad y los niveles preferenciales de emplazamiento de los cuerpos laminares; cómo y dónde ocurre la transición dique→filón capa; y en qué medida las discontinuidades y el campo de esfuerzos regional condicionan la orientación de las intrusiones. La metodología combina cartografía estructural, análisis de campo y análisis de imágenes con inferencias mecánicas basadas en modelos de emplazamiento, para proponer un esquema de intrusión magmática posible durante la principal fase de levantamiento andino en la zona. Para ello se utilizan dos casos de estudio: los anticlinales Los Blancos, y Torrecillas.

7.2. Metodología

La metodología implementada consistió, en primera instancia, en el mapeo geológico de la zona analizada basado en la interpretación de imágenes satelitales, trabajo de campo y trabajos de investigación previos. El mapeo se orientó en la identificación de las unidades aflorantes, que

constituyen las rocas hospedantes de los cuerpos subvolcánicos, y de la localización de cuerpos laminares de edad miocena. Para ello se utilizó de apoyo una base de datos geocronológicos (Figura 2.8, Capítulo 2), realizada a partir de bibliografía existente. Para los filones capa -incluidos en el mapa geológico en conjunto con los cuerpos lacolíticos y otras formas de mayor jerarquía, dentro del Volcanismo Mioceno (a)- se identificó la litología del hospedante y el nivel estratigráfico de emplazamiento.

En el campo se validaron las interpretaciones remotas, se analizaron los contactos de techo, base y laterales, y las morfologías laterales, para filones capa emplazados en los anticlinales Los Blancos y Torrecillas. Se midió la actitud de diques y se establecieron las relaciones con estructuras existentes en ambas zonas. Los casos de estudio de campo se utilizaron para analizar en detalle los mecanismos de emplazamiento y las relaciones de corte entre intrusiones y con la roca de caja, y con respecto a las estructuras descritas en los Capítulos 5 y 6.

Los diques interpretados en imágenes satelitales se procesaron en FracPaQ (Healy et al., 2017), en MATLAB. Se midieron rumbos y longitudes por traza y se generaron: histograma circular de orientaciones, y el equivalente ponderado por longitud, histograma de longitudes, cross-plot longitud-rumbo y un análisis wavelet multiescala. El análisis multiescala se realizó mediante la Transformada Wavelet Continua con wavelet de Morlet. En este marco, “a” define la escala del análisis al fijar el tamaño efectivo de la ventana: valores bajos capturan detalle local y valores altos integran la tendencia regional; L controla la anisotropía del filtro al regular su elongación, de modo que L bajo se aproxima a un comportamiento casi isotrópico y L alto enfatiza lineamientos alargados y su orientación. Dado que “a” es aproximadamente 2.2 píxeles, se realizó un barrido de $a=L$ en secuencia 2^n entre 2 y 512, para abarcar el rango de longitudes de diques interpretados. La wavelet de Morlet -sinusoide compleja modulada por una campana gaussiana- ofrece alta selectividad direccional y buena localización en escala, lo que permite identificar orientaciones dominantes y su persistencia entre escalas. La wavelet entrega un mapa de colores WC, el cual realza coherencia direccional a la escala analizada, es decir, indica dónde, a la escala elegida, muchos píxeles “ven” diques con rumbos parecidos, de manera que colores claros significan mayor coherencia direccional; una roseta de θ_{opt} , que resume las orientaciones óptimas que maximizan esa coherencia; y un histograma de WC_{opt} , que muestra cuánta señal supera el umbral de corte: si el corte es alto, solo

queda lo más claro; si es bajo, aparece también señal más débil. Para acceder a las gráficas completas del análisis Wavelet en mayor resolución se refiere al Anexo IV.

Para los datos de campo, se realizó un procesamiento similar al establecido para fracturas en los capítulos 4 y 5, utilizando la herramienta OrientaLab en Matlab. Las tablas con la orientación y estadística de los diques medidos y digitalizados se encuentran en el Anexo IV.

7.3. Resultados regionales

7.3.1. Distribución de lacolitos y filones capa en la faja plegada y corrida de Malargüe entre los 35° y 36°S.

A lo largo y ancho de la FPCM se reconocen lacolitos, filones capa y diques (Figura 7.1). Los primeros, si bien no tienen morfología laminar *sensu stricto*, suelen crecer a partir del apilamiento de filones capa o por el engrosamiento por inyecciones sucesivas, resultando en una morfología de base plana y techo cóncavo. En la zona son frecuentes en afloramientos vinculados a núcleos anticlinales y posibles zonas de falla, alcanzando espesores superiores a los 600 m. Ejemplos que dan cuenta de ello incluyen al lacolito de Los Morros, emplazado en el núcleo del anticlinal homónimo, y flanqueado en los laterales por la Formación Tordillo. De manera análoga, los cuerpos lacolíticos emplazados en el Grupo Cuyo que constituyen el cerro Puchenque, y desde el cual se propagan diques laterales, se alojan en el núcleo del anticlinal Torrecillas.

A partir de la identificación en imágenes satelitales y posterior validación en campo, se reconocieron 84 filones capa en distintos niveles estratigráficos. La mayor frecuencia se registra en el Grupo Mendoza, incluidas aquí las formaciones Vaca Muerta y Agrio, seguido por filones capa emplazados en la discontinuidad dada por el contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, donde se registra una frecuencia similar al Grupo Cuyo. El Grupo Lotena es el menos afectado por filones capa (Figura 7.2a). Las otras unidades que constituyen el relleno Jurásico y Cretácico de la cuenca, no se encuentran intruidos por filones capa, al menos en afloramiento. Del mismo modo, tampoco se registraron filones capa en las secuencias de antepaís y sinorogénicas cenozoicas.

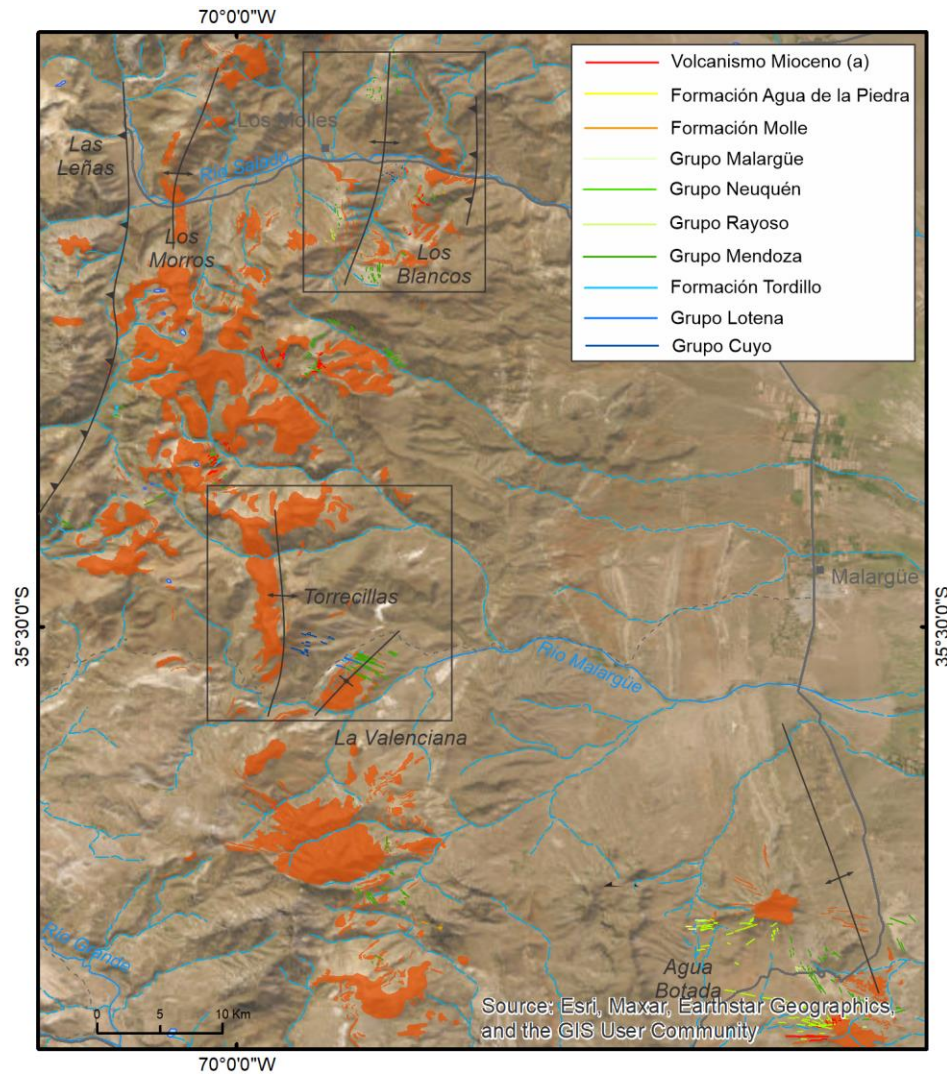


Figura 7.1. Mapa de distribución de cuerpos subvolcánicos identificados en la FPCM entre los 35° y 36°S. Los diques se indican por color según la unidad hospedante. Los diques con color rojo, que indica Volcanismo Mioceno (a), constituyen diques que se desarrollan desde centros volcánicos mayores, hacia las rocas sedimentarias. Además, se indican los casos de estudio correspondientes a los anticlinales Los Blancos y Torrecillas.

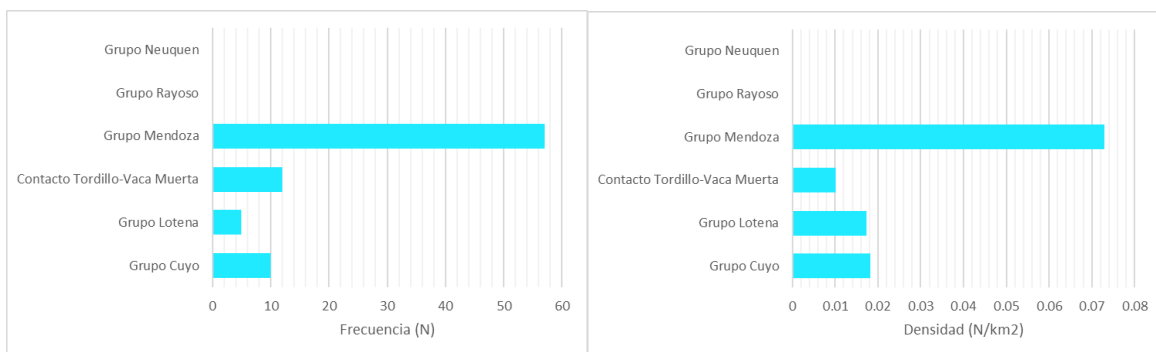


Figura 7.2. a. Gráfico de barras de frecuencia de filones capa en afloramientos de la FPCM, indicando la unidad hospedante. b. Gráfico de barras de densidad de filones capa por área de unidad hospedante.

Dado que la exposición de las unidades no es homogénea, sino que responde al grado de exhumación y denudación de las rocas, se indica la distribución de filones capa en relación al área de cada unidad. Esta densidad normalizada muestra, sin embargo, una tendencia similar a la descrita previamente: una mayor proporción de filones capa emplazados en la Formación Vaca Muerta (Figura 7.2 b), y una clara preferencia de emplazamiento en litologías pelíticas y con composición carbonática.

7.3.2. Distribución y orientación de diques

Se identificaron un total de 609 diques en la zona analizada (Figura 7.1). El histograma de longitudes indica una predominancia de longitudes cortas, en torno a 150 m, y una cola positiva hacia diques más largos que alcanzan los 2 km, indicando una escasa proporción de los mismos. Los diagramas de rosas totales muestran una clara predominancia en dos modas principales, una NO-SE y otra N-S, con modas secundarias a los rumbos NE-SO y E-O. Cuando la roseta de orientaciones es ponderada por longitudes se acentúan las modas al NO-SE y al E-O, disminuyendo su relevancia la tendencia N-S (Figura 7.3).

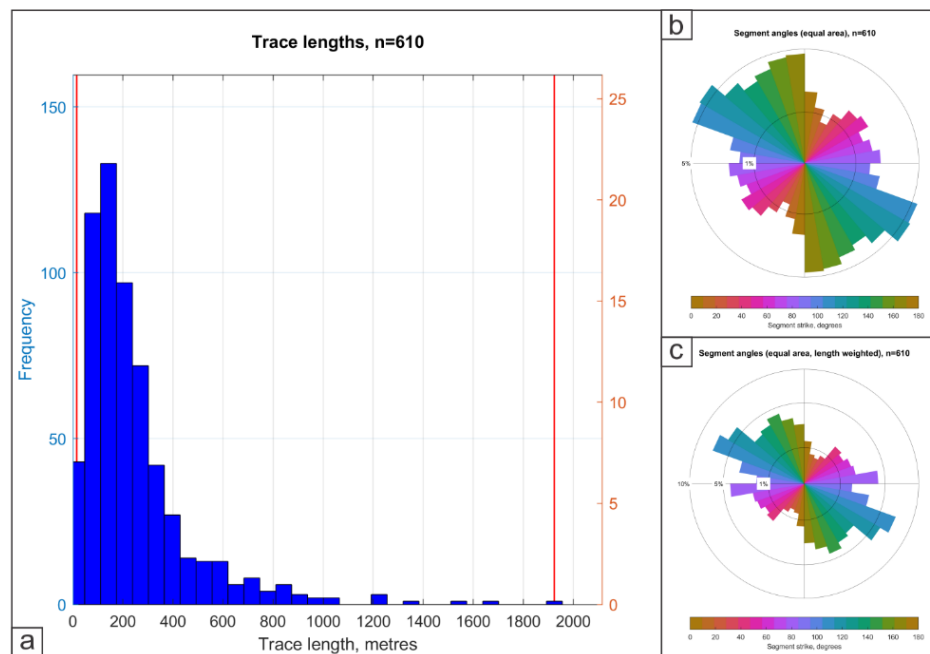


Figura 7.3. a. Histograma de longitud de diques identificados en la FPCM entre los 35° y 36°S. b. Diagrama de rosas de orientaciones de diques. c. Diagrama de rosas de orientaciones de diques ponderado por longitudes.

El análisis de diques identificados en función de las unidades hospedantes muestra que el Grupo Mendoza aloja la mayor frecuencia de diques (409), seguido del Grupo Neuquén (97), el Grupo Cuyo

(56), la Formación Tordillo (40), la Formación Molle (10), los Grupos Lotena y Rayoso (4), y la Formación Agua de la Piedra y el Grupo Malargüe (2) (Figura 7.4).

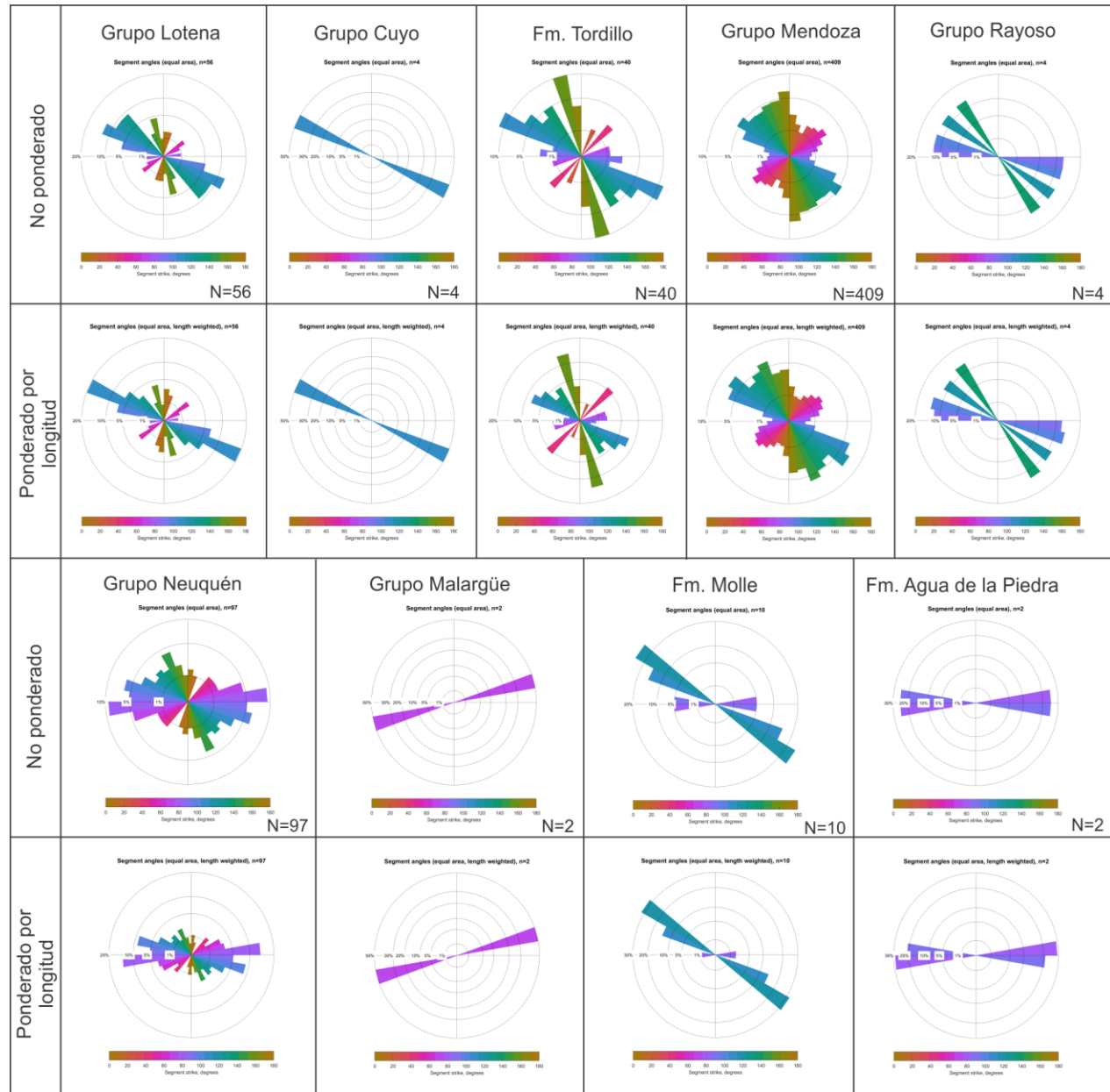


Figura 7.4. Diagrama de rosas de diques identificados en la FPCM entre los 35° y 36°S según la unidad estratigráfica hospedante. Para cada una se indica el diagrama no ponderado y ponderado por longitudes.

En el Grupo Cuyo dominan los diques al rumbo NO, y subpoblaciones al NNO y NE: al ser ponderado por longitud, destacan los rumbos NO y NE. En el Grupo Lotena solo se reconocen diques al rumbo NO. En la Formación Tordillo se emplazan diques a los rumbos NO, NNO, NE y

E; en el histograma ponderado por longitudes cobran mayor relevancia la tendencia NE. En el Grupo Mendoza se observa una mayor dispersión de orientaciones, en el rango NO a N, aunque destaca la moda al NO. Además, se da otra moda al rumbo NE. En el análisis ponderado por longitudes cobran más identidad los diques al rumbo NO. En los grupos Rayoso y Neuquén cobran más relevancia los diques emplazados a rumbos E a NO. Esto se hace muy notorio en el histograma circular ponderado por longitudes para el Grupo Neuquén, donde se acentúa la moda de diques E-O y se identifican dos modas secundarias al ONO y al NNO. En el Grupo Malargue se distinguen únicamente dos diques al rumbo ENE. En las secuencias sinorogénicas del Grupo Molle y la Formación Agua de la Piedra, se mantiene la tendencia de diques emplazados a los rumbos E y ONO. De lo dicho anteriormente se desprende que en las secuencias previas al Cretácico Superior domina una tendencia de emplazamiento al NO, y se reconocen otras al N, NE y, en menor proporción, E. En el Grupo Neuquén y secuencias posteriores predominan los diques emplazados al E a ONO.

El análisis wavelet del conjunto de diques ordena la señal por escala. En este estudio se empleó Morlet con a y L crecientes, y debe considerarse que los diques mapeados son cuerpos discretos que no se cruzan ni conectan. En la Figura 7.5 se muestran los resultados en roseta de θ_{opt} para cada a y L barrido, mientras que los mapas WC, e histogramas WC $_{opt}$ se encuentran en el Apéndice. Con $a=2$, el WC realza solo tramos muy coherentes a distancias cortas y θ_{opt} se concentra en el rumbo E-O, mientras el histograma retiene poca señal. Esto indica que, dique por dique, el rumbo E-O se repite a nivel local y que los oblicuos aún no alcanzan coherencia espacial suficiente. Con $a=4$ emergen direcciones secundarias: θ_{opt} se vuelve multimodal, con picos débiles en rumbos oblicuos (NO-SE y NE-SO), y el WC destaca pequeñas zonas donde varios diques están próximos y paralelos. En $a=8$ la respuesta se estabiliza en dos familias bien definidas, con E-O dominante y NO-SE presente.

A escala intermedia ($a=16$ y 32) comienza a imponerse la señal regional: el pico E-O en θ_{opt} se estrecha y las direcciones oblicuas pierden peso salvo en sectores con varios diques paralelos NO-SE; el WC se alisa y concentra energía en pocas franjas, reflejando que los alineamientos largos en el rumbo E-O son más frecuentes que los oblicuos. En $a=64$ θ_{opt} se torna multimodal nuevamente hacia NO-SE, NE-SO y cuasi N-S, y en $a=128$ retoma un pico principal E-O con mayor dispersión. Con a grande, la wavelet ya no refleja la orientación de trazas individuales, sino la anisotropía de la distribución espacial de diques dentro de ventanas amplias; por ello, en $a=256-512$ cada ventana

reúne muchos diques cortos y algunos largos que adquieren mayor peso en el conteo de píxeles, y el máximo de θ_{opt} puede alinearse hacia NO-SE o incluso N-S, si esa es la dirección estructural dominante del sector. Esto no contradice el dominio E-O observado a escalas menores, sino que expresa la anisotropía kilométrica de distribución impuesta por la arquitectura regional.

Como síntesis, el análisis expuesto muestra que en a bajo domina la continuidad local E-O; con a intermedio conviven E-O y NO-SE (con NE-SO secundario); con a alto se capta el patrón regional de distribución, que puede rotar la roseta hacia NO-SE o N-S según el dominio analizado.

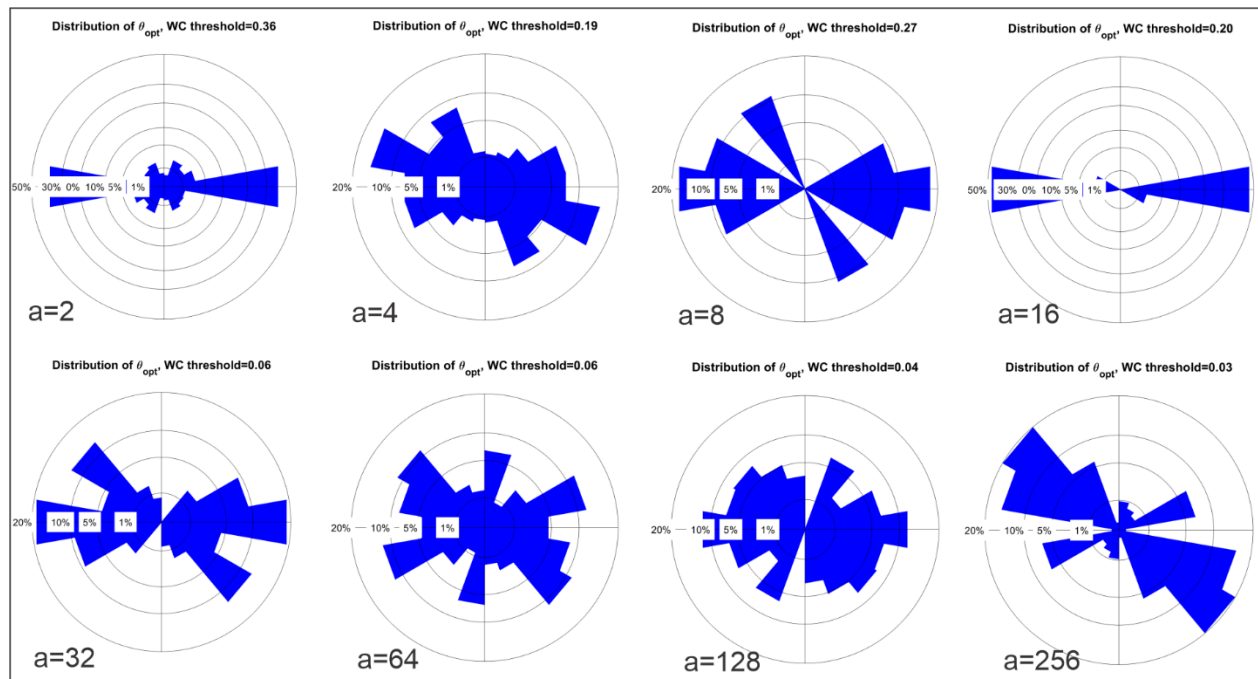


Figura 7.5. Análisis wavelet de diques identificados. Se muestran las rosetas de θ_{opt} para cada barrido de a , entre 2 y 256.

7.4. Síntesis regional y consideraciones parciales

El inventario regional de filones capa y lacolitos registra 84 filones capa distribuidos en distintos niveles, con clara preferencia por hospedantes del Grupo Mendoza —formaciones Vaca Muerta y Agrio— y por el contacto Tordillo-Vaca Muerta; la densidad normalizada refuerza esa preferencia por litologías pelíticas y carbonáticas. La asociación frecuente de filones capa y lacolitos con núcleos anticlinales y posibles niveles de despegue da indicios del rol de la estratigrafía mecánica y de la estructura en la creación de espacio y vías de migración magmática, coherente con el marco teórico de propagación, y el rol de fallas y corrimientos activos presentada en el Capítulo 3.

El análisis regional de 609 diques digitalizados muestra un histograma de longitudes con máximos de frecuencia en torno a 150 m y una cola positiva hacia longitudes mayores, lo que indica una población dominada por segmentos cortos y un subconjunto escaso de diques muy largos. Las rosas no ponderadas muestran modas NO y N, con secundarias NE y E; al ponderar por longitud, ganan peso las direcciones NO y E. Al considerar las unidades hospedantes, en aquellas previas Cretácico Superior domina la tendencia NO con variantes N y NE, mientras que en secuencias más jóvenes se imponen E a ONO. Este reparto sugiere que la orientación y la longitud están fuertemente moduladas por la estratigrafía y la direccionalidad dominante de los dominios tectónicos locales, dado por la historia deformacional de las rocas hospedantes.

El análisis wavelet ordena la señal por escala y aclara la jerarquía direccional. A a bajo la respuesta es local y prevalece la tendencia E; a a intermedio coexisten las tendencias E con NO /NE; a a alto la métrica capta la anisotropía de distribución a escala kilómetro, por lo que θ_{opt} puede rotar hacia NO o N. En conjunto, el sistema combina una firma local E con tendencias oblicuas que emergen por agregación espacial, y una anisotropía regional alineada con la arquitectura compresiva de la faja o caracteres heredados de la historia previa a la deformación andina.

7.5. Caso de estudio: anticlinal Los Blancos

El anticlinal Los Blancos, cuya estructura se analiza en el Capítulo 4, expone un conjunto de filones capa y diques, que se alojan principalmente en las formaciones Vaca Muerta y Agrio, y cuerpos menores en los Grupos Cuyo y Lotena (Figura 7.6). La arquitectura visible incluye filones capa mantiformes de gran continuidad, con espesores típicos de 10–50 m y longitudes mayores a 1 km, filones capa concordantes de menor jerarquía, usualmente de 5–15 m de espesor, y diques con varias orientaciones. El marco temporal de los cuerpos subvolcánicos es mioceno, con filones capa del limbo dorsal datados en 24 ± 1 y 20 ± 1 Ma (K/Ar en biotita) y diques andesíticos del limbo frontal con edades Ar/Ar de $14,7 \pm 1,7$ y 13 ± 1 Ma. Estos rangos temporales se utilizarán como referencia al discutir la secuencia relativa de intrusión y su vínculo con la evolución del anticlinal, en base al contexto estructural y las estructuras de mesoescala reconocidas en las unidades hospedantes que se detallan en el capítulo 4.

7.5.1. Distribución estratigráfica y estructural de los filones capa en el anticlinal Los Blancos

Los filones capa se reconocen a lo ancho de todo el anticlinal (Figura 7.6). En el flanco occidental (limbo dorsal) dominan cuerpos mantiformes alojados en el contacto Tordillo–Vaca Muerta y dentro de las formaciones Vaca Muerta y Agrio (Figura 7.7). Presentan espesores de 10–50 m y longitudes >1 km, techos más irregulares que las bases y diaclasado de enfriamiento vertical. En la zona de charnela, en el extremo sur del anticlinal, las relaciones y morfologías de intrusión son similares a las expuestas en el limbo dorsal (Figura 7.8).

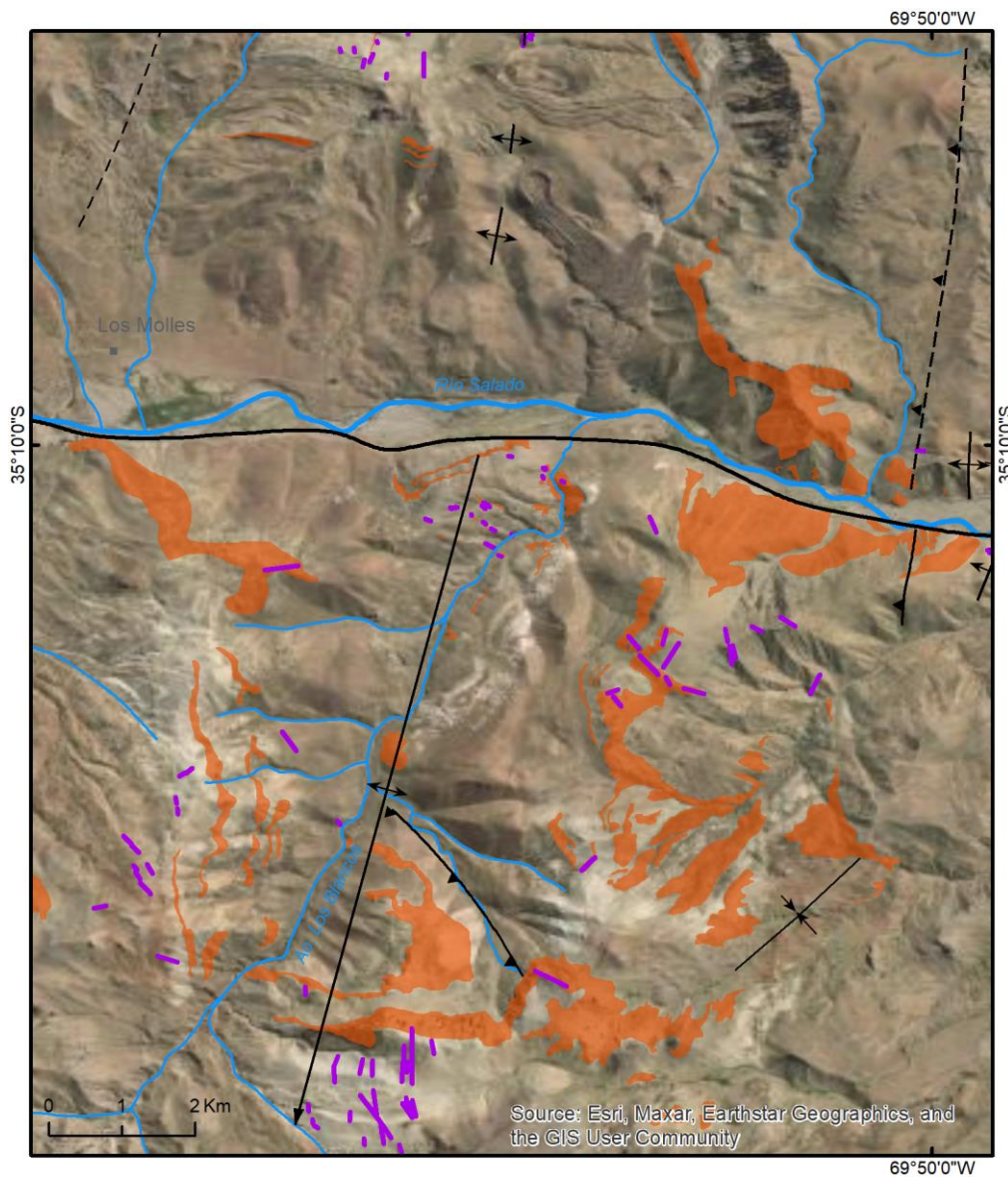


Figura 7.6. Mapa de distribución de filones capa y diques en anticlinal Los Blancos. En color violeta se indican los diques interpretados a partir de imágenes satelitales.

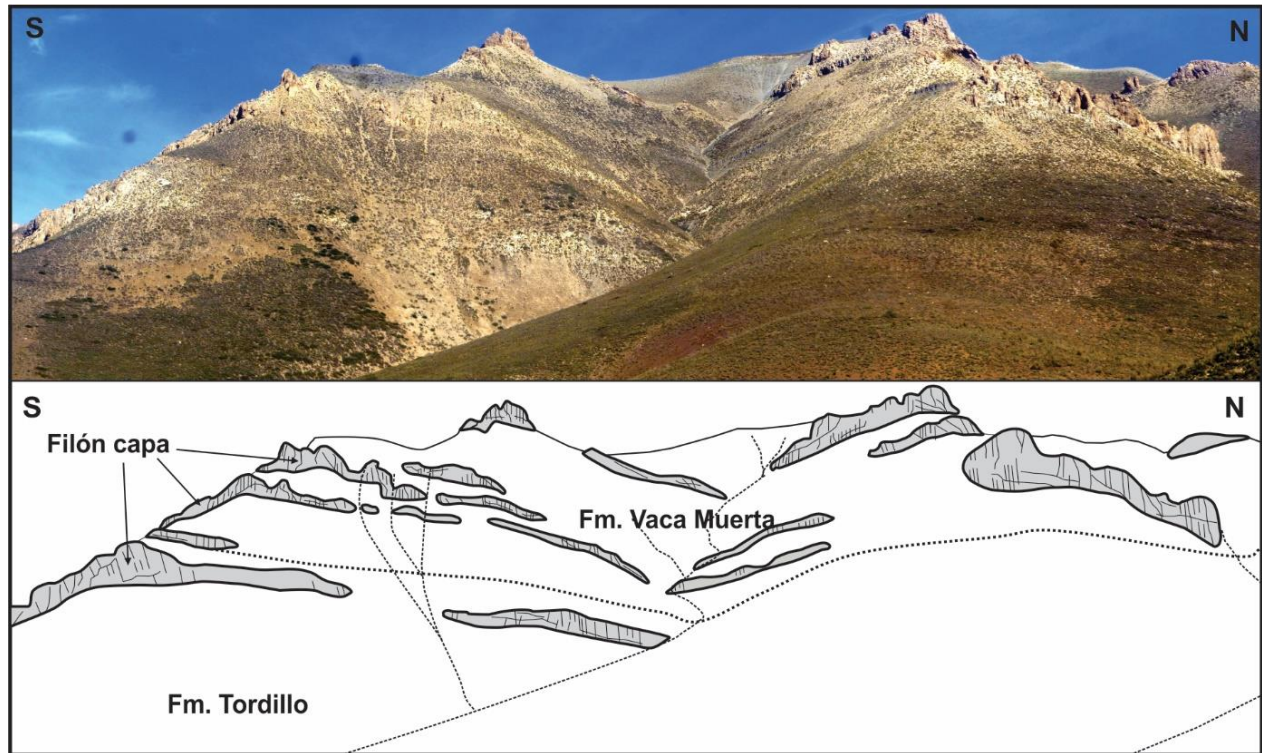


Figura 7.7. Vista desde el valle del arroyo Los Blancos hacia el flanco occidental (limbo dorsal) del anticlinal homónimo, de afloramientos del Grupo Mendoza y filones capa, y su correspondiente interpretación. Nótese la continuidad lateral y prevalencia de los filones capa en los contactos entre unidades y dentro de la Formación Vaca Muerta.

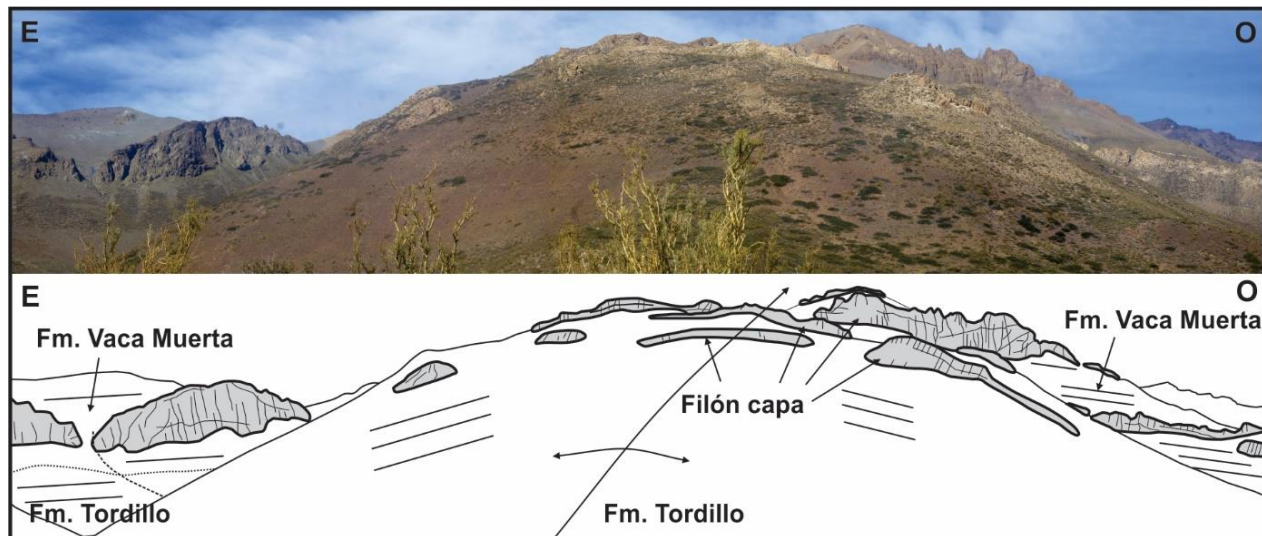


Figura 7.8. Vista desde el valle del arroyo Los Blancos al extremo sur del anticlinal homónimo. Se observa el buzamiento hacia el sur y la presencia de filones capa en las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta.

Hacia el núcleo del anticlinal, en las pelitas y calizas de los Grupos Cuyo y Lotena, se emplazan dos intrusivos tabulares. El filón capa 1 se compone, de oeste a este, de un primer filón deformado

(segmento 1A), un segundo filón transgresivo (segmento 1B) y dos *fingers* de menor dimensión (segmentos 1C y 1D) (Figura 7.9). El segmento 1A alcanza 35–60 m de espesor y >650 m de extensión mínima. Los contactos con la roca de caja son netos, con morfología irregular y ondulada en la parte superior. El segmento 1B es continuo (750 m de largo, y 40 m de espesor). El extremo oeste se angosta progresivamente y termina con borde redondeado, separado del segmento C por un puente de roca de caja y un salto vertical de aproximados 2 metros. El segmento 1C (130 m de largo, y 20 m de espesor), se angosta considerablemente hacia el oeste y culmina con una terminación en punta. El filón capa 2 se compone, de este a oeste, de una unidad de 630m x 15 m (segmento 2A), separada por un puente de roca del segmento 2B, una unidad lobulada (segmento 2C) y otra unidad deformada en conjunto con la roca de caja, en el limbo dorsal. De modo general, la apertura y el espesor son relativamente constantes en los tramos centrales y se afinan hacia las terminaciones. El diaclasado está presente en todos los casos, con familias verticales a subverticales y variaciones de inclinación que reflejan deformación concordante con el material hospedante

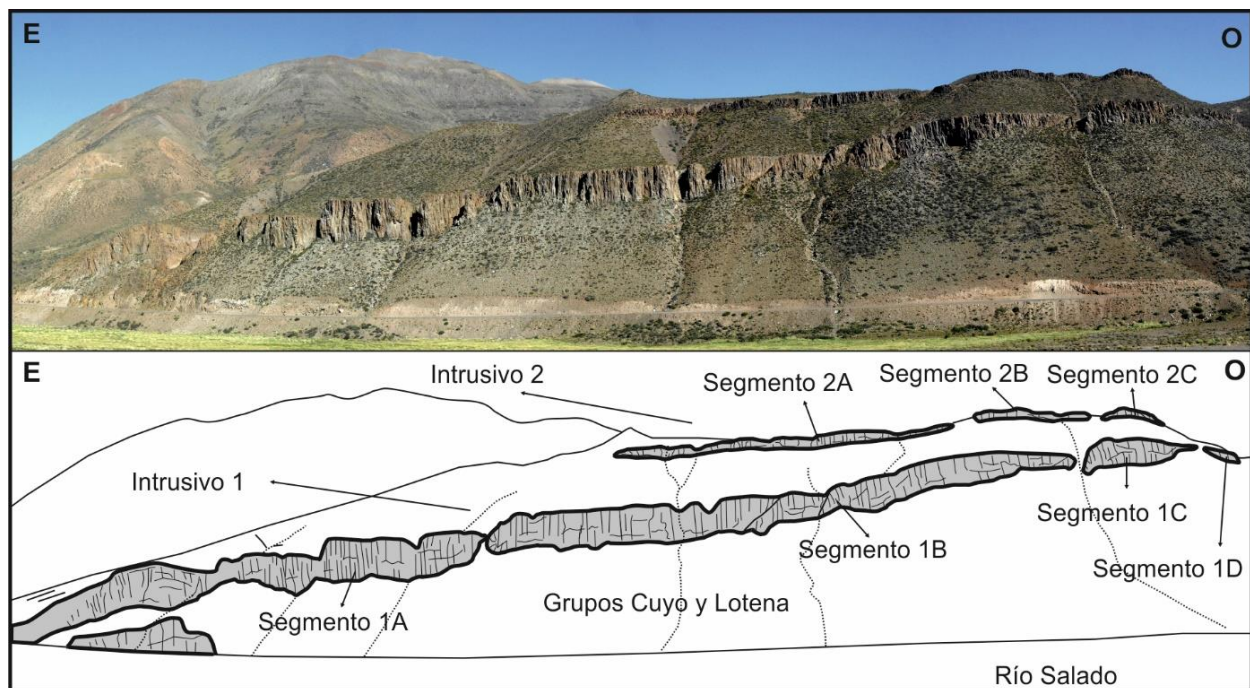


Figura 7.9. Vista desde el río Salado de afloramientos de los Grupos Cuyo y Lotena, e intrusivos en el núcleo del anticlinal los Blancos. Se indican los segmentos que componen cada cuerpo mantiforme.

En el limbo frontal se reconocen filones capa menores (5-15 m típicos), alabeados con la estratificación y con aureolas térmicas y alteración hidrotermal local (Figuras 7.9 y 7.10, sección 7.5.4).

7.5.2. Arquitectura y características de los contactos filones capa-roca de caja

En términos generales, los cuerpos intrusivos muestran techos más irregulares que las bases, con ondulaciones de centímetros a decímetros y contactos netos.

A partir del análisis en detalle de la relación entre intrusión y roca de caja en el techo del segmento 1A del filón capa 1 emplazado en bancos de calizas y pelitas del Grupo Cuyo, se observa que el contacto con bancos de calizas en realidad se compone de geometrías de intrusión menores que se extienden hacia el hospedante, según una jerarquía de pequeñas intrusiones satélite: diques de primer orden de hasta 10 cm de espesor y más de 1 m de largo con texturas masivas o brechosas; diques de segundo orden, centimétricos, con xenolitos; y venillas milimétricas de tercer orden rellenas por óxidos. Estos apéndices se conectan entre sí y con el cuerpo principal mediante lentes ígneos en zonas de convergencia de fracturas en la roca de caja (Figura 7.10). En contraposición, en los contactos con niveles pelíticos el límite es neto y sin intrusiones subsidiarias controladas por fracturas. La base de los cuerpos es continua y ondulada, con la estratificación de la caja acompañando la deformación de bajo relieve (Figura 7.11). Similares observaciones se encuentran en filones emplazados en la Formación Vaca Muerta en el limbo frontal (Figura 7.12).

El contacto lateral de los filones capa a veces no está expuesto, y dada su escala, analizar sus relaciones con la roca de caja es dificultoso. No obstante, en filones capa menores a un metro sí puede reconocerse la deformación asociada. Las terminaciones laterales combinan bordes rectos y verticales, angulosos o con salientes redondeados. En torno a estos extremos se documentan pequeñas fallas inversas con despegue en niveles pelíticos y sectores con doble vergencia en los *mudstones* carbonáticos (Figura 7.11). Así, la morfología de borde alterna dos estilos: márgenes con saltos o *steps* en hospedantes competentes, de aristas más rectas y extremos angulosos, y lóbulos o *fingers* en materiales más débiles, con frentes romos y deformación distribuida. Estos rasgos coexisten a escala de segmento dentro de un mismo intrusivo compuesto.

En síntesis, la arquitectura de intrusión de filones capa no es homogénea, sino que combina techos irregulares, bases más regulares, y bordes laterales rectos o lobulados, con steps o terminaciones en punta según el carácter mecánico local de la caja. En detalle se discriminan apéndices jerárquicos controlados por fracturamiento frágil en contactos superiores con calizas, deformación por cizalla y compresión en bancos pelíticos.

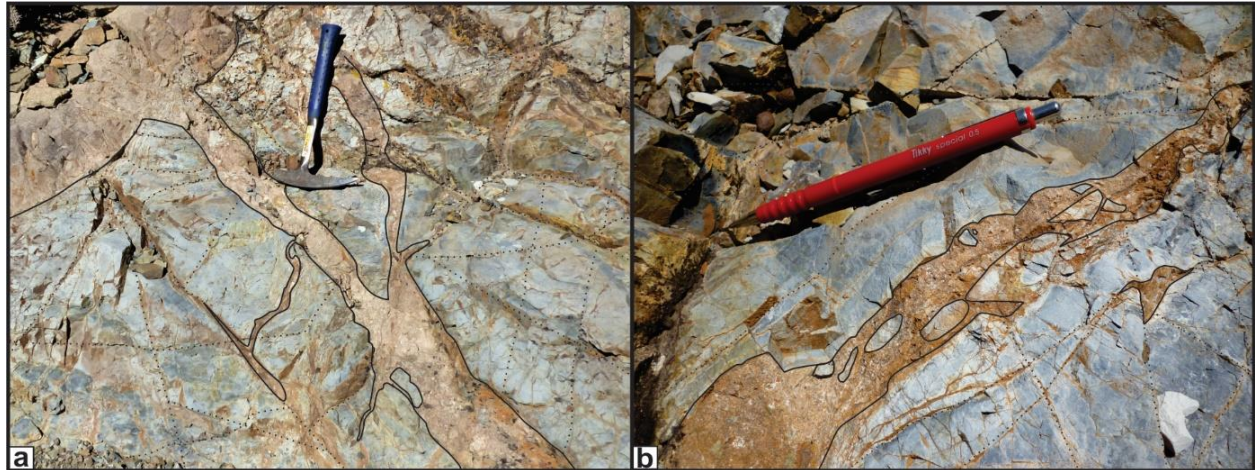


Figura 7.10. a. Afloramientos en el techo del segmento 1A del filón capa 1, de diques de distintas jerarquías emplazados en fracturas en la roca de caja, correspondiente de un banco de calizas. b. Detalle de un dique con textura brechosa y clastos de roca de caja, y fracturas en roca de caja rellenas de limonitas (líneas punteadas). Observar que en la convergencia de dichas fracturas se alojan pequeños lentes ígneos.

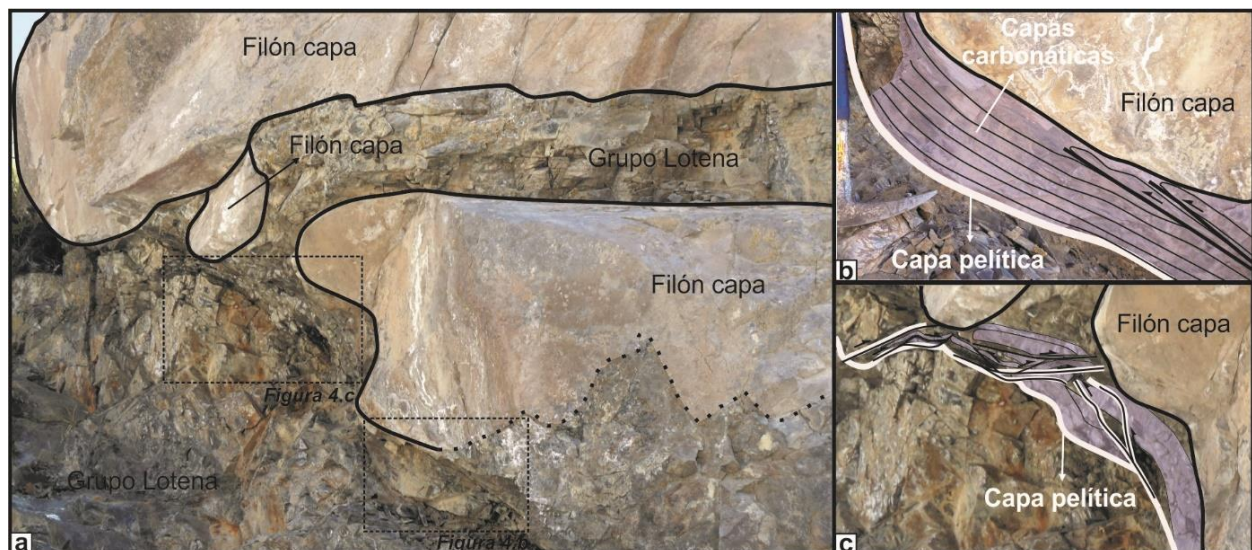


Figura 7.11. a. Afloramiento de filones capa y un *finger* en el Grupo Lotena. b. Detalle de la deformación del paquete carbonático y el nivel pelítico en concordancia con la base del filón capa. c. Detalle de la deformación de los bancos carbonáticos mediante fallas inversas con despegue en el banco pelítico. Observar que las estructuras tienen doble vergencia en el área comprendida entre los dos filones.

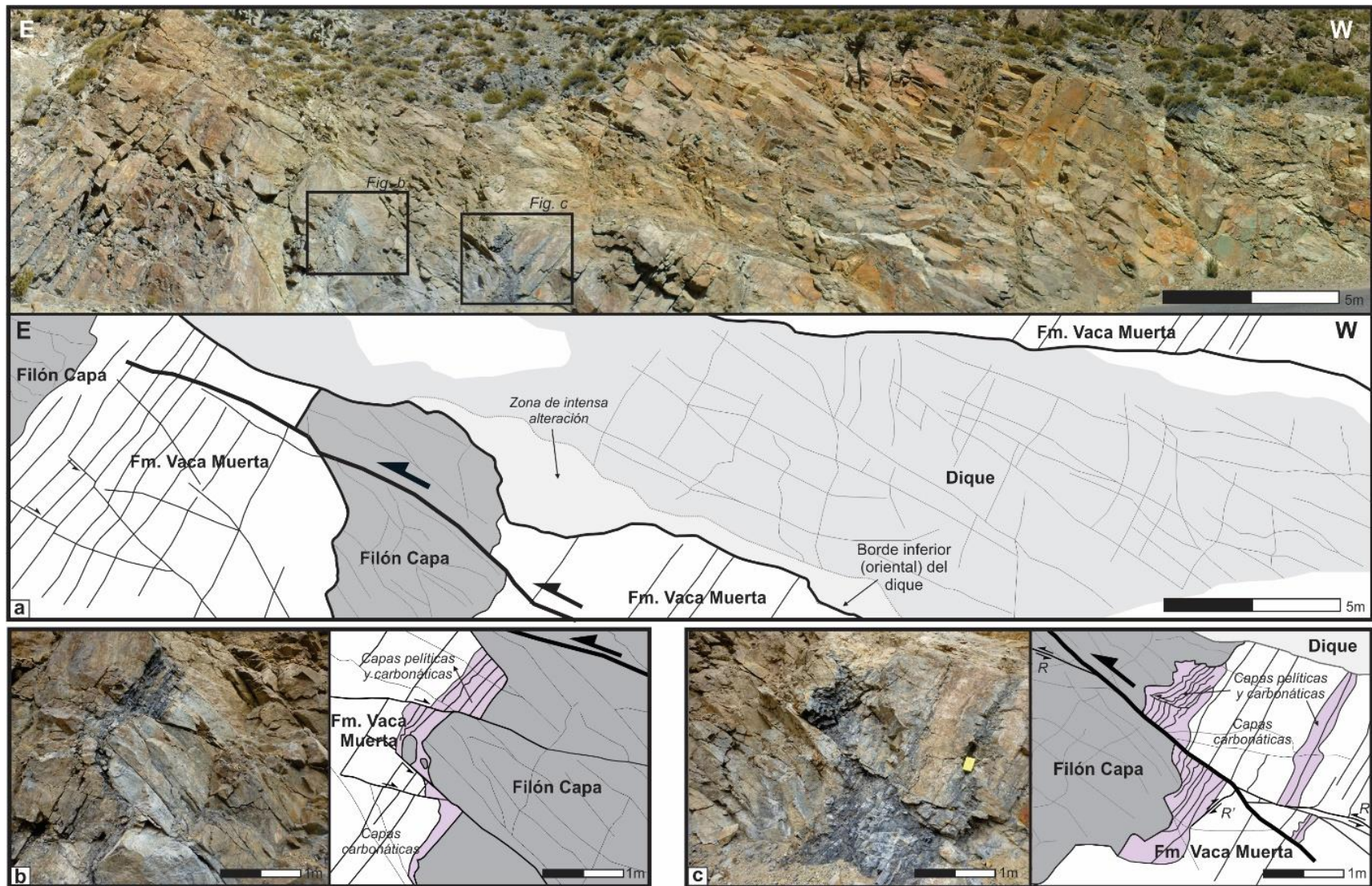


Figura 7.12. a. Afloramiento de filones capa y un dique de rumbo NNE, que corta a los anteriores, emplazados en la Formación Vaca Muerta, en el flanco oriental del anticlinal Los Blancos. b. Detalle del contacto superior de un filón capa y la unidad sedimentaria. Observar las fracturas y fallas que afectan tanto a la roca de caja como al filón capa, con rechazos aparentes de cm a dm. C. Detalle del contacto inferior de un filón capa y la unidad sedimentaria. Las capas pelíticas alternantes con finos bancos carbonáticos deformados mediante fallas inversas. A su vez todo el afloramiento es afectado por una falla inversa con rechazo aparente cercano a 1 m.

7.5.3. Distribución y orientación de diques a partir de imágenes

En el anticlinal Los Blancos, los diques forman un sistema multiepisódico que corta a la roca de caja y en ocasiones a los filones capa, con variaciones sistemáticas según la unidad hospedante. A partir de la interpretación de imágenes satelitales, se reconocieron 125 diques. El análisis de la longitud muestra una moda principal de diques cortos, menores a 50 m, y una cola positiva de diques de mayor longitud, que alcanza los 800 m (Figura 7.13). El diagrama de rosas muestra una clara predominancia de diques con orientación N y modas secundarias dispersas NO y ENE. Al ponderar los datos por longitud mantiene la relevancia la orientación N, pero se definen mejor las orientaciones NO, NE y E, indicando que, si bien estas son menos frecuentes, presentan mayor longitud.

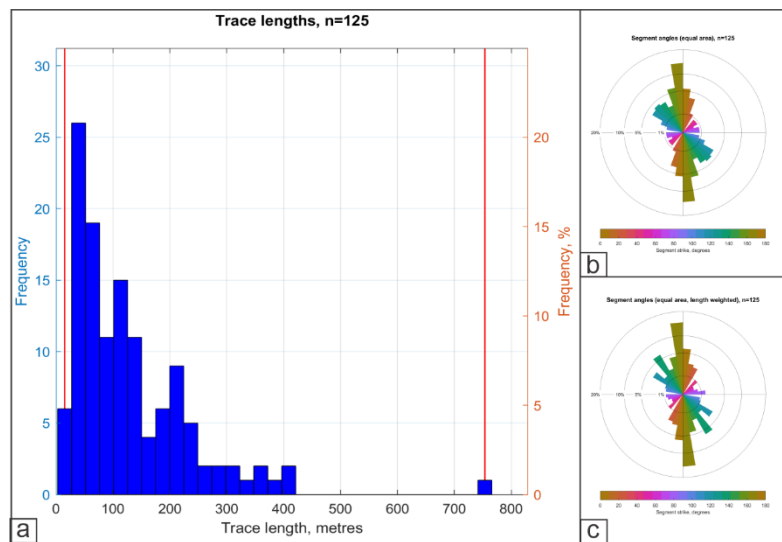


Figura 7.13. a. Histograma de longitud de diques identificados a partir de imágenes satelitales en el anticlinal Los Blancos. b. Diagrama de rosas de orientaciones de diques. c. Diagrama de rosas de orientaciones de diques ponderado por longitudes.

Considerando la unidad estratigráfica y la posición estructural respecto al anticlinal, en el núcleo, se identifican 19 diques emplazados al rumbo NO, con una subpoblación al ONO, en los Grupos Cuyo y Lotena. En la Formación Tordillo, se identificaron únicamente 4 diques emplazados a los rumbos NO y ENE. En los afloramientos del Grupo Mendoza -incluidas aquí las formaciones Vaca Muerta y Agrio-, se identificaron 102 diques bajo una dirección principal N, con 90 datos, y otras direcciones NO, NE y ENE (Figura 7.14). Del conjunto de datos es posible determinar cuatro direcciones preferenciales: I. NO, II. NE, III. ONO y IV. N (Tabla 7.1). La orientación N resulta la más frecuente,

y se ubican principalmente en la charnela y el limbo frontal. La familia NO se encuentra ampliamente representada en todo el anticlinal y unidades aflorantes.

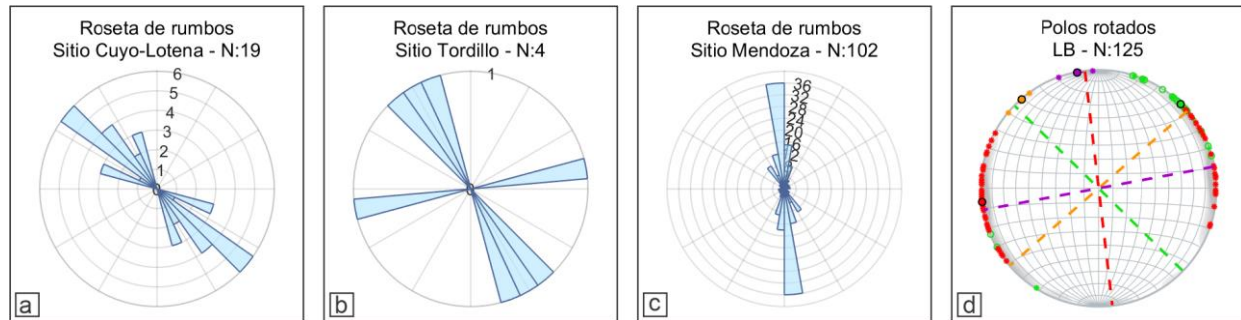


Figura 7.14. Histograma circular de diques digitalizados. a. Diques en los grupos Cuyo y Lotena. B. Diques en la Formación Tordillo. c. Diques en las formaciones Vaca Muerta y Agrio. D. Total de diques agrupados en familias: NO, NE, ONO y N. Para la gráfica se consideró una orientación vertical de los mismos.

7.5.4. Familias de diques y estilos de emplazamiento por unidad hospedante

Las observaciones y mediciones de campo, con relaciones de corte y análisis direccionales, se enfocaron en el núcleo y el limbo frontal, donde se reconoce mayor frecuencia y facilidad de acceso a los afloramientos. Dado que los diques se encuentran emplazados en las rocas sedimentarias deformadas, se realizó una corrección estructural, determinando un mayor agrupamiento y verticalización al estado restituido, por lo que, en conjunto con las observaciones y relaciones de corte establecidas en el campo, permiten inferir que su emplazamiento es previo al levantamiento anticlinal tal como se encuentra en la actualidad. El análisis estadístico, al igual que en el caso de fracturas y mesoestructuras en el anticlinal se consideró con los datos restituidos, a excepción de un conjunto de diques al rumbo N cuyas relaciones de corte con el entorno indican que su emplazamiento es simultáneo al levantamiento anticlinal.

En el núcleo anticlinal se identificaron diques al rumbo NO y ortogonales a la estratificación, con espesores entre 1 y 10 m, y en forma subordinada un dique NE y un dique N (Figura 7.15a). En la Formación Auquilco afloran diques de 1-10 m de espesor con rumbos predominantes NNO a N e inclinaciones entre 60° y vertical. Los contactos son nítidos y suelen acompañarse de vetas brechosas con clastos angulosos de igual composición que el dique, óxidos de hierro y, localmente, sulfuros. La mineralización se organiza a lo largo de fracturas y fallas NNO a N con rechazos decimétricos, que actúan como corredores de baja resistencia para la circulación de fluidos (Figura 7.16a).

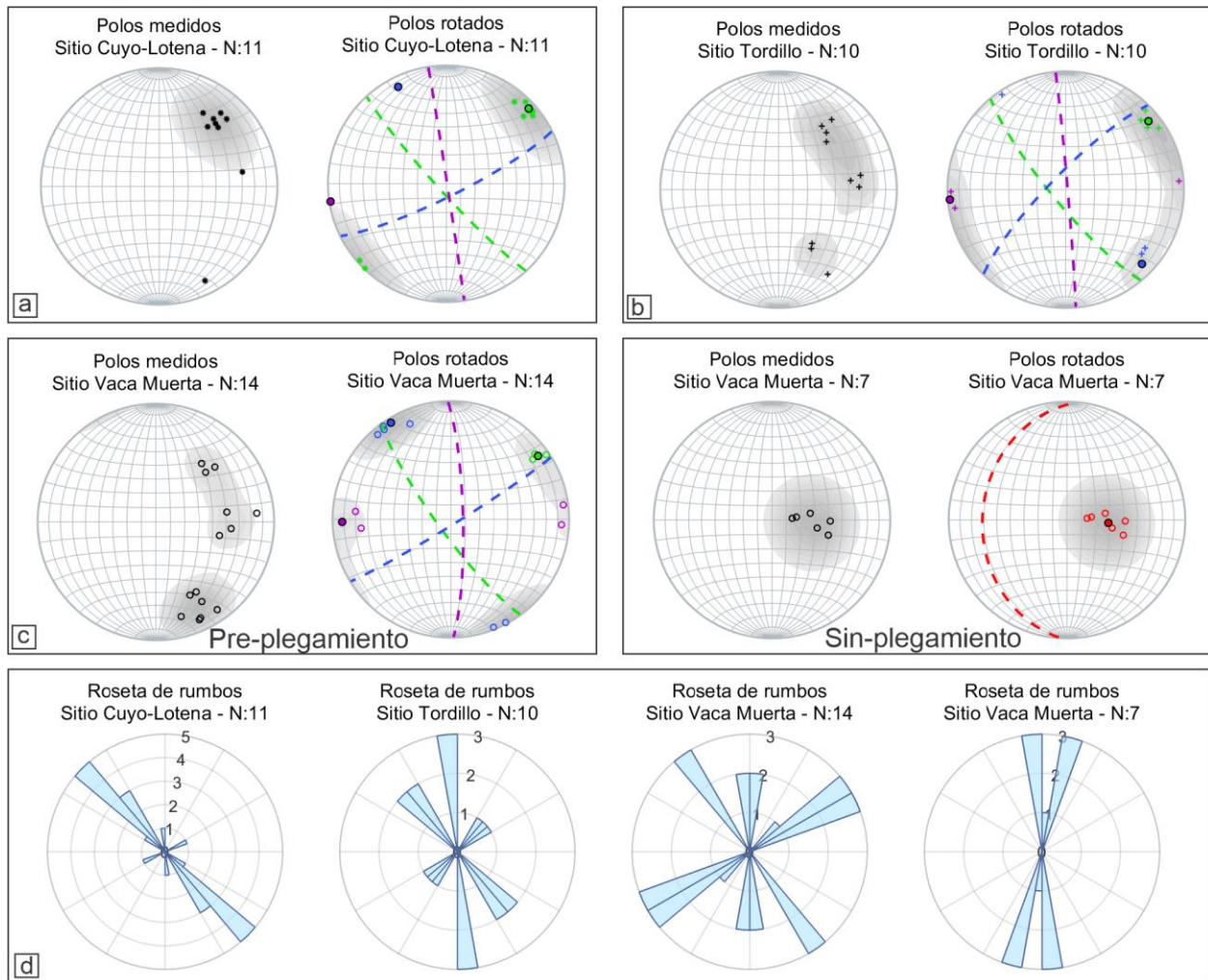


Figura 7.15. Resultados de las mediciones de diques en el anticlinal Los Blancos. a. Diques medidos en los Grupos Cuyo y Lotena en el núcleo. b. Diques medidos en la Formación Tordillo, en el limbo frontal. c. diques medidos en la Formación Vaca Muerta, en el limbo frontal. Se indican las familias previas y sin-plegamiento. Izquierda: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidos; Derecha: polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. d. Diagrama de rosas muestra la distribución respecto al rumbo para los diques registrados en cada unidad.

En la Formación Tordillo se reconocen tres trenes principales de diques: un tren N, un tren NE y un tren NO (Figuras 7.15b y 7.16b). Las relaciones de campo indican cortes cruzados entre las orientaciones NE y NO, lo que sugiere pulsos coetáneos o muy próximos. La mayoría de los diques se emplazan normales a la estratificación. Bandas de fracturas con desplazamientos aparentes de cm y rumbo NNO a N controlan la presencia de vetillas de óxidos, afectando a cuerpos intrusivos y roca de caja.

En la Formación Vaca Muerta el sistema alcanza su máxima complejidad. Se identifican tres tendencias de diques principales: NE, NO y N (Figura 7.15c). Los espesores varían desde 1 a 15 m y los contactos con la roca de caja son netos. Son frecuentes las relaciones “dique en dique”, que delatan múltiples inyecciones y reocupación de conductos. Los diques NE presentan quiebres en L o T en sección vertical y se desvían lateralmente a lo largo de interfaces, formando filones capa delgados decimétricos; esta deflexión dique→filón capa, reforzada por aureolas térmicas, señala horizontes de menor resistencia mecánica y una relación temporal directa entre diques y filones capa (Figura 7.16c). Dentro del grupo N hay dos subpoblaciones con diferente corte a la roca de caja y a la estructura del área: diques con inclinación $>70^\circ$ que, en conjunto con los NE y NO, registran cortes cruzados, relaciones temporales directas con los filones capa, y al aplicar la corrección estructural se verticalizan (Figura 7.16c); y diques con inclinaciones de 25° – 45° , emplazados a alto ángulo respecto a roca de caja y filones capa, lo que sugiere que su emplazamiento fue posterior (Figura 7.15d y 7.17). Algunos de estos diques presentan indicadores cinemáticos en sus techo y base, indicando una dirección de movimiento hacia el OSO en el techo, y hacia el E en la base, es decir con un flujo de movimiento hacia el este (Figura 7.17b y c). Un pulso final está representado por diques SO–OSO, faneríticos, verdosos, de espesores <2 m, que cortan a todas las familias previas y a los filones capa. Su textura y composición facilitan el reconocimiento en campo y su posición estratigráfica relativa los ubica al cierre de la secuencia intrusiva.

En síntesis, en toda el área se registran diques al rumbo NNO a N como dirección general predominante, y otros al NO y NE, los cuales se emplazaron en forma previa o en estadios iniciales del levantamiento anticlinal. Sin embargo, en el limbo frontal, un subconjunto N emplazado en la Formación Vaca Muerta, presenta características indicativas de emplazamiento simultáneo al levantamiento. Además, las orientaciones aquí definidas aportan un marco validatorio para los diques interpretados a partir de imágenes satelitales otorgando mayor peso al análisis remoto para el anticlinal, siendo escalable a toda la región analizada.

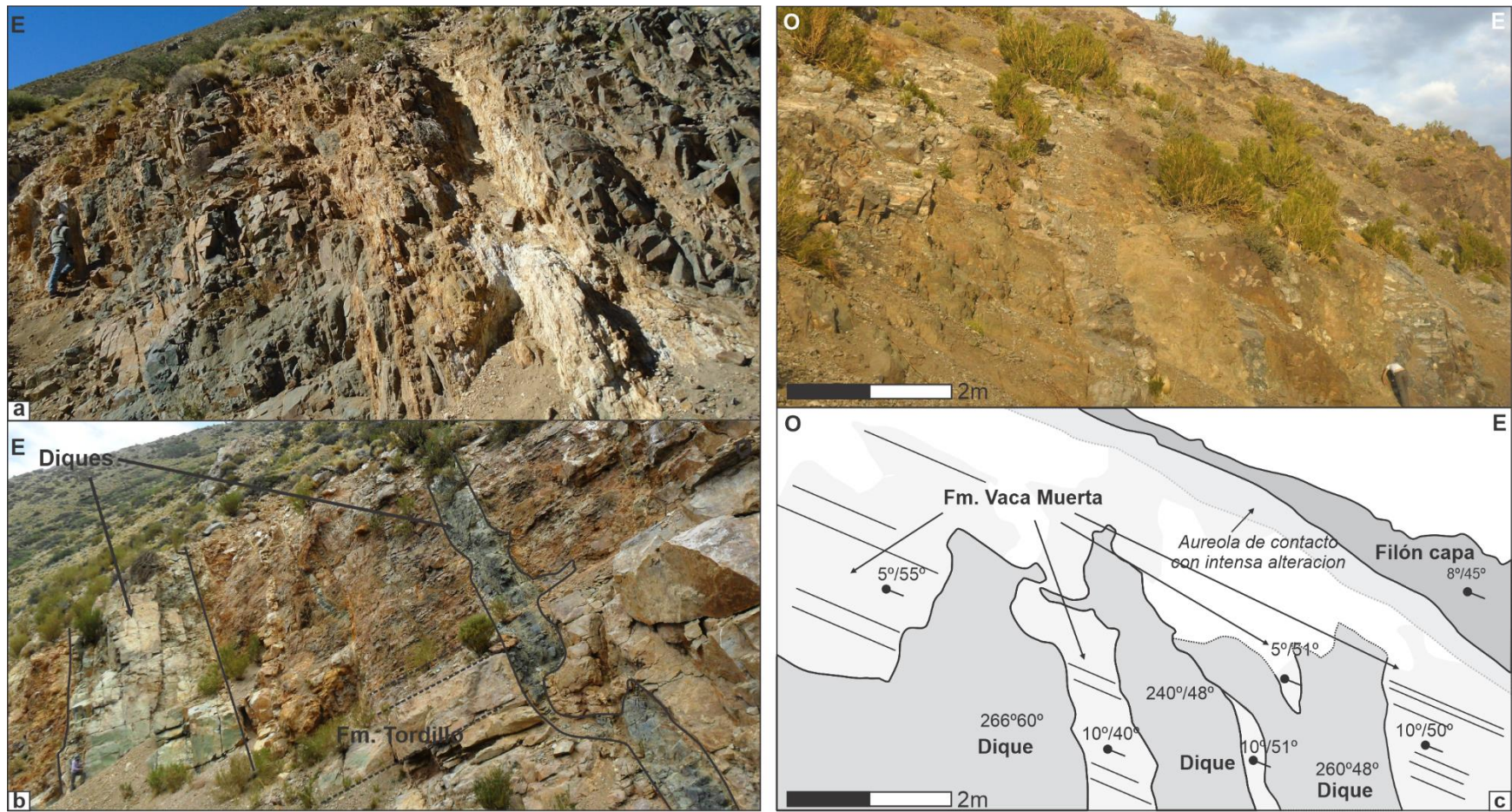


Figura 7.16. a. Aspecto de los diques emplazados en la Formación Auquilco, afectados por fracturamiento de rumbo predominante NNO. Las fracturas mineralizadas y las fallas presentan el mismo rumbo. b. Diques emplazados en la Formación Tordillo según un rumbo NO e inclinación hacia el Oeste. Las fracturas en la roca de caja tienen juegos NNO, NO y NE, y son normales a la estratificación. Las fallas de mesoescala presentan rumbo predominante NNO y NE. c. Afloramiento de diques de rumbo ENE y espesor promedio 1 m, emplazados en las calizas de la Formación Vaca Muerta. El filón capa generó una aureola de contacto de 50-70 cm de espesor con la roca de caja. La fotografía es oblicua al rumbo de la roca de caja y los diques, por lo que su inclinación es aparente. Se indican las actitudes reales medidas.

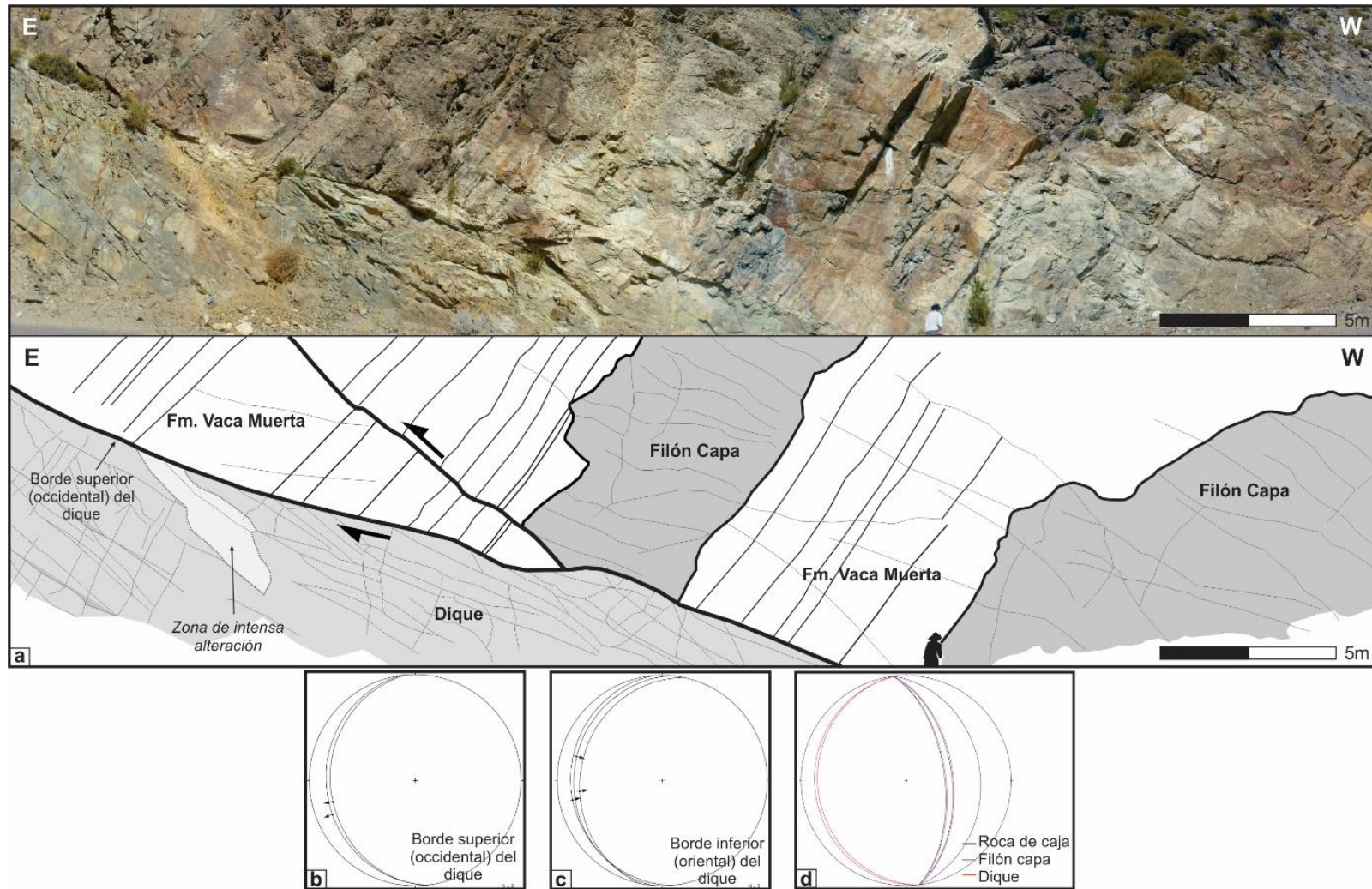


Figura 7.17. a. Afloramiento filones capa y un dique de rumbo NNO en la Formación Vaca Muerta (continuación hacia el Oeste de la Figura 7.7). El dique presenta indicadores cinemáticos en los contactos superior e inferior con la roca de caja. b y c. Representación de los planos de falla y crecimiento de fibras minerales y slickensides medidos en el cuerpo intrusivo en su borde superior (contacto occidental) e inferior (contacto oriental), respectivamente. D. Representación de planos medidos en dicho afloramiento

7.6. Caso de estudio: anticlinal Torrecillas

El anticlinal Torrecillas, cuya estructura se analiza en el Capítulo 5, expone un conjunto de filones capa y diques, que se alojan principalmente en los grupos Cuyo y Mendoza (Figura 7.18). La arquitectura visible incluye filones capa mantiformes de gran continuidad, y diques que se extienden por decenas de metros a centenas de metros. El marco temporal de los cuerpos subvolcánicos es mioceno, con edades entre 12.88 ± 0.36 Ma y 9.44 ± 0.04 Ma en Ar/Ar. Estos rangos temporales se utilizarán como referencia al discutir la secuencia relativa de intrusión, en base al contexto estructural y las estructuras de mesoescala reconocidas en las unidades hospedantes que se detallan en el capítulo 5.

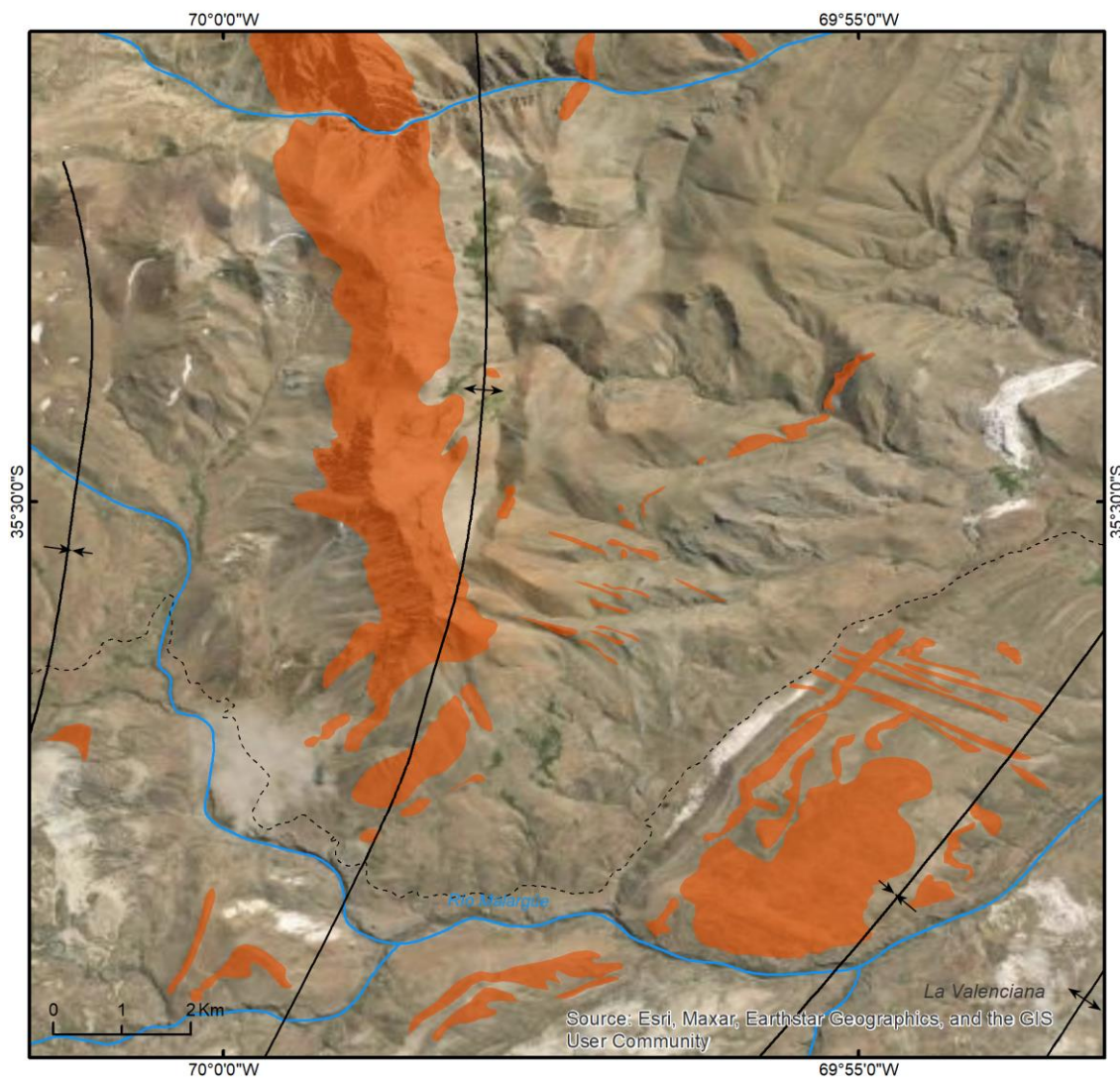


Figura 7.18. Mapa de distribución de filones capa y diques en anticlinal Torrecillas.

7.6.1. Filones capa y lacolitos

En esta área, los filones capa no son abundantes. En el campo se identificaron filones capa emplazados en el contacto Tordillo-Vaca Muerta y en las formaciones Vaca Muerta y Agrio, en el limbo frontal y sinclinal adyacente. Presentan gran continuidad lateral y espesores continuos, con valores entre 5-15 m, y longitudes siempre mayores a 1 km. Los contactos por la base son netos, sin perturbación de la roca de caja. En algunos casos existe en la base una aureola térmica de contacto con calizas y/o pelitas o mudstones, conformando skarns (Figura 7.19). Los contactos por el techo no se identificaron, ya sea porque se hallan cubiertos, o se encuentra erosionada la roca de caja y se expone el techo de los filones capa. Existe, además, una clara relación temporal y espacial con los diques emplazados en estas unidades, ya que los mismos frecuentemente se cruzan con continuidad a través de los niveles estratigráficos del Grupo Mendoza (Figura 7.20).

Las morfologías tipo lacolito, si bien complejas de mapear, se interpretan a partir de la existencia de un cordón continuo en sentido norte sur, paralelo al eje del pliegue, que alcanza las máximas altitudes en el cerro Puchenque, y espesores subvolcánicos de entre 400 y 600 m aproximados. A partir de este cordón se extienden, principalmente hacia el limbo frontal, los diques y filones capa, de manera que este cordón principal podría oficial de alimentador de las morfologías tabulares menores.



Figura 7.19. Detalle del contacto basal de filones capa en la Formación Vaca Muerta (Grupo Mendoza), en el limbo frontal y sinclinal Torrecillas. der: skarn en contacto con un banco de calizas. Izq: contacto basal neto con pelitas y mudstones carbonáticos.

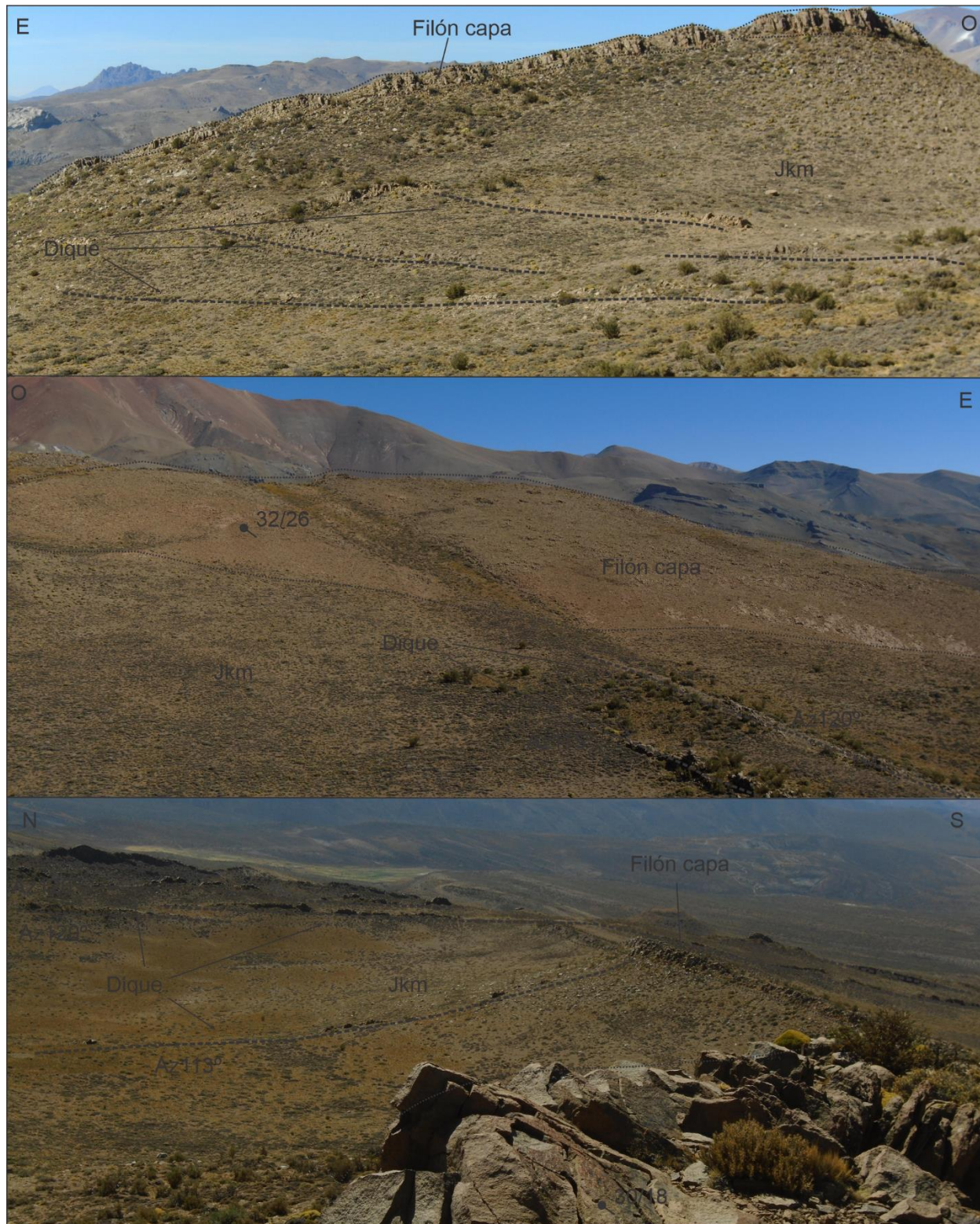


Figura 7.20. Aspecto y distribución de los filones capa y diques emplazados en el limbo frontal y sinclinal Torrecillas. Los mismo se relacionan lateral y verticalmente, indicando su posible coetaneidad. Los diques se emplazan a rumbos entre 110° y 130°.

7.6.2. Análisis de diques a partir de imágenes satelitales y mediciones en campo

A partir de la interpretación de imágenes satelitales, se reconocieron 59 diques: 23 en el Grupo Cuyo, 6 en la Formación Tordillo, y 30 en el Grupo Mendoza –formaciones Vaca Muerta y Agrio-. El análisis de la longitud muestra una moda principal de diques en torno a los 200 m, y una moda secundaria a los 600 m, con cola positiva de diques de mayor longitud, que alcanza los 1700 m. El diagrama de rosas muestra una clara predominancia de diques con orientación NO-SE (Figura 7.21).

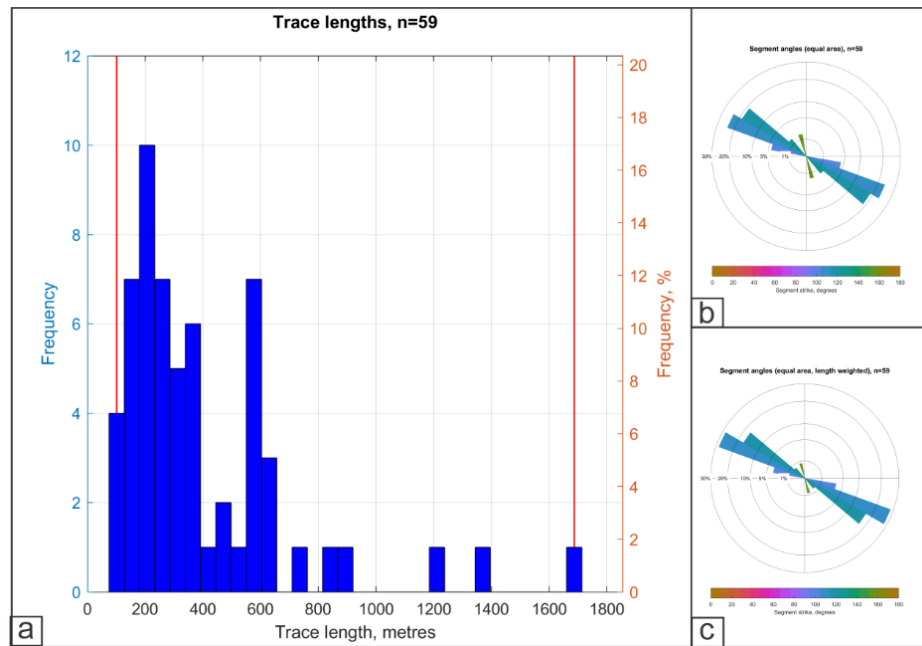


Figura 7.21. a. Histograma de longitud de diques identificados a partir de imágenes satelitales en el anticlinal Torrecillas. b. Diagrama de rosas de orientaciones de diques. c. Diagrama de rosas de orientaciones de diques ponderado por longitudes.

Las observaciones y mediciones de campo, con relaciones de corte y análisis direccionales, se enfocaron en el limbo frontal, donde se reconoce mayor frecuencia y facilidad de acceso a los afloramientos. Al igual que en el caso anterior, y considerando que los diques se encuentran emplazados en las rocas sedimentarias deformadas, se realizó una corrección estructural. Las observaciones y relaciones de corte establecidas en el campo, permiten inferir que su emplazamiento es previo al levantamiento anticlinal tal como se encuentra en la actualidad. El análisis estadístico, al igual que en el caso de fracturas y mesoestructuras en el anticlinal se consideró con los datos

restituidos. Se registraron 38 diques: 15 en el Grupo Cuyo, 6 en la Formación Tordillo y 17 en el Grupo Mendoza (Figura 7.22a).

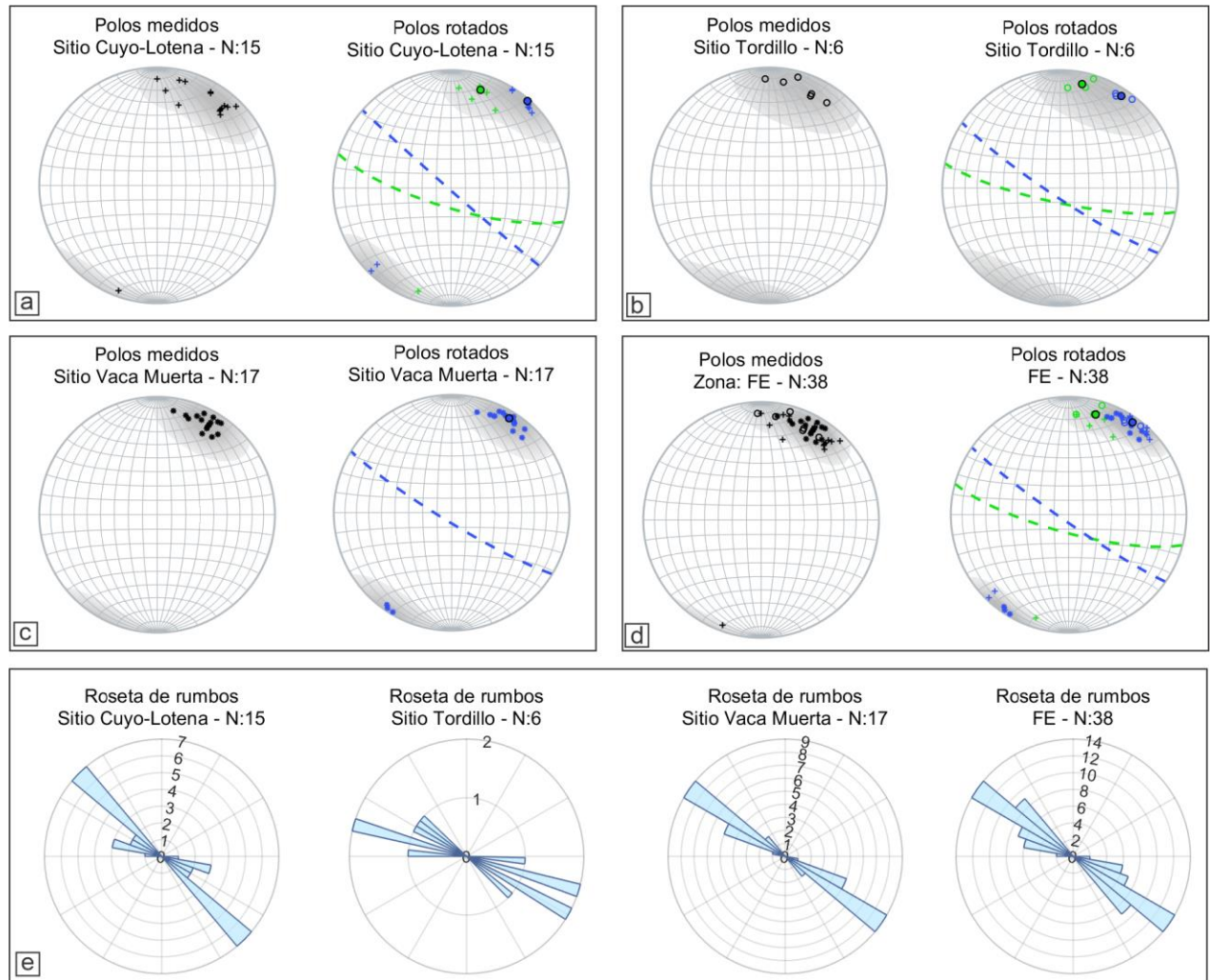


Figura 7.22. Resultados de las mediciones de diques en el anticlinal Torrecillas. a. Diques medidos en el Grupo Cuyo. b. Diques medidos en la Formación Tordillo. c. diques medidos en la Formación Vaca Muerta. d. Total de fracturas medidas Izquierda: Proyección del hemisferio inferior de igual área con los contornos de densidades de los polos de fracturas medidas; Derecha: polos y círculos máximos que corresponden a los planos medios de cada familia identificada. e. Diagrama de rosas muestra la distribución respecto al rumbo para los diques registrados en cada unidad.

Si bien la tendencia general es una población única al rumbo NO, en las dos primeras unidades es posible identificar dos subpoblaciones cercanas a los azimuts ca. 105° y ca. 130° (Figura 7.22b). Esto a su vez es coherente con la orientación de vetas descritas en el capítulo 5, las cuales se asocian genéticamente a fluidos magmáticos e hidrotermales. Del mismo modo, las fallas de mesoescala identificadas en estas orientaciones, habrían sido activas al momento de circulación de estos fluidos.

Las relaciones de corte con los filones capa permiten inferir que existe una relación temporal entre ambos, de manera que en ocasiones los diques se deflectan hacia la horizontal, al alcanzar interfaces mecánicas, o bien, cortan parcialmente a los filones capa. Las texturas y composición analizada a la vista indica una fuente común. Por último, las dataciones cronológicas disponibles respaldan estas observaciones.

7.7. Discusión

7.7.1. Profundidad y niveles de emplazamiento

El emplazamiento de filones capa en el anticlinal Los Blancos y en el anticlinal Torrecillas se da preferentemente en los niveles estratigráficos de las formaciones Vaca Muerta y Agrio, y en los Grupos Cuyo y Lotena, secundariamente. Al extender el análisis a toda la faja plegada y corrida de Malargüe se identifican distribuciones similares: cerca de Las Loicas se describen filones capa en lutitas orgánicas del Grupo Mendoza con profundidades de emplazamiento estimadas en 2–2,5 km (Galland et al., 2019); en la Sierra Azul, filones capa andesíticos emplazados en la Formación Vaca Muerta son correlacionados con cuerpos tabulares productores del campo Los Cavaos, emplazados en las formaciones Vaca Muerta y Agrio a $\sim 1,5$ –2 km de profundidad (Witte et al., 2012). En el sector austral de Mendoza y norte de Neuquén, los intrusivos que afloran en la Sierra Azul, Sierra de Palauco, El Zampal, Puntilla del Huincán y Cerro Bayo de la Esperanza se emplazan predominantemente como filones capa alojados en el Grupo Mendoza y lacolitos en el Grupo Neuquén, con domamiento del techo y espesores decamétricos (Kozlowski et al., 1987; Narciso et al., 2001; Spacapan et al., 2018). En subsuelo, la Altiplanicie del Payún registra lacolitos intruidos en la Formación Vaca Muerta a 1,8–2,5 km y 110–600 m de espesor (Rodríguez Monreal et al., 2009). En conjunto, campo y subsuelo indican niveles preferenciales de emplazamiento en el Grupo Mendoza y, subordinadamente, el Grupo Neuquén, con longitudes kilométricas, espesores de decenas de metros, y profundidades de emplazamiento típicas entre $\sim 1,5$ y 2,5 km (Delpino, 2009; Witte et al., 2012; Spacapan et al., 2018).

La profundidad de emplazamiento en Los Blancos, Torrecillas y áreas vecinas puede explicarse por la superposición de tres controles físicos. Primero, el desajuste elástico en interfaces dentro de la secuencia sedimentaria: si la capa superior es más rígida y la presión magmática es alta, el dique se

desvía y progresa lateralmente como filón capa; con contraste o presión bajos, el dique atraviesa la interfaz o se detiene, como predicen experimentos en gelatina y modelos numéricos (Kavanagh et al., 2006; Maccaferri et al., 2010). Este criterio explica que, en casos como Los Blancos o Torrecillas, los pasajes dique→filón capa ocurran en interfaces lutitas–calizas de los Grupos Cuyo y Mendoza, y también la persistencia de diques verticales en bancos competentes equivalentes. Segundo, el control de la orientación de los esfuerzos principales: en contexto compresivo, la compresión horizontal puede hacer que el esfuerzo principal mínimo σ_3 rote hacia la vertical, de modo que un dique con flotabilidad efectiva moderada gire y se convierta en filón capa a lo largo de una distancia finita que aumenta con la razón flotabilidad/compresión (Menand et al., 2010). Escalado a la corteza somera, esa distancia suele ser de cientos de metros a kilómetros; por ello, la deflexión inducida solo por el campo de esfuerzos lejano requiere recorridos mayores que el espesor de los paquetes y, en consecuencia, las heterogeneidades de la estratificación terminan controlando dónde se forman los filones capa. Tercero, la sobrepresión de poros en bancos sello desplaza la profundidad de intrusión hacia niveles mayores. Al elevarse la presión de poros se reduce la presión efectiva y se facilita la apertura de láminas subhorizontales: en un medio isótropo la conversión dique→filón capa exige presión de poros supralitostática, mientras que en medios estratificados un contacto débil permite la conversión con presión sublitoestática. A mayor sobrepresión sostenida, mayor probabilidad de conversión y mayor profundidad a la que pueden emplazarse filones capa (Gressier et al., 2010). Este marco permite explicar que un mismo evento magmático genere filones capa en distintos niveles: por ejemplo, a $\sim 2.5\text{--}3$ km en el Grupo Cuyo–Lotena y alrededor de ~ 2 km en el Grupo Mendoza, según la distribución espacial de sobrepresiones y la continuidad de interfaces débiles.

7.7.2. Mecánica del emplazamiento de filones capa

La arquitectura de los filones capa puede ser estudiada a partir del caso de estudio de detalle en el anticlinal Los Blancos. Los ejemplos del núcleo de Los Blancos pueden ser abordados considerando un emplazamiento segmentado y controlado por la reología de la roca hospedante: En el filón capa 1, los contactos del segmento 1A muestran steps verticales y puentes que conectan los niveles levemente desfasados, tal como se aprecia en la Figura 7.9. Además, se desarrolla una jerarquía de fracturas en la roca de caja carbonática del techo, que se reabren para alojar diques centimétricos

conectados al cuerpo principal, lo que soporta un comportamiento localmente frágil para el encajante. En cambio, el segmento 1C del filón capa 1 o los desarrollados en el filón capa 2 en lutitas presentan contorno lobulado y bordes redondeados con terminaciones romas. El detalle de los bordes de filones capa en lutitas y *mudstones* muestra, además, que estas formas están acompañadas por acortamiento y despegues locales en la roca de caja, que acomodan la propagación lateral del frente. La yuxtaposición de morfologías a escala decamétrica demuestra que el contraste de competencia entre calizas y pelitas es el principal disparador de *steps* frágiles versus *fingers* lobulados, respectivamente, y que la propagación concentra el daño entre lóbulos y en zonas de *steps*.

La lectura por litología permite una buena aproximación al estilo y la mecánica de propagación. En calizas, el frente avanza por apertura tensional y segmentación en echelón que deja *steps* y puentes; el techo concentra ondulaciones centimétricas a decimétricas y una jerarquía de fracturas que, al reabrirse tardíamente, alimentan diques satélites en el techo, mientras los laterales registran planos subverticales que conectan niveles próximos. Estas geometrías y relaciones de corte son equivalentes a los “*steps*” y “*broken bridges*” descritos como indicadores de propagación frágil y de crecimiento por coalescencia de segmentos (Schofield et al., 2012). En pelitas y *mudstones* carbonáticos, por el contrario, las terminaciones son romas y lobuladas, la base y el techo tienden a paralelizarse, y la roca de caja acumula pliegues, fallas inversas centimétricas a decimétricas y despegues confinados entre bordes de lóbulos, todo consistente con un avance por el empuje y cizalla de un indenter viscoso sobre un hospedante débil (Schofield et al., 2012; Galland et al., 2019).

Este reparto por litología se encuadra con el marco conceptual de Schofield et al. (2012), que ordena las morfologías en dos familias con miembros extremos: estructuras frágiles como *steps*, derivadas de puntas segmentadas que coalescen, y estructuras no puramente frágiles vinculadas a interacción viscosa-dúctil del magma con la caja, incluida la fluidización de sedimentitas finas. Aplicado a Los Blancos, las calizas competentes colocan al sistema cerca del extremo frágil, y las pelitas lo desplazan al extremo no frágil. La consecuencia física es que, si bien la presión excedente y la orientación de σ_3 definen la nucleación y el desvío dique→filón capa en interfaces rígidas, el avance lateral y la forma final quedan controlados por la disipación viscosa y la capacidad de la caja de fallar por cizalla o fluir.

Frente a otros modelos de emplazamiento, expuestos en el Capítulo 3, el LEFM estricto (Pollard et al., 1975; Lister, 1990), que implica puntas agudas, apertura puramente tensional y deformación

elástica de la roca de caja, describe bien la segmentación frágil en calizas y la génesis de steps y puentes, pero falla al explicar lóbulos romos, acortamiento y despegues en pelitas; su variante con zona cohesiva (Rubin, 1993; Scheibert et al., 2017), atenúa el gradiente de tensiones pero sigue siendo de base tensional. En cambio, los modelos visco-elasto-plásticos de *indenter/viscoelastic fingering* (Schofield et al., 2012; Spacapan et al., 2016) predicen puntas romas, muy baja relación espesor-ancho, acortamiento y despegues, y deslizamiento por fricción en los contactos enfriados. La opción de fluidización local en pelitas orgánicas y niveles de mudstones carbonáticos reduce los esfuerzos efectivos y favorece lóbulos múltiples que coalescen, como ha sido documentado en afloramientos y sísmica de filones capa lobulados (Schofield et al., 2012).

La comparación regional, si bien escasa, apoya esta interpretación. En cercanías a la localidad de Las Loicas, a los 36°S, filones capa compuestos por cadenas de fingers emplazados en lutitas exhiben bordes romos, acortamiento intenso de la caja entre lóbulos, despegues y estrías opuestas en techo y base que marcan el arrastre por flujo magmático y el deslizamiento friccional del margen enfriado (Galland et al., 2019); en la Cuesta del Chihuido, en cercanías al anticlinal Malargüe, los fingers en pelitas del Grupo Mendoza muestran el mismo acortamiento en la caja y morfologías lobuladas (Spacapan et al., 2016, 2017); ambos casos han sido propuestos como análogos naturales de “*viscous indenter/viscoelastic fingering*” y contrastan con los steps dominantes en niveles carbonáticos. El comportamiento mixto documentado en la faja plegada y corrida de Malargüe, reproduce el patrón del anticlinal Los Blancos y sugiere que la reología hospedante controla el mecanismo de avance y, que, en segunda instancia, la presión de alimentación modula la extensión y la conectividad entre segmentos dentro de los filones capa.

7.7.3. Relación espacial entre orientaciones de diques y estructuras

A escala de FPCM, el inventario regional basado en imágenes satelitales registra 609 diques con longitudes dominadas por tramos cortos y una cola escasa de segmentos kilométricos; las rosetas muestran modas NO y N, con NE y E como secundarias, y al ponderar por longitud ganan peso las orientaciones NO y E. Considerando las rocas hospedantes, antes del Cretácico Tardío predomina la orientación NO, mientras que en unidades más jóvenes se imponen E a ONO. El análisis wavelet realza que a escalas bajas domina la tendencia local E, a escalas intermedias coexisten orientaciones

E y NO, y a escalas altas la anisotropía de distribución rota hacia NO o N según el dominio estructural. En los casos de estudio, Los Blancos concentra 125 diques con una orientación N dominante y subpoblaciones NO, NE y ENE (los más largos se asocian a las familias oblicuas), mientras que Torrecillas reúne 59 diques con claro predominio NO y submodas cercanas a $\sim 105^\circ$ y $\sim 130^\circ$. En ambos plegamientos, los diques se vinculan espacialmente a filones capa y muestran deflexiones dique→filón capa en interfaces mecánicas, o cortes entre sí que señalan múltiples pulsos intrusivos entre diques.

Considerando los resultados de campo, en el anticlinal Los Blancos las cuatro familias de diques definidas (I=NO, II=NE, III=ONO, IV=N) se superponen con el patrón estructural identificado en el Capítulo 4, que reconoce cinco familias de fracturas a escala de pliegue (I=NO, II=NN-SSO, III=NE, IV=E, V=N) y una cronología donde I-II son previas al plegamiento, III es tensional con reactivación por cizalla, IV inicia tensional, en forma temprana y V es longitudinal con desarrollo sin-plegamiento. Se propone que los diques NO y NE reocupan corredores oblicuos que en roca de caja muestran cizalla sinistral y dextral, respectivamente; los trenes ENE en diques son coherentes con la familia transversal IV, y el subconjunto N-S que se agrupa en charnela y limbo frontal coincide con la familia longitudinal V, y con corrimientos sin-plegamiento del sector, incluida la cinemática compresiva de la falla Río Salado. La coexistencia de diques N verticales coetáneos a los oblicuos NO, NE y al transversal ENE, junto con diques N de baja inclinación asociados a corrimientos, define un sistema multiepisódico compatible con: (i) reactivación de un núcleo heredado de fracturas oblicuas bajo σ_H máx E-O, durante la etapa LPS, que habilita diques verticales NO, NE, ENE y N; (ii) generación tardía de discontinuidades longitudinales asociadas a la curvatura del plegamiento, usadas por magmas para diques N, preferentemente en charnela; y (iii) un pulso póstumo vinculado al desarrollo de corrimientos en el limbo frontal.

En Torrecillas, la predominancia NO de los diques y las subpoblaciones $\sim 105^\circ$ y $\sim 130^\circ$ se acoplan con una de las cuatro familias estructurales descritas en el Capítulo 5 (I=NO, II=NE, III=ONO, IV=NNE), y con fallas y vetas de rumbos análogos: Cuhinchenque con rumbo NO y Yaravi y Tordillo con rumbos ONO. Dado que la inversión de esfuerzos posiciona al σ_1 subhorizontal hacia el NE para el momento de actividad, y considerando la posible actividad como par conjugado de las tendencias I-III o II-III, es posible asumir que el emplazamiento de diques se haya dado bajo esta configuración, reocupando corredores oblicuos que en roca de caja muestran cizalla sinistral y

dextral. Así, el arreglo de diques reproduce el par de cizalla oblicuo activo durante el Mioceno y su reactivación, respaldado por las edades radiométricas disponibles. La relación espacial y temporal de los diques con los filones capa respalda el emplazamiento en condiciones de compresión con σ_1 subhorizontal, y trasmutaciones verticales locales de σ_2 y σ_3 .

7.7.4. Condiciones del campo de esfuerzos y presión magmática para el emplazamiento de diques

La evolución reconstruida para Los Blancos y Torrecillas indica un σ_1 subhorizontal con rumbo dominante NE-ENE durante el Mioceno, y variaciones locales del eje vertical entre σ_2 y σ_3 en el frente interno de la FPCM. Estas configuraciones, junto con las familias de fracturas oblicuas y transversales determinadas en ambos pliegues, son coherentes con la conmutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ propia de la “paradoja σ_2 - σ_3 ” en cinturones compresivos, que explica la coexistencia de cizalla de rumbo y corrimientos bajo un σ_1 regional estable (Tavani et al., 2015). Este estado se da más fácilmente cuando σ_2 y σ_3 se aproximan de modo que $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$. Durante LPS, el interior de la antefosa registra σ_2 típicamente vertical y σ_3 horizontal y paralelo al rumbo de la faja; así se habilitan diques verticales alineados con σ_{Hmax} y, en zonas vecinas donde σ_3 pasa a la vertical, se favorecen filones capa.

Mecánicamente, una intrusión laminar progresa cuando la presión del magma P_m reduce la tensión normal efectiva del plano por debajo del umbral de apertura: en roca intacta $P_m \geq \sigma_3 + T_0$; en una discontinuidad cohesiva $P_m \geq \sigma_n + T_0$; y con cohesión despreciable $P_m \geq \sigma_n$. La reactivación friccional requiere que el esfuerzo cortante o de cizalla $\tau \geq \mu(\sigma_n - P_m)$, equivalente a $P_m \geq \sigma_n - \tau / \mu$ (Delaney et al., 1986; Jolly y Sanderson, 1997; Rubin, 1995). Para comparar estados son útiles las variables adimensionales ‘razón de esfuerzos’ R y ‘driving pressure ratio’ R' : $R' = (P_m - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ y $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (Jolly y Sanderson, 1997; Rubin, 1995), que se utilizarán en el capítulo 10 para evaluar escenarios de emplazamiento. Con ellas se puede definir el esfuerzo normal efectivo $\sigma_n' = \max(\sigma_n - R', 0)$ y, según la orientación del plano respecto del tensor de esfuerzos, las soluciones pueden ser tensionales (Modo I), híbridas (H) o de cizalla (S). considerando esto, Stephens et al. (2018), muestran que en régimen inverso con $\sigma_v = \sigma_3$ si $\sigma_3 < P_m \leq \sigma_2$ dilata sólo un subconjunto de planos I restringido a cercanos a σ_3 ; si $\sigma_2 < P_m < \sigma_1$ la dilatancia forma un cinturón paralelo a σ_2 con bandas casi I alrededor de σ_2 y σ_3 y como usualmente $P_m < \sigma_1$, la apertura observada es a menudo mixta extensional-cizalla, en especial al reocupar planos de cizalla.

Aplicado al anticlinal Los Blancos, y considerando un σ_{Hmax} dado por el vector de convergencia de placas en dirección ENE para el Oligoceno-Mioceno, correspondiente a la edad geocronológica de los filones capa y diques, bajo LPS, esa configuración genera “ventanas” donde σ_2 vertical y σ_3 horizontal permiten diques verticales que reocupan corredores oblicuos heredados; fuera de esas ventanas, el mismo pulso tiende a rotar a filón capa en interfaces débiles del Grupo Mendoza y Cuyo. El registro de diques que se desvían a filón-capas y la sincronía con movimientos de rumbo son coherentes con esa conmutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ y con la exigencia de P_m suficiente para superar el esfuerzo normal local. De manera análoga, con la progresión del avance de frente de deformación y levantamiento anticlinal, corrimientos longitudinales en la charnela mantienen la orientación general del σ_{Hmax} , dado que el tensor invertido para la falla Río Salado muestra σ_1 ENE casi horizontal con σ_3 cercano a la vertical. En tales condiciones los diques póstumos pueden emplazarse favorecidos por la cizalla. Los indicadores cinemáticos en techo y base de estos diques refuerzan esta idea, indicando la dirección de flujo y las condiciones favorables para su emplazamiento.

En Torrecillas, la inversión de esfuerzos a partir de cinemática de fallas ubica, para el Mioceno, un σ_1 subhorizontal hacia el NE, en consistencia con la dirección del vector de convergencia de placas para el momento, con dominios donde σ_2 es casi vertical y otros donde σ_3 se aproxima a la vertical. Los diques verticales NO-SE y NE-SO se explican por episodios con $\sigma_2 \approx$ vertical y σ_3 horizontal, mientras que las deflexiones dique $\rightarrow$ filón capa en el Grupo Mendoza responden a sectores con $\sigma_3 \approx$ vertical o a sobrepresiones focalizadas en discontinuidades débiles. La coetaneidad entre diques, filones capa, vetas y fallas oblicuas apoya este régimen mixto durante la fase LPS, previa al levantamiento final del pliegue.

La evidencia andina reciente refuerza este esquema. Barrionuevo et al. (2019) muestran que, en el frente orogénico de la FPCM a los 36°S, el campo de esfuerzos mioceno tuvo σ_1 subhorizontal $\sim$ E-O y $\sigma_2 \approx \sigma_3$, conmutando entre compresión y transcurrancia, permitiendo que filones capa y diques se intruyeran sincrónicamente. Los diques registran cizalla de rumbo y su intrusión antecede al plegamiento del anticlinal Malargüe. Hacia el sur, en el depocentro Palauco durante el Mioceno dominó la compresión pura con intrusión de filones capa. Concluyen que estructuras heredadas en dirección NO dilataron y actuaron como alimentadoras bajo el régimen mixto: mientras la compresión favoreció filones capa en niveles estratigráficos débiles, la transcurrancia habilitó y cizalló diques bien orientados. En Las Loicas y Cuesta del Chihuido, filones capa alojados en las

formaciones Vaca Muerta y Agrio muestran que, bajo compresión andina E-O, la propagación cambia de dique a filón capa, guiado por interfaces débiles (Galland et al., 2019; Spacapan et al., 2016, 2018). Estos trabajos documentan además redes de fracturas de enfriamiento y tectónicas reactivadas por el campo de esfuerzos lejano, y migración de fluidos bituminosos a lo largo de las mismas (Rabel et al., 2020)

Finalmente, los pliegues alteran el campo de esfuerzos local y desvían láminas ígneas, por lo que la evolución geométrica del pliegue y el desarrollo de corrimientos o la inversión de fallas previas controlan corredores de permeabilidad y sincronizan intrusiones. Este efecto, observado en sistemas naturales de Los Blancos y Torrecillas, será analizado en el próximo Capítulo, a partir de modelados análogos.

En síntesis, en este trabajo se propone que el emplazamiento subvolcánico en la FPCM durante su principal fase de desarrollo en el Mioceno se entiende como el resultado de: (i) un σ_1 regional subhorizontal persistente; (ii) conmutaciones locales $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ durante la fase LPS al tiempo que los casos de estudio se ubicaban en el sector interno de la antefosa, favoreciendo la alternancia de dominios para el emplazamiento de diques verticales y filones capa; (iii) sobrepresión magmática suficiente para superar σ_n y reabrir discontinuidades preexistentes, heredadas de la historia deformacional previa; y (iv) estratigrafía mecánica que gobierna dónde y cómo se materializa la transición dique-filón-capá. Este marco explica la arquitectura y cronología relativas documentadas en Los Blancos y Torrecillas, y puede ser ampliada a la evolución general de la FPCM. Las condiciones de presión magmática y configuraciones de los campos de esfuerzos para los casos analizados se modelan en el Capítulo 10.

Capítulo 8. Modelado análogo de intrusión magmática en secuencias estratificadas en contextos compresivos

8.1. Introducción

Las rocas que se hallan en la naturaleza varían en sus propiedades físicas, encontrándose litologías sin cohesión a fuertemente cohesivas. La fricción interna también es variable, y en escenarios estratificados, pueden existir fuertes contrastes reológicos entre capas. En general, puede establecerse una relación entre la cohesión y la fricción interna: las rocas más cohesivas también son las que tienen mayor fricción interna, mientras que las rocas de baja cohesión presentan menor fricción (Schellart, 2000, y referencias allí). Las observaciones de campo muestran que: (i) existe relación entre la estratificación frágil con los patrones de deformación, (ii) que el emplazamiento de los diques y filones ígneos en estos contextos guarda relación con la roca hospedante, y (iii) que la intrusión muchas veces está asociada con los patrones de deformación (Menand, 2008; Galland et al., 2009; van der Zee et al., 2008; van Gent et al., 2010; Walker, 2014; entre otros). Sin embargo, resulta restrictivo discriminar, y en última instancia cuantificar, factores tales como la reología o presencia de estructuras, que puedan constituir condicionantes o caminos que favorecen al emplazamiento magmático.

Si bien los estudios de campo proporcionan datos concretos sobre el estado y disposición actual de las rocas y eventos geológicos ocurridos, su interpretación puede resultar compleja ya que, en general, se superponen los efectos de procesos que ocurren en escalas temporales y espaciales muy amplias y variables. Los experimentos de laboratorio ofrecen una forma de superar estas dificultades al replicar los procesos geológicos en condiciones controladas. Los primeros experimentos, como los de Hall (1815), proporcionaron explicaciones cualitativas de los fenómenos geológicos observados. Estudios de laboratorio más recientes, cada vez más complejos, han contribuido significativamente en el avance del entendimiento de los procesos físicos involucrados en la formación de estructuras. En este punto es importante destacar que los modelos análogos no están diseñados para imitar exactamente un sistema geológico determinado, sino que el objetivo principal de los mismos es comprender los procesos genéricos subyacentes, e identificar o demostrar las leyes físicas que los gobiernan.

Así, en este capítulo se presentan una serie de modelos análogos que buscan entender: (i) los efectos de las propiedades físicas de las rocas y sus contrastes reológicos en el emplazamiento

magmático, en distintos niveles estratigráficos y en estructuras asociadas a la propia intrusión, y (ii) la relación entre la generación de estructuras en rocas estratificadas en un contexto compresivo, con el emplazamiento magmático.

Así, se presenta en una primera sección la metodología, las condiciones de escalado, materiales utilizados y montaje experimental. En la segunda sección se describen resultados e interpretación de los modelos realizados, y se discuten en relación a los casos prototipo de la naturaleza en la zona de estudio: filones capa, cuerpos de tipo lacolítico y diques en las estructuras anticlinales Los Blancos y Torrecillas, en el sector medio de la faja plegada y corrida de Malargüe.

8.2. Metodología

8.2.1. Teoría del escalado

Para que el modelo análogo represente efectivamente el comportamiento mecánico del prototipo natural, deben mantenerse determinadas relaciones de escala entre ambos. Esto implica que sean geométrica, cinemática y dinámicamente similares (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). Para ello hay tres condiciones básicas que se deben cumplir:

$$\Lambda = \frac{L_m}{L_p}, T = \frac{t_m}{t_p}, M = \frac{M_m}{M_p} \quad (8.1)$$

donde Λ , T y M corresponden al factor de escala espacial, temporal, y de masas, respectivamente. Los subíndices m y p hacen referencia al modelo y al prototipo natural respectivamente, L es longitud, t es tiempo y M es la masa del material en cuestión. Todas las otras cantidades físicas involucradas en el sistema modelado deben guardar también sus relaciones de escala respectivas, deducibles de las tres ecuaciones anteriores que garantizan la similitud.

Cuando se modelan sistemas naturales con deformación frágil, la similitud dinámica requiere que cualquier propiedad con unidades de esfuerzos del material del modelo deba respetar esta relación con su análogo natural (Hubbert, 1937), según:

$$\sigma^* = \frac{\rho_m}{\rho_p} * \frac{L_m}{L_p} * g \quad (8.2)$$

donde σ^* es el escalamiento dinámico, el primer término es el factor que relaciona densidades, y g es la aceleración de la gravedad en el modelo y en el prototipo natural. En los modelos a escala de cuenca, generalmente la relación Λ es de 10^5 a 10^4 , es decir que 1 cm representa 1000 m de roca, y se asumen espesores de hasta 5 km. Por lo tanto, considerando que las rocas presentes en la corteza tienen valores de ρ_p entre 2500 y 2700 kg m⁻³, y que la densidad de los materiales

granulares utilizados en laboratorio varía entre 1000 y 1500 kg m^{-3} , entonces la relación de esfuerzos σ^* se encuentra en el rango 4×10^{-6} y 7.5×10^{-5} (Tabla 8.1).

Parámetro	Naturaleza	Experimentos
	Roca de caja	Materiales granulares
$L \text{ (m)}$	100-5000	0,01-0,05
$\rho \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$	2500-2700	1000-1500
$C \text{ (Pa)}$	105-107	6-600
μ	0,6-0,85	0,49-1,05
$\Phi \text{ (}^\circ\text{)}$	26-46	26-39
	Magma	Aceite vegetal
$\eta \text{ (Pa s)}$	102-107	4×10^{-9} -75
$\rho_m \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$	2500-2700	890
ν_m	1×10^{-2} -1	10^{-3} - 10^{-5}

Tabla 8.1. Propiedades físicas de las rocas y magmas en naturaleza y de los materiales granulares y aceite vegetal utilizados. Ver referencias en secciones 2.1 y 2.2.

Dado que el comportamiento de los materiales involucrados obedece la ley de Mohr-Coulomb, la similitud en términos de deformación frágil entre los modelos de laboratorio y sus prototipos geológicos se puede discutir comparando la cohesión del material que se deforma y el esfuerzo (Abdelmalak, et al., 2016). Siguiendo el procedimiento de análisis dimensional de Barenblatt (2003) y Gibbings (2011), dicha comparación se puede representar mediante la relación adimensional:

$$\pi = \frac{\rho * g * L}{c} \quad (8.3)$$

donde ρ es la densidad del material, g es la aceleración de la gravedad, L es el tamaño vertical y C es la cohesión. El valor del parámetro Π indica si la deformación está dominada por la gravedad ($\Pi \gg 1$) o por la cohesión ($\Pi \ll 1$). En el primer caso, el material es macroscópicamente suelto, y se espera que colapse bajo su propio peso a lo largo de planos de cizalla. Por el contrario, en el segundo caso, el material es macroscópicamente cohesivo, y se espera que se deforme a lo largo de grietas verticales estables (Hubbert, 1937). Un modelo será dinámicamente similar, en términos de deformación frágil, a su homólogo natural, si el valor de Π es el mismo en el laboratorio y en la naturaleza (Barenblatt, 2003; Galland et al., 2015). A partir de esta igualdad, se puede calcular la cohesión requerida para el material del modelo, utilizando las expresiones 5.2 y 5.3:

$$C_m = \frac{C_p * \rho_m * L_m}{L_p} \quad (8.4)$$

asumiendo que el mismo se realiza en el campo gravitatorio natural. Esta relación muestra que la cohesión requerida C_m del material del modelo depende de la longitud del proceso modelado

(Abdelmalak et al., 2016). Considerando que las rocas presentes en la corteza tienen valores de C_p entre 10^5 – 10^7 Pa, y asumiendo espesores cuencales entre 1000 y 5000 m, los valores de Π oscilan entre 0,25 y 122,5, de tal forma que la cohesión requerida por los materiales utilizados en el modelado debería estar en el rango entre 6 y 600 Pa. A su vez, esto implica que la estratigrafía mecánica es un parámetro relevante de la deformación frágil en sistemas estratificados y, por consiguiente, al realizar un modelo análogo, deberían utilizarse materiales granulares que tengan desde cohesión casi nula a altamente cohesivos, para tener en cuenta la variabilidad de la resistencia de las rocas (Abdelmalak et al., 2012, 2016; Galland et al., 2014, 2015).

Por otra parte, el coeficiente de fricción interna μ , al ser adimensional, es independiente de la escala de los procesos considerados. En general, el rango de μ de los materiales granulares secos (Galland et al., 2015 y referencias allí) se superpone bien con el rango de valores de μ de las rocas naturales, que suele oscilar entre 0.6 y 0.85 (Byerlee, 1978; Brace y Kohlstedt, 1980). Lo mismo ocurre con el ángulo de fricción interna ϕ , que adquiere valores entre 26° y 45° en la naturaleza (Schellart et al., 20001), mientras que los materiales granulares de uso más frecuente se encuentran en rangos entre 26° y 39° (Abdelmalak et al., 2016).

Con respecto al modelamiento de magmas, un parámetro fundamental al considerar el flujo magmático es la viscosidad η . En la naturaleza, esta propiedad puede variar en varios órdenes de magnitud dependiendo de su composición química, temperatura, y contenido de gases disueltos y/o cristales. Los magmas máficos poseen una viscosidad entre 10^2 a 10^7 Pa s, a 1200° C, mientras que los magmas félsicos alcanzan rangos entre 10^7 y 10^{14} Pa s, a 900° C (Shaw, 1972; Murase et al., 1985; Nicolas y Ildefonse, 1996). El régimen de flujo del magma puede ser caracterizado mediante el número de Reynolds, que representa la razón entre las fuerzas de inercia y las fuerzas viscosas dentro del fluido, y permite definir el valor adimensional:

$$Re = \frac{\rho m * v * h}{\eta} \quad (8.5)$$

donde v es la velocidad de la intrusión magmática y h es el espesor de la intrusión. En la naturaleza, la densidad del magma varía de 2500 a 2700 kg/m³ para magmas félsicos a máficos, respectivamente (Galland et al., 2017). Las velocidades de propagación de magmas basálticos son aproximadamente de 0,1 a 1 m/s (Spence & Turcotte, 1985; Battaglia y Bachelery, 2003), mientras que, para magmas de mayor viscosidad, se encuentran en torno a 10^{-2} m/s (Clemens y Mawer, 1992; Petford et al., 1993), por lo que el rango general abarca de 10^{-2} m/s a 1 m/s. En laboratorio los valores de velocidad utilizados suelen oscilar en torno a 10^{-3} a 10^{-5} m/s (Galland

et al., 2006, Ferre et al., 2012), dando una razón de velocidades V' que oscila entre 10^{-5} y 10^{-1} . La viscosidad del magma se escala adecuadamente mediante la relación de viscosidades η' , cuyo desarrollo es explicado por Galland et al. (2006):

$$\eta' = \frac{\sigma^* \Lambda}{V'} \quad (8.6)$$

donde σ^* , Λ y V' , corresponden a las ya señaladas relaciones de esfuerzos o similitud dinámica, espacial y de velocidades, respectivamente. Por lo tanto, η' oscila entre 4×10^{-10} y $7,5 \times 10^{-6}$, y en consecuencia la viscosidad del material del modelado magmático debería estar entre 4×10^{-9} Pa s y 75 Pa s (Galland et al., 2006). Utilizando estos resultados en la ecuación 5.6 se obtienen, para magmas basálticos, un número de Reynolds entre 2.5×10^4 y 1250, mientras que para magmas félsicos Re se encuentra entre 2.6×10^9 y 2.6×10^3 . El valor más alto de Re correspondería a una intrusión máfica de 500 m a su máxima velocidad, lo cual es poco probable en condiciones naturales (Schmiedel et al., 2017). Todos los otros valores indican que el flujo magmático en la naturaleza es de tipo laminar.

En escenarios geológicos donde la intrusión magmática se produce al tiempo en que hay compresión tectónica y levantamiento activo, es relevante estimar la contribución relativa de la intrusión con respecto a la deformación (Galland et al., 2007; Ferré et al., 2012). Esto puede expresarse mediante una relación adimensional que considere las tasas de flujo magmático y el acortamiento:

$$R = \frac{v_a * V}{L * Q} \quad (8.7)$$

donde v_a es la velocidad de acortamiento, L y V son la longitud y volumen inicial, respectivamente, y Q es el flujo de inyección magmática. Esta expresión es especialmente útil ya que, al realizar experimentos de laboratorio, las tasas de acortamiento y de inyección del fluido son variables independientes. Cuando el valor de $R \gg 0$, entonces domina el proceso compresivo por sobre el flujo magmático hacia el sistema, mientras que valores de R cercanos a 0 implican que predomina la inyección magmática por sobre la deformación.

En la naturaleza, la escala de tiempo en que se forma un solo dique, de metros a decenas de metros de espesor, es del orden de días (Sigurdsson, 1987). Las erupciones volcánicas resultantes pueden durar varios años. La formación de un lacolito o un plutón, involucra una escala tiempo desde meses (Minakami et al., 1951) hasta decenas de miles de años (Fialko y Simons, 2001; Galland et al., 2006). En contraste, la formación de un gran batolito puede ocurrir en 1 Ma o incluso 10 Ma (Kalakay et al., 2001; Haederle y Atherton, 2002). Estos grandes emplazamientos

son generalmente múltiples y compuestos, resultando de muchos episodios magmáticos más pequeños y breves (Petford, 1996). Por otra parte, la deformación tectónica en la corteza frágil es típicamente episódica, a escala de fallas individuales, y se asocia a eventos sísmicos. A una escala mayor, la construcción de una faja de estructuras anticlinales involucra algunos millones de años (ver capítulo marco geológico y referencias allí), y en última instancia, la construcción de una cadena montañosa puede abarcar varias decenas de millones de años (Ramos, 1999). Por lo tanto, es esperable que los valores de R asociados al emplazamiento de cuerpos menores tales como diques, filones o lacolitos, en estructuras anticlinales en fajas de deformación, sean cercanos a 0. Las propiedades físicas de los materiales utilizados, que cumplen con el escalado aquí presentado, se describen a continuación.

8.2.2. Propiedades físicas de los materiales utilizados

En esta sección se indican los materiales utilizados, y se exponen las propiedades físicas que los tornan idóneos para utilizar en los modelos análogos. Un resumen de los valores de las variables y parámetros indicados en la sección 2.1, tanto para la naturaleza como para los materiales utilizados en los modelos, se presentan en el Tabla 8.1.

Las rocas presentan diversos comportamientos mecánicos en función de su reología, y el tiempo y velocidad de los esfuerzos a las que son expuestas. En la naturaleza se encuentran respuestas complejas, que combinan propiedades elásticas, viscosas y plásticas. La deformación elástica es reversible y directamente proporcional al esfuerzo al que es sometido. Si el esfuerzo aplicado en el tiempo excede el límite elástico de las rocas, se deforman de manera irreversible, ya sea mediante un comportamiento viscoso, donde la velocidad de deformación es una función lineal (caso newtoniano) o una ley de potencia del esfuerzo aplicado, o por comportamiento plástico, en el cual la deformación es una función del esfuerzo aplicado. Existen varias leyes reológicas que describen estos comportamientos de los miembros finales (Turcotte y Schubert 2002; Jaeger et al. 2009, Galland et al., 2015 y referencias allí).

Para simular un comportamiento plástico, uno de los materiales más utilizados es la arena seca. Por otro lado, la gelatina exhibe un comportamiento predominantemente elástico a viscoelástico, y se falla formando fracturas abiertas modo I (Kavanagh et al., 2013; Rivalta y Dahm, 2005; Taisne and Tait, 2011). Sin embargo, y como fue indicado, en la naturaleza las rocas pueden presentar comportamientos reológico más complejos. Por lo tanto, se necesitan otros materiales para

estudiar tales escenarios. Para ello, se han utilizado materiales granulares cohesivos como harina de ignimbrita (Mathieu et al. 2008, 2011), polvo de diatomita (Gressier et al., 2010), harina de sílice (Galland et al., 2006, 2009; Abdelmalak et al., 2012) y harina de trigo (Walter y Troll, 2001; Hologan et al., 2008), entre otros. Estos materiales se fallan formando fracturas modo I y II en niveles someros y profundos, respectivamente (Holland et al., 2006), y parecen más idóneos para reproducir el comportamiento elasto-plástico de las rocas en la naturaleza. Además, estos materiales, dado que se fracturan según el criterio de Griffith-Coulomb, pueden ser caracterizados por su cohesión C , ángulo de fricción interna φ y resistencia a la tensión T . Estos parámetros controlan la profundidad de transición de las fracturas modo I a modo II.

Los materiales granulares escogidos para llevar a cabo los modelos análogos aquí presentados, corresponden a harina de sílice (SP, *silica powder*), con tamaños entre 37 y 44 μm , y microesferas de vidrio (GM, *glass microspheres*), con tamaños entre 40 y 105 μm . La elección de los mismos se debe a que estos materiales presentan valores de C_m dentro del rango de variabilidad comparable a las rocas presentes en la naturaleza, que tal como se indicó en la sección 2.1, deben oscilar entre 6 y 600 Pa. Estos materiales fueron medidos por Abdelmalak et al. (2016), quienes obtuvieron sistemáticamente las cohesiones y los coeficientes de fricción de mezclas compuestas de proporciones variables de SP y GM mediante: (1) una caja de corte tipo Hubbert para determinar la cohesión extrapolada (C) y el coeficiente de fricción (μ), y (2) mediciones directas de la resistencia a la tracción (T_0) y la altura (H) de las fracturas abiertas, para calcular la cohesión verdadera (C_0). Los valores obtenidos para las mezclas utilizadas en los modelos realizados en este trabajo, se muestran en el Tabla 8.2, donde se observa que existe una tendencia casi lineal entre la cohesión y las proporciones GM/SP. SP representa un extremo de alta cohesión (~ 600 Pa), que permite simular rocas fuertes y competentes (p.e. calizas), GM constituye el extremo de baja cohesión (~ 100 Pa), con similar comportamiento a rocas más incompetentes (p. e. *shales*), y las proporciones intermedias representan la amplia gama de comportamiento frágil de rocas en la corteza.

Para simular el fluido magmático se utilizó aceite vegetal, conocido en la industria de la alimentación con el nombre Vegetalina. La misma se comporta como un fluido newtoniano, es decir, su viscosidad es constante e independiente de la velocidad de deformación. Este material se funde en torno a los 30° C, y su viscosidad a 50°C es de aproximadamente 2×10^{-2} Pa s (Galland et al., 2006), por lo que se halla dentro del rango de viscosidades de materiales para simular magmas basálticos a riolíticos de baja viscosidad (sección 2.1). Galland et al. (2006) indican que

este material es adecuado para experimentos de inyección magmática ya que: (1) presenta baja viscosidad en estado líquido y capacidad de solidificación a temperatura ambiente, lo cual permite la preservación de las intrusiones generadas durante el modelado; y (2), su baja capacidad de percolación en materiales granulares tales como la harina de sílice. Esto garantiza que se comporte como un fluido que se desplaza principalmente a través de las discontinuidades en el material granular.

Material (%GM/%SP)	μ	C (Pa)	Φ (°)
0% GM/100% SP	1.05	559.91	46.39
10% GM/90% SP	1.02	519.09	45.56
20% GM/80% SP	0.7	522.04	34.99
30% GM/70% SP	0.8	303.29	38.65
40% GM/60% SP	0.66	340.05	33.42
50% GM/50% SP	0.97	374.96	44.12
60% GM/40% SP	0.82	309.2	39.35
70% GM/30% SP	0.62	312.6	31.79
80% GM/20% SP	0.53	313.1	28
90% GM/10% SP	0.51	239.5	27
100% GM/0% SP	0.49	142.3	26

Tabla 8.2. Valores de μ (coeficiente de fricción interna), Φ (ángulo de fricción interna) y C (cohesión extrapolada), para mezclas de GM y SP en distintas proporciones, medidas por Abdelmalak et al., (2016).

8.2.3. Montaje experimental

Los modelos análogos se realizaron en el Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. El montaje se realizó sobre una mesa de aluminio especialmente diseñada para experimentos, la cual cuenta con una serie de orificios equiespaciados entre sí cada 5 cm, lo que permite fijar los distintos componentes necesarios en cada experiencia. La sedimentación se realizó en una caja limitada en sus laterales por bordes de vidrio transparente. Todos los experimentos fueron registrados mediante dos cámaras fotográficas fijas, una superior, paralela a la superficie, y otra frontal, perpendicular a la superficie y al frente de deformación, ambas con resolución de 12 megapíxeles y tiempos de registros continuos y equitemporales.

8.2.3.1. Serie 1

La Serie 1 de modelos consistió de una caja de 22 cm de ancho por 14 cm de largo. En el centro de la base de los modelos, se dispuso un orificio de 0.7 cm de diámetro desde el cual se inyectó el aceite vegetal líquido (*inlet*). Para ello se conectó en forma directa una manguera del mismo

diámetro desde el reservorio de vegetalina hacia el *inlet*. El reservorio se compone de un tubo de metal, de diámetro incompresible, que es comprimido desde un extremo mediante un motor eléctrico a velocidad constante, permitiendo la salida del fluido a una tasa constante (Figura 8.1).

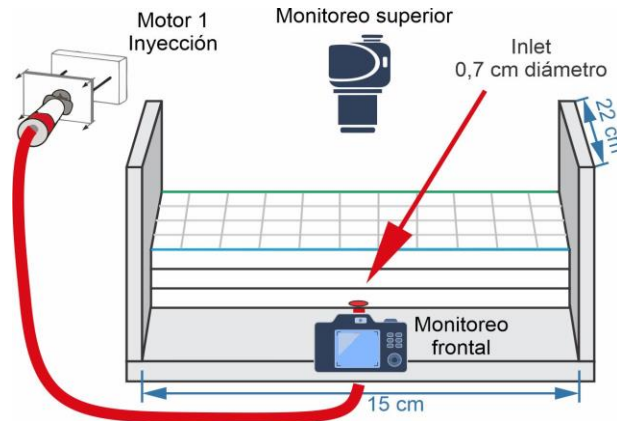


Figura 8.1. Montaje experimental de la Serie 1, compuesto de una caja con paredes laterales de vidrio, y un motor de inyección de fluido a través de un inlet dispuesto en la base. La línea verde representa el margen superior y la línea celeste el margen inferior de cada experimento.

8.2.3.2. Serie 2

La Serie 2 de modelos consistió de una caja de 15 cm de ancho por 22 cm de largo. Un margen de la caja fue fijado a un motor eléctrico, que permitía su movilidad hacia el interior del modelo, manteniendo la angularidad original. De este modo se controló el acortamiento aplicado, siendo constante y homogéneo a lo largo y ancho de cada modelo (Figura 8.2). Al igual que en la Serie 1, los experimentos 1, 2 y 4 de esta serie se realizaron inyectando vegetalina líquida a ca. 50°C, a una $V_i=5.56 \times 10^{-5}$ m/s y $Q_i=2.55 \times 10^{-7}$ m³/s, por lo que los valores de Re oscilan entre 0.25 y 1.23, mientras que el modelo 3 realizó a $V_i=1.3 \times 10^{-4}$ m/s y un $Q_i=5.96 \times 10^{-6}$ m³/s, dando un Re de entre 0.57 y 2.8.

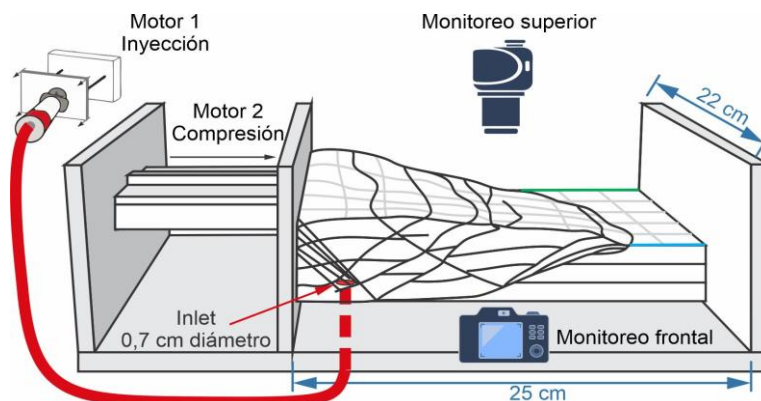


Figura 8.2. Montaje experimental de la Serie 2, compuesta de un motor asociado a la inyección de aceite vegetal, y otro motor que genera el acortamiento. La línea verde representa el margen superior y la línea celeste el margen inferior de cada experimento.

8.2.3.3 Registro y procesamiento de imágenes

El registro fotográfico continuo, sea de la superficie o del interior del experimento permite visualizar la evolución del modelo, su estado en una fase determinada, y también realizar un procesamiento manual o algorítmico para caracterizar la cinemática. En este trabajo, para el registro en superficie se utilizó el método *Particle Image Velocimetry* (PIV) que se basa en comparar imágenes sucesivas tomadas en un intervalo de tiempo regular, reconociendo automáticamente el movimiento mediante el seguimiento de grupos de partículas distribuidas aleatoriamente, o cualquier patrón de textura inherente al material.

Para ello se implementó un módulo generado con MATLAB denominado MatPIV v. 1.6.1, de acceso libre y código abierto, desarrollado por Sveen (2004). El vector de búsqueda $k \times 2$, que define el número de iteraciones realizadas (k) y el tamaño de ventana utilizado en cada una de ellas, fue [64 64; 32 32; 16 16], mientras que los umbrales de los filtros se mantuvieron por *default*. A partir de los campos vectoriales, se calcularon y visualizaron la deformación incremental y progresiva, utilizando el módulo GeoDef 1.1 desarrollado por Yagupsky (2009). Para cada modelo se obtuvieron los vectores desplazamiento, la deformación expresada en dilatación, la elipticidad R y los ejes de las elipses de deformación. Los resultados extendidos para cada modelo se pueden consultar en el material suplementario en el Anexo V.

8.3. Modelos realizados

Se llevaron a cabo dos series de experimentos en función de los objetivos fijados.

La Serie 1 se compone de 4 experimentos, cada uno de los cuales consistió de un paquete estratificado horizontalmente, al cual se inyectó basalmente aceite vegetal líquido. El objetivo de estos experimentos fue el de analizar el comportamiento de la intrusión magmática en una secuencia estratificada que no está sometida a esfuerzos horizontales diferenciales, identificando la morfología que adopta el emplazamiento en relación a las características físicas del material que intruye y las estructuras tensionales generadas por la intrusión. Para ello se armaron varias configuraciones estratigráficas, utilizando distintas proporciones de materiales granulares, con distinta cohesión y ángulo de fricción interna. Las características de los materiales utilizados se presentan en la sección 8.2.2. En todos los casos la velocidad de inyección magmática dentro de cada modelo fue constante.

La Serie 2 consistió de un paquete estratificado horizontalmente, el cual fue comprimido desde un lateral, mediante un pistón fijo al margen, y se ejecutó la inyección magmática. En los experimentos 1 a 3, se llevó a cabo primero la compresión y posteriormente se inyectó el fluido. En el experimento 4, se generó en un primer paso un porcentual de acortamiento por compresión, y en un segundo paso se inyectó el fluido al tiempo que continuaba la compresión, a velocidad constante. Las tasas de inyección y compresión se indican en la sección 8.3.2. La configuración de paquetes estratificados en esta serie fue la misma que las utilizadas en la Serie 1. En todos los casos la velocidad de compresión e inyección magmática dentro de cada modelo fue constante. El objetivo de estos experimentos fue el de analizar el rol que ejercen las estructuras formadas durante un evento compresivo en el emplazamiento magmático, y si, en tal escenario, las características físicas del material deformado influyen en su morfología. Dentro de las estructuras generadas se incluyen los corrimientos, retrocorrimientos y fracturas tensionales formadas en la curvatura anticlinal en la superficie, así como aquellas asociadas a la propia intrusión.

8.3.1. Serie 1

Se realizaron cuatro tipos de modelos, variando en cada uno la composición del paquete estratificado, es decir, capas de distintos espesores y proporciones GM/SP, guardando relación de escala con casos en la naturaleza en la cuenca Neuquina surmendocina. El experimento 1 se realizó a $V_i = 1.3 \times 10^{-4}$ m/s y un $Q_i = 5.96 \times 10^{-6}$ m³/s. Los experimentos 2 a 4 se realizaron inyectando vegetalina líquida a 50°C, a una $V_i = 5.56 \times 10^{-5}$ m/s y $Q_i = 2.55 \times 10^{-7}$ m³/s. Los valores de Re oscilan entre 0.25 y 1.23 para el primero, y entre 0.57 y 2.8 para los otros, por lo que todos los casos corresponden a flujos laminares, y quedan comprendidos dentro del rango de Re de flujos magmáticos básicos a intermedios en la naturaleza. El valor adimensional $R=0$ en toda la Serie 1, ya que solo hay inyección magmática, pero no hay deformación por compresión (Tabla 8.3).

Experimento	h total (m)	V_i (m/s)	Q_i (m ³ /s)	Re	R
S1-1	0,045	1.3×10^{-4}	5.96×10^{-6}	0,57-2,8	0
S1-2	0,025	5.56×10^{-5}	2.55×10^{-7}	0,25-1,23	0
S1-3	0,032	5.56×10^{-5}	2.55×10^{-7}	0,25-1,23	0
S1-4	0,046	5.56×10^{-5}	2.55×10^{-7}	0,25-1,23	0

Tabla 8.3. Características de los modelos ejecutados en la Serie 1. h total es la altura del paquete estratificado, V_i y Q_i son las velocidades y tasa de inyección magmática, respectivamente, Re es el número de Reynolds del flujo, y R la razón adimensional acortamiento/inyección.

El experimento 1 (S1-1) está conformado por una alternancia de cuatro capas de GM y 3 de SP, y una capa final superior que se compone de GM/SP 30/70, cada una de las cuales tiene 0.5 cm de espesor. La velocidad del flujo de aceite vegetal y el tiempo de duración de este modelo es mayor a los anteriores (Tabla 8.3), resultando sobredimensionado. Aun así, se presenta en resultados ya que este modelo permite analizar el comportamiento de los materiales granulares, representando extremos en cohesión y modo de deformación.

El experimento S1-2 consistió de un paquete estratificado compuesto de base a techo por las siguientes cuatro capas: 0.4 cm GM/SP 80/20, 0.9 cm SP 100, 0.4 cm GM/SP 50/50, y 0.8 cm de SP 100. Los espesores y mezclas de materiales elegidos, intentan replicar el comportamiento dado por el contraste en resistencias en la reología de las unidades, y también la debilidad de sus interfaces, tal como ocurre en la naturaleza, p. e. en un conjunto de unidades compuestas de litologías más cohesivas y resistentes como calizas, representadas por el extremo SP 100, y otras de menor resistencia, como el caso GM/SP 80/20, que en su conjunto constituyen un ciclo sedimentario. La disposición de material más cohesivo en la parte superior del modelo, permitió observar con mayor claridad las estructuras que se generan en la superficie en consecuencia a la intrusión.

El experimento S1-3 se compone, de base a techo, de seis capas: 0.3 cm GM 100, 0.8 cm GM/SP 50/50, 0.4 cm GM 100, 0.8 cm SP 100, 0.4 GM 100 y 0.5 cm GM/SP 50/50. En este caso, la capa basal GM/SP 0/0 representa un extremo de menor cohesión y resistencia, tales como pelitas o *shales*.

El experimento S1-4 está constituido, de base a techo por: 0.4 cm GM/SP 70/30, 0.8 cm GM/SP 0/100, 0.5 cm GM/SP 70/30, 0.4 cm GM/SP 0/100, 0.3 cm GM/SP 100/0, 0.8 cm GM/SP 30/70, 0.3 cm GM/SP 70/30 y 0.8 cm GM/SP 20/80, alcanzando una altura de 4.6 cm. La velocidad y tasa de inyección es la misma que para S1-1 y S1-2.

8.3.2. Serie 2

Los modelos se ejecutaron variando la cronología relativa acortamiento/intrusión, y el paquete estratigráfico. Los paquetes estratigráficos y tasas de inyección utilizados corresponden a los mismos modelados en los experimentos 2 y 4 de la Serie 1. Esto facilita la comparación entre los resultados de la intrusión en un escenario sin compresión (Serie 1), y un escenario deformado

(Serie 2), manteniendo las mismas configuraciones de base, y permitiendo evaluar por lo tanto y en forma aislada el efecto de las estructuras generadas en la deformación.

En esta serie los valores de R varían desde infinito, en los casos donde solo hay compresión, a 0 donde solo hay inyección. Los valores de $R \neq 0$, resultan del caso en que se produce deformación e inyección magmática concomitante. Un resumen de los mismos, se presenta en la Tabla 8.4.

Experimento	h total (m)	Va (m/s)	Vi (m/s)	Qi (m ³ /s)	Re	R
S2-1	0,025	1,3x10 ⁻⁴	5.56x10 ⁻⁵	2.55x10 ⁻⁷	0,25-1,23	$\infty \rightarrow 0$
S2-2	0,046	1,3x10 ⁻⁴	5.56x10 ⁻⁵	2.55x10 ⁻⁷	0,25-1,23	$\infty \rightarrow 0$
S2-3	0,046	1,3x10 ⁻⁴	1.3x10 ⁻⁴	5.96x10 ⁻⁶	0,57-2,8	$\infty \rightarrow 0$
S2-4	0,046	2,43x10 ⁻⁵	1.3x10 ⁻⁴	5.96x10 ⁻⁶	0,57-2,8	$\infty \rightarrow 2,7 \times 10^{-3}$

Tabla 8.4. Características de los modelos ejecutados en la Serie 1. h total es la altura del paquete estratificado, Va es la velocidad de acortamiento, Vi y Qi son las velocidades y tasa de inyección magmática, respectivamente, Re es el número de Reynolds del flujo, y R la razón adimensional acortamiento/inyección.

El experimento 1 (S2-1) consistió de un paquete estratificado compuesto de las mismas cuatro capas que el experimento S1-2. El mismo fue sometido primero a compresión, en los que se acortó 3 cm, lo que equivale a un 13.6% de acortamiento, y posteriormente se realizó la inyección magmática.

Los experimentos 2 y 3 (S2-2 y S2-3) se realizaron a partir de un paquete estratificado compuesto de las mismas ocho capas que el experimento S1-4. En ambos casos también se llevó a cabo un primer paso de deformación y un segundo paso de inyección magmática. En el modelo S2-2 se acortaron 2.5 cm, lo que equivale a un 11.3% de acortamiento, y se realizó la inyección magmática a la misma tasa que S2-1. El modelo 3 (S2-3) fue comprimido 3 cm, lo que equivale a un 13.6% de acortamiento, y posteriormente se realizó la inyección magmática a una tasa distinta a los anteriores, replicando el experimento S1-3.

La configuración estratigráfica del experimento 4 también es la misma que la del modelo S1-4, con un total de ocho capas y una altura de 4.6 cm. En este caso, primero se aplicó compresión por 3.3 cm, resultando en un 15% de acortamiento. La velocidad de deformación fue menor a la de los casos anteriores. Posteriormente y sin cortar la compresión se inyectó vegetalina líquida en forma concomitante, a la misma tasa que el modelo S2-3. El acortamiento final fue de 3.75 cm, lo que equivale a un 17%. El valor adimensional R en un primer momento, y al igual que en los modelos anteriores, era infinito, ya que solo se aplicó deformación. En contraposición, al iniciar la inyección en conjunto con la compresión, R se acercó a 0, lo que implica un predominio en la tasa de inyección por sobre la tasa de compresión, ninguna de las cuales es nula.

8.4. Resultados e interpretación

8.4.1. Serie 1. Inyección magmática en paquetes estratificados horizontalmente

La serie 1 consistió de cuatro experimentos compuestos cada uno de varias capas de materiales granulares en distinta proporción y espesor, es decir, cada capa con valores de cohesión y ángulo de fricción interna distintos, lo cual genera contrastes en las respuestas físicas ante la intrusión. A continuación, se exponen los resultados de cada experimento.

El experimento S1-1, de 4 cm de espesor, se compone de una alternancia de capas de GM y SP, por lo que presenta los mayores contrastes en las propiedades físicas de todos los modelos ejecutados. La capa superior corresponde a GM/SP 30/70. En este modelo se inyectó vegetalina líquida durante 300 segundos, y un volumen total estimado en 110 ml. Durante el experimento, y dado que el proceso de inyección demoró varios minutos, parte del aceite vegetal líquido logró percolar en el material granular, de manera que los espesores finales del cuerpo intrusivo una vez excavado, no corresponden a la intrusión inicial. Por otro lado, el potencial de preservación del cuerpo final era bajo, producto de las dimensiones y peso del mismo, y de la dificultad para mantener la disposición de las capas sin que cedieran por el colapso de los niveles de GM, una vez extraídas las paredes de la caja sedimentada. Si bien el registro visual interno en su totalidad no es adecuado, se exponen los resultados ya que contribuyen al entendimiento del comportamiento de los materiales ante la intrusión.

En la superficie se observa la progresión de la deformación, dada por un abombamiento o curvatura generada por la propia intrusión, que presenta una relación H/l (altura/diámetro) de 0.1. La evolución en planta queda bien registrada mediante los vectores desplazamientos (Figura 8.3a). En un comienzo, el movimiento es concéntrico y radial hacia afuera, generando una estructura anular y varias fracturas radiales. Posteriormente se desarrolla una estructura anular principal interna y una externa, y el movimiento lateral se concentra en los bordes inclinados de la curvatura. Existe un buen ajuste entre los rasgos estructurales y la deformación registrada con el GEODEF, así como también las zonas de máxima acumulación de la deformación, especialmente en las estructuras anulares (Figura 8.3b). La elipticidad y los ejes de la elipse de deformación muestran buena correlación con lo anterior, observándose que los ejes mayores son paralelos a la dirección de apertura, en la estructura anular interior, y se disponen normales al movimiento, en la estructura anular exterior (Figura 8.3 c y d).

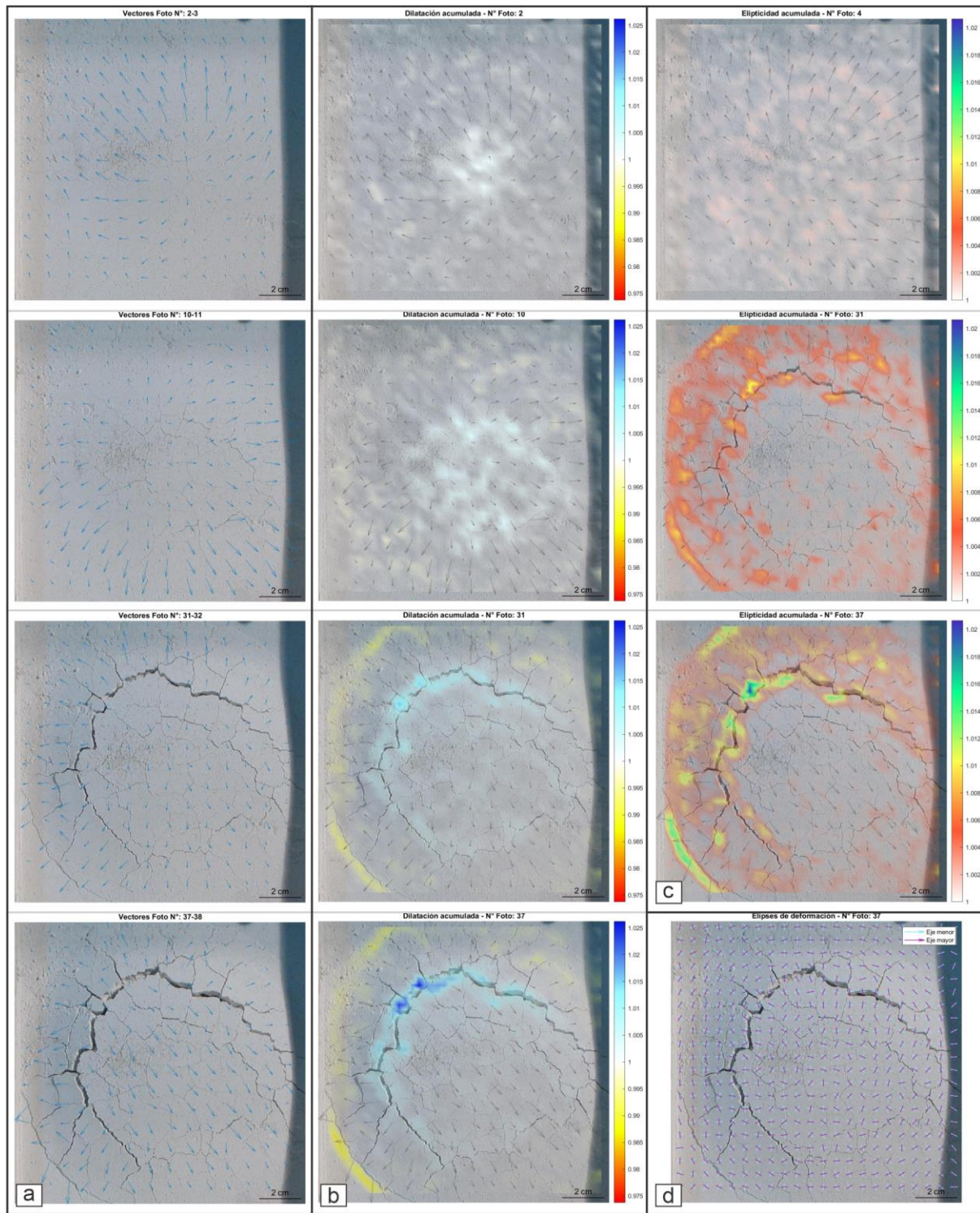


Figura 8.3. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-1. b. Dilatación acumulada correspondiente al mismo estado indicado en a. Los tonos azules indican valores >1 , los tonos rojos valores <1 . c. Elipticidad acumulada R. d. ejes principales de elipse de deformación en el estado final.

Internamente, la morfología y tamaño del material intruido varía según la capa o la interface en la que se desarrolla. Inicia en la base, alrededor del *inlet*, como un cuerpo masivo y circular de 4 cm de diámetro y 0.5 cm de alto, con base y techo plano, desarrollado entre el techo de la capa 1

de GM, y la base de la capa 2 de SP (Figura 8.4). Luego se propaga secuencia arriba mediante una fractura anular de menos de 15° , extendiéndose como diques en la capa 2. En el contacto entre las capas 3 y 4 (GM y SP, respectivamente), se expande nuevamente hacia los laterales, adoptando la forma de un filón plano de 0.1 mm de espesor. Esta disposición morfológica se repite nuevamente en la capa 4, donde se emplaza secuencia arriba a un ángulo aproximado de 30° . Al alcanzar la capa 5, compuesta íntegramente de GM, se expande lateral y verticalmente adoptando nuevamente una forma masiva, de hasta 0.5 cm de espesor. El propio emplazamiento empuja hacia arriba la secuencia suprayacente. Así, en las capas de GM adopta formas predominantemente masivas, con relaciones H/l entre 0.125 y 0.25, mientras que en las capas de SP se preserva en fracturas a bajo ángulo, en forma de diques de entre 0.1 y 0.2 cm de espesor. En la interface entre GM y SP, se expande como filones capa, de entre 0.1 y 0.2 cm de espesor.

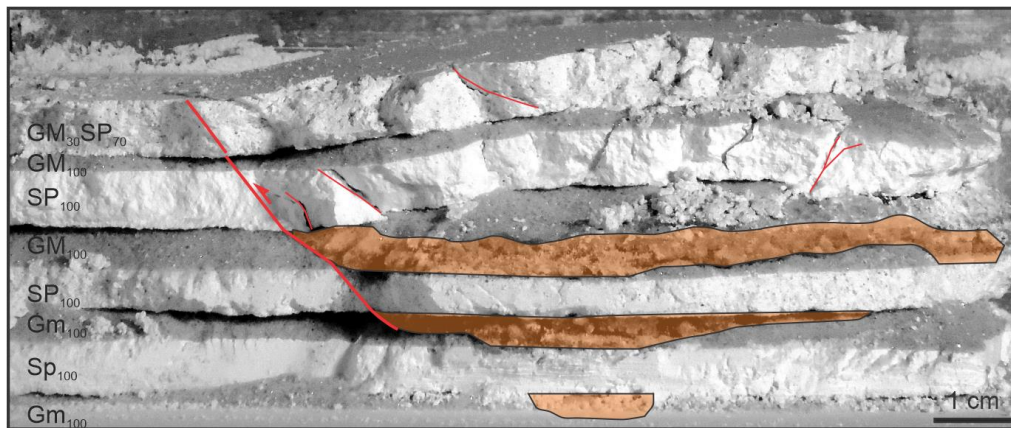


Figura 8.4. Corte transversal del experimento S1-1. Nótese la disposición en filón capa masivo que adopta la intrusión en las interfaces entre GM y SP.

El experimento 2, con un alto total de 2.5 cm, y compuesto de cuatro capas, fue inyectado durante 37 segundos, tiempo en que extruyó en la superficie. La deformación en superficie comienza a registrarse a los 5 segundos, culminando con la extrusión magmática. Los vectores desplazamiento muestran una dirección de transporte en general concéntrica hacia afuera (Figura 8.5 a). Las primeras fracturas modo I en desarrollarse corresponden a una fractura concéntrica y varias radiales que muestran apertura al avanzar el modelo. A continuación, se genera la fractura anular que muestra desplazamiento vertical con dilatación positiva donde se genera apertura, y dilatación negativa donde se monta sobre la superficie, asociado al momento en que el aceite vegetal alcanza la capa 3 y se desarrolla en altura, generando cizalla en los laterales. La mayor elipticidad se concentra en torno a estas zonas (Figura 8.5 b, c, d).

La intrusión resultante adopta distintas morfologías en relación a las capas en las que se desarrolla (Figura 8.6). En la base se expande desde el *inlet* hacia la capa basal de GM/SP 80/20, formando un cuerpo masivo de 1.8 cm de diámetro y 0.3 cm de espesor. Secuencia arriba se expande a alto ángulo, atravesando la capa 2, compuesta íntegramente de SP, siendo esta la capa de mayor cohesión (ca. 560 Pa), y comportamiento elástico de la secuencia. Al alcanzar la capa 3, compuesta de GM/SP 50/50, con una cohesión en torno a 375 Pa, el intrusivo adquiere nuevamente una morfología masiva con una base plana de 2.6 cm de diámetro, de paredes subverticales, y un espesor de 0.3 cm. En la capa final superior, compuesta íntegramente de SP, se expande hacia la superficie mediante fracturas tensionales con geometría anular, generando una morfología tipo *conesheet* con un diámetro superior aproximado de 3.8 cm.

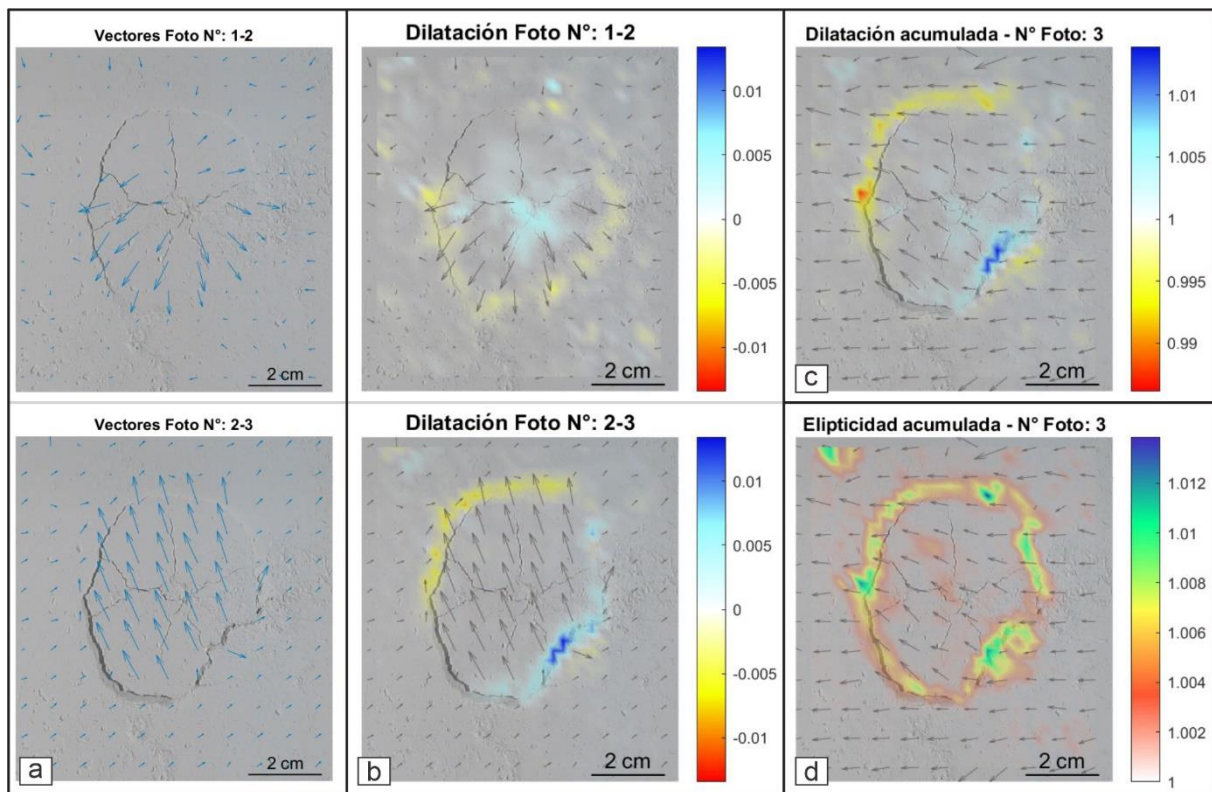


Figura 8.5. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-2. b. Dilatación progresiva correspondiente al mismo estado indicado en a. c. Dilatación acumulada en el estado final. d. Elipticidad acumulada R.

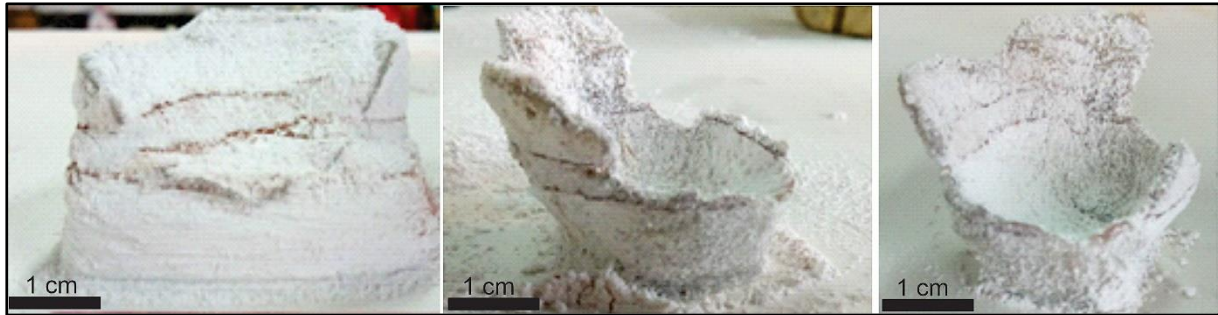


Figura 8.6. Vista frontal donde se aprecia la intrusión a alto ángulo en las capas más cohesivas. Centro y der. Vista frontal y lateral final de la morfología del cuerpo, con una base de mayor espesor y una forma tipo *conesheet* hacia niveles superiores.

El experimento S1-3 desarrolló un abombamiento en superficie de 0.5 cm de altura y 8 cm de diámetro dando una relación H/l de 0.062, y cuya evolución en el patrón de estructuras se muestra en la Figura 8.7, extruyendo en superficie a los 2' 41". En una primera instancia se desarrollan fracturas sin un orden particular, aunque con un patrón ortogonal, en torno a una fractura anular interna. A continuación, se da inicio a una estructura anular externa y a la propagación de las fracturas iniciales, las cuales adoptan una distribución radial. Por último, se produce la apertura de dichas fracturas y el movimiento a lo largo del plano de cizalla de la estructura anular externa. El diámetro de la fractura anular interna es de 3 cm, mientras que el diámetro externo que limita la zona de deformación es de 8 cm. Esta evolución se aprecia en términos de la dilatación incremental y acumulada, y la elipticidad. En un primer estadio (fotos 1-2) el desplazamiento y deformación es radial y uniforme, respectivamente, luego se concentra en la zona inferior (foto 6-7), y migra hacia el lateral izquierdo (foto 13-14), por donde finalmente se extruye (foto 16-17). Esta evolución presenta una correlación con la morfología final del cuerpo intruído, una vez excavado, ya que las capas superiores son alcanzadas por la intrusión únicamente en el sector inferior e izquierdo.

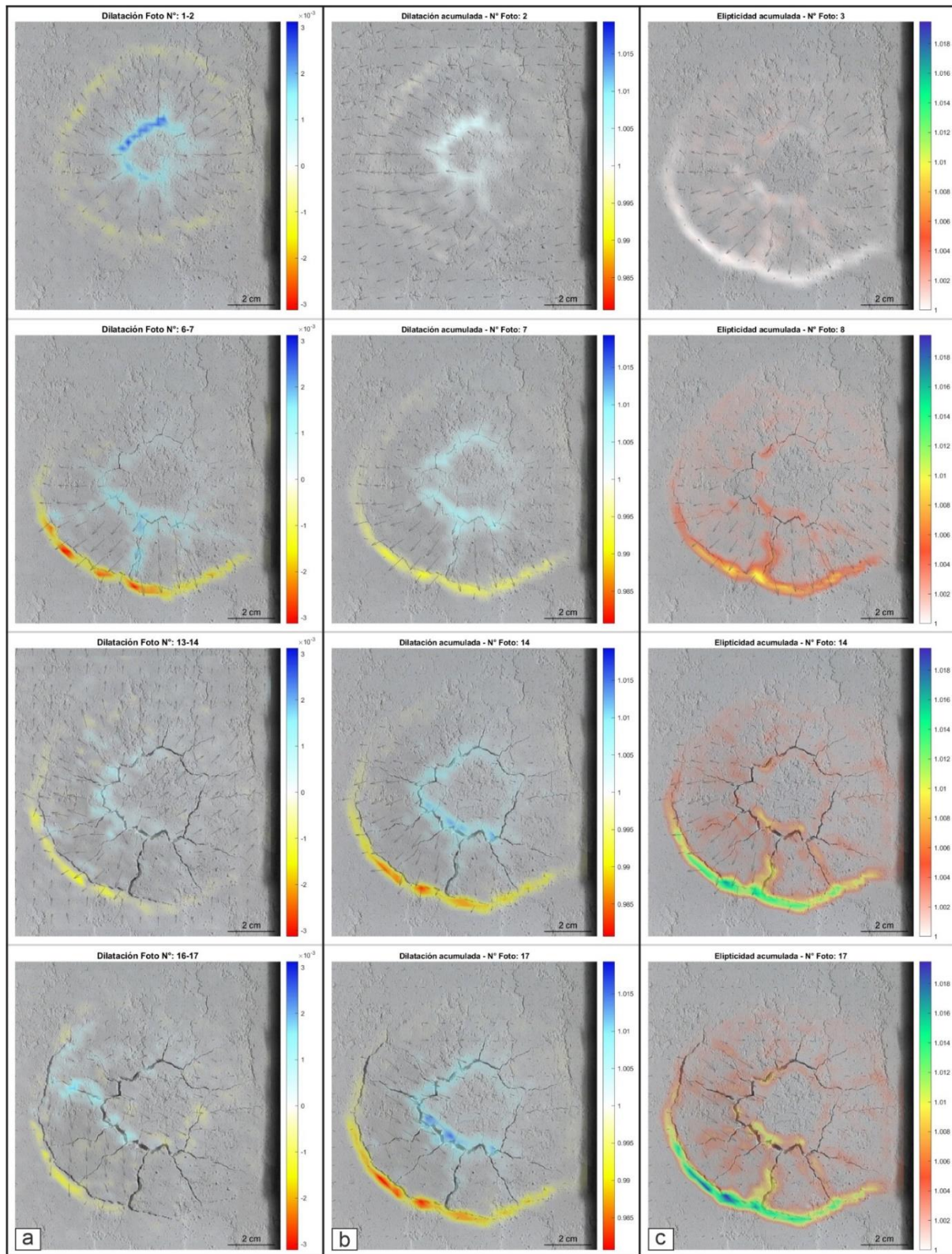


Figura 8.7. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-3. b y c. Dilatación acumulada y elipticidad acumulada R, respectivamente, correspondientes al mismo estado indicado en a.

En corte transversal se observa que la morfología final presenta un diseño en escalera, concéntrico respecto al *inlet* (Figura 8.8). La intrusión comienza adoptando una forma de filón capa de 0.1

cm de espesor, en el contacto entre la capa 1, compuesta solo de GM de muy baja cohesión, en torno a 142 Pa (Tabla 8.2), y la capa 2, compuesta de GM/SP 50/50, aprovechando el fluido la existencia de una interface entre las mismas. Al alcanzar la capa 3 (GM/SP 100/0), la intrusión adopta la forma de un cuerpo masivo de 0.3 cm de espesor y 3 cm de diámetro, de bordes subverticales. La base es plana y coincide con el límite basal de la capa 3, el techo es ligeramente cóncavo y corresponde al contacto o interface con la capa 4, compuesta únicamente de SP. Esta intrusión empuja hacia arriba la secuencia suprayacente, generando una estructura de cizalla que se propaga secuencia arriba con geometría anular. En la capa 4, el fluido se propaga mediante fracturas modo I, las cuales presentan un posterior rechazo inverso, dado por el empuje del intrusivo de la capa inferior. Las estructuras tienen ángulos entre 15° y 30° , dando lugar a una geometría tipo *saucer shaped sill*. Luego atraviesa la capa 5, compuesta solo de GM, y en el contacto con la capa 6, de GM/SP 50/50, nuevamente se expande lateralmente, en forma similar a lo ocurrido en el límite de las capas 1 y 2, alimentando un filón de 0.1 cm de espesor y 1 cm de longitud. Por último, atraviesa la capa 6, con un ángulo aproximado de 20° y alcanza la superficie.



Figura 8.8. a. Vista lateral desde el margen superior (capas 3 a 6. b. vista lateral desde margen inferior. Obsérvese que en las capas menos cohesivas adopta formas más potentes mientras que en capas de mayor cohesión se restringe a las zonas de apertura tensional o cizalla.

En el experimento S1-4, se inyectó Vegetalina líquida durante 41 segundos, tiempo en que alcanzó la superficie, en la cual se desarrolló una curvatura de $H/l=0.054$. Al igual que en los

casos anteriores, los vectores desplazamiento son inicialmente concéntricos y radiales hacia afuera. Al producirse la extrusión en un sector, cambia allí la dirección de desplazamiento. La deformación se resuelve mediante la apertura en las fracturas radiales y anulares internas, y un movimiento de apertura seguido de rechazo inverso en la fractura anular externa. Los ejes principales de la elipse de deformación muestran correlación con esto (Figura 8.9).

En corte transversal se observa que inicia como un cuerpo masivo de 0.4 cm de espesor, 3 cm de diámetro y paredes subverticales, desarrollado dentro de la capa 1 compuesta de GM/SP 70/30, y luego asciende mediante una fractura anular, que se propaga como un dique de 1 a 2 mm de ancho desde la capa 2 de SP, hasta la capa 5 de GM. Allí se expande como un filón capa de 1 mm de espesor en la interface entre la capa 5 y la capa 6, compuesta de GM/SP 30/70. Desde aquí se desarrollan nuevas fracturas, por las que el fluido se propaga hacia superficie, conformando diques de 1 mm de espesor.

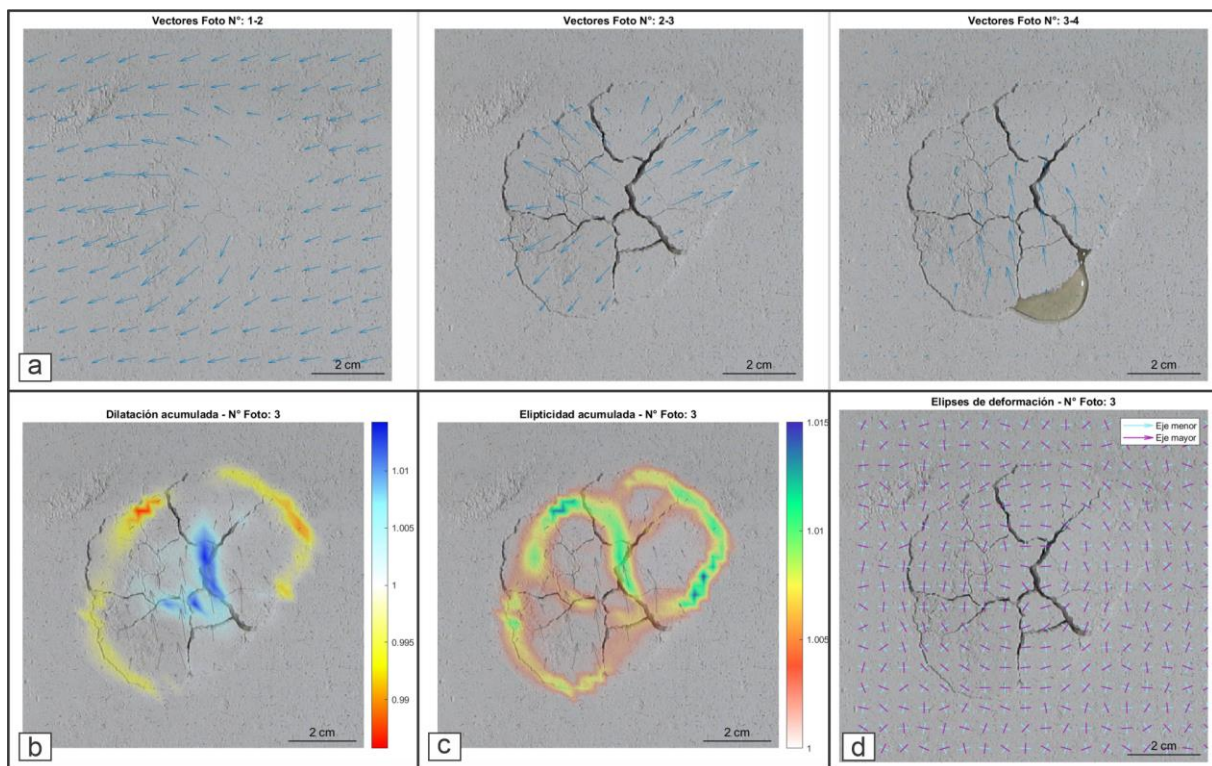


Figura 8.9. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S1-4. b. Dilatación acumulada en el estado final. c. Elipticidad acumulada R. d. ejes principales de elipse de deformación en el estado final.

8.4.2. Serie 2. Inyección magmática en paquetes deformados por compresión horizontal

La serie 2 consistió de cuatro experimentos compuestos cada uno de un paquete estratificado con distinta proporción de materiales granulares, los cuales fueron comprimidos horizontalmente y

luego o en concomitancia, se ejecutó la inyección magmática. A continuación, se exponen los resultados de cada experimento.

El experimento S2-1, conformado por un paquete estratigráfico similar al del modelo S1-2, fue comprimido inicialmente durante 3'59", tiempo en que se acortó 3 cm. La deformación en la superficie se produjo mediante la formación de corrimientos y fracturas tensionales en la capa superior, compuesta íntegramente de SP. Durante este periodo, se generaron en superficies dos corrimientos principales en secuencia. Posteriormente se dió el transporte hacia adelante, al tiempo que crecía en altura la curvatura anticlinal principal, generando en superficie fracturas tensionales en una dirección principal paralela al eje del plegamiento. Los valores de dilatación acumulada muestran buena correlación, indicando mayor dilatación en la zona de charnela y limbos del anticlinal, y valores <1 en los frentes de los corrimientos. La elipticidad acumulada es consistente con esto (Figura 8.10). A continuación, se realizó la inyección de aceite vegetal en el paquete deformado, durante 39", hasta que alcanzó la superficie. Durante ese tiempo, se propagó una fractura tensional previamente formada en la curvatura, a partir de la cual se generaron otras más, todas mostrando dilatación. La dirección de los vectores desplazamiento es concéntrica a esta zona y hacia afuera (Figura 8.11). Los ejes máximos de deformación se orientan paralelos a la traza de los corrimientos y perpendiculares a la dirección de apertura de las fracturas tensionales, lo cual es consistente con la evolución.

Internamente, se observa un pliegue por despegue en la capa 3 de GM, desde la que se propaga el corrimiento 1 hacia arriba, y otro pliegue basal en la capa 1 de GM, desde la cual se propaga el corrimiento 2. También se desarrollan dos retrocorrimientos. Hacia el interior del modelo, a los 6 cm respecto al margen inferior del modelo, la estructura principal es un corrimiento con despegue en la capa basal. En este corte transversal, la intrusión se emplaza desde la base, formando un filón capa y asciende por el plano de falla principal y por el retrocorrimiento a lo largo de la capa 2 de SP, con un espesor de 0.1 cm (Figura 8.12a). En el corte transversal a los 11 cm, correspondiente al plano del *inlet*, se observa que la intrusión se da únicamente por los planos de falla, alcanzando así la superficie (Figura 8.12b).

El experimento S2-2 fue comprimido inicialmente por 3', en los que se acortó 2.5 cm. Se desarrollaron dos corrimientos en secuencia, el primero de los cuales solo se desarrolló en la parte inferior del experimento. En superficie se registran valores de dilatación <1 en los frentes de los corrimientos, y valores >1 en las curvaturas de las charnelas, donde se formaron fracturas tensionales paralelas a los ejes anticlinales. Todas estas zonas presentan los mayores valores de

elipticidad acumulada R (Figura 8.13). Posteriormente se inyectó el aceite vegetal líquido, durante 1'09'', sin alcanzar a extruir. Durante este tiempo no se registraron cambios en la superficie, ni movimiento a lo largo de las estructuras generadas previamente.

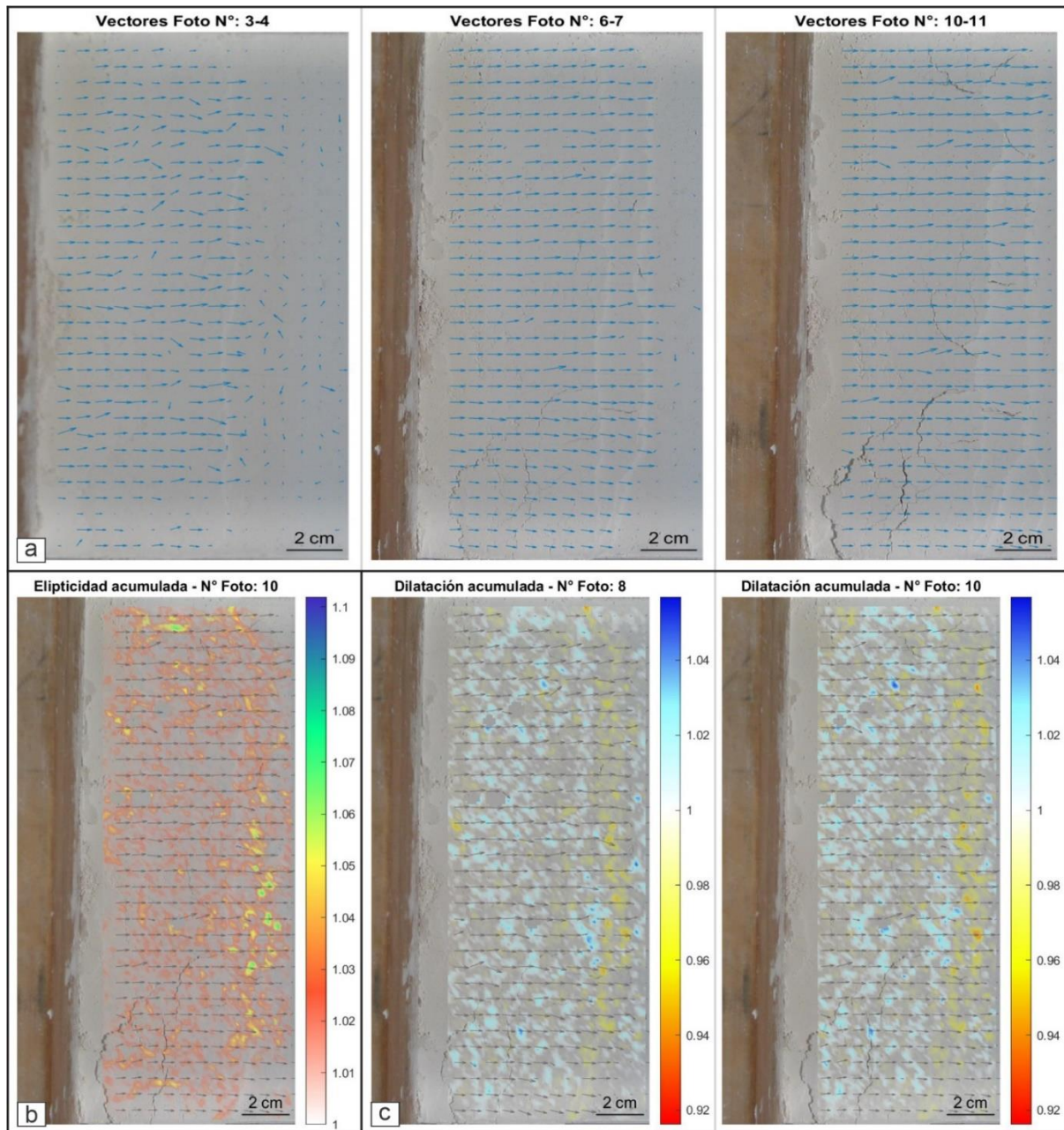


Figura 8.10. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-1, en la etapa de compresión. Nótese la disposición unidireccional de los vectores, indicando sentido de movimiento hacia la derecha. b y c. Elipticidad acumulada R y dilatación acumulada, correspondientes al estado final de compresión, y a un estado intermedio y final de compresión, respectivamente.

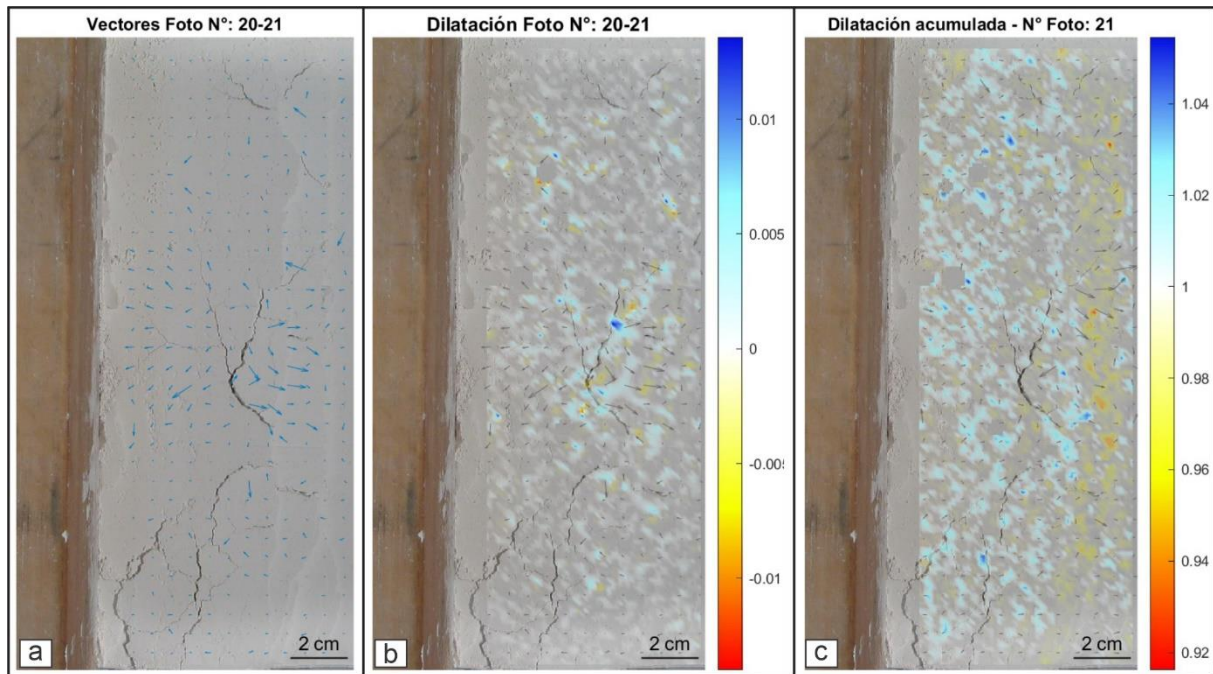


Figura 8.11. a. Vectores desplazamiento en superficie en el estado final de inyección en el modelo S2-1. Nótese la disposición radial en torno a la intrusión. b. Dilatación progresiva correspondiente al mismo estado indicado en a. c. Dilatación acumulada asociada a la compresión.

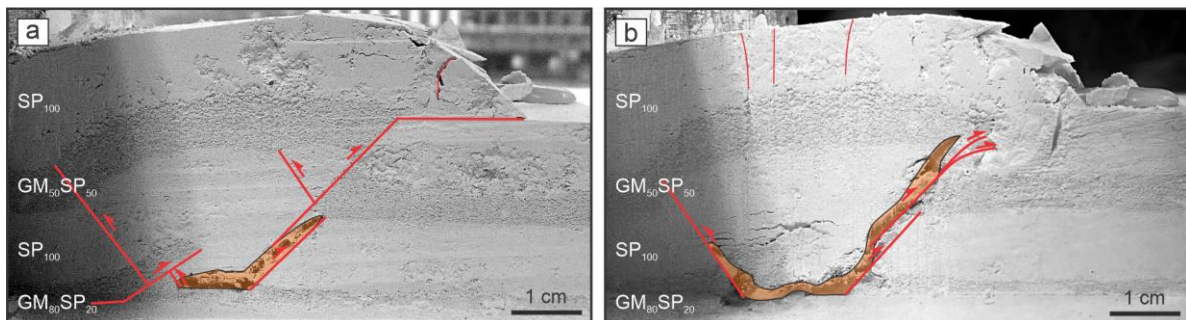


Figura 8.12. Corte transversal y morfología del cuerpo emplazado en el experimento S2-1. a. Corte transversal A-A', a los 9.5 cm del margen superior. b. Corte transversal B-B', a los 11 cm del borde superior, sobre el inlet.

En corte transversal se observó el desarrollo de un corrimiento principal y dos retrocorrimientos. La intrusión adopta inicialmente una morfología de filón capa en el contacto entre las capas 1 (GM/SP 70/30) y 2 (SP). En el núcleo anticlinal donde la capa 1 está engrosada por despegue, el cuerpo magmático adopta una forma masiva de 0.4 cm de espesor. Se propaga hacia el interior de la capa 2 a partir de los corrimientos y retrocorrimientos desarrollados (Figura 8.14a). En algunos sectores se emplaza hacia el lateral al alcanzar la interface entre la capa 2 y la capa 3 de GM/SP 70/30, para rápidamente continuar ascendiendo por el retrocorrimiento. El máximo nivel de emplazamiento en este modelo es la capa 3, por lo que no hay evidencia superficial de la

intrusión, y la morfología del cuerpo intrusivo final es continua y similar a lo largo de distintos cortes transversales, realizados cada 2 cm (Figura 8.14 b-d).

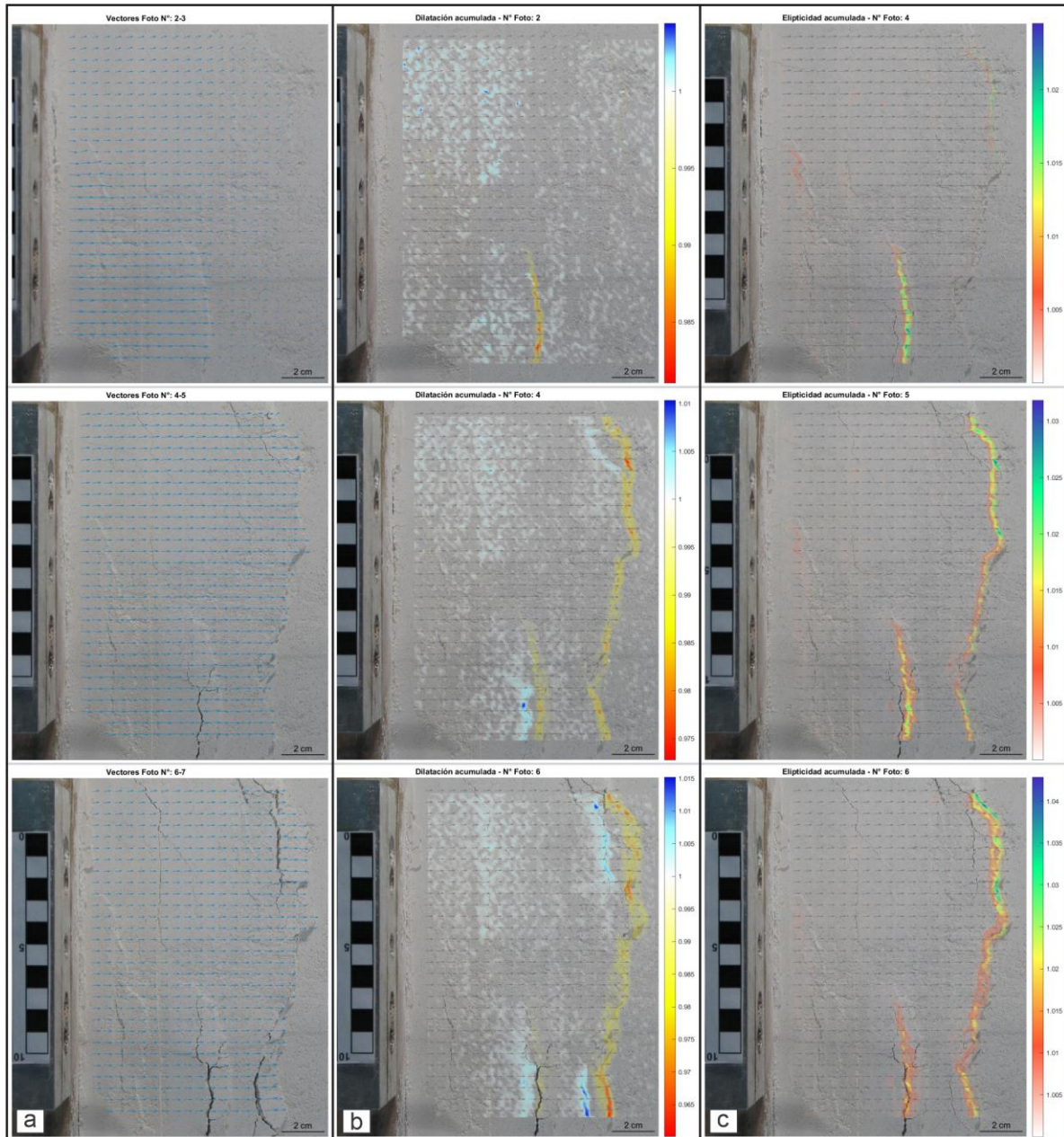


Figura 8.13. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-2. b y c. Dilatación acumulada y elipticidad acumulada R, respectivamente, correspondientes al mismo estado indicado en a. Nótese que no hay registro de deformación por inyección.

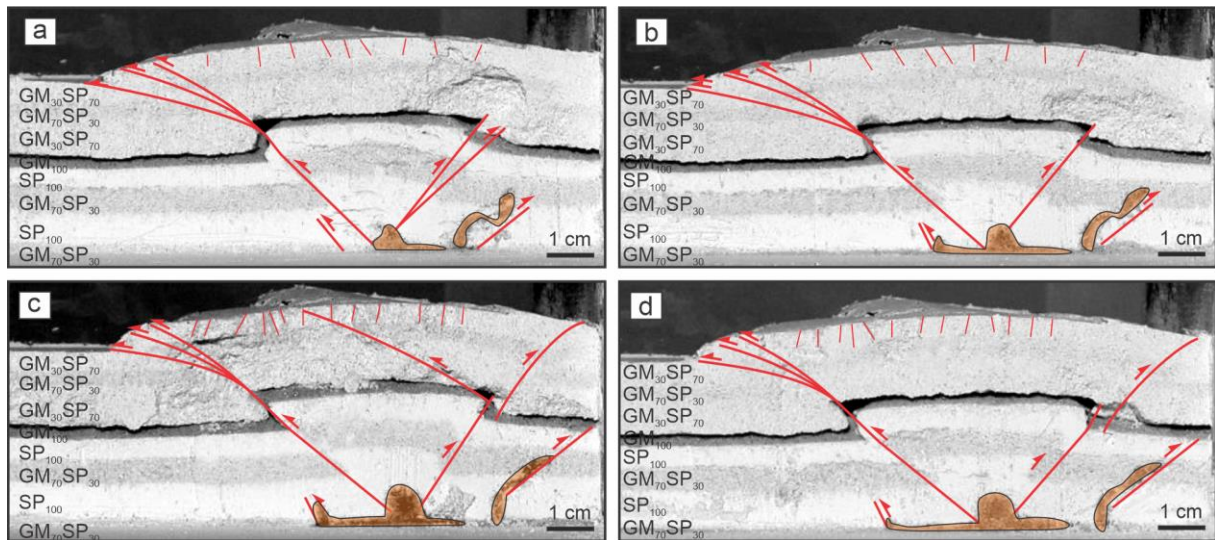


Figura 8.14. Corte transversal y morfología del fluido intruído en el experimento S2-2. a. Corte transversal A-A', a los 6 cm del margen superior. b. Corte transversal B-B' a los 8 cm del borde superior. c. Corte transversal C-C' a los 10 cm del borde superior. d. Corte transversal D-D' a los 11 cm del borde superior, sobre el *inlet*.

El experimento S2-3 es similar al anterior, pero con una tasa de inyección mayor. Se comprimió durante 4'02'' produciendo un acortamiento de 3 cm. En superficie se observa el desarrollo de dos corrimientos en secuencia y fracturas tensionales paralelas al eje de la charnela, que, con la progresión de la deformación, se propagan y unen (Figura 8.15a). Esta evolución muestra buena correlación con la dilatación, que indica tensión en la zona de charnela y compresión en los frentes de corrimientos (Figura 8.15b). Los ejes principales de las elipses de deformación se orientan progresivamente en forma paralela a los frentes de los corrimientos y perpendiculares a las fracturas tensionales en la zona de charnela (Figura 8.15c).

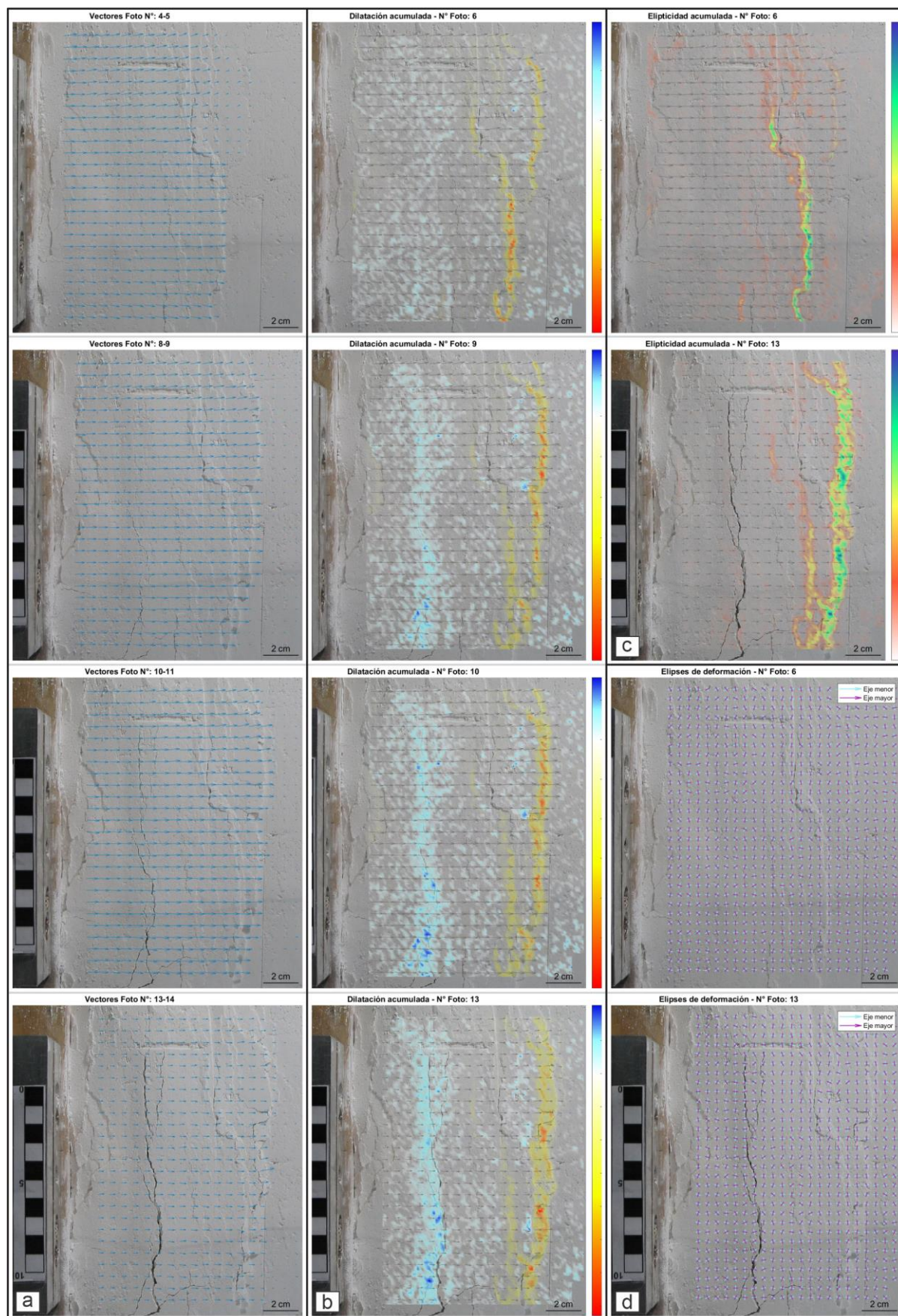


Figura 8.15. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-3, en la etapa de compresión. Nótese la disposición unidireccional de los vectores, indicando sentido de movimiento hacia la derecha. b. Dilatación

acumulada, correspondientes a los mismos estados indicados en a. Observar la deformación dilatacional en la charnela del pliegue, dada por los tonos celestes, y la deformación compresiva en los frentes de los corrimientos activos, indicado en tonos amarillos a rojizos. c. Elipticidad acumulada en un estado intermedio y final de compresión, la misma se concentra principalmente en las zonas de corrimientos, y con menor identidad en las fracturas tensionales. d. Elipses de deformación correspondientes a los estados indicados en c.

Posteriormente se realizó la inyección durante 130'', sin extruir. En el sector cercano al borde superior del modelo, la superficie se deformó por abombamiento sobreimpuesto a la zona de charnela y hacia el limbo frontal, ascendiendo 0.4 cm respecto a la superficie deformada previamente. En una primera instancia se produjo la apertura de las fracturas tensionales formadas previamente, y rápidamente se formaron fracturas tensionales perpendiculares y oblicuas al eje del pliegue, en torno a una fractura concéntrica anular.

Esta evolución se aprecia en la Figura 8.16, donde se observa el cambio en el patrón de los vectores desplazamiento, desde una instancia inicial en la cual los mismos presentan una única dirección de flujo en sentido de la compresión (Figura 8.15a), hacia un estado de distribución radial hacia afuera respecto de un centro de máxima curvatura (Figura 8.16.a), mostrando un comportamiento similar a los experimentos de la Serie 1. La progresión en la dilatación incremental y acumulada obtenidas con GEODEF son consistentes, mostrando en estos sectores valores altos de dilatación (tonos celestes en las figuras), mientras que el resto de la superficie no experimenta cambios (Figura 8.16b). Durante esta etapa los ejes mayores de las elipses de deformación se orientan paralelos a la dirección máxima de apertura (Figura 8.16c).

En corte transversal es posible distinguir la curvatura generada por la intrusión observando el estado deformado pre-inyección y post-inyección, donde se aprecia el alzamiento debido a la inyección posterior a la deformación (Figura 8.17a y b). Las Figuras 8.17 c-h corresponden a cortes transversales realizados cada 2 cm, comenzando en el cm 4 y culminando en el cm 14, respecto del margen superior. A partir de las mismas es posible observar que el fluido inicialmente se propagó desde el *inlet* hacia la capa 1 y el contacto con la capa 2, mediante un filón capa de 0.3 cm de espesor. Posteriormente instruye secuencia arriba a través de los planos de un corrimiento y un retrocorrimiento, en forma similar al experimento S2-3. Al alcanzar la capa 3 de GM/SP 70/30 se emplaza a lo largo de la misma adoptando una forma de *saucer shaped sill*, con la base plana en la capa 3 y las prolongaciones laterales hacia la capa 4 de SP, a lo largo de corrimientos.

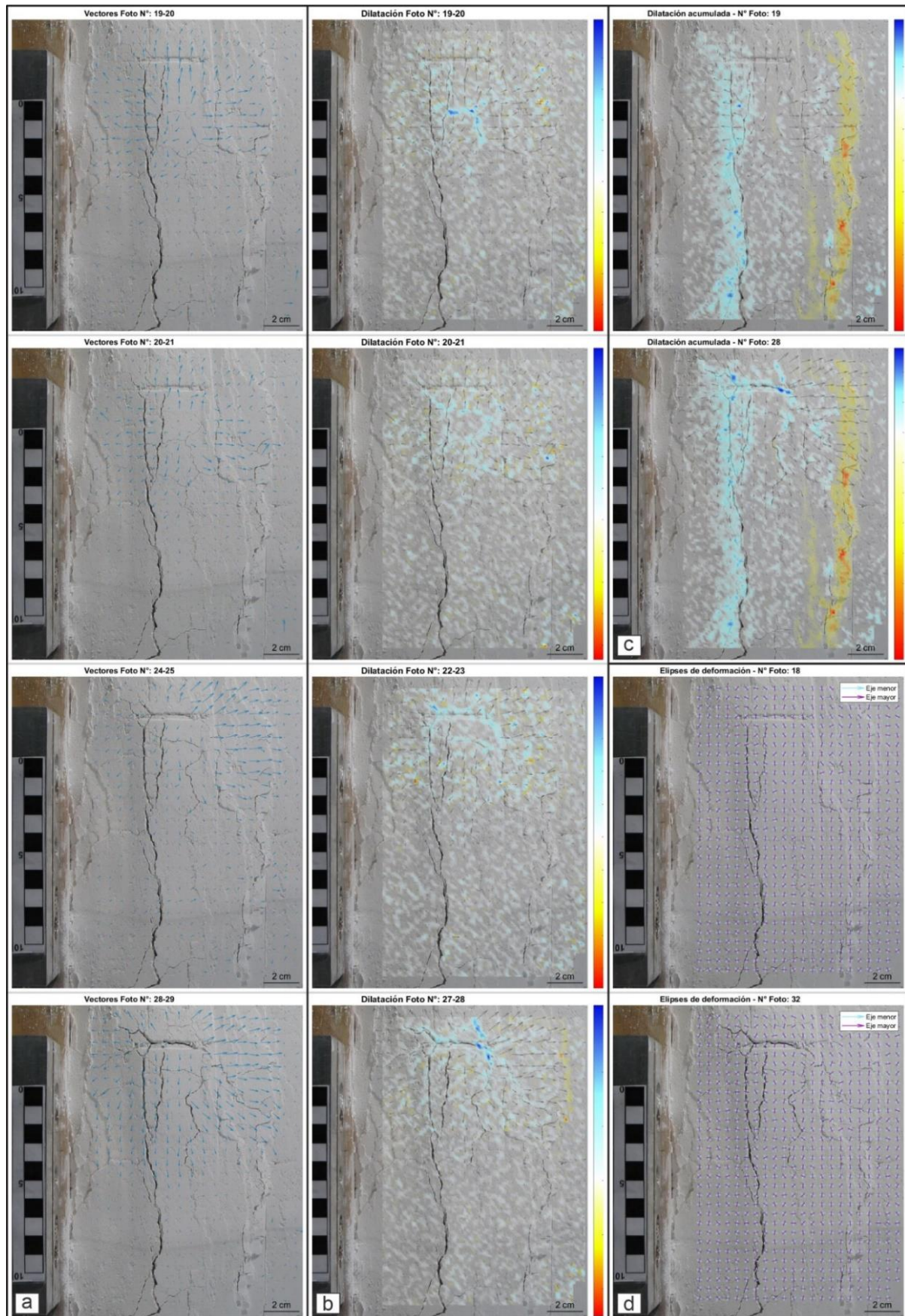


Figura 8.16. a. Vectores desplazamiento en superficie del modelo S2-3, en la etapa de inyección. Nótese la disposición radial hacia afuera de los vectores en la zona de charnela por encima del *inlet* de intrusión. b. Dilatación progresiva,

correspondientes a los mismos estados indicados en a. Observar la deformación dilatacional en la charnela del pliegue, dada por los tonos celestes, dada por la apertura y propagación de fracturas tensionales asociado a la intrusión. c. Dilatación acumulada en un estado intermedio y final de inyección, la misma se concentra principalmente en las zonas de charnela y abombamiento. d. Elipses de deformación correspondientes a los estados indicados en c.

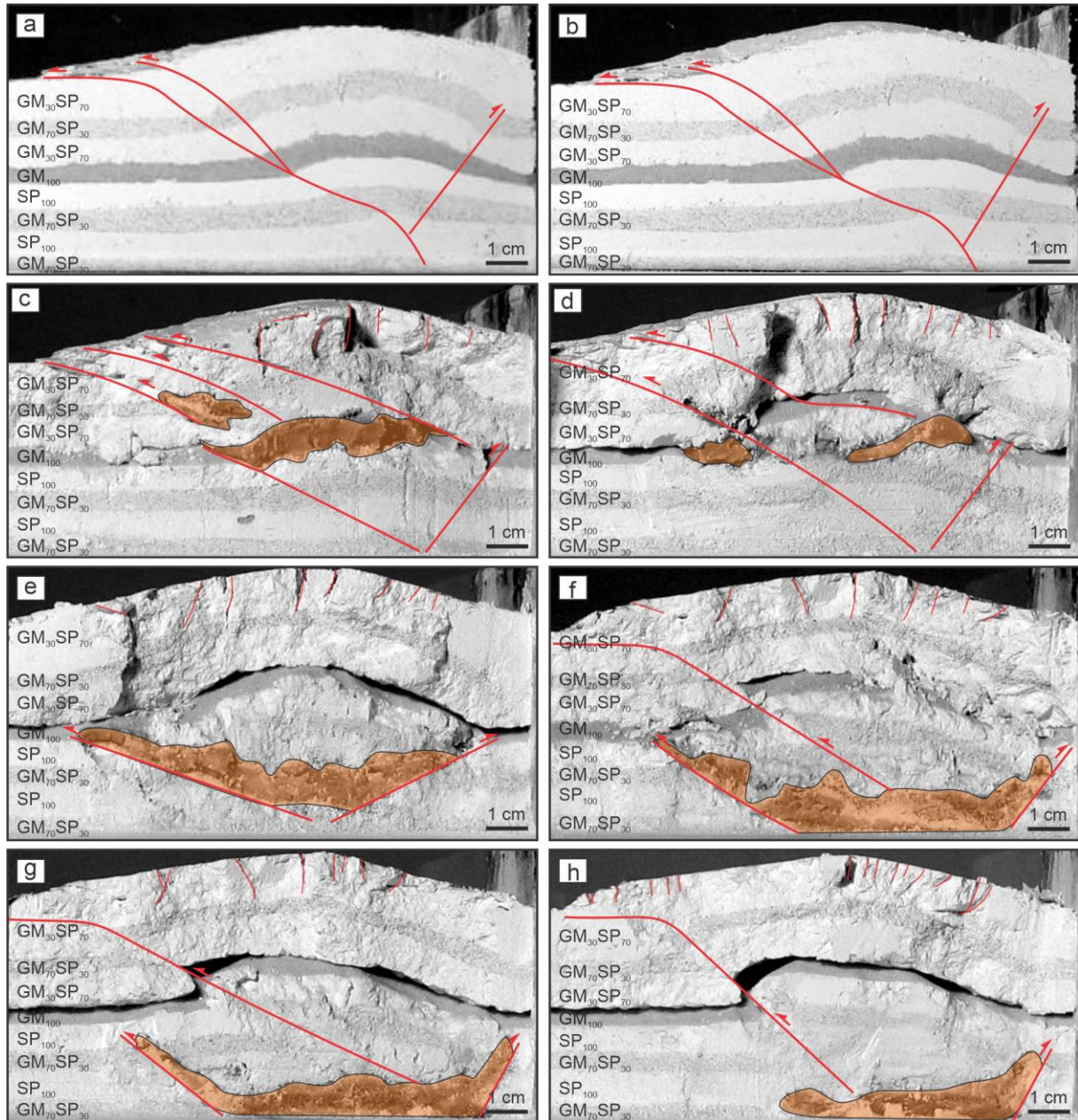


Figura 8.17. Corte transversal y morfología del cuerpo intruido en el experimento S2-3. a. Vista transversal del margen superior del modelo en la etapa final de la deformación, previa a la inyección. b. Vista transversal del margen superior del modelo posterior a la inyección. Nótese el cambio en la topografía en la zona de charnela y limbo frontal. c. Corte transversal A-A', a los 4 cm del margen superior. d. Corte transversal B-B' a los 6 cm del borde superior. e. Corte transversal C-C' a los 8 cm del borde superior. f. Corte transversal D-D' a los 10 cm del borde superior. g. Corte transversal E-E', a los 12 cm del borde superior. h. Corte transversal F-F', a los 14 cm del borde superior.

Al alcanzar la capa 5, compuesta íntegramente de GM, representando la capa de menor cohesión de la secuencia, se expande como un cuerpo masivo, emplazado entre base y techo de la unidad, copiando la curvatura anticlinal. Desde allí, intruye secuencia arriba mediante el plano de corrimiento, hasta alcanzar la capa 7.

Existe una clara relación entre el nivel alcanzado por la intrusión en profundidad con respecto a la deformación en superficie, de manera que en la zona donde la intrusión alcanza la capa 5 y forma el cuerpo masivo, se produce deformación mediante fracturas de tensión en superficie. Una vez superado este nivel, el fluido se propaga hacia las capas 6 y 7 mediante los planos de corrimientos previamente formados. En contraposición, en las zonas donde la intrusión sólo alcanza a las capas basales 1 a 3, no se registra deformación superficial.

El experimento S2-4 se acortó en total 3.75 cm a velocidad constante. Durante los últimos 0.35 cm de compresión, se inyectó Vegetalina líquida, en forma coetánea a la compresión. El tiempo de intrusión fue de 182", a la misma tasa que el modelo S2-3, y se ejecutó hasta que alcanzó la superficie. Durante la etapa inicial de compresión simple, en superficie se registró la formación de 4 corrimientos en secuencia y un retrocorrimiento, mientras que se comenzaron a desarrollar desde el margen superior e inferior del modelo, fracturas tensionales paralelas al eje del plegamiento. Con el comienzo de la inyección de aceite vegetal concomitante al acortamiento, la estructura anticlinal continuó siendo transportada hacia adelante mientras que las fracturas tensionales se propagaron hasta unirse. Al igual que en el modelo S2-3 se formaron, en el sector medio y hacia el margen superior, fracturas tensionales, oblicuas y ortogonales al eje anticlinal, producto de la inflación de la superficie por la intrusión. Este efecto inflacionario alcanzó un máximo de altura de 0.3 cm respecto al entorno, al tiempo que se dio la máxima apertura en las fracturas. Posteriormente se produjo la extrusión del fluido, en concomitancia con una etapa deflacionaria, en la cual las fracturas tensionales experimentaron un leve cierre.

La evolución descrita se percibe con claridad en el campo de vectores desplazamiento, desde un estado de flujo continuo unidireccional (Figura 8.18 fila superior), en la etapa de compresión simple, a un estado en el cual se da la combinación de flujo en la dirección de compresión, y la perturbación local del campo en la sección media y superior, con vectores desplazamiento indicando un movimiento radial hacia afuera en la zona en la que se intruye y desplaza el fluido en profundidad (Figura 8.18 fila media e inferior). Esto es consistente con el patrón de deformación incremental, en los que se observa deformación compresiva en los frentes de corrimiento al tiempo que avanza el acortamiento (Figura 8.19 a-c).

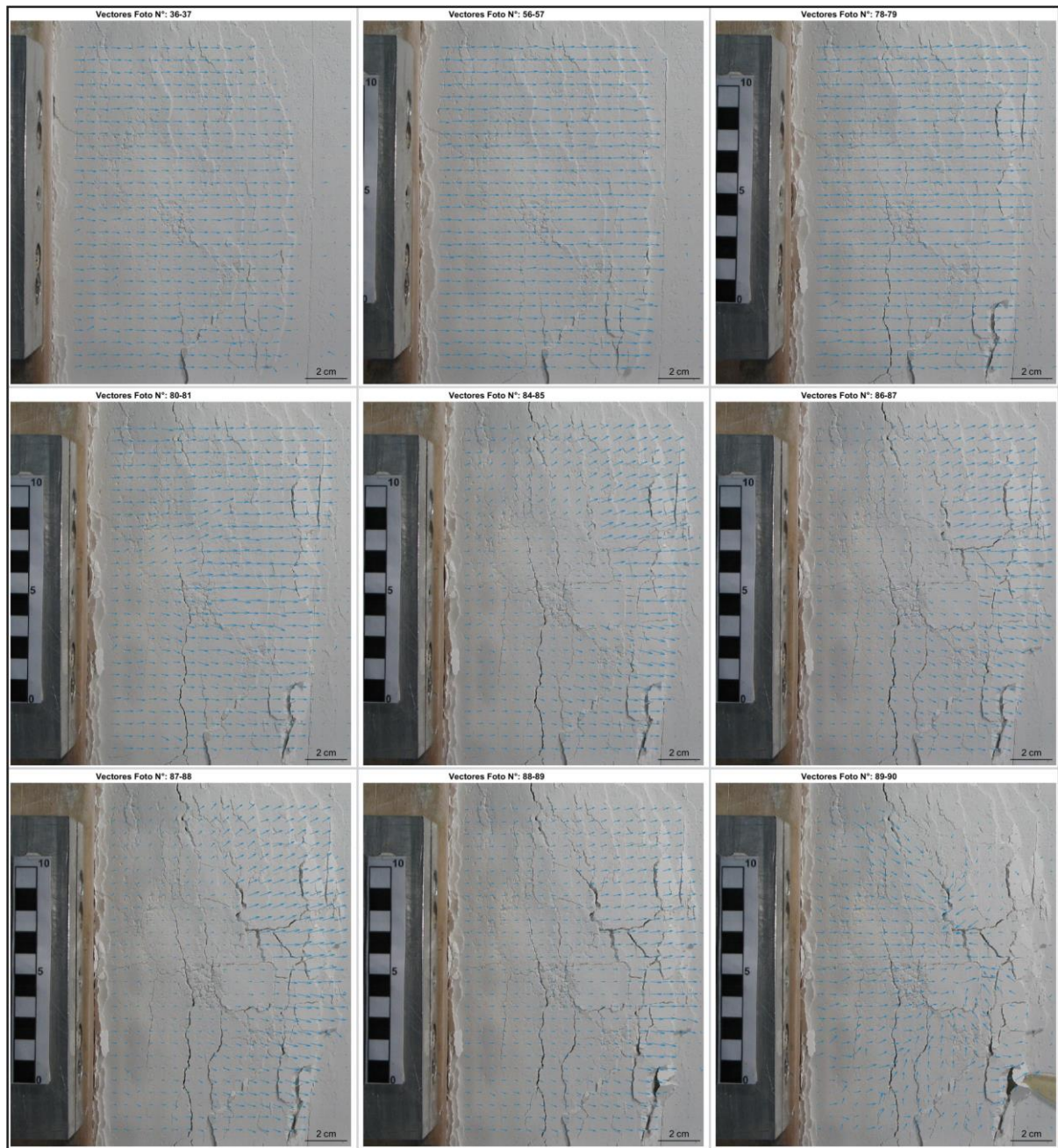


Figura 8.18. Vectores desplazamiento del modelo S2-4. En la fila superior se aprecia la evolución de la deformación únicamente por compresión. En la fila media se observa la distorsión del patrón de vectores en el centro del modelo, donde los vectores se disponen radiales hacia afuera. En la fila inferior se hace visible en superficie la apertura de fracturas tensionales asociadas a la intrusión.

A partir del inicio de la inyección, en conjunto con la dilatación negativa en el frente de deformación, se observa un incremento en la dilatación en las zonas donde se propagan las fracturas oblicuas y ortogonales al plegamiento, en la zona centro y hacia el margen superior del modelo (Figura 8.19 d-g). En los estadios finales, la deformación asociada al emplazamiento migra hacia el margen inferior del modelo, donde aumenta la dilatación en una fractura antes inmóvil, hasta extruir (Figura 8.19 h-i). Nótese que, en este estadio final deflacionario, las fracturas del

sector superior experimentan una contracción o cierre. Los valores de dilatación acumulada y elipticidad acompañan las observaciones anteriores (Figura 8.20).

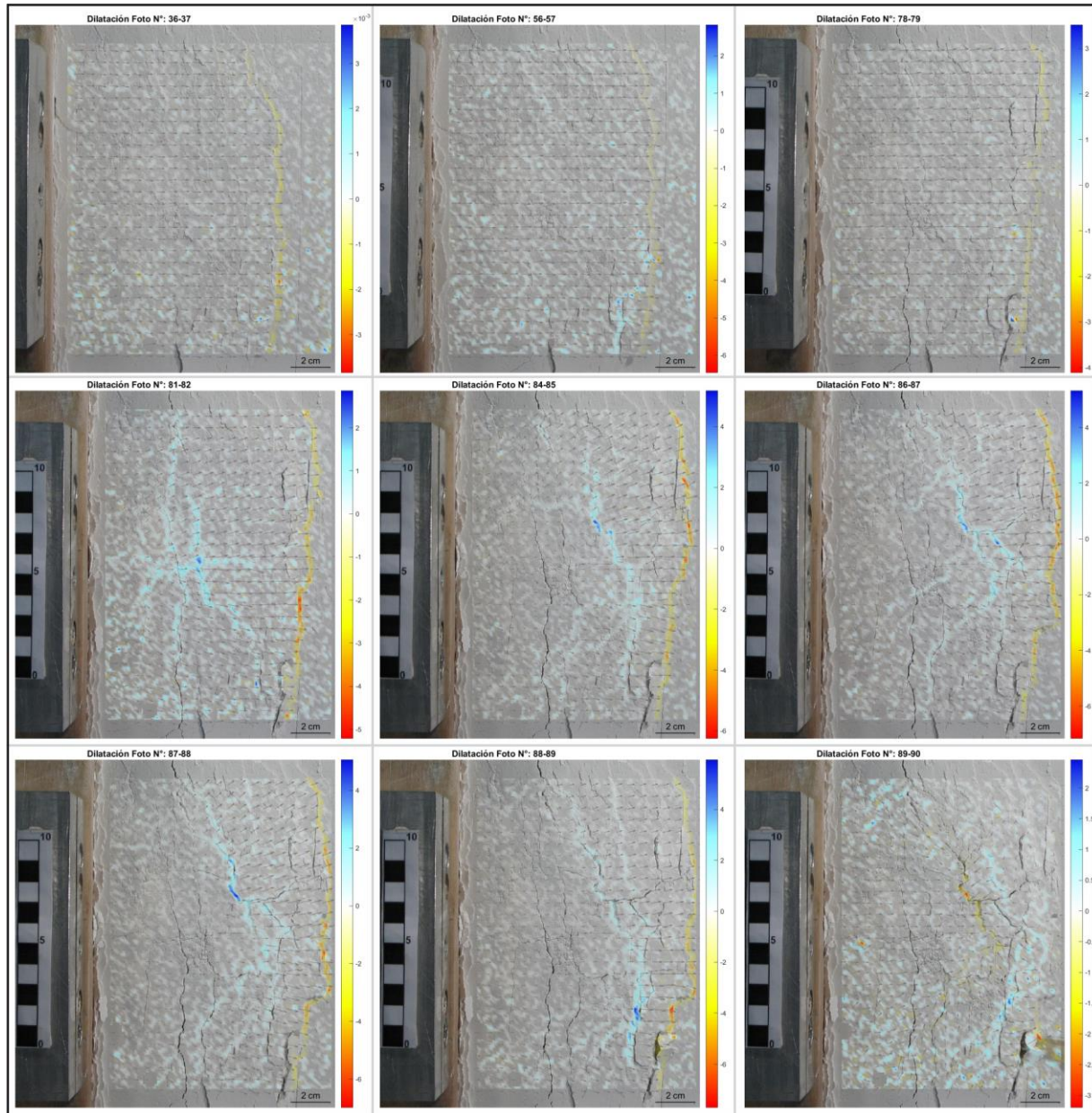


Figura 8.19. Dilatación incremental del modelo S2-4, correspondiente a los mismos estados indicados en la figura 19. En la fila superior se observa el avance de la deformación dado principalmente por corrimientos (realizados en tonos amarillos). En la fila media se observa la distorsión del patrón de vectores en el centro del modelo, con deformación dilatacional dada por fracturas tensionales. En la fila inferior se acentúa la deformación dada por la intrusión, al tiempo que continúan activos los frentes de corrimientos, indicados en tonos amarillos

En una sección transversal, es posible apreciar, en primera instancia la formación de un corrimiento principal y un retrocorrimiento, y la curvatura anticlinal asociada, y otros corrimientos menores. En el estado final de compresión e inyección concomitante se alcanza el máximo topográfico en el periodo inflacionario, y al extruir, se produce la deflación. Los cortes

transversales se realizaron desde el borde superior del experimento, en forma paralela a la dirección de compresión. En cercanías al límite superior, en las secciones A-A', B-B' y C-C', la intrusión alcanza la capa 3 de GM/SP 70/30, donde se propaga a lo largo de un despegue que da lugar a un retrocorrimiento, mientras que también se propaga secuencia arriba por un plano de corrimiento, hasta alcanzar la capa 5 de SP 100, donde forma un pequeño cuerpo masivo en el limbo frontal del pliegue (Figura 8.21a-c). En el corte a la altura del *inlet* (sección D-D', Figura 8.21d), la intrusión se encuentra en niveles más profundos, formando un cuerpo masivo con forma de filón de 0.3 mm de espesor alojado en la interfase entre la capa 1 y la capa 2, desde donde se propaga secuencia arriba por los planos de falla, alcanzando la capa 2 en el retrocorrimiento, y la capa 5 en el corrimiento. En esta zona del modelo, el aceite vegetal logró percolar en el material granular, resultando en una intrusión de aspecto final masivo, que no representa el espesor real.

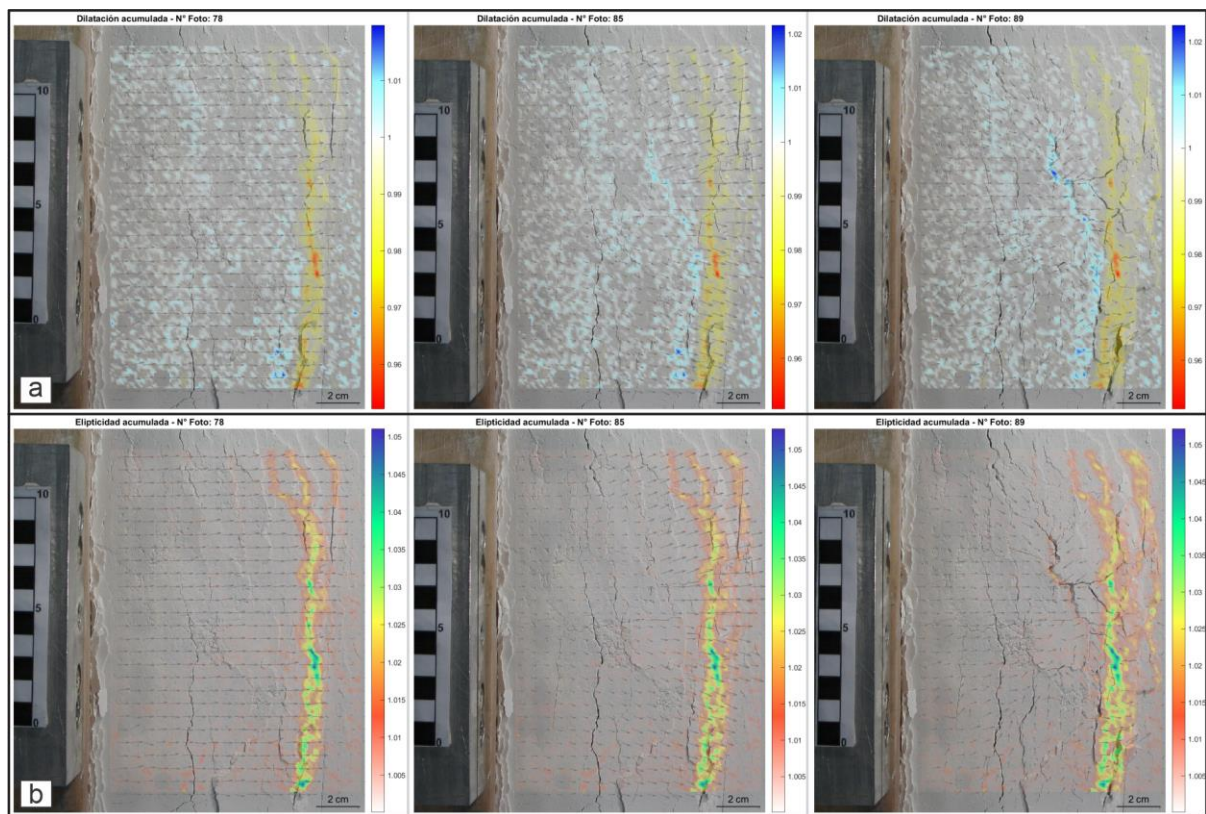


Figura 8.20. Dilatación acumulada en estado de solo compresión a compresión e inyección concomitante. Elipticidad R correspondiente a los mismos estados q a.

Hacia el límite inferior del modelo, el fluido también se emplaza por los planos de fallas. En este sector, al alcanzar la capa 5 forma un cuerpo masivo, y rápidamente logra propagarse hacia la

superficie mediante un dique de 0.1-0.2 cm de espesor a lo largo del corrimiento principal (secciones E-E' y F-F', Figura 8.21 e-f).

Al igual que en el modelo S2-3, existe una clara relación entre la deformación superficial y la propagación de la intrusión en los distintos niveles en profundidad. La deformación registrada en las Figuras 8.20 e-g se correlacionan con la intrusión alcanzando la capa 5, mientras que la migración de la deformación superficial hacia el sector por donde finalmente extruye, se correlaciona con el rápido ascenso del fluido a través del plano de corrimiento, tal como queda registrado en los cortes E-E' y F-F'.

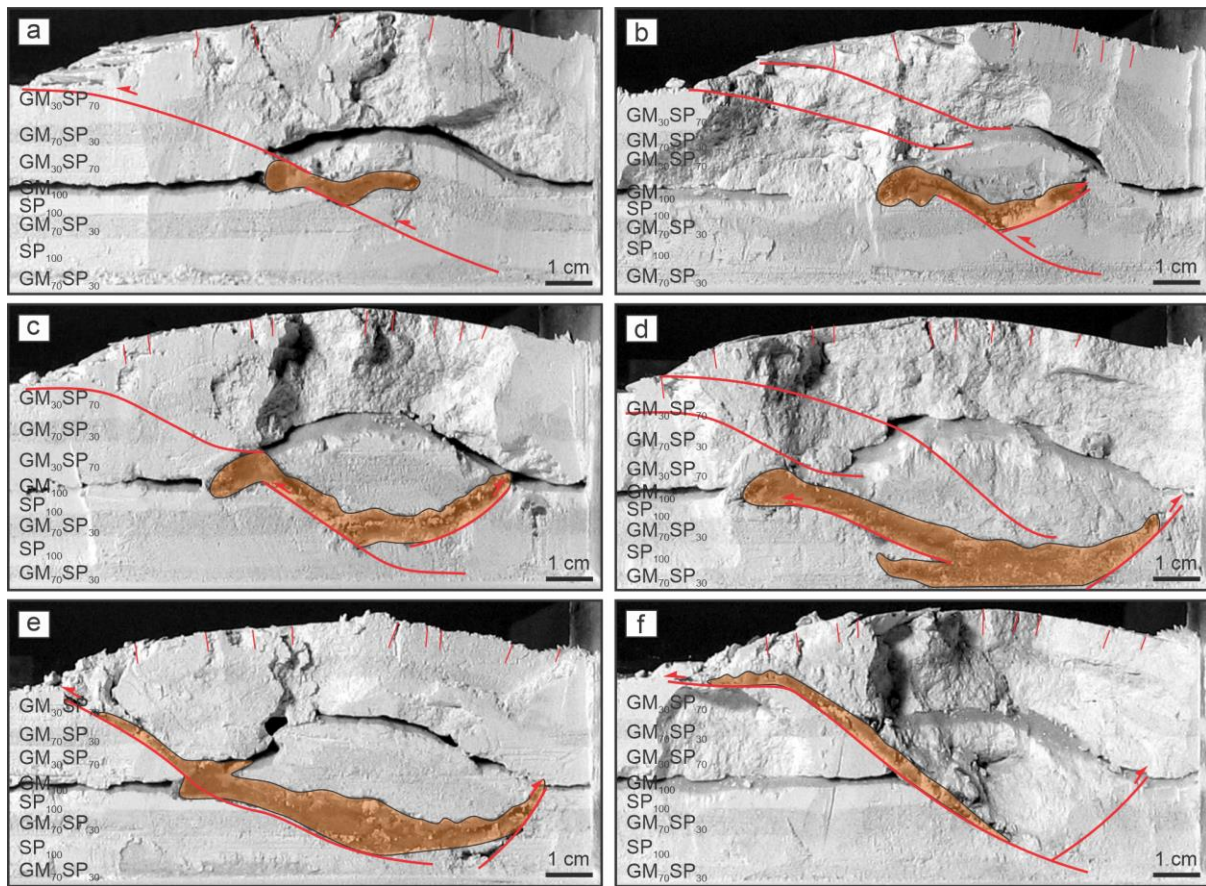


Figura 8.21. Corte transversal y morfología del cuerpo intruido en el experimento S2-4. a. Corte transversal A-A', a los 5 cm del margen superior. b. Corte transversal B-B' a los 7 cm del borde superior. c. Corte transversal C-C', a los 9 cm del borde superior. d. Corte transversal D-D' a los 11 cm del borde superior. e. Corte transversal E-E', a los 12 cm del borde superior. f. Corte transversal F-F', a los 14 cm del borde superior.

8.5. Discusión y conclusiones parciales

8.5.1. Serie 1: control reológico del hospedante y arquitectura intrusiva en medios estratificados

En los modelos de la Serie 1 la intrusión se desarrolla como filón capa en contactos débiles, genera domos de sobrecarga de baja a moderada amplitud ($H/l \approx 0,05-0,10$) y un sistema de fracturas anulares que canalizan la expansión lateral y vertical. La arquitectura intrusiva depende del modo de deformación del hospedante. En bancos competentes (SP 100) domina la apertura modo I, con progresión filón capa $\rightarrow$ *cone-sheets* y tramos de diques que conectan niveles. En bancos incompetentes (GM 100) domina la cizalla: el filón capa engrosa el cuerpo evoluciona hacia lacolitos macizos “*punched*” con fallamiento inverso anular. Entre ambos extremos, las mezclas SP-GM revelan un régimen transicional: en niveles ricos en SP (p. e. 70/30) persisten filones capa delgados e *inclined sheets*; en 50/50 coexisten láminas con lóbulos en el frente activo, y aparecen bandas de cizalla incipientes en el techo; en niveles ricos en GM (p. e. 30/70) la cizalla pasa a controlar el crecimiento, aumenta la densidad de fallas anulares y se intensifica el domamiento. En todo el continuo, los contactos estratigráficos siguen actuando como planos preferenciales para filones capa y los tramos de diques subverticales resuelven la conectividad entre intrusivos cuando cambian las propiedades entre capas.

El vínculo entre arquitectura interna y la deformación superficial es directo. En capas ricas en SP, la respuesta se aproxima a flexión con apertura tensional y la propagación permanece tabular; en capas con mayor GM, la cizalla genera engrosamiento por empuje, domos más marcados y fracturación periférica más densa. Este último comportamiento coincide con reconstrucciones naturales del domo de Pampa Amarilla, al oeste del anticlinal Malargüe, donde el espesor/longitud del lacolito y la presencia de fallamiento perimetral indican crecimiento controlado por fallas más que por simple flexión elástica (Galland et al., 2022).

Las interpretaciones aquí resueltas son coherentes con marcos experimentales previos. Primero, con el continuo elasto-plástico de emplazamiento propuesto para corteza frágil: todo cuerpo tabular inicia como sill y, al superar un radio crítico, el material sobreyacente falla (Schmiedel et al., 2017; Schmiedel et al., 2019). El continuo observado entre SP 100 y GM 100 reproduce ese umbral y su cinemática. Segundo, con la deflexión dique $\rightarrow$ filón capa en medios estratificados elásticos, donde un techo más rígido favorece la propagación lateral a lo largo de la interfase (Kavanagh et al., 2006). Tercero, con los modelos recientes sobre segmentación: la aparición de lóbulos y “*fingers*” en medios de baja cohesión, y de láminas continuas en medios competentes concuerda con las configuraciones observadas, en mayor escala, en GM 100 y SP 100, respectivamente (Guldstrand, 2022; Arachchige et al., 2022). En conjunto, la Serie 1 demuestra

que la competencia del hospedante y la estratigrafía frágil ejercen un control de primer orden en la geometría intrusiva y su firma estructural en superficie.

8.5.2. Serie 2: intrusión durante acortamiento en medios estratificados

En la Serie 2 se distinguieron dos regímenes según la cronología entre acortamiento e inyección. Cuando el acortamiento precede a la inyección, los corrimientos y retrocorrimientos creados en la etapa compresiva se reactivan como vías de ascenso: el magma migra por rampas y planos, se aloja como filón capa en niveles de despegue y conecta verticalmente mediante tramos de diques que resuelven saltos de nivel. En superficie, si la intrusión permanece en capas competentes y a mayor profundidad efectiva, la presión litostática limita la curvatura y se observan domos bajos y grietas tensionales sin rechazo apreciable; a igual competencia, pero a menor profundidad, la menor confinación incrementa la curvatura y pueden activarse fracturas anulares. Cuando la intrusión intercepta niveles incompetentes, el engrosamiento por empuje favorece fallas anulares y domos asimétricos por basculamiento diferencial de las capas suprayacentes, efecto que se acentúa si esos niveles son someros o si están conectados con corrimientos. Este patrón cambia cuando el acortamiento y la inyección son coetáneos: el sector del corrimiento en operación focaliza la intrusión, aumenta la conectividad vertical a lo largo del plano de falla y la zona de inflado migra con el frente de deformación. La tasa de inyección controla la amplitud del domo y la densidad de grietas, pero la extrusión depende de la existencia de corredores estructurales activos; la tasa de acortamiento y, en conjunto, la relación R (acortamiento/inyección) gobiernan dónde se localiza el ascenso y qué porción del domo se activa.

Este comportamiento sintetiza y ordena mecanismos ya propuestos para emplazamientos en compresión y en fajas plegadas y corridas. Los modelos de acortamiento horizontal muestran que los corrimientos canalizan el transporte magmático, que los planos alojan filones capa y que la superposición temporal entre acortamiento e intrusión controla la localización del ascenso (Galland et al., 2007; Ferre et al., 2012); los resultados aquí expuestos reproducen ese comportamiento estructural y explican la mayor focalización cuando R disminuye y el corrimiento está activo. La compresión regional también desvía diques para convertirlos en filones capa y favorece la propagación lateral en horizontes débiles (Menand et al., 2010), lo que explica la preferencia por niveles de despegue y la formación de filones capa en interfaces con capas más competentes durante el acortamiento.

La relación entre competencia y profundidad aporta la clave para interpretar la deformación superficial. Modelos numéricos de domos forzados muestran que el aumento del confinamiento con la profundidad atenúa la curvatura y desplaza hacia valores mayores el umbral de rotura; a menor profundidad, genera curvaturas mayores, concentra esfuerzos en el “hombro” del domo y facilita la nucleación de fracturas anulares. Este efecto de escala se reproduce mejor con modelos elasto-plásticos, dado que los modelos puramente elásticos subestiman la rotura observada. Estos indican que la extensión de la zona plástica disminuye con la profundidad y aumenta cuando el hospedante es más débil (Galland y Scheibert, 2013; Scheibert et al., 2017; Morand et al., 2024), en coherencia con la transición observada desde grietas tensionales en capas competentes a fallamiento periférico cuando el cuerpo engrosa en niveles incompetentes someros.

Las conclusiones que se desprenden de estos modelos amplían los marcos previos en dos direcciones. Por un lado, integran explícitamente la estratigrafía mecánica y la profundidad efectiva en un mismo conjunto de experimentos, demostrando que la competencia decide el modo (apertura tensional tabular en capas competentes; cizalla y engrosamiento en capas incompetentes) y que la profundidad modula la amplitud del domo en superficie, de modo que más somero implica mayor deformación para igual tasa de inyección Q_i , mientras que, un emplazamiento más profundo atenúa la deformación superficial, salvo que existan corredores de baja resistencia. Este acoplamiento explica por qué el mismo Q_i genera domos más altos y redes de fracturas más densas cuando el cuerpo asciende hacia niveles incompetentes someros, pero no necesariamente produce extrusión si no hay conectividad estructural. Por otro lado, establecen el papel de las tasas: Q_i controla cuánta deformación superficial se genera, y la relación acortamiento/inyección R controlan dónde se localiza la intrusión. Con acortamiento previo, la intrusión reutiliza estructuras heredadas y puede quedar confinada si la conectividad vertical es limitada; con acortamiento-inyección simultáneos, el corrimiento activo se convierte en la ruta preferente, favoreciendo enlace vertical y, cuando se alcanza un nivel incompetente somero, el desarrollo de fallas anulares y domos asimétricos.

8.5.3 Controles reológicos y estructurales en el emplazamiento subvolcánico en la FPCM

La integración entre los modelos análogos y los casos de estudio de la FPCM indica un mismo hilo mecánico: durante la etapa de acortamiento paralelo a las capas (LPS), con σ_1 subhorizontal y σ_3 cercano a la vertical, los diques reocupan familias de fracturas oblicuas y transversales preexistentes y, localmente, se desvían a filón capa al interceptar interfaces competentes. Esta

organización explica la distribución regional de filones capa y diques y la cronología estructural reconstruida en ambos anticlinales.

El control reológico define el modo de avance lateral. En materiales análogos competentes (SP 100, homólogos a calizas) la propagación es tabular, con terminaciones en “escalones” y puentes de roca; en materiales incompetentes (GM 100, homólogos a lutitas) predominan lóbulos romos con deformación por cizalla y despegues en la caja. Esta dicotomía reproduce en afloramiento los contactos irregulares y los bordes segmentados de filones capas emplazados en calizas frente a los contornos lobulados y la cizalla en pelitas del núcleo de Los Blancos, y sustenta la lectura de comportamiento elástico vs indenter viscoso propuesta para el área.

Durante la etapa de LPS, la conmutación local $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ permite coexistencia de cizalla de rumbo y corrimientos, de modo que diques verticales se nuclean, se desvían a filón capa en interfaces con contraste reológico y reocupan fallas de mesoescala. Las familias de fracturas oblicuas NO-SE y NE-SO, la transversal E-O y la longitudinal N-S inicial reconocidas en los anticlinales los Blancos y Torrecillas, y que se vinculan genéticamente a los filones capa, dan cuenta de ello.

La compresión durante la construcción anticlinal impone la jerarquía de conductos. Los corrimientos y los núcleos anticlinales actúan como colectores y sitios de creación de espacio para filones capa y lacolitos. Los planos y las rampas estructurales concentran el transporte magmático, favorecen cuerpos tabulares elongados a lo largo del rumbo y el apilamiento de inyecciones que engrosan hacia morfologías lacolíticas. Esto es consistente con ejemplos análogos y con la frecuente ocurrencia de sistemas de filones capa y lacolitos presentes en los núcleos anticlinales. Cuando la inyección es concomitante a la deformación, el corrimiento activo focaliza el flujo y acelera el enlace vertical, con intrusiones que migran junto al frente de deformación. La curvatura anticlinal permite además que diques se nucleen en charnelas y limbos. Este comportamiento explica la preferencia de observada por planos de falla y contactos débiles en el anticlinal Los Blancos.

En conjunto, este capítulo permite definir, en base a los modelos análogos y la interpretación de los casos de campo que: (i) la estratigrafía mecánica determina el modo de propagación y la forma de los filones capa; (ii) la fase de acortamiento paralelo a las capas y la paradoja $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ constituyen una etapa clave en el emplazamiento de filones capa y diques, estos últimos condicionados por la herencia estructural; (iii) la cronología acortamiento-inyección controla qué estructuras se reactivan y dónde se localiza el ascenso; y (iv) los corrimientos y núcleos anticlinales son los principales habilitadores de filones capa y lacolitos.

Capítulo 9. Integración de resultados y propuesta evolutiva

9.1. Integración de resultados estructurales

El análisis comparado de los anticlinales Los Blancos y Torrecillas en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe muestra un almacén de fracturas común, con variaciones locales ligadas a la herencia de fallas de basamento y al avance del frente compresivo. En Los Blancos, el fracturamiento en los grupos Cuyo y Lotena, y las formaciones Tordillo y Vaca Muerta se organiza en cinco familias a escala de pliegue: NO (I), NNE (II), NE (III), E a ONO (IV) y una longitudinal N (V) (Figura 9.1 a). En el limbo frontal se agregan conjuntos sublongitudinales de baja inclinación asociados a corrimientos. Las relaciones de corte y el fold test indican que I y II son las más antiguas; III y IV muestran nucleación tensional previa y registran reactivación con cizalla; V reúne subfamilias longitudinales pre y sin-plegamiento. La cinemática de la falla Río Salado constriñe un pulso compresivo coetáneo del plegamiento, con σ_1 ENE–OSO.

En Torrecillas, las fracturas en el Grupo Cuyo, y las formaciones Tordillo y Vaca Muerta definen cuatro familias a escala anticlinal: NO (I), NE (II), ONO (III) y N (IV). I y III son las más antiguas y muestran reactivación por cizalla; II también es pre-plegamiento con cizalla local dextral; IV es longitudinal y sin-plegamiento (Figura 9.1 b). La inversión del campo de esfuerzo a partir de la cinemática de las fallas mesoscópicas y vetas en Cuhinchenque, Yaraví y Tordillo indica un σ_1 subhorizontal hacia NE y conmutación local $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$.

Los filones capas de ambos pliegues presentan diaclasas de enfriamiento principales y discontinuidades tectónicas reactivadas (Figura 9.1 c y d). Las familias persistentes y con relaciones de corte que indican su mayor antigüedad se interpretan como enfriamiento, mientras que la tendencia NO registra cizalla y las familias NNE a N son tardías, paralelas al eje de pliegue en ambos casos. La cronología relativa ubica el emplazamiento de filones capa en un estado pre-plegamiento influido por el campo tectónico, con σ_3 vertical, y episodios posteriores de reactivación en las etapas iniciales o durante el crecimiento del pliegue.

Como síntesis puede establecerse que ambos pliegues comparten un conjunto de estructuras con similitudes direccionales, cinemáticas y cronológicas: familias oblicuas NO y NE, una transversal E a ONO y una longitudinal N a los ejes anticlinales, asociada a etapas

sin-plegamiento. El contraste principal es la persistencia y extensión de la familia NNE en Los Blancos, con un desarrollo local y acotado en Torrecillas.

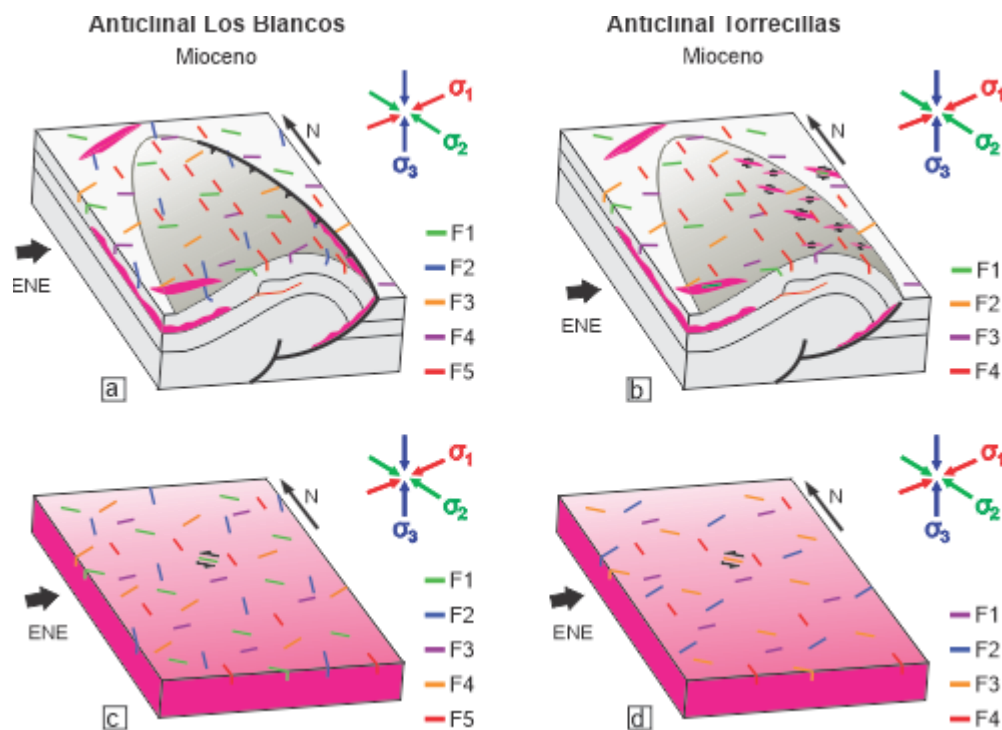


Figura 9.1. Síntesis de resultados e interpretación de estructuras registradas en los anticlinales Los Blancos y torrecillas. a. Estadio final de desarrollo del plegamiento en Los Blancos. b. Estadio final de desarrollo del plegamiento en Torrecillas. c. Fracturas de enfriamiento y tectónicas registradas en filones capa en Los Blancos. d. Fracturas de enfriamiento y tectónicas registradas en filones capa en Torrecillas.

La comparación con trabajos de la cuenca Neuquina y la FPCM refuerza este esquema. A escala regional, los trenes principales de fracturas NO y NE, con modas E y N subordinadas, son ubicuos en afloramientos jurásico-cretácicos y se vinculan a acortamiento paralelo a la capa, cizalla conjugada y deformación durante el crecimiento de pliegues. A diferencia de lo aquí señalado, Branellec et al. (2015) consignan un único tren de rumbo NE, que consiste de fracturas que se orientan en un rango entre N30° y N60°, aunque observan dos subpicos cercanos a ambos extremos, siendo el primero más abundante. Esta distribución es consistente con lo propuesto en este trabajo tanto para Torrecillas, donde se identifica la familia II, NE, mientras que, para Los Blancos, se consideran las familias II y III, NNE y NE respectivamente, como grupos separados. Hacia el sur, sobre la Faja Plegada y Corrida del Agrio, Giacosa (2020) reconoce un importante desarrollo de fracturas aproximadamente E y N: interpreta su origen

como respuesta a la evolución y crecimiento de los pliegues, ya que guardan una estrecha relación con la orientación de sus ejes N-S en las zonas relevadas.

Para la Formación Vaca Muerta, estudios estructurales y de diagénesis de fracturas reportan cuatro direcciones principales E, N, NO y NE, variación facies-dependiente e impacto en su conectividad (Lazari et al., 2015; Correa Luna et al., 2023), en línea con las diferencias de continuidad que aquí se registran entre litologías y dominios estructurales. Con dataciones U/Pb en carbonatos de rellenos de fracturas E en la Sierra de Reyes y Cara Cura, Cruset et al. (2021) acotan su edad al Cretácico Tardío–Paleoceno (72.8–60.9 Ma), con pulsos eocenos–miocenos. Estas edades enmarcan la cronología relativa obtenida aquí para la FPCM y sustentan que las familias E y parte de las oblicuas se originaron pre-plegamiento, con reactivaciones posteriores durante el LPS y plegamientos.

9.2. Origen de las fracturas en la faja plegada y corrida de Malargüe

La faja plegada y corrida de Malargüe (34–36°S) es un cinturón híbrido en el que la deformación de piel gruesa, dada por fallas de basamento heredadas, transfiere acortamiento a dominios de piel delgada, definiendo la arquitectura regional (Fuentes et al., 2016; Horton et al., 2016). Las estructuras de basamento muestran rumbos ONO, NNO a NNE, ligadas a depocentros oblicuos con fallamiento NNO–ONO en Atuel, Malargüe, Palauco y Sierra Azul, y NNE en los depocentros Río del Cobre, Los Blancos y Valenciana, por lo que dominan pliegues y corrimientos con rumbo N, NNE o NO–NNO (Giambiagi et al., 2009; Mescua et al., 2014; Bechis et al., 2020, y referencias allí). A escala de cuenca también se reconocen estructuras ONO–NO: en el Engolfamiento Neuquino se asocian a sistemas del Triásico Tardío–Jurásico Temprano, con direcciones NO y ONO y zonas de transferencia NE (Cristallini et al., 2009); en las fajas del Agrio y Chosmalal, lineamientos NO controlaron depocentros triásicos desviando localmente el rumbo (Cobbold y Rossello, 2003; Sagripanti et al., 2014; Turienzo et al., 2017; Correa Luna, 2023). En síntesis, direcciones NNO a NNE y ONO–NO, oblicuas a la faja, están bien representadas en el basamento. Considerando esta configuración heredada, la evolución del ángulo de convergencia de placas y los modelos estructurales para fajas plegadas y corridas, aquí se discuten y proponen orígenes para las fracturas y mesoestructuras de Los Blancos y Torrecillas.

Las fracturas correspondientes a la familia I, de rumbo NO, son en general las más antiguas tanto en los Blancos, como en Torrecillas, en conjunto con la familia II, de rumbo NNE, presente en Los Blancos. Su origen puede ser vinculado a la orientación del campo de esfuerzos lejanos durante el Cretácico al Eoceno, dado por la dirección de convergencia de placas ONO (Somoza y Ghidella, 2012). El tren NO está ampliamente distribuido en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, con expresión en fracturas mesoscópicas y en fallas que involucran basamento. Durante la orogenia andina varias de estas anisotropías de basamento fueron reactivadas en inversión oblicua y transpresión, generando pliegues por inversión y fallas NO a lo largo de la faja, con cinemáticas documentadas por casos de campo, subsuelo y modelos análogos (Yagupsky et al., 2008; Branellec et al., 2016; Irastorza et al., 2019; Mescua et al., 2014; Bechis et al., 2014; entre otros). En este marco, la existencia de lineamientos NO puede perturbar localmente el campo de esfuerzos y rotar σ_3 respecto del tensor regional, favoreciendo la nucleación de las familias NO y NE por dilatación o cizalla, un efecto reportado junto a zonas de falla activas y en contextos de inversión oblicua (Homberg et al., 2004; Yagupsky et al., 2008).

Otros mecanismos que permiten explicar el desarrollo de los juegos de fracturas oblicuas NNE y NO, podrían ser, respectivamente, la extensión asociada al flexuramiento del antepaís (*foreland flexuring*) y la extensión a lo largo del rumbo (*along-strike stretching*) de la faja plegada y corrida en la zona de la antefosa o *foredeep* (Quintà y Tavani, 2012) (Figura 9.2). El flexuramiento del antepaís genera extensión en el sector más externo del *foredeep* y en el dorso periférico, de manera que el esfuerzo principal mínimo σ_3 se orienta paralelo a las capas y transversal al rumbo del orógeno, mientras que el esfuerzo principal máximo σ_1 se mantiene vertical. Durante esta etapa puede desarrollarse fallamiento normal en el sector más interno, debido a un incremento en el σ_1 como resultado de un aumento en la carga sedimentaria, y fracturas longitudinales y transversales en el sector más externo (Tavani et al., 2015). La extensión paralela al frente orogénico induce la formación de diaclasas, venas y/o fallas normales con orientación perpendicular al rumbo del orógeno, en respuesta a la orientación del esfuerzo principal mínimo σ_3 paralelo a las capas y al frente del orógeno, y el esfuerzo principal máximo σ_1 vertical. Este mecanismo se torna más efectivo en la medida que el frente orogénico presenta mayores curvaturas (Quintà y Tavani, 2012).

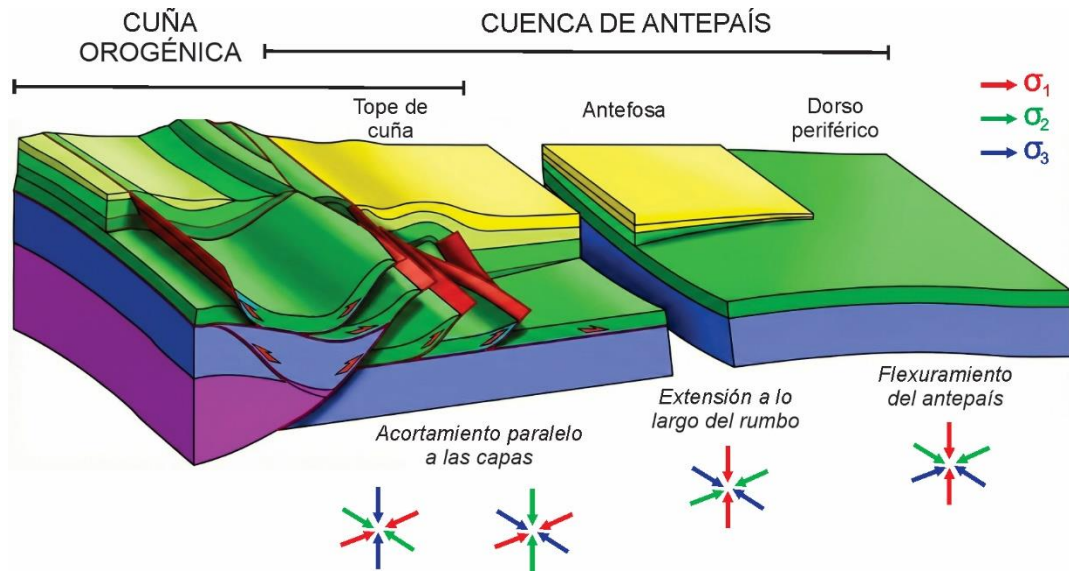


Figura 9.2. Esquema de orientación de campo de esfuerzos en distintas zonas de una faja plegada y corrida. Basado en Tavani et al. (2015).

Las relaciones de corte apoyan una nucleación temprana de estas familias. Las sedimentitas del Grupo Neuquén son interpretadas como depósitos sinorogénicos de una cuenca de antepaís desarrollada a partir del Cretácico Superior (Cobbold and Rossello, 2003; Tunik et al., 2010; Di Giulio et al., 2012; Mescua et al., 2013). A los 35°S, Mescua et al. (2013) interpretaron que los depósitos preservados en el Portezuelo Ancho, en el alto del Tordillo-Bloque Dedos Silla, ubicado a occidente del anticlinal Los Blancos, se asocian a la inversión del depocentro Rio del Cobre, de orientación NNE. Por otro lado, la composición de los depósitos preservados en cercanías a la falla Infiernillo, al este del anticlinal Los Blancos, indican una procedencia desde el área cratónica (Dajczgewand, 2002). Al sur de los 36°S, Di Giulio et al. (2012) determinaron para los depósitos del Grupo Neuquén aflorantes en el sector oriental, una fuente Pre-Triásica proveniente del este, asociada a la erosión del dorso periférico. Borghi et al. (2017), indican la presencia de estratos de crecimiento y discordancias progresivas en el flanco oriental del anticlinal Sierra Azul, y fijan allí el tope de cuña activo del Cretácico Tardío. Considerando la ubicación geográfica respecto a los afloramientos indicados, es posible interpretar que el área inmediata a oriente, en Los Blancos y Torrecillas correspondía a la zona del *foredeep* de la cuenca de antepaís durante el Cretácico, y para el Cretácico Tardío-Cenozoico temprano ya ocupaban parte del tope de cuña (Figuras 9.2 y 9.3). Por lo tanto, los mecanismos expuestos

previamente pudieron resultar efectivos y explicar el desarrollo temprano de las fracturas con orientación NO y NNE. Además, es posible que la forma y orientación del frente orogénico haya variado durante el Cretácico Tardío al Cenozoico, en conjunto con su progresivo avance hacia el este, como resultado de la inversión de fallas con orientaciones variables NO a NNO y NNE. Así, el frente de deformación podría adquirir una forma irregular, con salientes y curvas que realzan el mecanismo de extensión a lo largo del rumbo. Las fracturas tensionales al rumbo E a ONO, dadas por las familias III y IV en Torrecillas y Los Blancos, respectivamente, también podrían haberse nucleado en esta etapa.

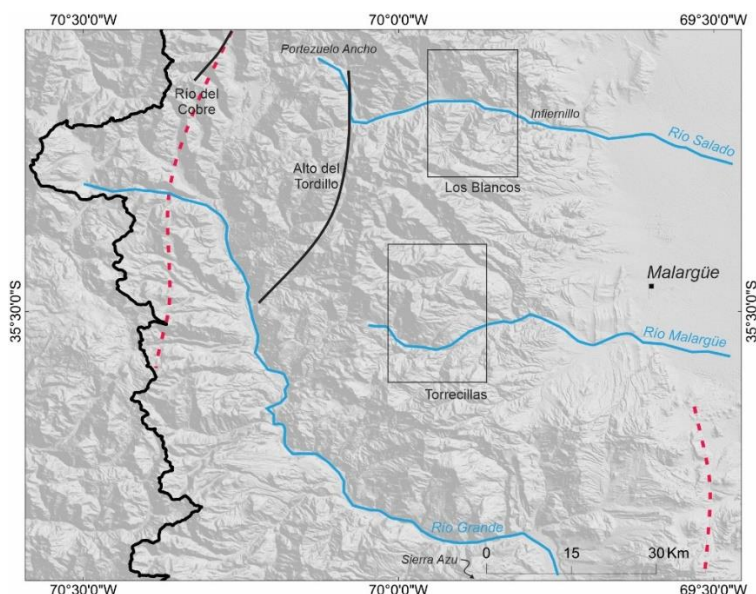


Figura 9.3. Ubicación de los anticlinales Los Blancos y Torrecillas y referencias indicadas en el texto, y frente orogénico para el Cretácico Tardío (Mescua et al., 2013; Tunik et al., 2010; Borghi et al., 2017; Fennell et al., 2017).

A medida que el frente orogénico avanza, existe una progresión en la deformación tal que el estiramiento a lo largo del cordón es seguido por el acortamiento paralelo a las capas o LPS (*layer parallel shortening*) (Tavani et al., 2015). Durante esta etapa, la orientación del esfuerzo principal σ_1 pasa a ser subhorizontal y perpendicular al frente de deformación (Amrouch et al., 2010). Desde el Eoceno Tardío al Oligoceno, la dirección de convergencia relativa en el margen sudamericano rotó al NE (Müller et al., 2016). Durante esta configuración de placas, Mosolf et al. (2019) registraron deformación transpresiva con una componente dextral en la vertiente chilena a los 35°S, aunque en el sector intermedio de la faja plegada y corrida de Malargüe, y

específicamente en la zona de estudio, no se han indicado hasta el momento evidencias claras de transpresión para ese periodo de tiempo. Por otro lado, a partir de la identificación de diques volcánicos y de bitumen con rumbo NE, Guzmán et al. (2011) propusieron una orientación NE para el esfuerzo horizontal máximo durante el Eoceno-Oligoceno. Considerando las relaciones de corte expuestas en capítulos anteriores, la formación de las fracturas de rumbo NE, correspondientes a las familias II y III en Torrecillas y Los Blancos, respectivamente podrían desarrollarse de forma efectiva en esta etapa.

A partir del Oligoceno Tardío y durante el Mioceno, con una orientación NE a ENE en la dirección de convergencia de placas en el margen Sudamericano (Somoza y Ghidella, 2012), se produjo una nueva fase de deformación y avance del frente orogénico en la FPCM (Giambiagi et al., 2008; Mescua et al., 2014), cuyo rumbo aproximado N se mantiene hasta la actualidad. El tren transversal E-O correspondiente las familias III y IV, en Torrecillas y los Blancos, respectivamente, y que se encuentra ampliamente distribuido la región, se ve favorecido por dicha orientación. Así, tal como sugieren las relaciones de corte, el origen de las discontinuidades E a ONO en la FPCM podría ser multitemporal, comenzando en el Cretácico fomentado por la extensión a lo largo del rumbo, y luego bajo una configuración del campo de esfuerzos durante una etapa de LPS.

Cuando ocurre LPS, los corrimientos y fallas de rumbo a alto ángulo respecto a las capas se forman como estructuras de pequeña escala que acomodan el acortamiento previamente a la principal etapa de deformación sincrónica con el plegamiento. Para que se formen es necesario un intercambio en la posición de los esfuerzos principales medio σ_2 y mínimo σ_3 , fenómeno conocido como “paradoja σ_2 ” (Tavani et al., 2015). El análisis cinemático e inversión del campo de esfuerzos de las fallas analizadas en Torrecillas, convergen en un σ_1 NE a ENE, con evidencias de movimiento de rumbo e inverso. Las relaciones de corte y las edades radiométricas disponibles soportan la idea de una edad de actividad miocena, previa a la etapa de deformación sincrónica con el plegamiento, y consistente con un estado de LPS para este sector de la FPCM durante el Oligoceno al Mioceno Temprano. Cuando el esfuerzo principal medio σ_2 se orienta verticalmente se generan las estructuras de rumbo. Si la dirección del esfuerzo σ_1 subhorizontal es aproximadamente E, el esfuerzo mínimo σ_3 se orientará subhorizontal y paralelo al orógeno. Bajo esta configuración, las fallas de rumbo se formarán

en dirección NO y NE, mientras que la bisectriz aguda se ubicará paralela al desarrollo de fracturas transversales (Anderson, 1951; Hancock, 1985), haciendo efectiva la propagación de las fracturas transversales E-O, al tiempo que las fracturas oblicuas NO y NE preexistentes pudieran reactivarse con movimiento de rumbo sinestral y dextral, respectivamente. Cuando el esfuerzo principal mínimo σ_3 es el que se dispone en la vertical, se desarrollaran corrimientos (Hancock, 1985). Por lo tanto, los corrimientos desarrollados previamente al plegamiento en ambos anticlinales posiblemente se formaron bajo esta configuración.

Las fracturas longitudinales se formaron, en su mayoría, con posterioridad a los otros trenes de fracturas definidos, y su origen se vincula a la etapa de deformación sincrónica con el plegamiento. Durante el crecimiento del anticlinal, se produce deformación longitudinal tangencial a las capas (Ramsay, 1967). Este mecanismo es efectivo por encima de una superficie neutra y si el mecanismo de deslizamiento flexural se encuentra inhibido, motivo por el cual el primero ocurre principalmente en la zona de charnela y el segundo en los limbos (Ramsay, 1974). Watkins et al. (2015) demostraron que en regiones con elevada curvatura se forman fracturas con mayor densidad, cortas y paralelas a la charnela, mientras que en zonas con baja curvatura las fracturas son más continuas y con mayor variación en la orientación, posiblemente influenciado por las variaciones litológicas (Watkins et al., 2018). La inversión del campo de esfuerzos a partir de la falla río Salado, en el anticlinal los Blancos, indica un σ_1 horizontal en dirección ENE, y un σ_3 cuasi vertical, con una fuerte componente inversa. Este estado de esfuerzos es representativo de la estructura a escala plegamiento para el Mioceno. La mayoría de las fracturas de las familias IV y V, en Torrecillas y los Blancos, respectivamente, se ubican paralelas a los ejes anticlinales, es decir a la máxima curvatura, de manera que este parece un mecanismo viable. Similares interpretaciones, en cuanto a cronología y origen, fueron realizadas en otros sectores de la cuenca Neuquina, en zonas deformadas por fajas plegadas y corridas (Giacosa, 2020).

En los estadios más evolucionados del plegamiento o etapa tardía del plegamiento se pueden desarrollar corrimientos y fallas inversas, cuando los flancos ya se han desarrollado (Tavani et al., 2015), generando patrones complejos en el limbo frontal (Cosgrove, 2015), de manera que los corrimientos de pequeña escala desarrolladas en el limbo frontal del anticlinal Los Blancos,

se habrían formado en los estadios más avanzados de la estructuración, tal como lo indican las relaciones de corte.

9.3. Modelo de evolución de la deformación y emplazamiento magmático

En base a lo expuesto en los capítulos y secciones anteriores se plantea una posible evolución de la FPCM en la zona estudiada, y el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos.

El fracturamiento de las rocas comenzó previamente al desarrollo de los plegamientos, cuando la secuencia sedimentaria se encontraba dispuesta horizontalmente. Los esfuerzos principales asociados a un campo de esfuerzos regional compresivo vinculado a la orogenia Andina, condicionaron la formación de algunos de los juegos de fracturas, cuando el frente de deformación aún no se había propagado hacia la zona de estudio.

En primera instancia se formaron las fracturas oblicuas correspondientes a las familias con orientación NO y NNE respectivamente, y parte de las fracturas con orientación ONO (Figura 9.2 a). Este patrón está asociado a un campo lejano de esfuerzos con compresión en la dirección NO, controlado por la dirección de convergencia de las placas de Phoenix y Sudamericana durante el Cretácico Tardío al Eoceno. Durante esta etapa, se produjo la inversión de fallas NNE en el límite internacional, generando un frente orogénico con ese rumbo, al tiempo que la zona de estudio se encontraba soterrada en la antefosa, en la cual el flexuramiento y la extensión a lo largo del rumbo dieron lugar al fracturamiento. En ambos casos el σ_1 se mantenía vertical, con el σ_3 en dirección transversal, o paralela al rumbo del orógeno, respectivamente.

Prontamente, el avance de la deformación dio lugar a la incorporación de la zona a la cuña orogénica, formando parte del tope de cuña en el Cenozoico temprano, con un σ_1 horizontal y σ_2 vertical, con trasmutaciones locales y temporales con σ_3 . La reconfiguración de placas produjo un cambio en la orientación del campo de esfuerzos lejanos hacia el NE durante el Eoceno y hasta el Oligoceno, asociado a la dirección de convergencia de la placa de Farallón y Sudamericana. Eso favoreció la formación de las fracturas NE (Figura 9.2 b). En el Oligoceno Tardío se emplazaron los filones capas reconocidos en los Grupos Cuyo y Mendoza, con edades de 24 ± 1 y 20 ± 1 (Linares, 2001), en Los Blancos, favorecidos por la orientación del campo de esfuerzos y guiados por estructuras previas (Figura 9.2 c).

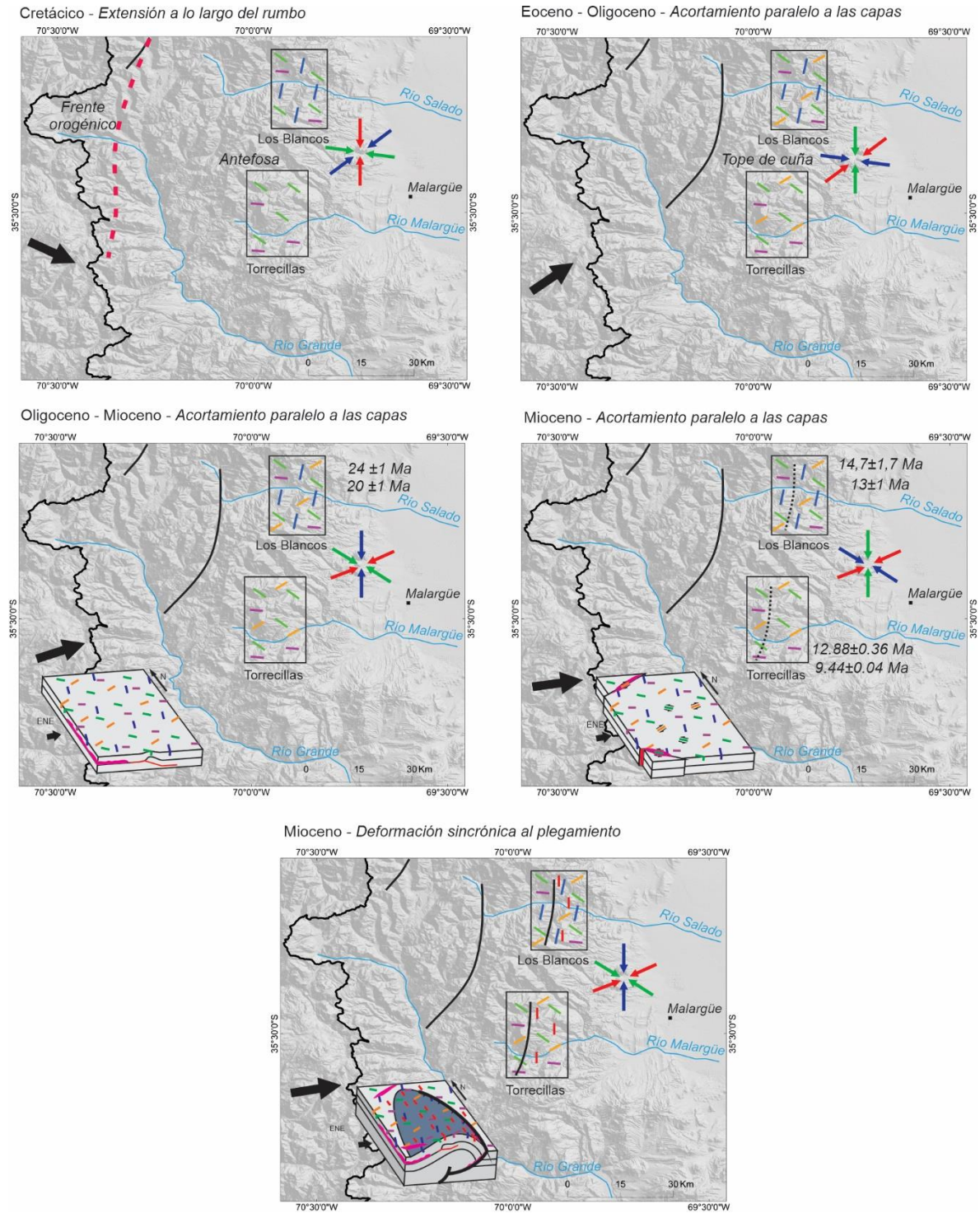


Figura 9.2. Evolucion de la faja plegada y corrida de Malargüe entre los 35° y 36° LS. referencias: σ_1 flecha roja, σ_2 flecha verde, σ_3 flecha azul. a. Formación de fracturas NNE, NO y ONO durante el Cretácico bajo extensión a lo largo del rumbo en la antefosa. Las fracturas NNE pudieron desarrollarse también previamente, en el dorso periférico por flexuramiento. b. Desarrollo de fracturas NE durante el Eoceno-Oligoceno con acortamiento paralelo a las capas en el tope de cuña. c. Emplazamiento de filones capa durante acortamiento paralelo a las capas favorecido por σ_3 vertical y desarrollo de corrimientos de mesoescala. d. Emplazamiento de diques durante

acortamiento paralelo a las capas favorecido por σ_2 vertical, y formación de fallas de rumbo con reactivación de discontinuidades NO y NE previas. e. Levantamiento anticlinal y desarrollo de fracturas N, junto con emplazamiento de diques póstumos.

Desde el Oligoceno tardío y durante el Mioceno se infiere que, con el progresivo avance del frente de deformación hacia la zona, y un avance de la etapa LPS con formación de fallas, se formaron las fracturas transversales y un grupo de fracturas ortogonales longitudinales, en respuesta a una dirección de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana E a ENE (Figura 9.2 d). Es posible que durante este estadio de acortamiento paralelo a las capas se viera favorecida la reactivación de fracturas a los rumbos oblicuos NO y NE, y fallas de rumbo dextral y sinistral en dichas direcciones, respectivamente. A su vez esta configuración del campo de esfuerzos dado por la paradoja σ_2 - σ_3 , permitió el emplazamiento de diques y filones capa en Los Blancos, con edades entre $14,7 \pm 1,7$ Ma y 13 ± 1 Ma (Baldauf, 1993), y de diques y filones en Torrecillas, de edades entre 12.88 ± 0.36 Ma y 9.44 ± 0.04 Ma (Zanella et al., 2015), utilizando las discontinuidades previas como corredores de fluidos magmáticos y mineralizantes, al tiempo que comenzaban a estructurarse ambos anticlinales.

Con el avance del frente de deformación y consecuente levantamiento de los anticlinales, se formaron las fracturas, y los corrimientos paralelos al eje del plegamiento que afectan a la Formación Vaca Muerta en el limbo frontal de Los Blancos, donde se emplazaron los diques póstumos (Figura 9.2 e). Durante esta etapa de deformación sincrónica con el plegamiento, el campo de esfuerzos se mantuvo con un σ_1 horizontal en dirección ENE a E-O, y un σ_3 cuasi vertical.

Capítulo 10. Validación y prueba de hipótesis de la propuesta evolutiva

10.1. Introducción

La propuesta evolutiva planteada en este trabajo para la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM) registra una evolución compresiva ligada a rotaciones del vector de convergencia: ONO-NO en el Cretácico tardío-Eoceno, NE entre 47-28 Ma y ENE a E-O desde ~25 Ma al presente, lo que condicionó la orientación de σ_H y la estructuración. En el anticlinal Los Blancos (Capítulo 5), la inversión de una falla extensional heredada generó un pliegue amplio en el que se registran fracturas oblicuas, transversales y longitudinales. La inversión del campo de esfuerzos para la falla Río Salado indica σ_1 casi horizontal ENE-OSO, σ_3 cercano a la vertical y un régimen compresivo puro ($R \approx 0.26$), coherente con corrimientos y cizalla menor durante las etapas de deformación sincrónica y tardías del plegamiento durante el Mioceno. En el anticlinal Torrecillas (Capítulo 6), un anticlinorio vinculado a la inversión del depocentro extensional Valenciana, muestra familias de fracturas equivalentes y vetas asociadas. La inversión de los campos de esfuerzos a partir de datos cinemáticos en Cuhichenque, Yaraví y Tordillo converge en σ_1 subhorizontal NE-SO y un régimen transpresivo local, con σ_2 tendiendo a la vertical y variaciones σ_2 - σ_3 entre sitios, consistente con etapas de acortamiento paralelo a las capas y deformación sincrónico con el plegamiento. La cronología relativa en ambos plegamientos muestra que las fracturas oblicuas y transversales son mayormente pre-plegamiento y un conjunto longitudinal es más tardío, mientras que en los filones-capa coexisten diaclasas de enfriamiento reactivadas y fracturas tectónicas compatibles con ese régimen. Estas observaciones fijan el marco geológico y evolutivo para evaluar el control del campo de esfuerzos sobre el emplazamiento de diques.

A partir del análisis del Capítulo 7 se propone que los filones-capa y diques miocenos se emplazaron principalmente durante una etapa de acortamiento paralelo a las capas, que comenzó a desarrollarse cuando la zona se encontraba en el tope de cuña de la cuña orogénica, con σ_1 subhorizontal y σ_2 vertical, incluyendo trasmutaciones locales $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ que favorecerían la apertura y/o deslizamiento en

discontinuidades adecuadas; y se extendió mediante pulsos póstumos durante la fase de deformación sincrónica al plegamiento.

El objetivo del presente capítulo es testear, con datos de los anticlinales Los Blancos y Torrecillas, las condiciones de los campos de esfuerzos regionales y de presión/tracción que facilitan el emplazamiento de diques y la generación o reactivación de fracturas durante la construcción de la cuña orogénica. Para ello se aplica un esquema cuantitativo que, para cada etapa, selecciona los tensores de esfuerzos (ejes y R) y el parámetro físico según el modo: i) presión de fluidos normalizada (R') y ii) tracción (K). El método barre orientaciones y R con σ_1 anclado y μ fijo, explorando perfiles del parámetro físico correspondiente (R' o K) y clasificando las tendencias al deslizamiento (Ts) y a la dilatancia (Td). Luego selecciona las soluciones mediante criterios de costo-beneficio y estabilidad del árbol de decisiones en un flujo de trabajo por etapas.

Con la herramienta se evaluarán tres hipótesis, que se contrastan con los datos de orientación de diques y las familias de fracturas identificadas en campo en los casos de estudio:

Hipótesis 1 (H1): Durante el Mioceno se dieron combinaciones de arquitectura y de orientación/razón del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3 , R) que permitieron el emplazamiento y la conectividad de diques oblicuos, transversales y longitudinales en un régimen con σ_1 subhorizontal $\sim$ E-O y σ_2 cercano a la vertical, con conmutaciones locales $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$.

Hipótesis 2 (H2): Esas condiciones favorecieron la reactivación de discontinuidades de la roca de caja y su utilización como rutas de migración y emplazamiento'.

Hipótesis 3 (H3): La configuración regional del campo de esfuerzos durante el Cretácico y el Cenozoico, controlada por la convergencia de placas y la construcción del orógeno andino, creó condiciones físicas variables en el tiempo que permitieron la formación multiepisódica de fracturas según la evolución propuesta en el Capítulo 9. En particular, las etapas cronológicas definidas para las familias de fracturas serían físicamente viables: en cada etapa habrían existido condiciones adecuadas para generar ciertas familias y reactivar otras. Esta hipótesis se testeará con el modo tensión, dado el carácter tensional (modo I) de formación de las fracturas consideradas, evaluando etapa por etapa mediante el flujo de trabajo por etapas desarrollado en este estudio.

10.2. Construcción del espacio de soluciones y flujo general de trabajo

Esta sección detalla la construcción del campo de barrido utilizado para evaluar, de manera consistente, combinaciones del tensor de esfuerzos regional y del parámetro de presión/tracción que controlan la apertura o deslizamiento en las superficies medidas. Para cada combinación se calculan T_s y T_d en todos los planos, se aplica una regla de clasificación en modos I, H y S, y se cuantifican métricas de fracción modal y soporte que permiten seleccionar los campos que mejor explican las orientaciones de diques y fracturas observadas. El flujo de trabajo se ejecuta íntegramente en Matlab.

Parametrización de orientaciones. Se define una grilla de orientaciones para σ_1 mediante su rumbo y buzamiento. En torno a σ_1 se rota el marco por un ángulo ψ para posicionar σ_2 dentro del plano perpendicular a σ_1 y completar la triada ortonormal $Q=[e_1 \ e_2 \ e_3]$. Opcionalmente se habilita la permutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ para contemplar la ‘paradoja σ_2 - σ_3 ’ sin cambiar la dirección de σ_1 .

Parámetro de forma R y adimensionalidad. Con las direcciones fijadas se recorre una malla de $R \in [0,1]$, que controla la forma relativa del elipsoide de esfuerzos. Se trabaja de forma adimensional. En modo fluid se usa $\sigma_1=1$ y $\sigma_3=0$; en modo tensión se usa $\sigma_1=1$ y $\sigma_3=-K$. La relación de esfuerzos se define como:

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (10.1)$$

Modos de esfuerzos. Se consideran dos “modos de esfuerzos” (stress_mode): fluid y tensión. Sea Q la matriz de direcciones principales (columnas e_1, e_2, e_3), se definen los tensores:

$$\text{Modo fluid:} \quad S = Q \cdot \text{diag}(1, R, 0) \cdot Q^T, \quad \text{con } Q=[e_1 \ e_2 \ e_3] \quad (10.2)$$

$$\text{Modo tensión:} \quad s_2 = -K + R(1 + K) \quad (10.3)$$

$$\text{Si } R \text{ se asigna al segundo eje:} \quad S = Q \cdot \text{diag}(1, s_2, -K) \cdot Q^T \quad (10.4)$$

$$\text{Si } R \text{ se asigna al tercer eje:} \quad S = Q \cdot \text{diag}(1, -K, s_2) \cdot Q^T \quad (10.5)$$

Estos modos de esfuerzos se detallan con mayor detalle en la sección 3.

Evaluación por punto del barrido. Para cada par (Q, R) y para todos los planos medidos se computan las magnitudes T_s^N y T_d requeridas por la clasificación. Se obtiene, por tensor, la fracción explicada de cada modo f^I, f^H, f^S y el soporte total. El soporte resume, en porcentaje, cuánto del conjunto queda

explicado por el campo sin importar el modo, midiendo su capacidad global. Se denomina pasantes a los planos que, bajo un campo dado, cumplen los criterios de algún modo (I, H o S).

Índice $A\varphi$ para lectura rápida. Para análisis comparativo se utiliza el índice $A\varphi$, definido como $A\varphi = A + R$, con $A=0$ si el eje más vertical es σ_1 , $A=1$ si lo es σ_2 y $A=2$ si lo es σ_3 . Este índice condensa el carácter del campo y su relación de esfuerzos en una única magnitud.

Tratamiento de R'/K . El parámetro que acompaña al barrido se incorpora en tres variantes operativas: i) sin sobrepresión/tracción adicional ($\sigma_n' = \sigma_n$ en fluid; $K=0$ en tensión), ii) fijo, y iii) barrido. En la variante ‘barrido’ se evalúa R' o K para una lista de valores en $[0,1]$.

Selección del mejor campo. El flujo selecciona el mejor campo en tres pasos. Primero, para cada orientación y R se clasifica por modo (I/H/S) y se identifica la fracción ganadora por modo; se construyen perfiles del objetivo por R'/K y del soporte total (0-100 %) (I/H/S y soporte - esto se presenta con mayor detalle en las secciones siguientes). Luego, dentro de cada modo se elige el candidato que maximiza la métrica definida por la regla de selección (por modo, soporte o mixta), con desempates ordenados por eje más vertical, menor R'/K y mayor soporte; esto se implementa en el selector de costo/beneficio y sus criterios de consenso. Finalmente, si se barre R'/K , el punto óptimo por modo se decide por relaciones costo-beneficio $J(R'/K) = \text{beneficio} - \text{penalización}$ o, alternativamente, por cruce de umbral mínimo del objetivo (*threshold*); ambas rutas están soportadas y producen el índice seleccionado que se usa para fijar el “mejor campo” por modo. Para reportes y figuras, se muestran las curvas target/penalizado y se marca el índice ganador por modo.

Cubo de resultados y trazabilidad. Para trazabilidad puede guardarse una variable “cubo” con dimensiones [orientación $\times R \times R_p \times 4$], donde R_p denota el parámetro barrido (R' en fluid, K en tensión), y los cuatro canales corresponden a f^I , f^H , f^S y soporte.

La elección del mejor campo por orientación y la organización por etapas del análisis se desarrollan en secciones posteriores.

10.3. Criterios físicos y matemáticos

Se formalizan aquí las magnitudes y reglas de decisión que vinculan el campo de esfuerzos con la respuesta mecánica de los planos medidos. A partir del tensor S y de la normal unitaria $\hat{n}$ de cada

plano, se calculan tracciones, esfuerzos normal y tangencial, y los índices adimensionales T_s y T_d utilizados en la clasificación de modos (I, H y S).

10.3.1. Magnitudes básicas

- Vector de tracción (esfuerzo) sobre el plano: $\mathbf{t} = \mathbf{S} \cdot \mathbf{n}$ (10.6)

- Descomposición en normal y corte: $\sigma_n = \mathbf{t} \cdot \mathbf{n}; \quad \tau = \|\mathbf{t} - (\sigma_n) \mathbf{n}\|$ (10.7)

- Índice de deslizamiento normalizado (Coulomb): $T_s^N = \tau / \max(\mu \cdot \sigma_n' + C, \varepsilon)$ (10.8)

donde μ es el coeficiente de fricción, C la cohesión (opcional) y ε una cota numérica positiva pequeña, que corresponde a una tolerancia para evitar evita divisiones por cero o denominadores negativos en T_s^N .

10.3.2. Modo fluid

En este modo se representa la sobrepresión magmática mediante R' , que reduce el esfuerzo normal efectivo. Se trabaja en forma adimensional con $\sigma_1=1$ y $\sigma_3=0$, y el tensor de esfuerzos se construye como la expresión 10.2.

El esfuerzo normal efectivo es: $\sigma_n' = \max(\sigma_n - R', 0)$ (10.9)

Aquí, la tendencia a la dilatación se expresa como: $T_d = \text{clip}(1 - \sigma_n, 0, 1)$ (10.10)

donde $\text{clip}(x, 0, 1)$ limita el valor al intervalo $[0, 1]$. Con estas magnitudes se evalúan T_s^N y T_d sobre todos los planos.

10.3.3. Modo tensión

En este modo no se resta la presión de fluidos, sino que la tracción efectiva coincide con la tensión total. La tracción regional se parametriza con $K \equiv R'$, que inserta tracción en el eje mínimo. Se adopta $\sigma_1=1$ y $\sigma_3=-K$, y se define $s_2 = -K + R(1 + K)$ (2.2). El tensor S resultante adopta la forma según la disposición de R : si R se asigna al segundo eje, entonces $S = Q \cdot \text{diag}(1, s_2, -K) \cdot Q^T$ (2.3); si R se asigna al tercer eje, entonces $S = Q \cdot \text{diag}(1, -K, s_2) \cdot Q^T$ (10.5).

La normal efectiva se toma como $\sigma_n' = \sigma_n$. La apertura neta requiere tensión suficiente sobre el plano, modelada con un umbral $T_0 \geq 0$:

- Condición de apertura: $\sigma_n \leq -T_0$.
- Tendencia a la dilatación en tensión: $Td^* = \max(0, -\sigma_n - T_0) / (1 + K)$ (10.11)

El denominador $(1 + K)$ normaliza respecto al rango principal $(\sigma_1 - \sigma_3)$ del modo tensión. Los planos con $-T_0 < \sigma_n \leq 0$ definen un “hueco” tensión sin apertura: no aportan a I ni a H. Para la cizalla se evalúa Ts^N con $\sigma_n' = \sigma_n$ y solo es física cuando $\sigma_n \geq 0$.

10.3.4. Clasificación por modos

Para cada plano y combinación (Q, R, R_p) se computan Ts^N y Td (o Td^* en tensión), se aplican umbrales disjuntos y se asigna un modo. Además, se pueden emplear bandas de transición. Los umbrales pueden ser modificados según el criterio geológico, manteniendo el esquema general:

- 1) Si cumple apertura neta y supera el umbral de militancia (I): clasificar en I.
- 2) Si cumple simultáneamente apertura y cizalla (H): clasificar en H.
- 3) Si no hay apertura, pero supera el umbral de cizalla (S): clasificar en S.
- 4) En los demás casos: no-pasante.

La política de dominancia y los valores umbral se definen en la metodología del análisis; por defecto, la resolución de empates favorece la coherencia con el flujo de selección global.

10.4. Perfiles de R'/K y penalizaciones

En cada combinación de orientación del tensor y de R definida en el barrido, el parámetro de presión/tracción se explora como una serie de valores discretos en $[0,1]$. En modo fluid se usa $R' \in [0,1]$, en modo tensión se usa $K \in [0,1]$ (equivalente a R' como etiqueta). Para cada valor del parámetro se recalculan los pasantes y se obtiene un beneficio $B(\cdot)$, que puede ser el soporte total o, si se prioriza un estilo, la fracción del modo I, H o S. La secuencia parámetro $\rightarrow B(\cdot)$ define el perfil por modo, que muestra cuánta explicación aportan las soluciones a medida que aumenta R' o K .

Para desalentar soluciones que dependen de un parámetro excesivo, se aplica un costo creciente definido por:

$$P(R') = \lambda \cdot 100 \cdot \varphi(R') \quad (10.12)$$

$$P(K) = \lambda \cdot 100 \cdot \varphi(K) \quad (10.13)$$

donde λ es un peso de penalización y $\varphi(\cdot)$ es una función que puede ser lineal, cuadrática, de potencia, exponencial o convexa.

El objetivo a maximizar se define como:

$$J(R') = B(R') - P(R') \quad (10.14)$$

$$J(K) = B(K) - P(K) \quad (10.15)$$

El valor óptimo del parámetro para cada modo es el que maximiza $J(\cdot)$. Además de registrar ese valor, se guardan las curvas $B(\cdot)$ y $J(\cdot)$ para comparación y lectura directa en figuras, lo que permite evaluar si el aumento del beneficio justifica el costo de mayor R' o K .

Si varias alternativas presentan J similares, se aplica la misma regla de costo-beneficio usada en el resto del flujo: se privilegia la solución con el eje principal más cercano a la vertical; en segundo lugar, el menor parámetro (R' o K); luego el mayor soporte; después el mayor J ; y por último el mayor beneficio sin penalizar B .

10.5. Árbol de etapas y políticas de pasantes

Las secciones anteriores resuelven el problema planteado para un instante fijo, es decir, sin variación temporal del campo ni del parámetro de presión/tracción. En este apartado se incorpora la dimensión temporal mediante un flujo por etapas ordenadas en forma de árbol: cada etapa aplica los mismos criterios físicos y de costo-beneficio para seleccionar el tensor y el parámetro óptimos (R' en modo fluid o K en modo tensión), computa pasantes y soporte sobre el subconjunto activo y transfiere al nodo siguiente el residuo según la política elegida. Así se representan secuencias plausibles de evolución, se comparan rutas alternativas y se mantiene trazabilidad de qué porción del patrón de datos explica cada etapa y bajo qué condiciones.

El árbol de etapas es una forma ordenada de recorrer el análisis en pasos sucesivos. Cada paso (nodo) selecciona un campo ganador —ejes, R y R'/K — para un modo objetivo y cuenta cuántos planos del conjunto en estudio quedan explicados. Al encadenar nodos se forma una rama, es decir, un camino posible para explicar la mayor cantidad de datos con criterios consistentes y sin recontar observaciones.

Este proceso sirve para comparar caminos alternativos de explicación. Unas ramas privilegian cizalla, otras apertura o híbrido; al final podemos medir cuánta información explica cada camino y elegir el más eficiente y estable. Así, el árbol deja claro qué parte del patrón de datos explica cada etapa y en qué condiciones (campo y R'/K), manteniendo trazabilidad del proceso.

Para su implementación se parte del conjunto inicial de planos. En el nodo 1 se fija un modo objetivo (por ejemplo, H) y se prueban los campos candidatos del barrido. Para cada candidato se calculan los pasantes (planos que cumplen I, H o S bajo ese campo) y el soporte (porcentaje total explicado). Se elige el campo ganador con la misma regla de selección usada en el barrido (modo, consenso o mixto), y se registran su R , R'/K , $A\phi$, soporte y fracciones modales.

Luego se decide qué conjunto pasa al siguiente nodo según una política simple que define el conjunto del hijo: con residuo puro se quitan solo los planos explicados en el modo del campo ganador, con residuo por soporte, se quitan todos los planos soportados en cualquier modo. Además, en cualquiera de las dos opciones, el hijo se descarta si el conjunto queda vacío, si coincide con el padre, o si la fracción del padre explicada por el campo cae por debajo de los umbrales de corte definidos. Asimismo, entre etapas se puede reducir el espacio de barrido alrededor del campo del mejor padre (modo de espacio reducido). Este procedimiento se repite en los nodos siguientes hasta completar la rama.

Cuando varios campos empatan, se usa un criterio costo-beneficio coherente con las secciones descritas anteriormente: se prefiere el eje más cercano a la vertical, luego el menor R'/K , después el mayor soporte y, si hace falta, el mayor objetivo penalizado y el mayor beneficio sin penalizar. Así, el árbol favorece soluciones parcas en sobrepresión/tracción y estables en su geometría de ejes.

La salida se organiza del siguiente modo: cada nodo deja una ficha con modo, parámetros del campo, R'/K elegido, soporte y porcentaje explicado respecto del conjunto inicial y del recibido; cada rama resume esa información y su costo de simplicidad (penaliza rotaciones grandes de ejes, cambios abruptos de ψ o variaciones fuertes de R y uso alto de R'/K). Con esto es posible comparar ramas y defender el camino que mejor explica los datos con la menor complejidad.

10. 6. Análisis de sensibilidad

En este apartado se realiza un análisis de sensibilidad con el fin de evaluar cómo cambian las soluciones al ampliar o restringir el espacio de búsqueda (Q, R) y al introducir penalización sobre el parámetro de presión/tracción (R' en fluid, K en tensión). Su alcance es metodológico, con μ y el marco tectónico fijos: se observan las curvas de beneficio $B(\cdot)$ y del objetivo $J(\cdot)=B(\cdot)-\lambda \cdot 100 \cdot \varphi(\cdot)$, el corrimiento del óptimo y la estabilidad de la selección. De esta manera se pretende separar tres efectos clave: disponibilidad geométrica de campos, necesidad real de R'/K y rol de la penalización al decidir entre soluciones de beneficio similar. Se aplica únicamente sobre el flujo principal de barrido e inversión por modo, sin incluir el árbol de etapas.

Diseño del análisis

- Parámetros fijos: μ constante; $\sigma_1=270/0$; σ_2 cercano a la vertical.
- Grillas (Q,R): desvíos estándar (SD) de $\text{trend}(\sigma_1)$, $\text{plunge}(\sigma_1)$ y ψ en bloques iguales de 5° a 35° .
- Dos etapas por configuración: sin penalización y con penalización lineal ($\lambda=1$; $\lambda=2$).
- Métrica: perfiles parámetro($\cdot$) y objetivo $J(\cdot)=B(\cdot)-\lambda \cdot 100 \cdot \varphi(\cdot)$; aplica igual a R' o K.

10.6.1. Caso A. Tamaño de la grilla (Q, R)

Configuración

Se variaron simultáneamente las desviaciones estándar SD de $\text{trend}(\sigma_1)$, $\text{plunge}(\sigma_1)$ y ψ entre 5° y 35° , manteniendo $\mu=0.6$ y marco tectónico fijos. Se evaluó primero sin penalización y luego con penalización lineal ($\lambda=1,2$).

Resultados

Los resultados se presentan en la Figura 10.1 donde es posible observar que:

En una grilla amplia (SD 35°) existe mayor variedad de orientaciones del tensor. Aumenta la chance de hallar campos que reducen σ_n y elevan Td sin exigir parámetro alto. En modo I, existen opciones a R' bajo (o K bajo), porque el campo explica más apertura por sí mismo (Figura 10.1b).

En una grilla estrecha (SD 5°) es más probable que falten campos favorables. Para obtener apertura, el óptimo se mueve a R' altos (o K altos) (Figura 10.1a).

Por otro lado, el modo S es más estable. Aun con grilla estrecha, se encuentran campos optimos sin la necesidad de incrementar el parámetro R' .

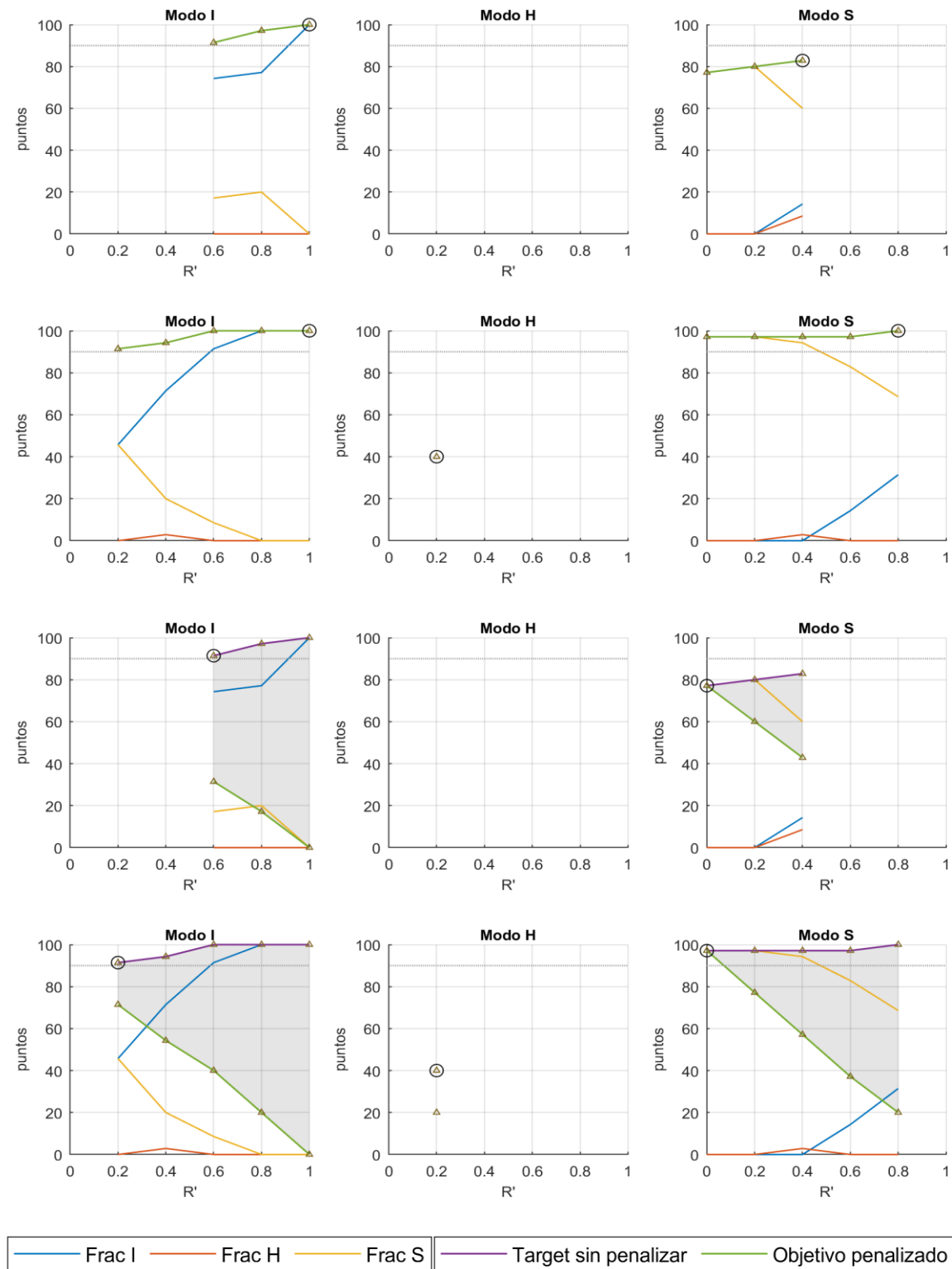


Figura 10.1. Perfiles de R' para las configuraciones indicadas en el texto. a y b. Barrido de campo con $SD=5^\circ$ y $SD=35^\circ$, respectivamente, sin penalización. c y d. Barrido de campo con $SD=5^\circ$ y $SD=35^\circ$, respectivamente, con penalización lineal con $\lambda=1$.

En forma sencilla, a partir de los perfiles de R' puede establecerse que: si la curva de beneficio B crece temprano y satura a valores bajos-medios de R' , la explicación proviene del campo, es decir, que se consiguen configuraciones del tensor de esfuerzos favorables para el emplazamiento sin la necesidad de incrementar R' . Si la curva B crece recién a valores altos de R' , faltan orientaciones del campo de esfuerzos adecuadas. En tal caso las opciones son ampliar el espacio de barrido (Q , R) o aceptar un parámetro R' alto.

10.6.2. Caso B. Penalización del parámetro (R'/K)

Configuración

Se usó el mismo set de grillas y se comparó sin penalización vs. penalización con $\lambda=1$ y $\lambda=2$. Funciones $\varphi(\cdot)$ consideradas: lineal, cuadrática, potencia, exponencial y convexa.

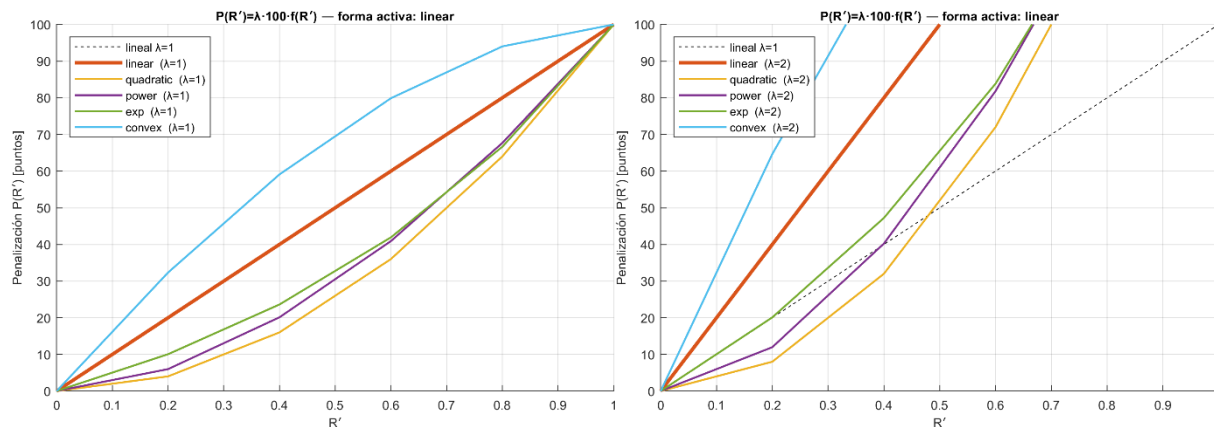


Figura 10.2. a. Curvas de funciones de penalización de R' con $\lambda=1$ y $\lambda=2$ b.

10.6.3. Conclusión del análisis de sensibilidad

Como conclusión del análisis de sensibilidad es posible resumir que el resultado óptimo emerge del acople entre tres grados de libertad. (1) Geometría del campo (orientaciones Q y razón R), controlada por el tamaño de grilla: al aumentar estas libertades geométricas aparecen configuraciones que reducen σ_n y elevan T_d sin requerir R'/K alto, por lo que el óptimo de estos parámetros desciende; con grillas estrechas, la carencia de geometrías favorables se compensa artificialmente con parámetros

R'/K altos. (2) Parámetro de presión/tracción (R' en fluid, K en tensión) como libertad dinámica: aporta beneficio cuando la geometría del campo no alcanza, pero su aporte muestra rendimientos decrecientes; en S el óptimo permanece cerca de cero y en I/H es más sensible al espacio geométrico disponible. (3) Regularización por penalización ($\lambda \cdot 100 \cdot \phi$): actúa como un filtro de parsimonia que selecciona soluciones con igual beneficio, pero menor R'/K .

10.7. Resultados: diques Los Blancos

Para testear la $H1$ y $H2$, el conjunto de orientaciones de diques medidos se separó en dos subgrupos según las relaciones de corte del Capítulo 7 en: (a) diques tempranos, emplazados durante LPS y el inicio del plegamiento, con familias NO, NE y un subconjunto sublongitudinal, y (b) diques póstumos N-S del limbo frontal emplazados en estadio avanzado del plegamiento. En todos los casos los umbrales $TsN-Td$ utilizados son: Modo I (apertura tensional): $Td \geq 0.80$ y $TsN \leq 0.30$; Modo H (híbrido, apertura con deslizamiento) $Td \geq 0.60$ y $TsN \geq 0.30$; Modo S (cizalla): $Td < 0.6$ y $TsN \geq 0.30$. Los resultados de configuraciones de campos de esfuerzos, R y R' obtenidos se evaluaron posteriormente en las fracturas medidas en las rocas de caja, caracterizadas en el Capítulo 5.

Se realizaron tres análisis para cada subgrupo de diques, contemplando los dos escenarios extremos y uno combinado: 1. Un escenario con variabilidad de sobrepresión magmática R' , sin penalización y selección de campo con menor R' que supera un umbral de pasantes (*threshold*); 2. Variabilidad de campos de esfuerzos favorables para el emplazamiento de diques, pero sin sobrepresión magmática, a partir de un árbol de etapas con $R'=0$, y 3. Combinación de etapas de campos de esfuerzos y R' , con penalización para mayores sobrepresiones, a partir de un árbol de etapas con barrido de campo de campo de esfuerzos y R' , es decir con variabilidad de R' y campos de esfuerzos. Las configuraciones utilizadas en cada caso se indican en la Tabla 10.1, manteniendo constante el tamaño y fineza del espacio de barrido. Para el subgrupo (a) (Los Blancos_pre), se considera una configuración que admite trasmutaciones $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$, es decir, que se barren espacios con ambas opciones eligiendo la opción con mayor soporte, replicando la paradoja $\sigma_2-\sigma_3$. La orientación semilla del σ_1 se fija al ENE, en consistencia con la convergencia de placas para el Mioceno. Para el subgrupo (b) (Los Blancos_pos) se evalúa una configuración compresiva con σ_3 en la vertical, ya que estos diques se encuentran asociados a corrimientos en un estadio más evolucionado del pliegue. La orientación semilla del σ_1

se fija al E-O, en consistencia con la convergencia de placas para el Mioceno y la orientación del eje anticlinal, soportado en la cinemática de la falla Río Salado.

Implementación	Id	Dataset	Step(*)	s1_trd	s1_trd_sd	s1_plg	s1_plge_sd	psi	psi_sd	R	mu	Rp	selección	Penalización	Umbral	Lambda	Funcion	Paradoja
Barrido sin penalización	1	LosBlancos_pre	2	265	15	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0:0.02:1	mode	threshold	90	0		true
	2	LosBlancos_pos	2	270	15	0	10	90	15	0, 0.02, 1	0.6	0:0.02:1	mode	threshold	90	0		false
	3	Torrecillas	2	260	20	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0:0.02:1	mode	threshold	90	0		true
Árbol fijo (R' fijo)	4	LosBlancos_pre	1	265	15	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0	mode	cbi		2.5	quadratic	true
	5	LosBlancos_pos	1	270	15	0	10	90	15	0, 0.02, 1	0.6	0	mode	cbi		2.5	quadratic	false
	6	Torrecillas	1	260	20	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0	mode	cbi		2.5	quadratic	true
Árbol con barrido de R' penalizado	7	LosBlancos_pre	2	265	15	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0:0.02:1	mode	cbi		2.5	quadratic	true
	8	LosBlancos_pos	2	270	15	0	10	90	15	0, 0.02, 1	0.6	0:0.02:1	mode	cbi		2.5	quadratic	false
	9	Torrecillas	2	260	20	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0:0.02:1	mode	cbi		2.5	quadratic	true

Tabla 10.1. Configuraciones de los escenarios modelados para emplazamiento de diques. Step: espaciado de grilla de barrido de campo en grados; s1_trd y s1_plg: trend y plunge de σ_1 semilla; s1_trd_sd y s1_plg_sd: rango angular de grilla de barrido hacia ambos lados de trend y plunge de σ_1 ; R: espacio de barrido de R; mu: coeficiente de fricción; Rp: escenarios de R' barridos; selección: modo de selección del campo ganador; Penalización: modo de penalización; Umbral: corte de porcentaje de datos para seleccionar Rp, en caso de no optar penalización, y utilizar 'threshold'; Lambda: peso de penalización; Función: función de penalización; Paradoja: indica si se contempla paradoja $\sigma_2\sigma_3$.

10.7.1. Diques tempranos (a)

En esta sección se describen los resultados generales con un ejemplo de rama posible en cada caso.

El emplazamiento de los diques tempranos (a), bajo una única configuración de campo de esfuerzos (Id 1) requieren R' mayores o iguales a 0.4 para su emplazamiento tanto en modo I como modo S. Al aumentar la presión magmática, σ_n' decrece y por lo tanto la clasificación migra a apertura tensional, mientras que, el modo ganador S solo se sostiene con R' bajos-moderados, y con R' alto el mismo plano pasa a I (Figura 10.3). En ambos casos, la configuración de campos de esfuerzos ganadores mantiene un σ_2 vertical.

Al evaluar las condiciones de los tensores de esfuerzos posibles de emplazamiento de los diques en un escenario en el que no existe sobrepresión magmática (Id 4), los resultados indican varias ramas temporales posibles, pero en las que siempre se requieren un mínimo de dos etapas con configuraciones del campo de esfuerzos similares dadas por un σ_2 vertical, y ligeras variaciones angulares en la orientación del σ_1 de E-O a ENE, siendo dominantes los modos S y H (Figura 10.4). Un ejemplo de ello es la rama 5, que permite explicar físicamente el emplazamiento de diques en modo S a partir de dos etapas: una con $\sigma_1=89/10$, $\sigma_2=326/73$ y $\sigma_3=182/14$, y la segunda con $\sigma_1=70/10$, $\sigma_2=307/73$ y $\sigma_3=163/14$ (Figura 10.4 y 10.5 a). Sin embargo, todas las ramas posibles

quedan con un residuo del 17%, es decir, el 17% de los datos quedan sin ser explicados a partir de los escenarios establecidos.

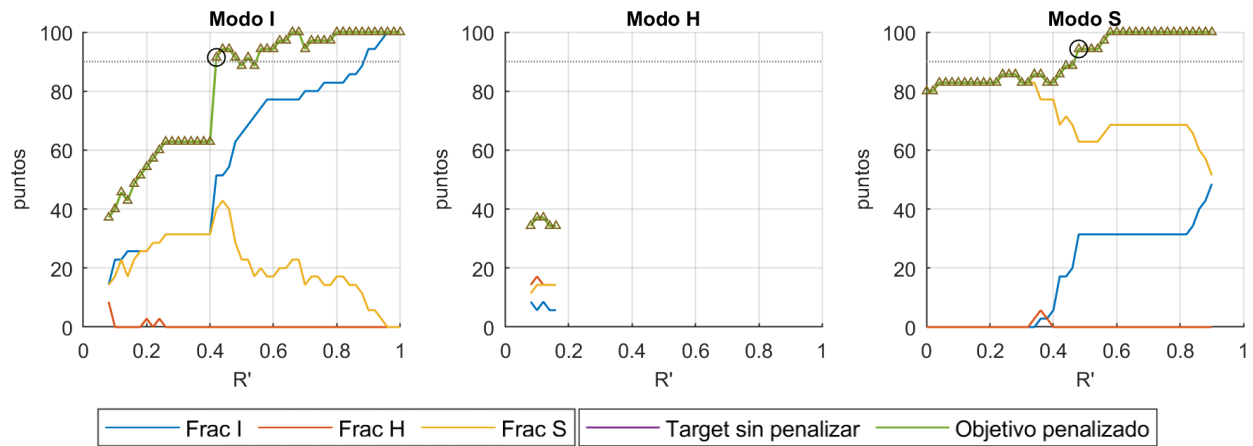


Figura 10.3. Perfiles de R' para la configuración Id 1.

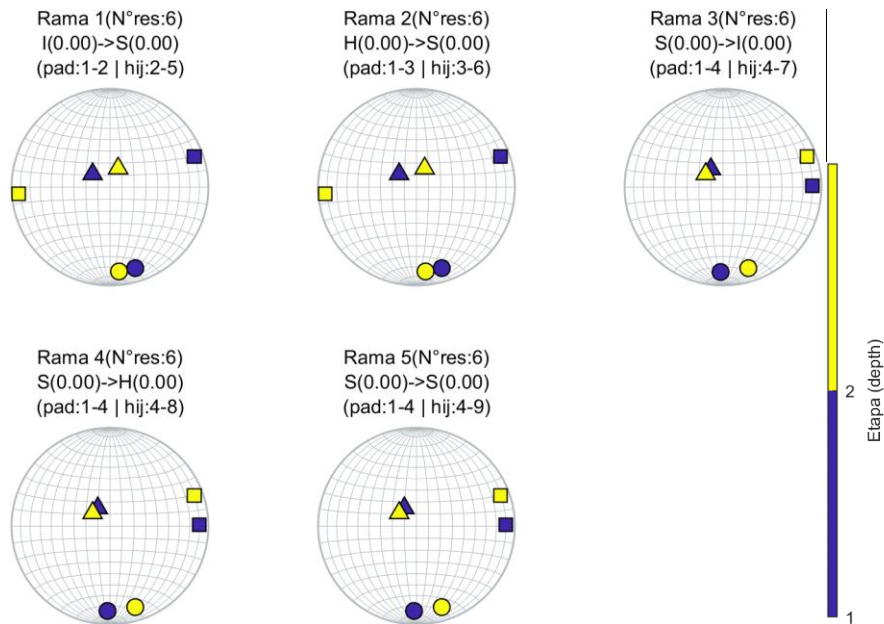


Figura 10.4. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 4.

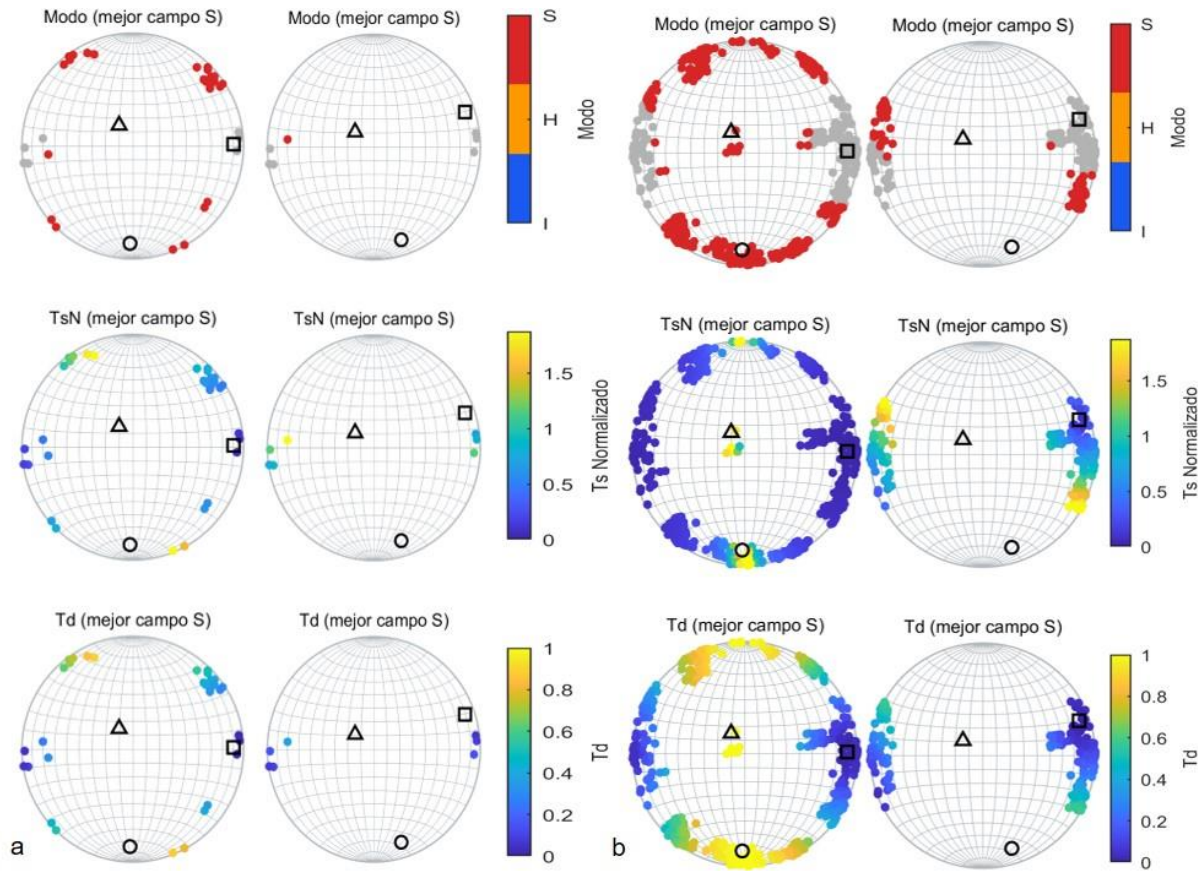


Figura 10.5. a. Resultados de la rama 5 de la configuración Id 4 para los diques medidos en los Blancos. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para la etapa 1 y 2. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en los Blancos, bajo la misma configuración. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para la etapa 1 y 2.

Al aplicar la evolución del campo de esfuerzos de la rama 5 obtenidas a partir de los diques sobre las fracturas medidas en el anticlinal Los Blancos, es decir, las rocas, se observa que un 87% de fracturas presenta orientaciones susceptibles de reactivarse –o generarse nuevas– principalmente en modo S, y en menor medida como I, siendo más las favorables las familias oblicuas NO-SE, NE-SO y la transversal E-O, mientras que un subconjunto de fracturas N-S no es viable de activarse (Figura 10.5 b). esto se aprecia a partir de los polos con colores grises, los cuales no alcanzan valores de TsN y Td suficientes para activarse en cualquiera de los modos.

Por ultimo al evaluar un escenario complejo, con variación en la sobrepresión magmática y la posibilidad de más de una etapa de emplazamiento, se registran múltiples configuraciones físicamente posibles (Id 7), que requieren nuevamente, dos a cuatro etapas de configuración de

campos de esfuerzos, donde σ_1 siempre se encuentra subhorizontal, ENE a ONO, y, existiendo paradoja σ_2 - σ_3 , gana σ_2 subvertical (Figura 10.6). Un ejemplo de ello es la rama 2, que consiste de dos etapas: una con $\sigma_1=278/8$, $\sigma_2=35/73$ y $\sigma_3=185/14$ y un $R'=0.44$ que permiten explicar el 85% de diques emplazados con modo I y S, y una segunda etapa que permite explicar el total de datos con $\sigma_1=70/10$, $\sigma_2=307/72$ y $\sigma_3=163/14$ y un $R'=0.48$, con modo S (Figura 10.7a).

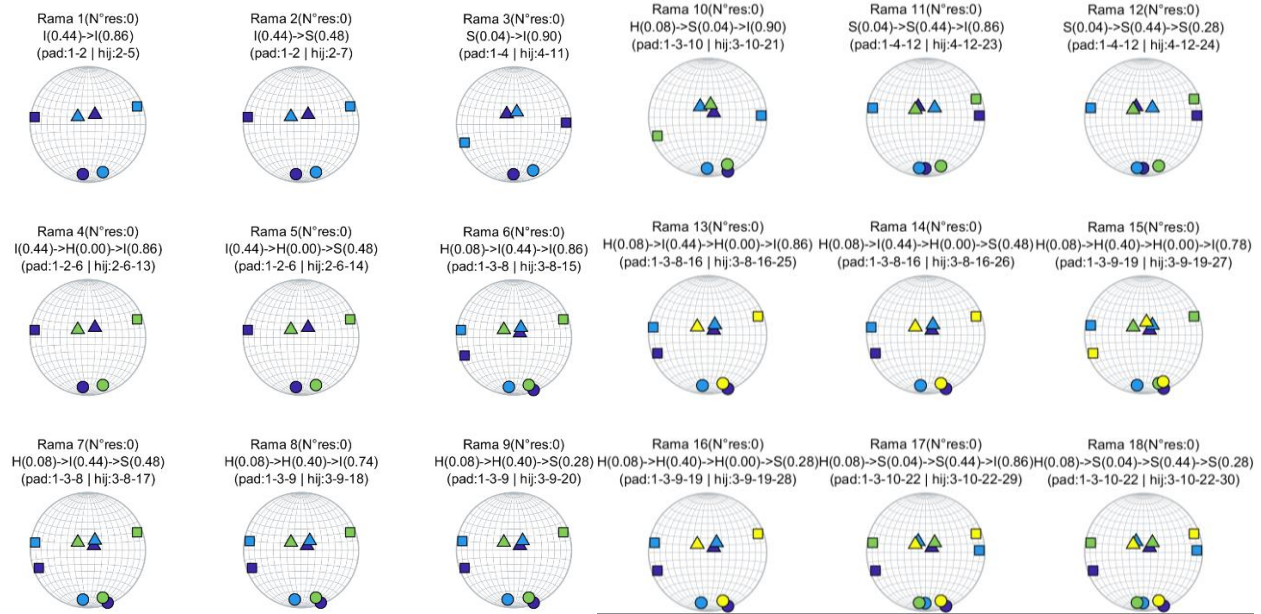


Figura 10.6. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 7. Cuadrado σ_1 , triángulo σ_2 , círculo σ_3 . Colores azul, celeste, verde y amarillo representan las etapas 1 a 4, respectivamente.

La evaluación de la configuración de la evolución temporal en el tensor de esfuerzos y R' de la rama 2 sobre las familias registradas en las rocas hospedantes de los diques, constata que las mismas son físicamente susceptibles de reactivación bajo modo I (58%) y modo S (42%), para el total de las familias oblicuas NO-SE, NNO-SSE, NE-SO, transversales E-O y longitudinales N-S (Figura 10.7b). Estos resultados muestran consistencia con las observaciones de campo y las mesoestructuras registradas en el anticlinal Los Blancos (Capítulo 5), que sugieren cizalla para las orientaciones NO-SE y NE-SO.

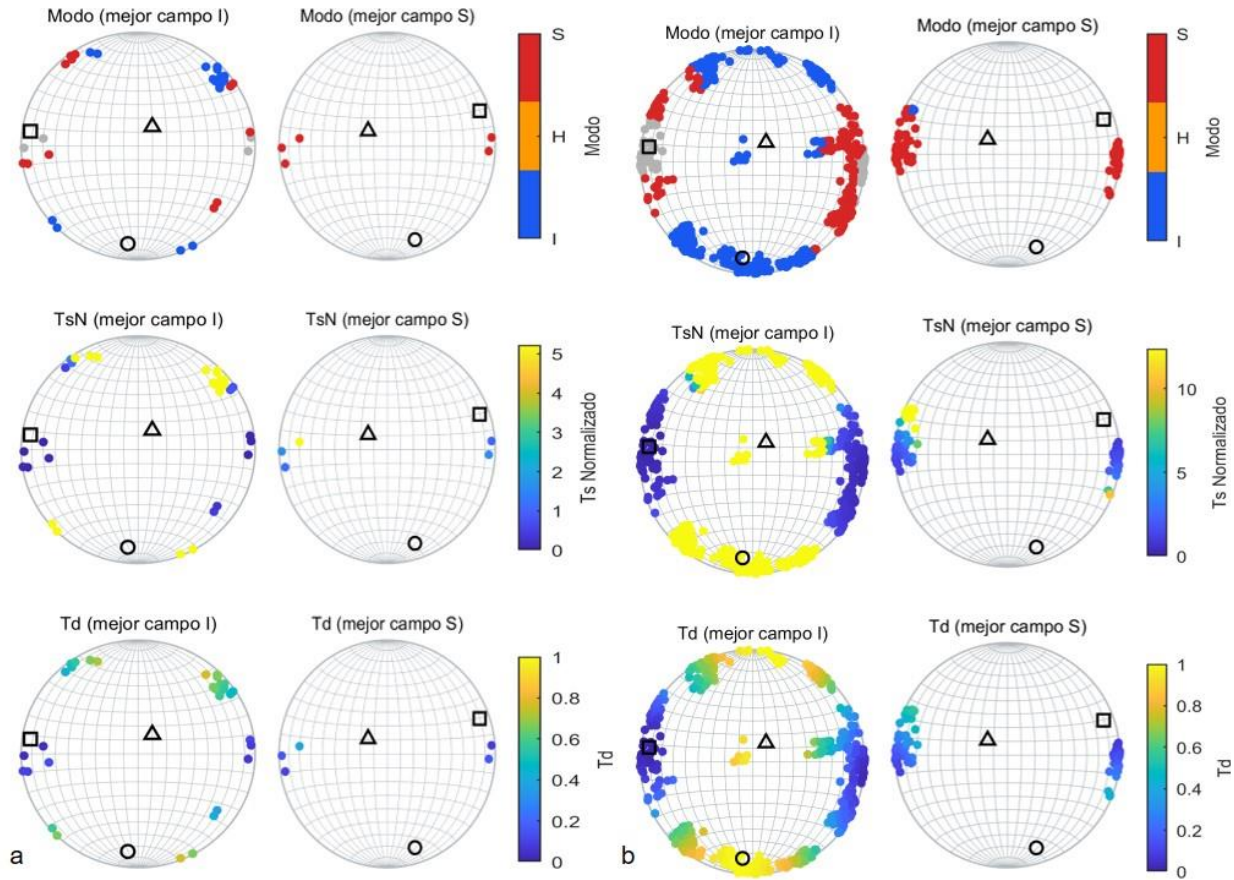


Figura 10.7. a. Resultados de la rama 2 de la configuración Id 7 para los diques medidos en los Blancos. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para la etapa 1 y 2. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en los Blancos, bajo la misma configuración. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para la etapa 1 y 2.

10.7.2. Diques póstumos (a)

El emplazamiento de los diques póstumos (a), bajo una única configuración de campo de esfuerzos con σ_3 vertical y fijo (Id 2) requieren R' mayores o iguales a 0.1 para su emplazamiento en modo I, mientras que no se requiere una sobrepresión significativa para emplazar como modo S (Figura 10.8). La fracción I (línea azul) crece con R' y alcanza 90–100% de los pasantes con $R' < 0.3$, mientras que H es residual, y S disminuye al aumentar R' , en concordancia con el caso anterior.

Las condiciones de los tensores de esfuerzos posibles de emplazamiento de los diques en un escenario en el que no existe sobrepresión magmática y bajo una grilla establecida en la Tabla 10.1 (Id 5), indican que se requiere una única configuración del campo de esfuerzos para permitir el

emplazamiento a partir de tres ramas, una por cada modo, siempre con $\sigma_1=75/10$, $\sigma_2=167/4$ y $\sigma_3=312/72$.

La configuración compleja, con variación de campos de esfuerzos y R' (Id 8), indica que se requiere un $R'=0.14$ para emplazamiento en modo I y H, mientras que no hay necesidad de R' para modo S (Figura 10.9). En los tres casos, el campo de esfuerzos mantiene un σ_1 ENE, con σ_3 subvertical. Estos resultados son consistentes con la inversión del campo de esfuerzos obtenida para el estadio avanzado del plegamiento, a partir de los datos cinemáticos de la falla Rio salado (Capítulo 5).

La evaluación de esta configuración del campo de esfuerzos sobre las fracturas medidas en las rocas hospedantes indica que es viable una reactivación de las fracturas oblicuas, transversales y longitudinales alcanzando porcentuales entre el 75 y 80%. El modo de reactivación (o nueva etapa de formación de fracturas) varía según la configuración, mostrando que las fracturas son más susceptibles de reactivarse bajo modo I cuando existe R' , configuración bajo la cual también son viables S (Figura 10.9), pero cuando no existe R' , solo se reactivan bajo cizalla. Además, un subconjunto de fracturas N-S no logra obtener valores de TsN y Td suficientes para lograr apertura (modo I) ni cizalla (modo S).

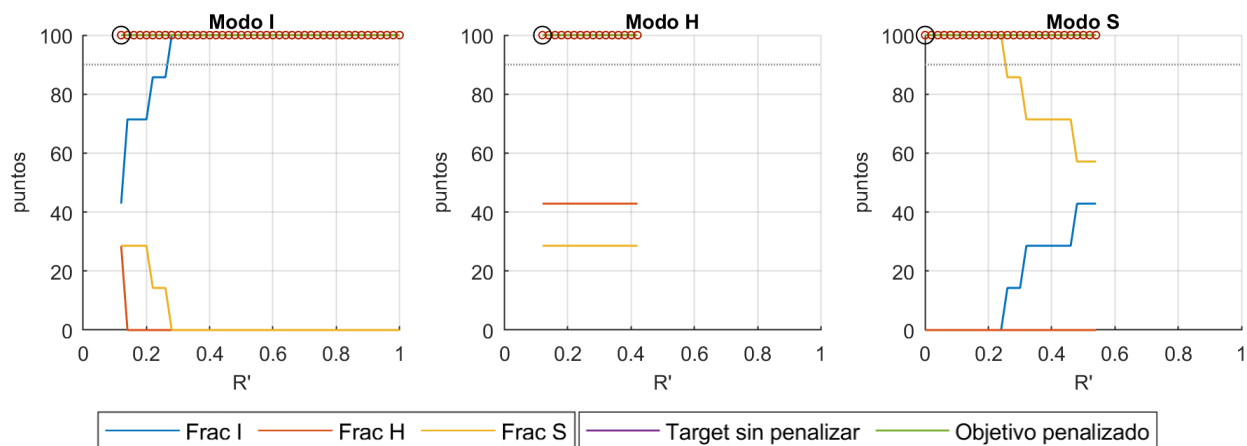


Figura 10.8. Perfiles de R' para la configuración Id 2.

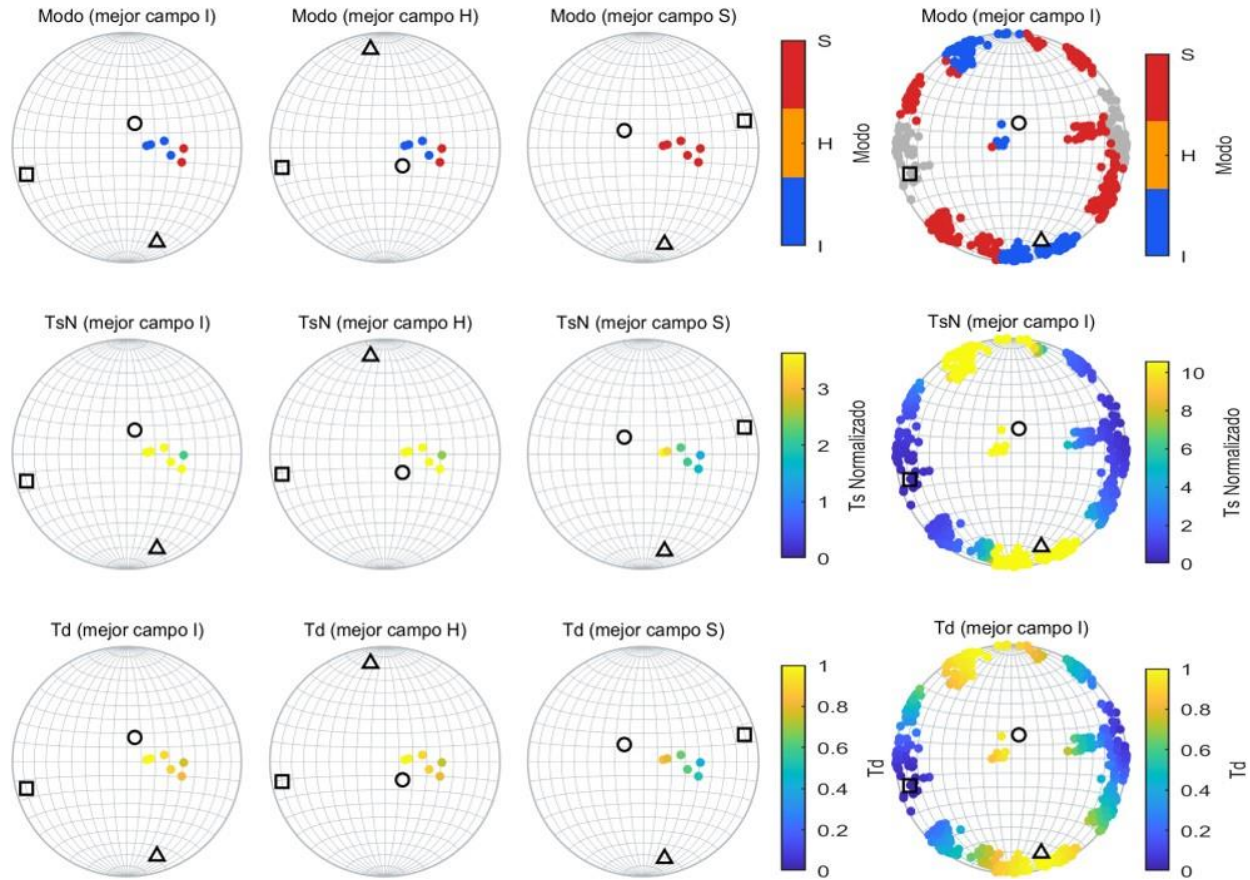


Figura 10.9. a. Resultados de las tres ramas posibles de la configuración Id 8 para los diques medidos en los Blancos. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para cada rama. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en los Blancos, bajo la configuración de la rama 1. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td.

10.8. Resultados: diques Torrecillas

Para testear la H1 y H2, el conjunto de orientaciones de diques y fracturas medidos en el anticlinal Torrecillas se sometió al mismo procedimiento que el caso Los Blancos, realizando tres análisis. Las configuraciones utilizadas se indican en la Tabla 10.1, manteniendo constante el tamaño y fineza del espacio de barrido. Aquí, el espacio de barrido permite trasmutaciones $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$, es decir que se barren espacios con ambas opciones eligiendo la opción con mayor soporte, replicando la paradoja σ_2 - σ_3 . La orientación semilla del σ_1 se fija al ENE, en consistencia con la convergencia de placas para el Mioceno y los resultados de la inversión del campo de esfuerzos para las fallas de la zona.

El emplazamiento de los diques subverticales bajo una única configuración de campo de esfuerzos (Id 3) requieren R' mayores o iguales a 0.17 para su emplazamiento total en modo I, mientras que

no requiere sobrepresión magmática para emplazarse en modo S. Al aumentar la presión magmática, σ_n' decrece y por lo tanto la clasificación migra a apertura tensional, mientras que, el modo ganador S solo se sostiene con R' bajos-moderados, y con R' alto el mismo plano pasa a I (Figura 10.10). En ambos casos, la configuración de campos de esfuerzos ganadores mantiene un σ_2 vertical.

Al evaluar las condiciones de los tensores de esfuerzos posibles de emplazamiento de los diques en un escenario en el que no existe sobrepresión magmática (Id 6), los resultados indican tres ramas temporales posibles, con una etapa o dos etapas. Las configuraciones del campo de esfuerzos son similares y están dadas por un σ_2 vertical, y ligeras variaciones angulares en la orientación del σ_1 manteniéndose ENE (Figura 10.11).

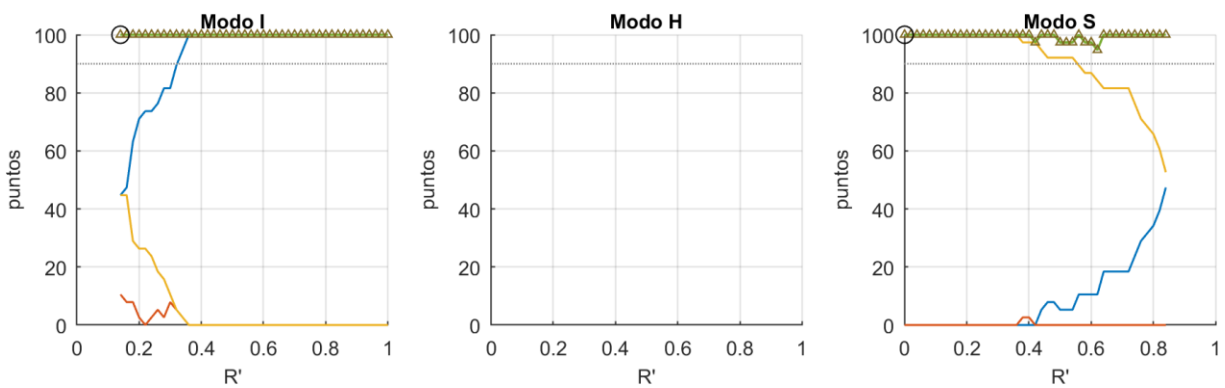


Figura 10.10. Perfiles de R' para la configuración Id 3.

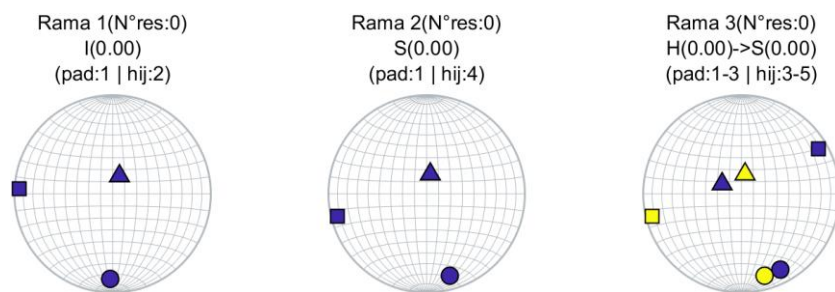


Figura 10.11. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 6.

Al aplicar la evolución del campo de esfuerzos sobre las fracturas medidas en el anticlinal Torrecillas, es decir, las rocas hospedantes de los diques analizados, se observa que entre un 75 y 85% de fracturas presenta orientaciones susceptibles de reactivarse –o generarse nuevas– siendo más las favorables las

familias oblicua NE y la transversal ONO, mientras que un subconjunto de fracturas N presenta baja posibilidad de reactivación.

Por último, en la evaluación compleja, con variación en la sobrepresión magmática y la posibilidad de más de una etapa de emplazamiento, se registran tres configuraciones físicamente posibles (Id 9) (Figura 10.12), de una única etapa cada una, indicando que se requiere un $R'=0.12$ para emplazamiento en modo I y, $R'=0.04$ cuasi despreciable para modo H, mientras que no hay necesidad de R' para modo S. La orientación vertical ganadora resulta en σ_2 para todos los casos, mientras que σ_1 se mantiene subhorizontal al ENE a E-O. En la rama 1, si bien el modo ganador es I, una proporción equivalente de diques son explicados con modo I y S, mientras que en la rama 3, el modo ganador y único es S (Figura 10.13).

El análisis de estas configuraciones a las fracturas medidas en las rocas sedimentarias de Torrecillas, es decir, los hospedantes de los diques, resulta en una posible reactivación del 80% de los datos en cualquiera de las opciones, de manera que las familias oblicuas NO, NE y la transversal ONO son las más favorecidas haya o no haya R' , es decir bajo modo I o S, mientras que la familia N es parcialmente susceptible de reactivarse únicamente bajo modo S (Figura 10.13). Esto es consistente con las observaciones de campo indicadas en el Capítulo 6, donde se detalla que todas las familias, incluida la N muestran evidencias de cizalla.

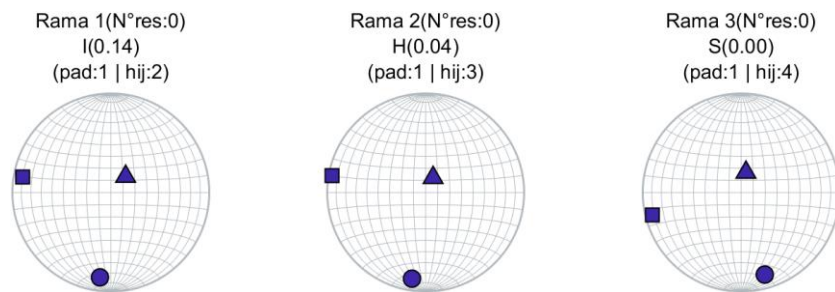


Figura 10.12. Evolución de campos de esfuerzos para las ramas posibles del flujo por etapas para Id 9.

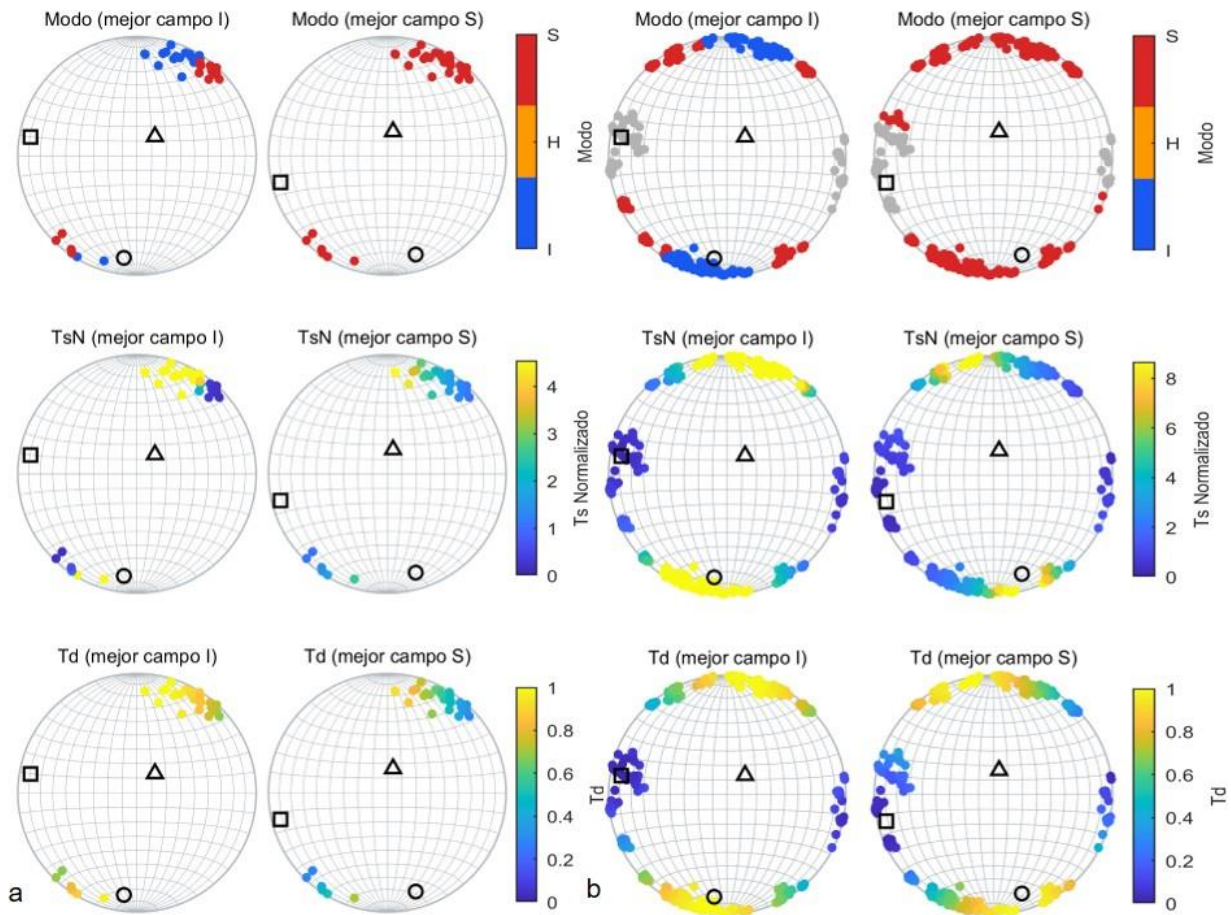


Figura 10.13. Izq. Resultados de las ramas 1 y 3 de la configuración Id 9 para los diques medidos en Torrecillas. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td, para cada rama. Der. Evaluación del comportamiento de las fracturas medidas en Torrecillas, bajo la configuración de las ramas 1 y 2. Se indican los resultados del modo de emplazamiento, Ts y Td.

10.9. Resultados: fracturas en Los Blancos

Para testear la H3, se modelaron configuraciones del campo de esfuerzos y parámetro K, utilizando el modo Tensión. La búsqueda aquí es establecer si las condiciones de esfuerzos planteadas en la propuesta evolutiva del Capítulo 9 para la formación de fracturas (modo I) durante la evolución de la cuña orogénica, son geométrica y físicamente viables. Para ello se utilizan las fracturas medidas en los Grupos Cuyo-Lotena, y las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en el anticlinal Los Blancos. Los umbrales TsN-Td utilizados son: Modo I (apertura tensional): $Td \geq 0.80$ y $TsN \leq 0.30$; Modo H (híbrido, apertura con deslizamiento) $Td \geq 0.60$ y $TsN \geq 0.30$; Modo S (cizalla): $Td < 0.6$ y $TsN \geq 0.30$. Se utiliza un valor de resistencia a la tensión normalizada de $T_0^* = 0.05$, que surge de un promedio de

rangos posibles para las rocas más frecuentes (calizas, *shales* y areniscas). Estos valores fueron estimados en base a un régimen inverso con presión de poros P_p hidrostática y μ entre 0.6–1.0 (Townend y Zoback, 2000). En este marco, y considerando fallamiento por la teoría de Mohr-Coulomb, Zoback y Zoback (2007), indican que $S_{Hmax} \approx 2.3S_v$, por lo que el diferencial $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3 \approx 1.3$. Para densidades de columna sedimentaria típicas, esto implica $\Delta\sigma \approx 45\text{--}55$ MPa a 1.5 km, 90–105 MPa a 3 km y 150–176 MPa a 5 km de profundidad. Valores de resistencia a tracción modo I (TTS) con prueba brasilera, arrojan valores de $\sim 6\text{--}13$ Mpa para calizas, $\sim 4\text{--}14$ Mpa en areniscas y $\sim 2\text{--}5$ Mpa en lutitas (Hagengruber et al., 2021; Packulak et al., 2024), de manera que el cociente $T_0^* = T_0 / (\sigma_1 - \sigma_3)$, resulta en rangos entre 0.015 y 0.175.

Los escenarios se modelaron para hallar un campo ganador, considerando etapas. En la etapa 1a se modela la formación de la familia NNE (II) y en la etapa 1b, se considera el comportamiento de las familias NO (I) y E (IV). Las etapas 2 y 3 corresponden a condiciones para las familias NE (III) y nuevamente E, respectivamente. La familia de fracturas N no se considera en esta evaluación, ya que se asume formada principalmente durante el plegamiento. En todos los casos se evalúa el comportamiento o reactivación de las familias precedentes. Un resumen de las configuraciones se encuentra en la Tabla 10.2.

Etapas	Inversion	Reactivacion	Step(°)	s1_trd	s1_trd_sd	s1_plg	s1_plge_sd	psi	psi_sd	R	mu	T0*_star	Umbral	Paradoja
1a	II		2	0	359	90	5	115	20	0, 0.02, 1	0.6	0.05	90	false
1b	I, IV		2	0	359	90	5	25	20	0, 0.02, 1	0.6	0.05	90	false
2	III	I, II, IV	2	250	15	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0.05	90	true
3	IV	I, II, III	2	270	15	0	10	0	15	0, 0.02, 1	0.6	0.05	90	true

Tabla 10.2. Configuraciones de los escenarios modelados para formación de fracturas. Step: espaciado de grilla de barrido de campo en grados; s1_trd y s1_plg: trend y plunge de σ_1 semilla; s1_trd_sd y s1_plg_sd: rango angular de grilla de barrido hacia ambos lados de trend y plunge de σ_1 ; psi y psi_sd: ángulo de rotación y variación de ángulo de rotación; R: espacio de barrido de R; mu: coeficiente de fricción; Umbral: corte de porcentaje de datos para seleccionar campo, en caso de utilizar 'threshold'; Paradoja: indica si se contempla paradoja $\sigma_2\text{--}\sigma_3$.

La etapa 1 a muestra que las condiciones del campo de esfuerzos que permiten la formación de las fracturas de la familia I NNE, presentan, bajo las condiciones iniciales impuestas, un $\sigma_1 = 51/85$, $\sigma_2 = 185/3$ y $\sigma_3 = 275/3$, y una formación tensional (Figura 10.14a). Más allá de los valores específicos, esto resulta en que geométrica y físicamente es posible la formación de estas fracturas bajo un σ_1 subvertical, y un σ_3 horizontal y perpendicular al frente orogénico, disposición propia de la etapa de flexuramiento del antepaís. La etapa 1 b, evalúa las condiciones para la formación de las familias de

fracturas NO y la nucleación temprana de las fracturas de la familia E. Aquí resulta posible explicar en forma tensional (modo I) la génesis de ambas familias, bajo una configuración con σ_1 subvertical, y un σ_3 horizontal y paralelo al frente orogénico, en concordancia con una disposición propia de la etapa de la extensión a lo largo del rumbo (Figura 10.14b).

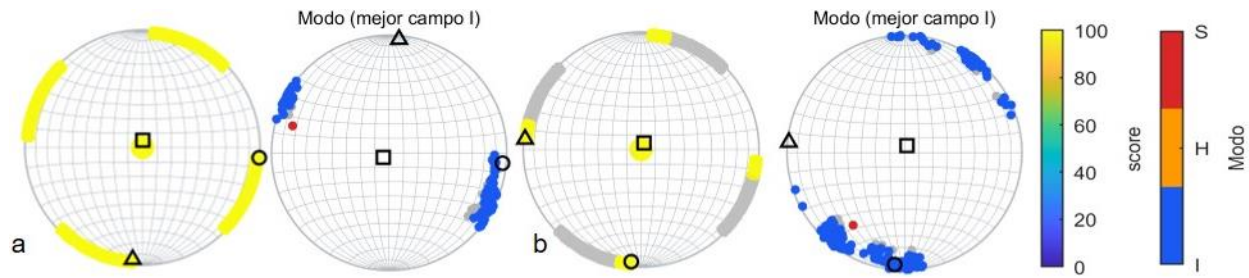


Figura 10.14. a. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de la familia NNE. b. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de las familias NO y E. Los símbolos geométricos indican la disposición de los ejes del campo ganador, en cada caso. Cuadrado σ_1 , triángulo σ_2 , círculo σ_3 .

En la etapa 2, donde se evalúa la factibilidad de formación de las fracturas NE (II) bajo condiciones de LPS, se resuelve que las mismas pueden generar bajo modo T, con un σ_1 subhorizontal en dirección NE a ENE, y un σ_2 subvertical (Figura 10.15a). En este escenario, las familias previas I y III podrían reactivarse parcialmente con cizalla, y la familia NO-SE no presenta una disposición geométrica favorable para formación ni reactivación (Figura 10.15 b). Estas condiciones encuadran en una etapa de LPS en la cual la dirección del σ_H max horizontal está dado por σ_1 .

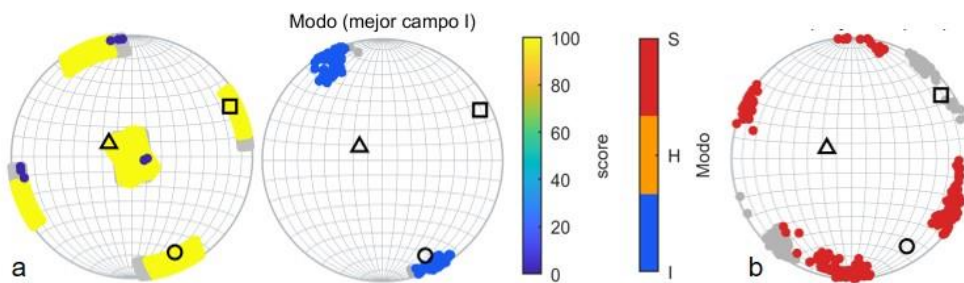


Figura 10.15. a. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de la familia NE. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas NNE, NO y E (familias I, II y IV), bajo la misma configuración.

En la etapa 3 se analiza el comportamiento de la familia E (IV) nuevamente, asumiendo que su formación pudo ser multiepisodica, como se sugiere en el Capítulo 5. En estas condiciones se evalúa

su potencial de formación como fracturas tensionales en un escenario con σ_1 subhorizontal y σ_2 vertical, resultando favorables (Figura 10.16 a). Esto significa que las fracturas E también puede generarse en modo tensional en una etapa de LPS. Además, esta configuración resulta posible de reactivar (o permitir la formación de nuevas estructuras) NO y NE como modo S, es decir con cizalla. En contraposición las fracturas NNE tienen muy bajo potencial de actividad (Figura 10.16 b).

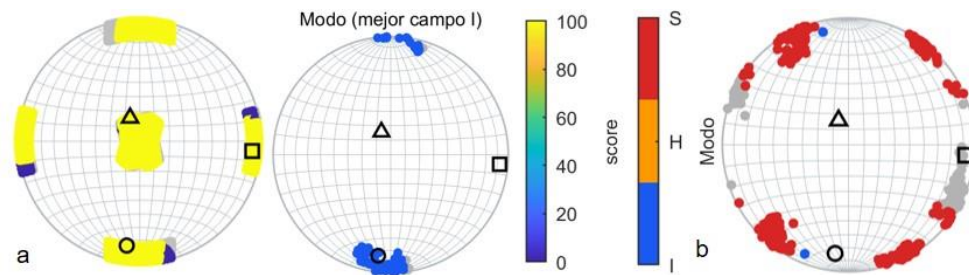


Figura 10.16. a. Configuración del espacio de barrido y resultados de apertura por modo para las fracturas de la familia E-O. b. Evaluación del comportamiento de las fracturas NNE, NO y NE (familias I, II y III), bajo la misma configuración.

10.10. Integración de resultados y discusión

Del análisis de las secciones 7 y 8, donde se testean H1 y H2, pueden establecerse algunas generalidades. Los tres enfoques (barrido sin penalización, árbol con $R'=0$ y árbol con R') aplicados a los diques tempranos y póstumos de los Blancos, y a los diques en Torrecillas, convergen en un régimen con σ_1 subhorizontal y orientación poco variante entre ONO y ENE. Los análisis de secuencias temporales (árbol) con variación de campos de esfuerzos muestran que existen múltiples configuraciones físicamente viables que permiten explicar el emplazamiento de diques, ya sea por modo I, H o S. Cuanta mayor variabilidad en las direcciones de emplazamiento, mayores ajustes a lo largo del tiempo en la orientación del campo de esfuerzos o en la sobrepresión magmática serán requeridos.

La configuración del campo de esfuerzos es una condición clave. En el caso de Los Blancos, en los diques subverticales tempranos (NO-SE, NE-SO y sublongitudinales), el barrido que permite $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ maximiza el soporte modal con R' bajo-medio para I/H y próximo a cero para S, cuando σ_2 se encuentra en la vertical, es decir que su emplazamiento se ve favorecido con un σ_2 vertical. Los diques póstumos se emplazan a inclinaciones inferiores a 40° , bajo una configuración con σ_3 vertical, que supone un régimen inverso andersoniano, pero requieren R' muy bajos a nulos para emplazar como

modo I o S. Bajo este campo de esfuerzos, la normal de esos planos tiene una componente vertical grande. Entonces $\sigma_n \approx \sigma_3$ o se acerca, de manera que la apertura (Td alto) se logra más fácilmente con R' muy bajos y, en consecuencia, el modo I se habilita con poco R' . Esto explica también, que los filones capa se encuentren favorecidos por una configuración con σ_3 vertical, como se discute en los capítulos anteriores. Además, los planos de baja inclinación tienen τ alto, de manera que la condición $\tau \geq \mu \sigma_n'$ se cumple fácil con R' bajo, de ahí que el soporte alto de S se cercano a $R' \approx 0$. Por ese motivo los corrimientos resultan geoméricamente favorecidos y pueden actuar como corredores de intrusión, tal como indican las observaciones de campo registradas en el Capítulo 7.

En el anticlinal Torrecillas, el comportamiento es similar al establecido para los diques tempranos en Los Blancos, es decir, bajo una condición con conmutación $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$, se ven favorecidos con σ_2 subvertical, explicando emplazamiento con sobrepresiones magmáticas muy bajas para modo I e innecesarias para modo S.

Al analizar en detalle el comportamiento de la sobrepresión magmática, en el caso de los diques tempranos de Los Blancos, el escenario sin R' muestra resultados con residuos sin explicar a igualdad de etapas que el escenario con R' , que alcanza rápidamente un soporte total. Esto significa que la sobrepresión magmática juega un rol fundamental en la efectividad del emplazamiento, principalmente para los modos I y H, mientras que para el modo S, la configuración del campo de esfuerzos parece ofrecer un control más estable incluso cuando R' es casi nula. De lo expresado anteriormente se desprende que la H1 se cumple exitosamente.

La evaluación de T_s y T_d en las fracturas registradas en las rocas de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, en los anticlinales Los Blancos y Torrecillas, bajo las configuraciones de campos de esfuerzos y sobrepresión magmática que explican los emplazamientos, es contundente: en todos los casos se muestra favorabilidad a la apertura o cizalla de las familias definidas. Al analizar en detalle el comportamiento de las distintas orientaciones de discontinuidades se observa que las familias NO (I) y NE (II y III, en Torrecillas y los Blancos, respectivamente), son susceptibles de activarse como modo S y en menor medida como modo I, mientras que la familia ONO a E (III y IV, en Torrecillas y los Blancos, respectivamente) son fuertemente susceptibles de activarse como modo I, y en menor medida como modo S. Además, la familia NNE definida en Los Blancos es parcialmente habilitada como modo S. En ambos anticlinales se preservan evidencias que soportan este modelo y permiten concluir que la H2 se cumple, de manera que las tendencias oblicuas bien pueden reactivarse por

cizalla o modo tensional, e incluso podrían operar como par conjugado de cizalla, con una bisectriz aguda tensional, dada por la tendencia transversal. En consecuencia, las discontinuidades previas son estructuras viables de favorecer o nuclear por esos espacios el emplazamiento magmático. Con respecto a las tendencias N (IV y V, en Torrecillas y los Blancos, respectivamente) las mismas presentan una proporción baja de activación, en modo S. Esto también es consistente con observación de campo en ambos anticlinales, donde se reconoce pobremente circulación de fluidos e indicadores de cizalla en esas orientaciones.

A partir del análisis de resultados de la sección 9, donde se testean las condiciones de los campos de esfuerzos favorables para la formación de las fracturas tensionales en la secuencia sedimentaria, se puede establecer que las configuraciones de campos de esfuerzos propuestas como explicación genética para las fracturas identificadas en esta tesis, son efectivas para permitir la formación de las mismas con modo I, e incluso su reactivación como modo I o S. La tendencia NNE puede ser explicada por una configuración propia de la etapa de flexuramiento del antepaís, mientras que las tendencias NO y E podrían formarse durante la extensión paralela al rumbo. A su vez, la orientación de los esfuerzos horizontales σ_3 y σ_2 en cada caso, en dirección ONO, sugiere que la disposición general del campo de esfuerzos es consistente con la dirección de convergencia de las placas de Phoenix y Sudamericana durante el Cretácico Tardío al Eoceno, tal como se plantea en el modelo evolutivo. Las familias NE y E son altamente efectivas de formarse en una etapa de acortamiento paralelo a las capas (LPS) con σ_2 subvertical, con diferencia en que la tendencia NE requiere una orientación del $\sigma_{Hmax} = \sigma_1$ en dirección NE a ENE, mientras que las discontinuidades E requieren una dirección de σ_1 ligeramente más ENE. Esto es consistente con la evolución del vector de convergencia en el Cenozoico, que pasa de una orientación NE hacia una dirección más ENE a E a partir del Oligoceno. Esta evolución temporal además permite sostener con mayor firmeza que para el Cenozoico, las zonas analizadas ya se encontraban siendo parte de la cuña orogénica. Además, este análisis permite reafirmar el carácter multitemporal de la familia E, la cual podría haber comenzado a formarse cuando la zona se comportaba como un antepaís en el Cretácico, y manteniendo su capacidad de generación durante el avance del frente deformacional. El análisis aquí expuesto permite confirmar la H3, y brinda un contexto tectónico claro, cuya evolución oligocena-miocena sostiene geométrica y físicamente la posibilidad de emplazamiento de filones capa y diques bajo la propuesta evolutiva enunciada.

Resulta importante destacar que los resultados obtenidos en este trabajo para Los Blancos y Torrecillas, con σ_1 subhorizontal y soluciones robustas para el emplazamiento de diques bajo configuraciones con σ_3 vertical o con $\sigma_2 \approx$ vertical, y con R' bajos–moderados, más allá de las diferencias específicas geológicas, concuerdan con rangos publicados para cocientes de presión motriz en enjambres de diques y vetas en regímenes compresivos/transpresivos, y confieren al método empleado, una validación geológica y metodológica. En complejos ígneos, Baer et al. (1994) ejecutan una inversión de orientaciones que mostró $R' \approx 0.08$ para diques que propagaron horizontalmente y $R' \approx 0.25$ para propagación vertical, valores similares a los aquí obtenidos: $R' \approx 0.1$ cuando σ_3 es vertical y $R' \approx 0.4$ cuando σ_2 vertical. Estas magnitudes son consistentes con inversiones independientes en enjambres miocenos de Japón que reportan $R' \approx 0.27$, interpretado como presión magmática próxima a σ_2 (Sato et al., 2013), y con análisis de círculos de Mohr en vetas de oro que obtienen $R' \approx 0.4$ bajo campos compresivos (McKeagney et al., 2004). En la Zona Volcánica Sur, donde la partición de deformación controla el patrón regional con σ_1 subhorizontal, Pérez-Estay et al. (2023) resuelven estados de esfuerzo y cuantifican la presión de fluido total normalizada necesaria para gatillar fracturas de extensión, mediante simulaciones de Montecarlo. Aunque su métrica se normaliza por σ_v y no por $(\sigma_1 - \sigma_3)$, su resultado funcional —abrir discontinuidades con fracciones modestas de la carga vertical dependiendo de la orientación y del tipo de patrón— es análogo al rol que cumple R' en el método aquí empleado y respalda la necesidad de R' bajos cuando σ_3 es vertical y más altos cuando σ_2 gobierna la condición local. A escala metodológica, enfoques de inversión estadística de enjambres con distribuciones de Bingham recuperan simultáneamente ejes de esfuerzo, Φ y R' , validando el tipo de estimación integrada que aquí se emplea (Lahiri et al., 2019; Ushimaru et al., 2022). En conjunto, estas coincidencias sustantivas entre magnitudes y tendencias publicadas, y las estimadas con la herramienta avalan tanto los valores de R' inferidos como el esquema Ts–Td empleado para evaluar apertura/cizalla y su variación temporal.

CAPÍTULO 11. CONCLUSIONES

11.1. Conclusiones generales

La faja plegada y corrida de Malargüe (FPCM) constituye un laboratorio natural donde la interacción entre la deformación compresiva, la herencia estructural y la inyección magmática permite reconstruir los controles reológicos y de esfuerzos que regulan el emplazamiento subvolcánico durante la construcción de la cuña orogénica en el Mioceno. Los resultados integran observaciones de campo, análisis estructural y modelados análogos y numéricos, demostrando que el emplazamiento magmático estuvo condicionado por un acoplamiento entre anisotropías preexistentes, la evolución del campo de esfuerzos y el contraste reológico entre unidades sedimentarias.

11.2. Conclusiones específicas

11.2.1. Condiciones tectónicas y de esfuerzos

Durante el Cretácico Tardío–Eoceno, la convergencia ONO–ESE promovió fracturas oblicuas tempranas NO, E y NNE, asociadas al flexuramiento del antepaís y extensión paralela al frente orogénico.

Desde esta etapa al Oligoceno, con la rotación del vector de convergencia a NE, la etapa de acortamiento paralelo a las capas (LPS) dominó el campo de esfuerzos con σ_1 subhorizontal y $\sigma_2 \approx \sigma_3$ intercambiables vertical-horizontalmente (paradoja $\sigma_2 - \sigma_3$). Esta condición favoreció la formación de fracturas NE.

Para el Oligoceno–Mioceno y durante el Mioceno, la convergencia se posiciona ENE a E–O, configuración que se mantiene hasta la actualidad, manteniendo una etapa LPS, siendo favorable la formación de fracturas E. La coexistencia de cizalla de rumbo, tensión y corrimientos, generó las “ventanas” de apertura para diques verticales y filones capa subhorizontales. Los tensores invertidos en Los Blancos y Torrecillas confirman para este tiempo un σ_1 NE–ENE subhorizontal, con variaciones locales $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$, coherentes con el modelo teórico y con el estado de esfuerzos regional durante la construcción de la cuña.

Durante el Mioceno, en la etapa de deformación sincrónica con el plegamiento, con σ_3 se favoreció el emplazamiento de diques póstumos, haciendo efectivos los corrimientos como vías de circulación y emplazamiento magmático.

11.2.2. Controles reológicos y estructurales

La estratigrafía mecánica —alternancia de calizas, pelitas y areniscas— controló la morfología de los intrusivos laminares subhorizontales. En hospedantes competentes (calizas) los filones capa muestran *steps*, fracturas jerárquicas y bordes angulosos (propagación frágil), mientras que en pelitas se desarrollan lóbulos romos, despegues y acortamiento en la caja (propagación por cizalla e indenter viscoso).

Los contactos interestratales con alto contraste actuaron como horizontes de desviación dique→filón capa. Los núcleos anticlinales y los planos de corrimientos activos concentraron el ascenso y la acumulación magmática, generando cuerpos mantiformes y lacolitos con espesores decamétricos y continuidad lateral kilométrica.

Los experimentos estratificados con y sin compresión demostraron empíricamente que la competencia del hospedante controla el modo de propagación (apertura vs cizalla). Los corrimientos previos o activos canalizan la intrusión y, cuando la inyección es simultánea a la compresión, los planos de falla activos se convierten en conductos preferenciales.

11.2.3. Secuencia estructural-magmática

Los diques miocenos presentan orientaciones NO, NE, E y N, confirmando la reutilización y efectividad de discontinuidades heredadas como conductos magmáticos y la sincronía entre intrusión y deformación anticlinal.

Los valores de sobrepresión normalizada obtenidos ($R' \approx 0.1$ con σ_3 vertical y $R' \approx 0.4$ con σ_2 vertical) indican presiones magmáticas moderadas, suficientes para abrir o reactivar planos bien orientados sin necesidad de presiones litostáticas excesivas.

11.2.4. Evolución regional

El modelo temporal propuesto integra cuatro etapas: (i) nucleación de fracturas oblicuas durante el Cretácico–Eoceno bajo σ_1 vertical; (ii) rotación a σ_1 horizontal NE y formación de fracturas tensionales oblicuas, reactivación de fracturas previas durante el LPS oligoceno-mioceno; (iii) rotación a σ_1 horizontal ENE y formación de fracturas tensionales transversales, y reactivación de fracturas previas durante el LPS mioceno; (iii) desarrollo de fracturas longitudinales y corrimientos durante la estructuración final miocena con σ_1 ENE–E–O y σ_3 vertical.

El emplazamiento de los filones capa y diques tempranos miocenos coincide con la etapa (iii) y el inicio de (iv), cuando la zona alcanzaba el tope de cuña y coexistían dominios con σ_2 o σ_3 verticales en el primer caso favoreciendo diques, y en el segundo filones capa. Los diques póstumos se emplazaron en la etapa (iv) principal a tardía del plegamiento, con σ_3 vertical.

11.2.5. Flujo estructural automatizado

Se desarrolló un flujo reproducible en MATLAB que integra varios módulos: 1. OrientaLab (clusterización y estadística direccional); 2. topología transitiva (ordenamiento temporal); 3. verificación geométrica-mecánica mediante los índices Ts–Td. Aquí se explotaron los módulos 1 y 3. Un punto fuerte de este esquema de trabajo es que permite convertir observaciones y datos de campo en modelos trazables, con control del usuario sobre umbrales y políticas de uso.

El módulo 3 se basa en un método Ts–Td flow, en el que se explora sistemáticamente orientaciones de σ_1 , R y el parámetro de presión o tracción (R'/K), cuantificando modos I, H y S de apertura o reapertura de planos, y seleccionando soluciones posibles por costo–beneficio. Su estructura en árbol permite representar secuencias evolutivas y evaluar la sensibilidad del sistema a la penalización de R'/K . La capacidad del modelo para reproducir estados mixtos de compresión y cizalla bajo la paradoja σ_2 – σ_3 valida su aplicación a cinturones compresivos.

11.3. Conclusión integradora

El emplazamiento de cuerpos subvolcánicos en la FPCM resulta del acoplamiento entre un campo de esfuerzos compresivo regional con σ_1 subhorizontal NE–ENE, la herencia estructural de fallas y fracturas, y la heterogeneidad reológica de la secuencia sedimentaria.

Durante la etapa de acortamiento paralelo a las capas, la conmutación local $\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$ generó dominios aptos para la apertura y reactivación de discontinuidades, permitiendo la coexistencia de diques verticales y filones capa subhorizontales. Las calizas y pelitas del Grupo Mendoza actuaron como niveles guía, y los corrimientos y núcleos anticlinales como focos de acumulación y crecimiento lacolítico.

Metodológicamente, la combinación de análisis estructural, modelado numérico y modelado análogo provee una herramienta cuantitativa y trazable para evaluar la viabilidad física del emplazamiento magmático en contextos compresivos, aportando un marco replicable a futuros estudios de interacción tectonomagmática en orógenos andinos.

Capítulo 12. Bibliografía

- Abdelmalak, M. M., Bulois, C., Mourgues, R., Galland, O., Legland, J. B., y Gruber, C., 2016. Description of new dry granular materials of variable cohesion and friction coefficient: Implications for laboratory modelling of the brittle crust. *Tectonophysics*, 684, 39–51. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.003>
- Abdelmalak, M. M., Mourgues, R., Galland, O., y Bureau, D., 2012. Fracture mode analysis and related surface deformation during dyke intrusion: Results from 2D experimental modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, 359-360, 93–105. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.10.008>
- Alvarez, P. P., Giambiagi, L. B., Godoy, E., y Ramos, V. A., 2002. Tectosedimentary evolution of Triassic-Jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32°-34° SL). En 5° International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, Actas, 27-30.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstructions.
- Arcila Gallego, P., 2010. Los depósitos sinorogénicos del sur de Mendoza y su relación con la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S), Mendoza, Argentina. Tesis doctoral (inédito), Universidad de Buenos Aires.
- Astini, R., y Thomas, W., 1999. Origin and evolution of the Precordillera terrane of western Argentina: A drifted Laurentian orphan. En V. A. Ramos y J. D. Keppie (Eds.), *Laurentia – Gondwana connections before Pangea* (Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 336, pp. 1–20).
- Baldauf, P. E., 1997. Timing of the uplift of the Cordillera Principal, Mendoza Province, Argentina. Tesis doctoral, George Washington University (inédito, 356 p.).
- Bande, A., Boll, A., Fuentes, F., Horton, B.K., y Stockli, D.F., 2020. Thermochronological Constraints on the Exhumation of the Malargüe Fold-Thrust Belt, Southern Central Andes. En *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, 371-396. Springer, Cham
- Barenblatt, G. I., 2003. *Scaling*. Cambridge University Press.
- Barrionuevo, M., Mescua, J. F., y Giambiagi, L., 2019. Miocene deformation in the orogenic front of the Malargüe fold-and-thrust belt (35°30'–36°S): Controls on the migration of magmatic and hydrocarbon fluids. *Tectonophysics*, 766, 480–499.
- Battaglia, J., y Bachelery, P., 2003. Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(3-4), 289–310. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2002.12.006>
- Bechis, F., Giambiagi, L. B., Lanés, S., y Mescua, J. F., 2020. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter during the Late Triassic to Early Jurassic Rift Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina. En *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, 23–52. Springer.

- Bechis, F., y Giambiagi, L. B., 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 293–310.
- Benitez, A., y Winocur, D., 2015. Desarrollo de la Formación Loma Fiera en relación a la estructuración de la faja plegada y corrida de Malargüe en el río Salado. En XVI Reunión de Tectónica, Actas CD (pp. 74-75). General Roca, Río Negro.
- Benitez, A., Winocur, D., y Giambiagi, L., 2014. Los depósitos sinorogénicos terciarios del sector central del río Salado, Mendoza, Argentina. En Actas del XIX Congreso Geológico Argentino (S22-13, pp. 1570-1571).
- Brace, W. F., y Kohlstedt, D. L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11), 6248–6252.
- Branellec, M., Callot, J. P., Nivière, B., y Ringenbach, J. C., 2015. The fracture network, a proxy for mesoscale deformation: Constraints on layer parallel shortening history from the Malargüe fold and thrust belt, Argentina. *Tectonics*, 34(4), 623–647.
- Buchanan, A., Kietzmann, D., y Palma, R., 2016. Evolución paleoambiental de la Formación Remoredo (Jurásico Inferior) en el depocentro Malargüe, Cuenca Neuquina Surmendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74(2), 163-178.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615–626.
- Cegarra, M. I., y Ramos, V. A., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V. A. Ramos (Ed.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza* (Anales 24, pp. 387-422). Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Cegarra, M. I., y Ramos, V. A., 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. En V. A. Ramos (Ed.), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 24, 387-422.
- Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes en Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26, 1-47.
- Charrier, R., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139.
- Charrier, R., y Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En T. Moreno y W. Gibbons (Eds.), *The Andes of Chile* (pp. 21–114). Geological Society, London.
- Clemens, J. D., y Mawer, C. K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204(3-4), 339–360. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90316-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90316-X)

- Correa Luna, C., 2023. Fracturamiento natural sobre la Formación Vaca Muerta. Caracterización y modelado. Tesis doctoral (inédito), Universidad de Buenos Aires.
- Criado Roque, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del sur de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(4), 233-255.
- Cristallini, E. O., y Ramos, V. A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, 317, 205-235.
- Dajczgewand, D. M., 2002. Faja plegada y corrida de Malargüe: Estilo de deformación en la región de Mallín Largo. Trabajo Final de Licenciatura (inédito), Universidad de Buenos Aires.
- Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., y Riccardi, A. C., 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Internal Report YPF, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 152 p. (Unpublished).
- Davidson, J., y Vicente, J. C., 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las Nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur). En *Actas V Congreso Geológico Argentino Tomo V* (pp. 11-55).
- Delaney, P. T., y Pollard, D. D., 1986. Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1312, 1-79.
- Dellapé, D. A., Mombrú, C., Pando, G. A., Riccardi, A. C., Uliana, M. A., y Westermann, G. E. G., 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. *Obra Centenario del Museo de La Plata*, 5, 81-105.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción geológica de la hoja 29b, Bardas Blancas. Provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 139, 1-70, Buenos Aires.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., y Ramos, V. A., 2010. Cretaceous evolution of the Neuquén basin recorded by U/Pb ages of detrit
- Digregorio, R. E., Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., y Minitti, S. A., 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. 9° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. *Actas*, 2, 147-162.
- Fennell, L. M., y Folguera, A., 2019. Alternating contraction and extension in the Southern Central Andes (35°–37° S). *American Journal of Science*, 5, 381-429.
- Fennell, L. M., Quinteros, J., Iannelli, S. B., Litvak, V. D., y Folguera, A., 2018. The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27°-46° S): Insights from numerical modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 174-187.

- Fennell, L. M., y Folguera, A., 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'–37° S). *Basin Research*, 29, 51–72.
- Ferré, E., Galland, O., Montanari, D., y Kalakay, T., 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0747-6>
- Fialko, Y., y Simons, M., 2001. Evidence for ongoing inflation of the Socorro magma body, New Mexico, from interferometric synthetic aperture radar imaging. *Geophysical Research Letters*, 28, 3549–3552.
- Folguera, A., y Ramos, V. A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 531–546.
- Fuentes, F., Horton, B. K., Starck, D., y Boll, A., 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick-and thin-skinned systems in the Malargüe fold-thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*, 153(5-6), 1066–1084.
- Galland, O., Holohan, E. P., van Wyk de Vries, B., y Burchardt, S., 2017. Laboratory modelling of volcano plumbing systems: A review. En C. Breitzkreuz y S. Rocchi (Eds.), *Physical geology of shallow magmatic systems—Dykes, sills and laccoliths* (pp. 1–68). Berlín: Springer. https://doi.org/10.1007/11157_2015_9
- Galland, O., Burchardt, S., Hallot, E., Mourgues, R., y Bulois, C., 2014. Dynamics of dikes versus cone sheets in volcanic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2014JB011059.
- Galland, O., Holohan, E., van Wyk de Vries, B., y Burchardt, S., 2008. Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70(7), 773–796. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0166-x>
- Galland, O., Cobbold, P. R., Hallot, E., de Bremond d'Ars, J., y Delavaud, G., 2006. Use of vegetable oil and silica powder for scale modelling of magmatic intrusion in a deforming brittle crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 786–804.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129, 39–131.
- Gerth, E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes argentinos. *Academia Nacional de Ciencias, Actas*, 9(1), 11–55, Córdoba.
- Giacosa, R. E., 2020. Discontinuidades Estructurales en las Sedimentitas de la Cuenca Neuquina. Fracturas, venas, vetas y bandas de deformación en la faja plegada del Agrio, dorsal de Huincul y dorso de Los Chihuidos, provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie de Contribuciones Técnicas Geología N°7, 64 p., Buenos Aires.
- Gibbins, J. C., 2011. *Dimensional Analysis*. Springer.

- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Hoke, G., Suriano, J., Spagnotto, S., Moreiras, S., Lossada, A., Mazzitelli, M., Toural Dapoza, R., Folguera, A., Mardonez, D., y Pagano, D., 2016. Cenozoic orogenic evolution of the Southern Central Andes (32-36°S). En Folguera, A., Naipauer, M., Sagripanti, L., Ghiglione, M., Orts, D., y Giambiagi, L. (Eds.), *Growth of the Southern Andes* (pp. 63-98). Springer Earth System Sciences, Amsterdam.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Álvarez, P., Godoy, E., Greg, H., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V., y Suriano, J., 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyán transect (33° 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. En: Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Moreiras, S.M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G., y Fariás, M. (Eds.), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina* (pp. 63-82). Geological Society of London, Special Publication 399.
- Giambiagi, L. B., Mescua, J. F., Bechis, F., Tassara, A., y Hoke, G., 2012. Thrust belts of the Southern Central Andes: along strike variations in shortening, topography, crustal geometry and denudation. *GSA Bulletin*, 124(7/8), 1339-1351.
- Giambiagi, L. B., Mescua, J. F., Bechis, F., Martínez, A., y Folguera, A., 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, Southern Central Andes. *Geosphere*, 7(1), 1-21.
- Giambiagi, L. B., Ghiglione, M., Cristallini, E., y Bottesi, G., 2009. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2), 278-292.
- Giambiagi, L. B., Bechis, F., García, V., y Clark, A., 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*. doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.069.
- Giambiagi, L. B., Álvarez, P. P., Godoy, E., y Ramos, V. A., 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1-2), 1-19.
- Giambiagi, L. B., y Ramos, V. A., 2002. Structural evolution of the Andes between 33°00' and 33°45' S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 99-114.
- Godoy, E., Yáñez, G., y Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 217-236.
- Godoy, E., Schilling, M., Solari, M., y Fock, A., 2009. Carta Rancagua. Escala 1:100.000: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Geología Básica n° 118, 50.
- Gressier, J. B., Mourgues, R., Bodet, L., Matthieu, J. Y., Galland, O., y Cobbold, P. R., 2010. Control of pore fluid pressure on depth of emplacement of magmatic sills: An experimental approach. *Tectonophysics*, 489(1-4), 1-13.

- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. Asociación Geológica Argentina, Rev., 1-3, 177-208. Bs. As.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2 Hojas Sosneado y Maipo. Sociedad Geológica Argentina, Revista, 2(2), 141-176. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. En Abstracts of the 8 Congreso Geológico Argentino, San Luis, 20-26 Sept 1981.
- Gulisano, C. A., y Gutiérrez Pleimling, A. R., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin: b) Mendoza Province. Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie E, N°3, 103 p.
- Haederle, M., y Atherton, M. P., 2002. Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru. *Tectonophysics*, 345, 17-28.
- Hall, J., 1815. On the Vertical Position and Convolutions of certain Strata, and their relation with Granite. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 7(1), 79-108. <https://doi.org/10.1017/S0080456800019268>
- Holland, M., Urai, J. L., y Martel, S., 2006. The internal structure of fault zones in basaltic sequences. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 301-315.
- Horton, B. K., y Fuentes, F., 2016. Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44, 647-650. <https://doi.org/10.1130/G37918.1>
- Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., y Stockli, D. F., 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 17-40.
- Hubbert, M. K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1459-1520.
- Iannelli, S. B., Fennell, L. M., Litvak, V. D., Lucía, F. P., Alfonso, E., y Andrés, F., 2018. Geochemical and tectonic evolution of Late Cretaceous to early Paleocene magmatism along the Southern Central Andes (35-36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 139-156.
- Jaeger, J. C., Cook, N. G. W., y Zimmerman, R. W., 2009. *Fundamentals of rock mechanics*. Blackwell Publishing Ltd.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to the geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341-361.
- Kalakay, T. J., John, B. E., y Lageson, D. R., 2001. Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southern Montana. *Journal of Structural Geology*, 23, 1151-1165.

- Kavanagh, J. L., Menand, T. y Daniels, K. A., 2013. Gelatine as a crustal analogue: determining elastic properties for modelling magmatic intrusions. *Tectonophysics*, 582, 101–111. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.032>.
- Kay, S. M., y Abbruzzi, J. M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, 259, 15–28.
- Kay, S. M., Godoy, E., y Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88.
- Kay, S. M., Burns, W. M., Copeland, P., y Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S. M. y Ramos, V. A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S)*. Geological Society of America, Special Paper 407, 19-60.
- Kleiman, L. E., y Japas, M. S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473, 283-299.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Investigaciones Geológicas (Chile)*, Boletín n° 8, 95 p., Santiago.
- Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R., y Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1), 75-90.
- Lanés, S., y Gnaedinger, S. C., Zavattieri, A. M., et al., 2013. Sedimentary paleoenvironment and fossil plants of the El Freno Formation (early Jurassic) in Las Leñas valley, Neuquén basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70, 465–476.
- Lanés, S., 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: tectonosedimentary evolution of the first transgression. *Geologica Acta*, 3, 81–106.
- Lanés, S., Palma, R. M., 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. *Palaeo*, 140, 357–366.
- Lanés, S., y Salani, F. M., 1998. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico Temprano), Argentina (35° 30 S–70° 15 W). *Revista Geológica de Chile*, 25, 141–152.
- Lanés, S., Giambiagi, L. B., Bechis, F., et al., 2008. Late Triassic–early Jurassic successions of the Atuel depocenter: sequence stratigraphy and tectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63, 534–548.
- Lazzari, P. V., Hryb, D., Manceda, R., y Foster, M., 2015. Predicción de fracturas naturales en la Fm Vaca Muerta. *Petrotecnia*, 64–77.

- Legarreta, L., y Kozlowski, E., 1984. Secciones condensadas del Jurásico-Cretácico de los Andes del sur de Mendoza: estratigrafía y significado tectosedimentario. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1, 286-297.
- Legarreta, L., y Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior- Terciario inferior). En Cuencas Sedimentarias Argentinas (Chebli, G.; Spalletti, L.; editores), Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica, 6, 221-244.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 303-330.
- Legarreta, L., y Uliana, M. A., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. En Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico y Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(16), 399-416, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Kozlowski, E., y Boll, A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca Neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3, 389-409, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C. A., y Uliana, M. A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio: 87-114.
- Linares, E., 2001. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Años 1957-2005. Publicación en CD de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., y Sato, A. M., 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 111-131.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404, 237-264.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M., y Charrier, R., 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33–35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology*, 36(2), 153–171.
- Manceda, R., y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geology, Memoirs 62, 369-382.
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Holohan, E. P., y Troll, V. R., 2008. Dykes, cups, saucers and sills: analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 1–13.

- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Pilato, M., y Troll, V. R., 2011. The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 33(5), 898–906. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.03.003>
- Mazzini, A., Svensen, H., Leanza, H. A., et al., 2010. Early Jurassic shale chemostratigraphy and U-Pb ages from the Neuquén Basin (Argentina): implications for the Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 633–645.
- Menand, T., 2008. The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1–2), 93–99.
- Mescua, J. F., y Giambiagi, L. B., 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 512–
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., 2013. Late Cretaceous uplift in the Malargüe fold-and-thrust belt (35° S), southern Central Andes of Argentina and Chile. *Andean Geology*, 40(1).
- Mescua, J. F., 2011. Evolución estructural de la Cordillera Principal entre Las Choicas y Santa Elena (35°S), Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis doctoral (inédito), Universidad de Buenos Aires: 244 p.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara, A., Giménez, M., y Ramos, V. A., 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35° S, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10, 585–609.
- Mosolf, J. G., Gans, P. B., Wyss, A. R., Cottle, J. M., y Flynn, J. J., 2019. Late Cretaceous to Miocene volcanism, sedimentation, and upper-crustal faulting and folding in the Principal Cordillera, central Chile: field and geochronological evidence for protracted arc volcanism and transpressive deformation. *Geological Society of America Bulletin*, 131(1–2), 252–273.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G. E., Cañas, M. T., y Reinemund, J. A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, 59–90.
- Mpodozis, C., y Cornejo, P., 2012. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. En *Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world: a tribute to Richard H. Sillitoe*. Society of Economic Geologists, Boulder, 329–360.
- Murase, T., McBirney, A. R., y Melson, W. G., 1985. Viscosity of the dome of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24, 193–204. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90033-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90033-2)

- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., y Stern, C. R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, 27(2), 177-203.
- Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J. C., Rojas Vera, E. A., Vujovich, G. I., Pimentel, M. M., y Ramos, V. A., 2015. U-Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 131-154.
- Nicolas, A., y Ildefonse, B., 1996. Flow mechanics and viscosity in basaltic magma chambers. *Geophysical Research Letters*, 23, 2013-2016. <https://doi.org/10.1029/96GL02073>
- Nullo, F., Stephens, G., y Otamendi, J., 1997. Evolución Geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. En 8° Congreso Geológico Chileno, 2, 1404-1408.
- Nullo, F. E., Stephens, G. C., Otamendi, J., y Baldauf, P. E., 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 119-132.
- Nullo, F. E., Stephens, G. C., Combina, A. M., Dimieri, L., Baldauf, P. E., y Bouza, P., 2005. Hoja Geológica 3569-III Malargüe, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 346, 85 p. Buenos Aires.
- Ostera, H., Haller, M., López de Luchi, M., Cagnoni, M., Ramos, A., y Linares, E., 2005. Geochemistry of the intrusive Miocene arc magmas from the Malargüe area, southern Mendoza, Argentina: An overview and implications on crustal contamination. En 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Extended Abstracts: 559-562.
- Ostera, H., Haller, M., Macambira, M., Ramos, A., Cagnoni, M., López de Luchi, M., y Linares, E., 2006. Temporal evolution of magma sources in Miocene magmatism southern Mendoza, Argentina. V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este.
- Palma, R. M., López Gómez, J., y Piethé, R. D., 2007. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province), Neuquén Basin, Argentina: facies, units and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195, 113-134.
- Petford, N., 1996. Dykes or diapirs? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 105-114.
- Petford, N., Kerr, R. C., y Lister, J. R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21(9), 845-848. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0845:DTOGM%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0845:DTOGM%3E2.3.CO;2)
- Piquer, J., Hollings, P., Rivera, O., Cooke, D. R., Baker, M., y Testa, F., 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*, 268, 174-197.

- Quintà, A., y Tavani, S., 2012. The foreland deformation in the south-western Basque-Cantabrian Belt (Spain). *Tectonophysics*, 576-577, 4-19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.015>
- Ramos, V. A., 1985. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies - Argentina. En 4º Congreso Geológico Chileno, Actas I, 1: 492-513, Antofagasta.
- Ramos, V. A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En *Processes in continental lithospheric deformation* (Clark, S. P., et al., Eds.), Geological Society of America Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V. A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., y Cristallini, E., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59-78.
- Ramos, V. A., y The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes, 2008. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, pp. 289-324.
- Ramos, V. A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S. M., Ramos, V. A., y Dickinson, W. R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America, Memoir 204: 31-65, Boulder.
- Ramos, V. A., y Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., y Cortés, J. M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5, 855-880.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, deformation and the Earth's crust*. Academic Press.
- Ré, G., 1985. Geología del sector norte del valle de Las Leñas, Cordillera Principal, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, 67 p. (Inédito).
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., et al., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52, 228-234.
- Rivalta, E., Böttinger, M., y Dahm, T., 2005. Buoyancy-driven fracture ascent: experiments in layered gelatine. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144, 273-285.
- Schmiedel, T., Galland, O., y Breitzkreuz, C., 2017. Dynamics of sill and laccolith emplacement in the brittle crust: role of host rock strength and deformation mode. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 8625-9484. <https://doi.org/10.1002/2017JB014468>.
- Schellart, W. P., 2011. Rheology and density of glucose syrup and honey: Determining their suitability for usage in analogue and fluid dynamic models of geological processes. *Journal of Structural Geology*, 33(6), 1079-1088. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.03.013>
- Schellart, W. P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324, 1-16.

- Sigurdsson, H., 1987. Dyke injection in Iceland: A review. En H. C. Halls y W. F. Fahrig (Eds.), Mafic dyke swarms (Vol. 34, pp. 55–64). Geological Association of Canada Special Paper.
- Silvestro, J., y Kraemer, P., 2005. Evolución tecto-sedimentaria de la Cordillera Principal en el sector surmendocino a los 35°30´S. Faja Plegada de Malargüe. República Argentina. 6° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas en CD.
- Silvestro, J., y Atencio, M., 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), 154 - 169.
- Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F., y Brinkworth, W., 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°-36° S, Malargüe. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(4), 627-643.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11(3), 211-215.
- Somoza, R., y Ghidella, M. E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. Earth and Planetary Science Letters, 331–332, 152–163.
- Sosa Massaro, A., Espinoza, D. N., Frydman, M., Barredo, S., y Cuervo, S., 2017. Analyzing a suitable elastic geomechanical model for Vaca Muerta Formation. Journal of South American Earth Sciences, 79, 472–488.
- Spence, D. A., y Turcotte, D. L., 1985. Magma-driven propagation of cracks. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B1), 575–580. <https://doi.org/10.1029/JB090iB01p00575>
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., y Stuart, F., 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35–38°S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. Journal of Geological Society London, 165, 941–995.
- Sruoga, P., Gozálvez, M., Marquetti, C., Etcheverría, M. P., Mescua, J. F., Jara, A., y Jicha, B. R., 2020. Early stages of the Miocene magmatic arc and related hydrothermal alteration at Valle Hermoso, South Central Andes (35°07´S, 70°17´W). Journal of South American Earth Sciences, 102508. doi:10.1016/j.jsames.2020.102508.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Mescua, J., Crosta, S., 2016. Hoja Geológica 3569-13 Cerro Risco Plateado, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín n° 420, pp. 107 (Buenos Aires).
- Sruoga, P., Rubinstein, N. A., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Kay, S. M., Singer, B., y Lee, J., 2008. Estadío inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35°). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(3), 454-469.
- Stipanovic, P. N., 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén). El oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(4), 403-478.

- Stipanovic, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24, 367–388.
- Sveen, J. K., 2004. An introduction to MatPIV v. 1.6.1. User reference manual: 27 pp.
- Taisne, B., y Tait, S., 2011. Effect of solidification on a propagating dike. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B1), B01206. <https://doi.org/10.1029/2009JB007058>
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., & Mazzoli, S., 2015. A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141, 82–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.013>
- Tapia, F., Fariás, M., y Astaburugada, D., 2012. Deformación cretácica-paleocena y sus evidencias en la cordillera de los Andes de Chile Central (33.7–36°S). *XI Congreso Geológico de Chile (Antofagasta)*, pp. 232–234.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., y Ramos, V. A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489, 258–273.
- Turcotte, D. L., y Schubert, G., 2002. *Geodynamics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, C., Araujo, V., y Sánchez, N., 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34° 40'S: A close relationship between thick and thin-skinned deformation. *Andean Geology*, 39(2), 317–357.
- van der Zee, W., Wibberley, C. A. J., y Urai, J. L., 2008. The influence of layering and preexisting joints on the development of internal structure in normal fault zones: the Lodève basin, France. *Geological Society of London Special Publications*, 299, 57–74.
- van Gent, H. W., Holland, M., Urai, J. L., y Loosveld, R., 2010. Evolution of fault zones in carbonates with mechanical stratigraphy – insights from scale models using layered cohesive powder. *Journal of Structural Geology*, 32, 1375–1391.
- Vergani, G. D., Tankard, J., Belotti, J., y Welsink, J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez, R., y Welsink, H. J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geology, Memoir 62, 383–402.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., y Drake, R., 1988. Miocene volcanism in the Central Chilean Andes (31 °30'– 34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 119–209.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p.1479–1493, doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001.
- Vicente, J. C., 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 221–250.

- Walker, R. J., 2014. Growth of Transgressive Sills in Mechanically Layered Media: Faroe Islands, NE Atlantic Margin, AGU Fall Meeting, San Francisco. p. T53B-4669.
- Walter, T. R., y Troll, V. R., 2001. Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*, 63, 191–203.
- Weaver, C. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, Memoir 1, 1-469, Seattle.
- Yagupsky, D. L., 2009. Metodología para el estudio de sistemas compresivos y sus controles estructurales. Tesis doctoral, FCEN, UBA. Inédita.
- Yagupsky, D., Cristallini, E., Fantín, J., Zamora Valcarce, G., Botessi, G., y Varadé, R., 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 30, 839–853. doi:10.1016/j.jsg.2008.03.007.
- Yrigoyen, M. R., 1979. Cordillera Principal. En J. C. M. Turner (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, 651–694. Córdoba: Academia Nacional de Ciencias.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D., y Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S. M., y Ramos, V. A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 125–145.

ANEXO I. Datos suplementarios de geocronología U–Pb en circones

1. Introducción

Este anexo compila información suplementaria de las dos dataciones U–Pb en circones realizadas en el marco de esta tesis (muestras C323 y C875), incluyendo (i) una síntesis del procedimiento analítico por ablación láser acoplada a ICP-MS (LA-ICP-MS), y (ii) los resultados isotópicos completos y sus gráficos de concordia/discordia. Los análisis se realizaron en el laboratorio LA.TE ANDES S.A. (Vaqueros, provincia de Salta, Argentina), mediante un sistema de ablación láser RESolution de 193 nm (Australian Scientific Instruments) acoplado a un espectrómetro de masas ICP-MS Agilent 8900 (triple cuadrupolo). Los reportes analíticos correspondientes (septiembre 2020 para C323 y julio 2023 para C875) se utilizaron como fuente primaria de parámetros instrumentales, correcciones y criterios de selección de datos.

2. Método analítico

La geocronología U–Pb en zircón se basa en la desintegración radiactiva de $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ y $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$. En un sistema cerrado, las edades calculadas con ambos pares padre-hijo son concordantes y los datos se distribuyen sobre la curva de concordia en un diagrama de Wetherill ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). En presencia de Pb común y/o pérdida de Pb, los análisis pueden resultar discordantes y definir tendencias lineales (discordias) cuyo intercepto inferior se interpreta, bajo supuestos apropiados, como una estimación de la edad de cristalización o del evento que afectó al sistema U–Pb (Gehrels et al., 2008; Vermeesch, 2018).

En LA-ICP-MS, el láser impacta un volumen micrométrico del cristal y genera un aerosol que es transportado típicamente por He hacia el plasma del ICP-MS, donde se ioniza y se registran las intensidades de U, Th y Pb. La precisión depende, entre otros factores, del tamaño del spot, la fluencia, la frecuencia de repetición, la estabilidad del transporte y el ajuste del instrumento. Para las muestras aquí analizadas se utilizaron spots de $\sim 24\text{--}30\text{ }\mu\text{m}$, frecuencias de 9–10 Hz y fluencias del

orden de 2–3.5 J/cm², parámetros consistentes con configuraciones recomendadas para maximizar la reproducibilidad en circones (Mukherjee et al., 2019).

Los datos se calibran y controlan mediante materiales de referencia. Aquí se utilizó el zircon 91500 como estándar primario para la calibración U–Pb (Wiedenbeck et al., 2004) y el zircon Plešovice como estándar secundario de control (Sláma et al., 2008). Para concentraciones de elementos traza se emplearon vidrios NIST (SRM 610 y 612) con valores de referencia compilados para microanálisis (Jochum et al., 2011). La reducción de datos se efectuó con el software LADR (Laser Ablation Data Reduction) y la elaboración de diagramas (concordia/discordia, radial plots, etc.) con IsoplotR/IsoplotRgui (Vermeesch, 2018). Cuando fue necesario, los reportes aplicaron corrección por Pb común, utilizando modelos de composición de Pb común (p.ej., Stacey & Kramers, 1975) de acuerdo con los procedimientos especificados por el laboratorio.

Interpretación de los gráficos principales:

- **Diagrama de concordia (Wetherill):** permite evaluar concordancia entre $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los puntos sobre la curva sugieren comportamiento de sistema cerrado; la edad de concordia resume el conjunto de análisis concordantes.
- **Diagrama Tera–Wasserburg / discordia:** representa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Es útil cuando hay Pb común significativo. Una regresión lineal puede estimar el intercepto inferior (edad) y el intercepto con el eje $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, relacionado con la composición de Pb común.
- **Radial plot:** visualiza la dispersión de edades (o relaciones isotópicas transformadas) considerando sus incertidumbres y ayuda a identificar una población dominante (edad central) y/o posibles subpoblaciones.

3. Resultados

3.1 Muestra C323

Se realizaron 89 análisis puntuales de circones. Para la interpretación de la edad se consideró el subconjunto de análisis concordantes (concordancia entre 0.9 y 1.1; $n=19$), coherente con los criterios indicados en el reporte analítico. El diagrama de concordia (Wetherill) arroja una edad de

concordia de 8.44 ± 0.13 Ma (2σ), interpretada como la mejor estimación de cristalización para esta muestra (Figura 1).

En un diagrama de concordia, la proximidad de las elipses de error a la curva sugiere que el sistema U-Pb se mantuvo cercano a cerrado para el subconjunto concordante. En este caso, la edad de concordia resume simultáneamente la información de los pares ^{238}U - ^{206}Pb y ^{235}U - ^{207}Pb , y constituye una estimación robusta de la edad de cristalización.

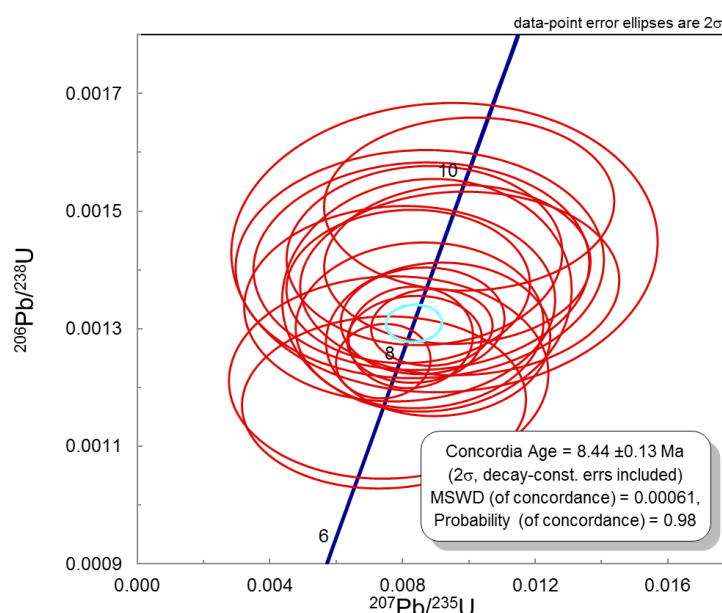


Figura A1. Diagrama de concordia (Wetherill) para la muestra C323. Elipses de error 2σ y edad de concordia 8.44 ± 0.13 Ma (según reporte analítico).

3.2 Muestra C875

Se realizaron 90 análisis puntuales de circones. Sólo 24 análisis cuentan con la relación de concordancia $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ reportada y fueron utilizados para la regresión de discordia ($n=24$ en los gráficos). El conjunto presenta dispersión y discordancia significativa, atribuida en el reporte analítico a la baja concentración de U en la mayoría de los circones y a la elevada contribución relativa de Pb común. En estas condiciones, el diagrama Tera-Wasserburg permite estimar una edad mediante el intercepto inferior de la discordia.

En el diagrama Tera–Wasserburg, la dispersión en el eje $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y el ajuste de una regresión lineal permiten estimar simultáneamente un componente de Pb común (intercepto con el eje $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) y una edad (intercepto inferior con la curva de concordia). En este caso, el intercepto inferior de 9.4 ± 0.8 Ma se considera la mejor estimación de cristalización (Figura 2) (Capítulo 2). El radial plot complementa esta interpretación al mostrar una población dominante centrada en ~ 10.9 Ma (Figura 3). Ambas estimaciones sitúan el evento de cristalización en el Mioceno tardío, dentro del rango de los pulsos magmáticos neógenos discutidos en el cuerpo principal de la tesis.

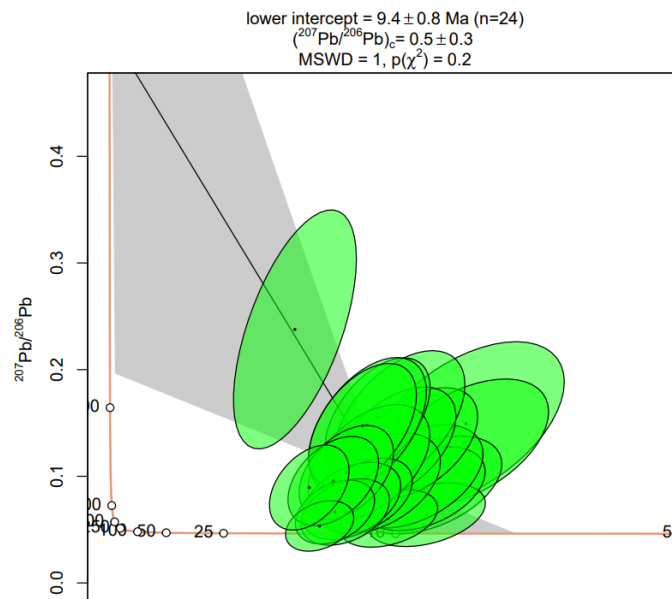


Figura A2. Diagrama Tera–Wasserburg (discordia) para la muestra C875. La regresión define una intersección inferior de 9.4 ± 0.8 Ma (n=24; según reporte analítico).

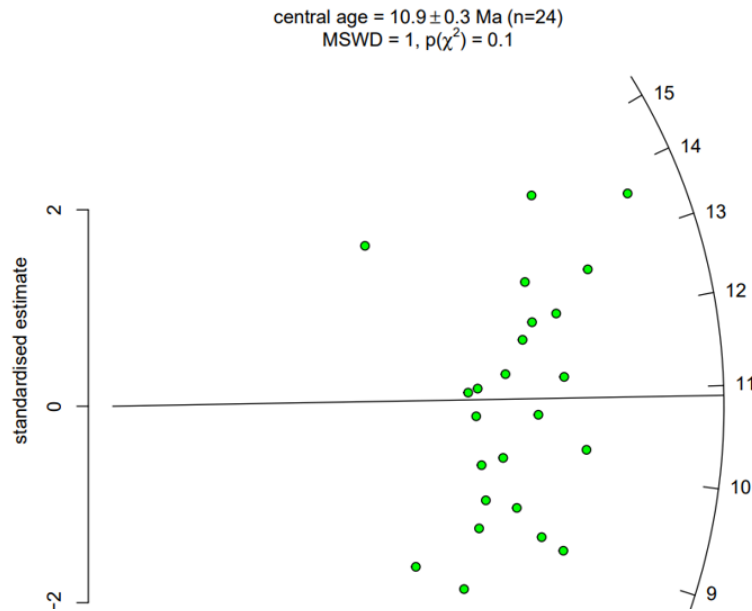


Figura A3. Radial plot para la muestra C875 (n=24). Se muestra la edad central $\sim 10.9 \pm 0.3$ Ma (según reporte analítico).

4. Tablas de resultados analíticos completos

Las Tablas A1 y A2 resumen los resultados U-Pb reportados para cada análisis individual. En C323 se reportan incertidumbres 2σ ; en C875, 1σ (según reportes). Las tablas incluyen la edad preferida por análisis y la concordancia (cuando está disponible).

Tabla 1. Resultados U-Pb por LA-ICP-MS – muestra C323

Spot	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Edad preferida (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Concordancia
C323 - 77	135.7	122.5	1.107	10.71	0.909	0.335
C323 - 61	263.1	188.8	1.394	9.353	0.77	0.336
C323 - 31	87.0	100.8	0.863	8.565	1.322	0.346
C323 - 73	89.6	90.0	0.996	8.934	0.956	0.36
C323 - 2	94.6	95.0	0.996	8.851	0.924	0.371
C323 - 19	281.6	238.7	1.18	9.459	0.657	0.378
C323 - 26	74.0	102.2	0.724	8.134	1.147	0.493
C323 - 28	211.1	190.9	1.106	9.974	0.93	0.506
C323 - 32	60.3	74.5	0.81	8.399	1.018	0.556
C323 - 44	313.3	246.2	1.272	8.203	0.558	0.567
C323 - 80	132.4	123.2	1.075	8.901	1.013	0.583
C323 - 71	65.3	87.5	0.746	7.167	0.859	0.601

C323 - 87	59.5	76.9	0.774	9.068	1.06	0.608
C323 - 25	104.5	117.4	0.89	8.919	0.839	0.617
C323 - 29	208.1	192.9	1.079	8.209	0.714	0.656
C323 - 12	138.1	127.3	1.085	8.63	0.915	0.657
C323 - 86	56.8	71.9	0.79	7.884	1.001	0.657
C323 - 75	86.3	83.4	1.035	8.598	0.982	0.661
C323 - 92	156.5	145.9	1.073	8.687	0.785	0.679
C323 - 48	150.6	135.6	1.111	8.588	0.767	0.695
C323 - 52	97.4	102.6	0.949	9.062	0.93	0.697
C323 - 13	438.6	346.0	1.268	8.608	0.595	0.709
C323 - 22	69.7	92.5	0.753	8.771	0.968	0.719
C323 - 90	185.5	157.0	1.182	8.253	0.796	0.722
C323 - 14	56.7	101.1	0.561	11.805	1.046	0.729
C323 - 24	153.2	137.2	1.117	8.321	0.813	0.736
C323 - 23	181.8	176.9	1.028	8.644	0.675	0.747
C323 - 58	965.1	844.0	1.144	7.886	0.336	0.753
C323 - 34	183.5	226.3	0.811	309.811	7.618	0.757
C323 - 17	72.3	96.1	0.753	8.404	0.899	0.758
C323 - 37	62.6	92.4	0.678	8.709	1.259	0.761
C323 - 72	74.5	91.3	0.816	8.845	0.947	0.762
C323 - 93	98.4	107.1	0.919	8.186	0.84	0.767
C323 - 41	259.1	179.3	1.445	9.036	0.808	0.794
C323 - 67	160.3	172.9	0.928	7.872	0.662	0.8
C323 - 18	529.7	329.6	1.607	8.285	0.497	0.802
C323 - 8	259.5	190.4	1.363	9.783	0.829	0.806
C323 - 69	70.0	91.3	0.768	8.712	0.937	0.818
C323 - 21	67.6	121.5	0.556	10.827	0.935	0.824
C323 - 91	86.2	98.6	0.874	8.262	0.879	0.828
C323 - 15	69.3	91.0	0.761	8.221	0.911	0.829
C323 - 63	42.3	62.0	0.682	8.924	1.143	0.837
C323 - 82	53.9	81.3	0.663	8.127	0.955	0.844
C323 - 45	138.7	152.2	0.912	8.449	0.796	0.847
C323 - 43	818.0	525.9	1.555	8.524	0.426	0.868
C323 - 40	559.1	388.1	1.441	8.24	0.452	0.876
C323 - 51	115.9	115.0	1.008	7.568	0.771	1.005

C323 - 64	76.7	104.8	0.731	7.841	0.906	1.022
C323 - 53	2024.0	1065.5	1.9	8.02	0.334	1.068
C323 - 1	244.6	229.7	1.065	8.259	0.687	0.9
C323 - 57	723.2	588.8	1.228	8.259	0.389	0.977
C323 - 20	918.0	689.2	1.332	8.28	0.454	0.992
C323 - 54	1483.4	772.6	1.92	8.39	0.344	0.934
C323 - 83	200.3	176.5	1.135	8.412	0.742	0.977
C323 - 39	589.0	403.0	1.462	8.462	0.478	0.972
C323 - 65	102.9	105.8	0.972	8.649	0.875	1.08
C323 - 59	129.9	131.6	0.987	8.742	1.042	0.99
C323 - 76	212.9	179.5	1.186	8.838	0.687	1.069
C323 - 89	144.9	125.4	1.155	8.871	0.822	0.903
C323 - 68	79.3	97.6	0.813	9.06	0.93	1.045
C323 - 33	198.6	177.9	1.116	9.08	0.711	0.931
C323 - 88	63.1	79.6	0.793	9.083	1.022	1.054
C323 - 30	114.8	144.7	0.793	9.176	0.802	1.048
C323 - 3	86.9	115.8	0.75	9.264	1.295	0.989
C323 - 84	182.9	152.2	1.202	9.74	0.775	0.963
C323 - 85	84.9	208.9	0.406	253.479	5.547	0.984
C323 - 38	129.3	391.8	0.33	323.623	6.336	0.972
C323 - 56	102.9	148.4	0.693	8.182	0.716	1.118
C323 - 36	148.1	153.9	0.962	8.234	0.731	1.13
C323 - 10	165.6	141.5	1.171	8.321	0.734	1.135
C323 - 55	47.1	72.4	0.651	7.707	1.151	1.174
C323 - 42	110.7	121.7	0.909	8.937	0.823	1.218
C323 - 78	62.8	79.2	0.793	8.655	1.008	1.245
C323 - 47	614.3	387.9	1.584	8.654	0.565	1.251
C323 - 60	55.8	73.2	0.763	8.92	1.061	1.251
C323 - 27	159.0	194.1	0.819	8.476	0.717	1.256
C323 - 6	97.6	130.5	0.748	7.963	0.805	1.265
C323 - 74	60.1	82.8	0.727	7.908	0.945	1.334
C323 - 95	166.4	167.8	0.991	8.889	0.707	1.368
C323 - 11	174.5	151.5	1.152	8.939	0.879	1.383
C323 - 7	80.5	104.6	0.77	7.83	0.825	1.518
C323 - 79	69.6	91.2	0.764	8.111	0.916	1.605

C323 - 4	98.2	94.2	1.043	8.633	0.926	1.668
C323 - 5	76.6	81.5	0.94	9.013	0.99	1.82
C323 - 50	75.8	85.3	0.888	8.784	0.964	1.926
C323 - 9	87.2	107.3	0.813	8.015	0.818	2.074
C323 - 62	103.6	113.0	0.917	8.464	0.829	2.155
C323 - 49	126.3	120.5	1.048	8.766	1.401	2.591
C323 - 16	52.8	72.4	0.729	8.376	1.033	8.034

Tabla 2. Resultados U-Pb por LA-ICP-MS – muestra C875

Spot	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Edad preferida (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	Concordancia
C 875 - 76	40.6	60.1	0.675	7.152	1.39	
C 875 - 48	32.5	47.1	0.689	7.991	1.575	
C 875 - 16	34.7	53.2	0.652	8.024	1.456	0.329
C 875 - 37	70.3	78.6	0.895	8.065	1.263	0.36
C 875 - 23	46.7	63.2	0.739	8.067	1.326	
C 875 - 8	37.3	56.9	0.656	8.226	1.44	
C 875 - 57	34.2	47.5	0.72	8.274	1.598	
C 875 - 24	44.9	64.0	0.702	8.389	1.343	
C 875 - 40	78.1	79.4	0.984	8.407	1.386	
C 875 - 79	43.9	65.7	0.668	8.431	1.404	
C 875 - 5	34.7	46.7	0.742	8.458	1.544	
C 875 - 43	207.6	171.7	1.209	8.565	1.176	
C 875 - 52	22.5	39.4	0.57	8.571	1.823	
C 875 - 20	53.3	77.6	0.686	8.757	1.24	
C 875 - 60	47.5	69.5	0.684	8.955	1.345	0.522
C 875 - 90	45.3	65.4	0.693	8.999	1.529	
C 875 - 30	63.0	109.3	0.576	9.02	1.101	0.769
C 875 - 22	55.8	92.1	0.606	9.098	1.167	0.527
C 875 - 80	38.6	60.6	0.638	9.215	1.5	
C 875 - 13	35.6	50.7	0.704	9.269	1.647	
C 875 - 59	58.0	87.6	0.662	9.28	1.344	
C 875 - 61	31.4	38.9	0.807	9.298	1.866	
C 875 - 17	36.9	58.2	0.635	9.353	1.479	
C 875 - 26	49.3	68.7	0.719	9.372	1.382	0.513

C 875 - 31	53.5	80.6	0.664	9.375	1.276	0.367
C 875 - 33	33.2	51.7	0.642	9.408	1.626	
C 875 - 81	35.5	58.0	0.613	9.57	1.558	
C 875 - 70	37.9	61.9	0.613	9.661	1.546	
C 875 - 19	36.5	61.5	0.594	9.739	1.469	
C 875 - 21	43.6	61.8	0.705	9.87	1.472	0.299
C 875 - 27	42.7	77.1	0.554	10.014	1.352	
C 875 - 1	55.5	75.4	0.736	10.019	1.33	
C 875 - 66	42.6	69.4	0.613	10.023	1.413	0.373
C 875 - 38	52.5	74.7	0.703	10.088	1.431	
C 875 - 55	38.5	60.7	0.634	10.167	1.608	
C 875 - 50	45.6	71.0	0.642	10.248	1.622	
C 875 - 49	105.2	106.5	0.988	10.252	1.191	0.752
C 875 - 47	88.1	107.2	0.822	10.26	1.463	
C 875 - 18	38.7	61.8	0.626	10.302	1.504	
C 875 - 39	52.0	69.7	0.746	10.351	1.473	
C 875 - 51	27.3	43.7	0.625	10.406	1.878	
C 875 - 44	49.7	79.7	0.623	10.51	1.421	
C 875 - 6	40.4	71.7	0.563	10.622	1.41	
C 875 - 71	62.7	70.7	0.886	10.628	1.609	0.481
C 875 - 29	47.2	79.4	0.595	10.673	1.38	0.314
C 875 - 69	42.7	66.0	0.648	10.813	1.534	
C 875 - 87	51.0	79.5	0.641	10.815	1.413	
C 875 - 4	45.8	71.0	0.646	10.891	1.434	
C 875 - 85	46.3	57.0	0.813	10.979	1.715	
C 875 - 74	33.2	55.8	0.595	11.027	1.707	0.445
C 875 - 25	37.9	55.4	0.684	11.089	1.672	0.352
C 875 - 67	40.2	58.3	0.69	11.184	1.625	
C 875 - 15	58.5	88.6	0.66	11.193	1.364	0.636
C 875 - 84	103.6	96.1	1.079	11.212	1.295	
C 875 - 28	40.2	63.5	0.632	11.298	1.583	0.306
C 875 - 65	26.5	49.0	0.541	11.333	1.905	
C 875 - 12	41.3	58.6	0.704	11.511	1.658	
C 875 - 2	36.5	53.9	0.677	11.512	1.682	
C 875 - 53	47.3	65.4	0.724	11.568	1.655	

C 875 - 58	30.8	42.9	0.719	11.756	2.045	
C 875 - 54	45.5	69.3	0.656	11.818	1.587	0.668
C 875 - 64	31.3	54.8	0.572	11.824	1.737	
C 875 - 56	38.0	55.1	0.689	11.842	1.773	
C 875 - 42	59.5	65.9	0.903	12.015	1.605	
C 875 - 10	55.1	67.2	0.82	12.074	1.584	0.445
C 875 - 3	48.3	76.2	0.633	12.133	1.506	0.641
C 875 - 82	44.0	64.6	0.681	12.15	1.635	
C 875 - 7	53.3	71.2	0.749	12.309	1.531	
C 875 - 36	30.1	53.7	0.56	12.323	1.829	
C 875 - 9	42.9	86.2	0.498	12.416	1.393	
C 875 - 63	37.3	59.4	0.628	12.435	1.748	
C 875 - 41	47.6	59.9	0.796	12.533	1.749	
C 875 - 34	40.3	55.7	0.724	12.564	1.777	
C 875 - 32	31.6	47.4	0.667	12.667	1.931	
C 875 - 88	34.8	59.0	0.59	12.672	1.736	
C 875 - 11	52.8	79.6	0.664	12.683	1.469	0.725
C 875 - 73	34.7	46.7	0.742	12.727	2.037	
C 875 - 14	38.7	62.3	0.621	12.777	1.706	0.495
C 875 - 62	45.6	69.3	0.658	12.795	1.683	
C 875 - 46	32.3	53.6	0.603	13.306	1.966	
C 875 - 89	40.8	70.2	0.58	13.599	1.716	
C 875 - 45	67.2	90.6	0.742	13.603	1.454	0.851
C 875 - 83	36.8	51.4	0.716	13.697	1.985	
C 875 - 78	38.5	57.8	0.667	13.854	1.942	
C 875 - 68	28.2	48.0	0.589	13.953	2.103	
C 875 - 72	39.9	70.6	0.565	14.029	1.676	
C 875 - 35	35.8	57.1	0.626	14.306	1.88	0.555
C 875 - 86	49.0	60.3	0.813	14.741	1.967	
C 875 - 75	32.0	53.0	0.603	15.408	3.362	0.192
C 875 - 77	29.8	41.0	0.727	16.761	2.412	

Referencias citadas en este anexo

- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., & Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3), Q03017. <https://doi.org/10.1029/2007GC001805>
- Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D. E., Stracke, A., Mukherjee, P. K., Souders, A. K., & Sylvester, P. J. (2019). Accuracy and precision of U-Pb zircon geochronology at high spatial resolution (7–20 μm spots) by laser ablation-ICP-single-collector-sector-field-mass-spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 34, 180–192. <https://doi.org/10.1039/C8JA00321A>
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C., & Spiegel, W. (2004). Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), 9–39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>
- LA.TE ANDES S.A. (2020). Determinación de edades U/Pb en circones mediante LA-ICP-MS (Informe técnico interno; entrega: septiembre 2020).
- LA.TE ANDES S.A. (2023). Datación U-Pb en circones por LA-ICP-MS, muestra C875 (planilla de resultados e informe interno; entrega: julio 2023).

Anexo II - OrientaLab — Documentación del flujo de trabajo

1. Introducción

Esta herramienta ha sido diseñada para asistir al geólogo en el análisis de grandes conjuntos de datos de planos y/o polos geológicos, integrando de forma fluida un flujo de trabajo interactivo con un sólido fundamento estadístico y conceptual. La herramienta permite agrupar, depurar y caracterizar orientaciones de planos/polos bajo continuo control del experto. Se admite datos axiales ($u \equiv -u$) y direccionales unimodales.

2. Script principal y ejecución

El flujo se ejecuta con `A_Cluster_Estadistica_v3`, el cual incluye: (1) preprocesamiento; (2) clusterización jerárquica por distancia angular; (3) generación sintética Bingham con control de similitud; (4) detección de outliers por distancia angular; (5) estadística direccional (Bingham y circular axial); (6) reetiquetado y (7) Fold Test individual; (8) visualización y exportes reproducibles. Se puede operar en niveles Sitio, Zona y Global, considerando modo axial o unimodal. Además, permite reanudar corridas y ejecutar sólo reetiquetado final.

3. Síntesis del flujo supervisado

1. Elegir escala (Sitio/Zona/Global) y tipo de dato (axial=1 | direccional=0).
2. Validar RHR y rotaciones; convertir a polos; proyectar.
3. Explorar dendrograma y fijar k (número de clústeres).
4. Opcional: generar datos sintéticos hasta cumplir $H \leq H^*$ y $\Delta\theta \leq \theta^*$.
5. Definir umbral de outliers (grados o percentil).
6. Reetiquetar medias si conviene y revisar asignaciones manuales.
7. Ejecutar Fold Test y revisar estabilidad LOO.
8. Exportar figuras y tablas por Sitio/Zona/Global.

4. Descripción por pasos

4.1 Configuración y preprocesamiento

Descripción

El usuario comienza seleccionando la escala de análisis para el proceso de clusterización y definición de familias de discontinuidades (Sitio, Zona o Global), el tipo de datos (axiales o direccionales), y si desea reanudar un procesamiento anterior o iniciar uno nuevo. A partir de un fichero de datos en Excel, el sistema normaliza rumbos y buzamientos, asegura Right-Hand Rule (RHR), convierte a polos y aplica rotaciones rígidas, dejando listas las variables en grados y radianes para el resto del flujo. Todo ello se realiza de forma automatizada, garantizando la correcta preparación de la información antes de cualquier análisis.

Implementación y fundamentos

Conversión de plano (strike S, dip D) a polo (trend λ , plunge φ) y representación unitaria en S^2 . Validación RHR: $\text{dipdir} \approx S+90^\circ$. Si $D > 90^\circ$, se aplica $S \leftarrow S+180^\circ$, $D \leftarrow 180^\circ - D$. Las rotaciones se aplican componiendo ángulos (raz, rdip, rot) sobre los polos unitarios y, opcionalmente, reimponiendo RHR al finalizar.

Conversión a polos y distancias angulares usan geometría esférica. La distancia de gran círculo entre polos i, j es:

$\Delta\sigma = \arccos(\sin \varphi_i \sin \varphi_j + \cos \varphi_i \cos \varphi_j \cos(\lambda_i - \lambda_j))$. Donde φ y λ son latitud (plunge) y longitud (trend) de los polos, respectivamente (Mardia & Jupp, 2000).

Para datos axiales se usa $d_{ij} = \min(\Delta\sigma, \pi - \Delta\sigma)$.

Funciones empleadas

- procesar_rotaciones
- normalizar_Rb_Bz_OK
- Bzmenora90
- pitch2rake
- ajustar_rake_con_sentido
- signo_deslizamiento
- calcular_rake_desde_tabla

4. 2. Clusterización jerárquica supervisada (HCM)

Descripción

Mediante una matriz de distancias angulares calculada con la ley de los cosenos esférica, se construye un dendrograma de enlace medio (average linkage). El usuario inspecciona este dendrograma, junto a histogramas 3D para los datos de R_b y B_z combinados, y decide de forma interactiva el número óptimo de clústeres, visualizando inmediatamente en la red estereográfica cómo quedarían agrupados los polos para esa elección. Esta combinación de visión estructural (árbol jerárquico) y retroalimentación gráfica asegura que el agrupamiento sea a la vez estadísticamente riguroso y geológicamente significativo.

Implementación y fundamentos

Con la métrica angular definida anteriormente (axial o unimodal) se arma la matriz $D \in \mathbb{R}^{N \times N}$. La función MATLAB `linkage(D, 'average')` permite implementar el método Unweighted Pair Group Method with Arithmetic Mean (UPGMA), también conocido como enlace promedio. Este método define la distancia entre dos clústeres r y s como el promedio de todas las distancias entre sus elementos:

$$D(r, s) = (1/|r| + |s|) * \sum d_{ij}$$

Este enfoque es un compromiso entre el enlace simple (que tiende a formar cadenas alargadas) y el enlace completo (que prioriza la compacidad). El método UPGMA es recomendado para datos esféricos o direccionales cuando se desea preservar la estructura natural sin forzar agrupamientos excesivamente densos (Kaufman & Rousseeuw, 1990; MathWorks, 2024).

Otros métodos de enlace disponibles en MATLAB `linkage` son:

- 'single': distancia mínima entre puntos (nearest neighbor).
- 'complete': distancia máxima (farthest neighbor).
- 'average': promedio de distancias (UPGMA).
- 'weighted': promedio ponderado por tamaño de clúster (WPGMA).
- 'centroid' y 'median': basados en centroides, apropiados solo para distancias euclídeas.
- 'ward': minimización de la varianza interna, exclusivo de métricas euclídeas (MathWorks Documentation, 2024).

El resultado de `linkage` es una matriz Z que codifica un dendrograma, es decir, un árbol jerárquico donde cada fusión de clústeres queda registrada junto con la distancia al momento de su unión (Sneath & Sokal, 1973). Este árbol representa toda la jerarquía de agrupamientos posibles, y es la base para la decisión interactiva de corte (k). El usuario corta el dendrograma en k y se visualiza la

partición sobre la proyección de Schmidt. Se puede confirmar o ajustar k final hasta alcanzar una clasificación coherente con la geología estructural del conjunto analizado según el criterio del experto.

Así, el flujo de trabajo combina el rigor matemático del clustering jerárquico angular con la supervisión visual y la decisión geológica experta. Esta integración asegura que los clústeres reflejen patrones estructurales reales y no artefactos estadísticos, permitiendo distinguir familias de planos, lineamientos preferenciales o agrupamientos tectónicos de forma reproducible y fundamentada.

Funciones empleadas

- Cluster_HCM_OK (sobre polos rotados)
- Cluster_HCM_SinRotar_OK (sobre polos originales)
- pedirEntero

4. 3. Generación opcional de datos sintéticos por familia

Descripción

Permite extender cada clúster con muestras aleatorias ajustadas a una distribución Bingham, aceptando solo si la similitud estadística y orientacional con el conjunto original es suficiente.

Implementación y fundamentos

Bingham axial en S^2 : $f(u) \propto \exp(\kappa_1 (u \cdot e_1)^2 + \kappa_2 (u \cdot e_2)^2)$, con e_1, e_2, e_3 ortonormales y $\kappa_3=0$. Se calibra por matriz de orientación $A = \sum u_i u_i^T$. La similitud entre la Bingham original P y la generada Q se exige por: (i) Hellinger $H(P, Q) \leq H^*$, con $H \in [0, 1]$, y (ii) $\max_i \angle(e_i, e_i') \leq \theta^*$.

Funciones empleadas.

- fit_Bingham2, Bingham1/Bingham2
- rndBingham / rand_Bingham_3_Hellinger
- GenerarDatosSinteticos_Bingham_OK1

4.4. Detección de outliers

Descripción

La detección de valores atípicos en datos direccionales es un proceso esencial en la estadística, ya que permite identificar observaciones que se desvían significativamente de la tendencia principal del conjunto. En este contexto, la herramienta implementa un método basado en la distancia angular al

promedio, con soporte para datos axiales o unimodales, según un umbral angular en grados o un percentil de corte.

Implementación y fundamentos

La dirección media de un conjunto de vectores en la esfera se calcula utilizando un promedio estadístico adaptado a la naturaleza de los datos. La función `Mean_Bingham` estima la dirección promedio considerando explícitamente la simetría antipodal ($f(x) = f(-x)$), lo cual es fundamental cuando se trabaja con polos de planos, ya que un vector y su opuesto representan la misma entidad estructural (Mardia & Jupp, 2000). Este método generaliza el cálculo del promedio direccional clásico, siendo equivalente al primer momento trigonométrico de Fisher (1995), cuando los datos son unimodales y direccionales. En otras palabras, para distribuciones unimodales, la media calculada mediante Bingham coincide con la media direccional obtenida por el método de Fisher, mientras que, para datos axialmente simétricos, como los polos de planos, el enfoque Bingham garantiza un promedio coherente con la naturaleza antipodal de los datos. De este modo, se unifica el tratamiento estadístico de conjuntos tanto unimodales como antipodales dentro de un mismo marco formal.

Asimismo, se ofrecen dos formas de definir el criterio de corte:

- Umbral manual en grados, especificado directamente por el usuario.
- Percentil de las distancias angulares (por ejemplo, percentil 90), siguiendo enfoques clásicos en estadística para detección de outliers (Barnett & Lewis, 1994).

El flujo operativo puede sintetizarse de la siguiente forma: Media de Bingham (axial o unimodal) del clúster → distancias de gran círculo de cada punto a la media; clasificación outlier si $\text{dist} > \text{umbral}$ → validación y confirmación por parte del usuario.

Funciones empleadas

- `Mean_Bingham`
- `DetectarOutliers_PromAng_OK2`

4.5. Estadística direccional por familias

Descripción

Una vez depurado el conjunto, la herramienta resume cada familia con parámetros Bingham (ejes, concentración, conos de confianza) y con estadística circular axial de R_b y lineal de B_z , más índices

de forma y concentración. Estos resultados ofrecen un perfil completo de tendencia central, dispersión y geometría de cada familia de planos.

Implementación y fundamentos.

Cada clúster se ajusta a una distribución de Bingham (Bingham, 1974), calculando la matriz de momentos de segundo orden de los polos rotados, cuyos autovectores definen las direcciones principales y los autovalores se transforman en parámetros de concentración mediante métodos de máxima verosimilitud (Mardia & Jupp, 2000).

El modelo Bingham proporciona un análisis completo de la orientación tridimensional, estimando la dirección media, la concentración y el cono de confianza del 95% alrededor de la media, lo que equivale a un intervalo de confianza en la esfera (Fisher, 1953; Mardia & Jupp, 2000). Cabe aclarar que este modelo unifica el tratamiento estadístico de conjuntos tanto unimodales como antipodales dentro de un mismo marco.

Adicionalmente, se aplican estadísticas circulares axiales para el rumbo (Rb) y estadísticas clásicas para el buzamiento (Bz). Esta combinación permite caracterizar cada clúster de forma multidimensional y transparente. Para el rumbo, se calcula la media axial doblando los datos (2θ), obteniendo la media vectorial y desdoblando el resultado. La mediana se calcula de forma similar, seleccionando la que minimiza la suma de distancias angulares (Fisher, 1995). La dispersión se mide con la desviación estándar circular, que puede ser ajustada al caso axial ($\sqrt{2}$), y el rango de los datos. Para el buzamiento, se utilizan estadísticas lineales convencionales: media, mediana, desviación estándar, mínimo y máximo. Esto proporciona un resumen claro de la inclinación de los planos en términos de dispersión vertical.

Además, se calculan índices adicionales que describen la forma de la distribución:

- El Índice de Elongación (EI) mide la diferencia relativa entre la dispersión en rumbo y buzamiento, distinguiendo entre patrones tipo "girdle", "radial" o "circular".
- El Índice de Concentración (IR) es análogo al parámetro R de Rayleigh, calculado normalizando las distancias angulares de cada punto a la media.
- El Índice de Lateralidad o Bimodalidad Axial distingue entre distribuciones unimodales, bimodales simétricas y bimodales asimétricas, calculando la diferencia entre las cantidades de puntos a cada lado del eje medio.

Desde un punto de vista geológico, esta integración permite transformar datos crudos de orientación en descripciones cuantitativas de los planos y estructuras medidas. Los parámetros de Bingham reflejan la intensidad y orientación preferente, mientras que las estadísticas axiales de rumbo y buzamiento sintetizan la geometría observable en campo. Esta caracterización combinada resulta útil para interpretar historias deformacionales complejas, reconocer geometrías estructurales específicas (como pliegues, fallas o corredores de fracturas), y comunicar los resultados de forma robusta, clara y comprensible.

Funciones empleadas

- `CalcularEstadistica_Bingham / _FoldTest`
- `Bingham1, Bingham2, ElipseConoConfianzaXY`
- `CalcularEstadistica_CircStats1 / _FoldTest`
- `bounds_axial_updown / bounds_axial_minmax, semirango_axial_updown`
- `compare_medians, Mean_vMF, Mean_Bingham_ponderado / _deg, quality_to_weights`

4.6. Reetiquetado jerárquico y ajustes manuales

Descripción

Para refinar la clasificación y permitir comparar los resultados entre diferentes lugares de medición, los polos medios de cada clúster se vuelven a agrupar jerárquicamente, unificando familias similares. Tras decidir el nuevo corte, las etiquetas se propagan automáticamente a todos los puntos. Además, la herramienta incorpora un módulo de ajustes manuales que permite al usuario copiar etiquetas entre puntos, marcar manualmente outliers o reasignar etiquetas arbitrarias con unos pocos clics sobre la red estereográfica.

Implementación y fundamentos

El bloque de “reetiquetado” cumple dos objetivos fundamentales: unificar jerárquicamente los clusters iniciales basándose en sus centros direccionales, y luego propagar de forma coherente esas nuevas etiquetas a cada punto original. Los pasos conceptualmente más relevantes son:

1. Generación de claves únicas (`cluster_key`)

Para poder emparejar sin ambigüedad cada “familia” de polos (cluster) con su estadística asociada, se construye una cadena que combina la unidad de análisis (sitio o zona) con la etiqueta de la

clusterización anterior. Esto garantiza que al reordenar o fusionar estadística y etiquetas, cada fila conserve su identidad original.

2. Clustering jerárquico unificado sobre los centros de cluster

Se extraen los polos medios de cada cluster (los resultados de `CalcularEstadistica_Bingham`) y se reaplica un clustering jerárquico (enlace medio) sobre estos vectores unitarios. El propósito no es redetectar clusters en los datos crudos, sino fusionar clusters afines a nivel de sus direcciones medias, corrigiendo posibles sobrefragmentaciones o divisiones artificiales producidas en el primer pase.

3. Corte y validación interactivo

Como en el clustering original, en este nuevo proceso el usuario elige cuántos grupos desea luego de inspeccionar el dendrograma, y visualiza las nuevas asignaciones de las medias en una red estereográfica con etiquetas y nombres de cluster. Esta supervisión garantiza que las fusiones respeten criterios geológicos (p. ej. continuidad de estructuras regionales) y no dependan únicamente de métricas abstractas.

4. Reordenamiento estable de estadísticas

Una vez decidido el nuevo agrupamiento, la tabla de estadísticas se reordena para coincidir con el orden en que aparecen los `cluster_key` en la tabla de datos (`tabla_labels`), evitando desajustes al reasignar etiquetas.

5. Asignación de nuevas etiquetas a los datos

Con la tabla de estadísticas ya actualizada (`estadistica_B.LF`), se recorre cada clave y se escribe el nuevo valor de familia (`nueva_etiqueta`) en todos los registros de `tabla_labels` que compartan esa clave. Este mapeo masivo asegura que cada punto reciba la etiqueta definitiva acorde a la fusión jerárquica.

6. Ajustes manuales supervisados

Por último, se ofrece un flujo interactivo para correcciones específicas en la Command Window: copiar la etiqueta de un punto a otro, marcar manualmente outliers (`LF=0`) o reasignar etiquetas arbitrarias. Este módulo es clave en contextos geológicos, donde pequeñas excepciones locales (estructuras locales, mediciones atípicas) deben tratarse caso por caso, complementando la robustez del método estadístico con la experiencia y la inspección visual del usuario.

Funciones empleadas

- `Cluster_HCM_EtiquetasGral_OK`
- `renumerarFamiliasConVista`

4.7. Fold Test individual por familia

El bloque Fold Test individual clasifica cada medición por familia como Pre-plegado, Post-plegado o dudosa. Compara polos medidos y los mismos polos rotados al marco pre-plegado y aplica dos criterios: horizontalidad tras la rotación y mejora de la distancia angular al centro de la familia. Devuelve una etiqueta por dato y una verificación de estabilidad leave-one-out. Con esas etiquetas, las estadísticas y figuras usan polos rotados para Pre y polos medidos para Post y reportan N_{Pre}/N_{Post} y parámetros de Bingham y circulares consistentes.

Supuestos principales

- La rotación aproxima un marco pre-plegado en el que las capas tienden a la horizontal. De ahí el criterio sobre h_z y ΔB_z .
- La afinidad de cada punto con su familia se mide por la distancia angular a la media de Bingham del conjunto rotado; se usa la mínima separación axial.
- La decisión es local por familia y no requiere un número mínimo global, pero la estabilidad y los conos de confianza del ajuste de Bingham mejoran con N .

Implementación y fundamentos

Teniendo en cuenta los supuestos anteriores, los pasos conceptualmente más relevantes para la aplicación del fold test individual son:

1. Calcular el centro de referencia por familia en el espacio rotado mediante un ajuste de Bingham.
2. Computar las siguientes métricas por dato:
 - $h_z = |B_z_{rotado}|$ como medida de horizontalidad.
 - $\Delta B_z = B_z_{medido} - B_z_{rotado}$ como alisamiento esperado al desplegar.
 - $\Delta d = d(\text{medido}, C_{rot}) - d(\text{rotado}, C_{rot})$ d es la distancia angular mínima en la esfera.

$\Delta d > 0$ favorece Pre.

3. Clasificar según una regla robusta con márgenes:
 - Umbrales por defecto: $\theta_{horiz} = 15^\circ$, mejora mínima 3° .
 - Pre fuerte si $h_z \leq \theta$, $\Delta B_z > 0$, $\Delta d > \text{umbral}$;
 - Post fuerte si $h_z > \theta + \epsilon$, $\Delta B_z \leq 0$, $\Delta d \leq -\epsilon$.
 - Casos intermedios se etiquetan “Pre?” o “Post?” por votación de las tres señales. Existe opción para forzar dudosos a Pre o Post.

4. Estabilidad LOO: se repite la decisión quitando cada punto para recomputar el centro; se marca Inestable_LOO si la clase cambia.

5. Integración en el flujo: se invoca tras cluster y outliers y antes del recálculo estadístico y la visualización final.

Funciones empleadas

- FoldTestIndividual_Clasificar
- CalcularEstadistica_Bingham_FoldTest
- CalcularEstadistica_CircStats1_FoldTest

4.8. Recálculo estadístico

Luego de implementar el Fold Test y el proceso de reetiquetado, se realiza el recálculo de la estadística con la misma implementación descrita en el apartado 5. Estadística direccional por familias.

4.9. Visualización y exportación

Descripción

Al finalizar, todos los datos—etiquetas definitivas, outliers, polos originales y rotados—se consolidan en tablas de Excel. Se generan automáticamente figuras de estereogramas de polos/medias, mapas de densidad, y boxplots Bz×Rb por Sitio/Zona con SD, mediana y cono ei(95%) que resumen la distribución de cada familia.

Funciones empleadas

- DensidadPolos_OK1
- Boxplot_Sitios_FoldTest_OK
- Boxplot_Zonas_FoldTest_OK

5. Conclusión

Este sistema integra la supervisión constante del usuario con protocolos estadísticos (cluster jerárquico, distribución de Bingham, distancia de Hellinger, estadística circular) para asegurar que cada etapa sea científicamente rigurosa y a la vez ajustable según el conocimiento geológico experto. De esta manera, ofrece una herramienta poderosa y flexible para el análisis de datos de orientaciones en geología y estudios tectónicos.

6. Referencias

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., y Fisher, D., 2011. Structural Geology Algorithms. Cambridge.
- Bingham, C., 1974. An Antipodally Symmetric Distribution on the Sphere. *Annals of Statistics*, 2(6), 1201–1225. <https://doi.org/10.1214/aos/1176342874>
- Borradaile, G. J., 2003. Statistics of Earth Science Data: Their Distribution in Time, Space and Orientation. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-05294-9>
- Fisher, N. I., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Society A*. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- Fisher, N. I., 1995. Statistical Analysis of Circular Data. Cambridge University Press.
- Fisher, N. I., Lewis, T., y Embleton, B., 1988. Statistical analysis of spherical data.
- Hellinger, E., 1909. Neue Begründung der Theorie quadratischer Formen von unendlichvielen Veränderlichen. *Journal für die reine und angewandte Mathematik*, 136, 210–271. <https://doi.org/10.1515/crll.1909.136.210>
- Kaufman, L., y Rousseeuw, P. J., 1990. Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis. Wiley.
- Mardia, K. V., y Jupp, P. E., 2000. Directional Statistics. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9780470316979>
- Sneath, P. H. A., y Sokal, R. R., 1973. Numerical Taxonomy: The Principles and Practice of Numerical Classification. W. H. Freeman.
- MathWorks Documentation, 2024. linkage, cluster and circ_stats functions. MathWorks. <https://www.mathworks.com/help/stats/linkage.html>

Anexo III – Datos estructurales medidos en los anticlinales Los Blancos y Torrecillas

El material suplementario corresponde a las mediciones estructurales realizadas en campo, y cuya ubicación se indica en el Capítulo 5 para el anticlinal Los Blancos, y en el Capítulo 6 para el anticlinal Torrecillas. Las tablas pueden consultarse el siguiente enlace al repositorio de Google Drive:

Anticlinal Los Blancos: [Datos estructurales Los Blancos](#)

Anticlinal Torrecillas: [Datos estructurales Torrecillas](#)

En cada enlace se encuentran los datos en tablas según:

1. Fracturas en roca de caja

Esta tabla presenta las mediciones de fracturas realizadas en las rocas sedimentarias de caja. Para cada fractura se consigna su orientación (rumbo y buzamiento) y la ubicación del punto de medición, especificando el sitio y la zona dentro del anticlinal (por ejemplo, flanco occidental, charnela, etc.). Además, la tabla incluye resultados del análisis estadístico de estas mediciones, como la agrupación de las fracturas en familias estructurales. Se evalúa la relación temporal de dichas familias con el evento de plegamiento, indicando si se trata de fracturas pre- o sin-plegamiento mediante el “fold test”.

2. Fracturas en filones capa

Esta tabla contiene los datos de fracturas relevadas en los filones capa registrados en el cada anticlinal. Se consigna el rumbo y buzamiento de cada fractura medida, junto con el sitio de medición dentro del filón. Se incluyen resultados del análisis estadístico y la agrupación de las familias estructurales.

3. Vetas, fallas de rumbo y corrimientos de mesoescala

Esta tabla recopila mediciones de vetas y fallas mesoscópicas, abarcando tanto fallas de rumbo (deslizamiento lateral) como corrimientos de escala métrica (pequeñas fallas inversas de corto desplazamiento). Para cada falla se detalla la orientación del plano (rumbo y buzamiento) y de sus estrías (ángulo de pitch), junto con el sentido de movimiento relativo interpretado a partir de indicadores cinemáticos (por ejemplo, desplazamiento sinistral o dextral para fallas de rumbo, y movimiento inverso para corrimientos).

4. Cinemática en falla Río Salado

Esta tabla reúne la información estructural y cinemática de la falla Río Salado, una estructura mayor asociada al anticlinal Los Blancos. Se consignan el rumbo y buzamiento del plano de falla, la orientación de las estrías de deslizamiento (dirección y buzamiento de la lineación de falla) y el sentido de movimiento relativo a lo largo de la falla. Se incluyen los resultados de un análisis cinemático, el cual determina la orientación de los ejes principales de deformación (direcciones de máxima extensión -eje T- y máxima compresión -eje P-).

Anexo IV –Datos estructurales de diques medidos y digitalizados

El material suplementario corresponde a las mediciones estructurales realizadas en campo, y análisis Wavelet realizado en el Capítulo 7. Los mismos pueden consultarse en el siguiente enlace al repositorio de Google Drive:

[Anexo IV-Datos diques medidos y digitalizados](#)

El material incluye:

1. Análisis de diques regionales: orientación y longitudes

En esta carpeta se incluyen las figuras de resultados del análisis de diques regionales: histograma circular de orientaciones, y el equivalente ponderado por longitud, histograma de longitudes, cross-plot longitud–rumbo.

2. Diques por Unidad geologica

Aquí se encuentran las Tablas con la información de los diques (posición de inicio y final) en formato .txt, utilizados en FracPaq, organizadas por Unidad Geologica hospedante.

3. Analisis Wavelet

Graficas completas de resultados del análisis wavelet.

4. Diques medidos en campo

Tablas de diques medidos en los anticlinales Los Blancos y Torrecillas, son su rumbo e inclinación y análisis estadístico.

Anexo V–Registro fotográfico y procesamiento de deformación superficial

El material suplementario corresponde el registro fotográfico superficial de los modelos analógicos analizados en el Capítulo 8. El mismo se organiza en primera instancia por serie de modelo: S1. Modelos sin compresión; S2. Modelos con compresión. Internamente cada serie se encuentra separada por experimento. Para cada uno de ellos se incluye el registro fotográfico y los resultados del procesamiento con MatPIV v. 1.6.1 (Sveen, 2004) y GeoDef 1.1 (Yagupsky, 2009). Los mismos pueden solicitarse en el siguiente enlace al repositorio de Google Drive:

[Anexo V–Registro fotográfico y procesamiento de deformación superficial](#)