

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 del Neuquén***

Giacosa, R. E.



Juegos de diaclasas en calizas de la Formación Agrio, ubicadas en la charnela del sinclinal Agrio

*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 del Neuquén*

Giacosa, R. E.

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Eduardo O. Zappettini

Secretario Ejecutivo: Lic. Silvia Chavez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Directora: Dra. Graciela Vujovich

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Giacosa, R. E., 2019. 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 del Neuquén.

Instituto de Geología y Recursos Minerales,

Servicio Geológico Minero Argentino.

Serie Contribuciones Técnicas Geología N°7, 64 pp. Buenos Aires

ISSN 0328-9052

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES – SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2020

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. Objetivos	3
1.2. Zonas estudiadas	3
2. MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA NEUQUINA	3
2.1. Introducción	3
2.2. Evolución tectosedimentaria	6
2.3. Estratigrafía general	7
3. MARCO TECTÓNICO DE LA CUENCA NEUQUINA	8
3.1. Zonas estructurales	8
3.2. Edad de la deformación	10
4. INTRODUCCIÓN A LAS DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES	11
4.1. Discontinuidades y discontinuidades estructurales	11
4.2. Diaclasas y vetas: conceptos teóricos	11
4.3. Vetas	19
4.4. Estilolitas	20
4.5. Bandas de deformación	20
4.6. Metodologías de observación y análisis	22
4.7. Arquitectura de zona de fallas	25
5. DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES EN LA CUENCA NEUQUINA	25
5.1. Introducción	25
5.2. Características generales	26
5.3. Faja plegada y corrida del Agrio	28
5.3.1. Pliegues sobre el arroyo Salado	28
5.3.2. Pliegues sobre el río Agrio	34
5.4. Pliegues entre el río Agrio y el arroyo Covunco	41
5.4.1. Anticlinal Vaca Muerta y pliegues en cerro Colorado	41
5.4.2. Anticlinal Los Catutos y sinclinal Pichi Moncol	44
5.5. Dorsal de Huincul	47
5.5.1. Anticlinal Picún Leufú	47
5.6. Dorso de los Chihuidos	52
6. SÍNTESIS	56
AGRADECIMIENTOS	58
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	59

RESUMEN

Esta publicación presenta los resultados de un estudio de estructuras de origen tectónico en las sedimentitas de la Cuenca Neuquina, denominadas discontinuidades estructurales. Se incluyen rocas de afloramientos ubicados en diferentes zonas estructurales de la cuenca, pertenecientes a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio y la parte inferior del Grupo Neuquén.

Los datos utilizados en el estudio corresponden a rocas sedimentarias de diversas formaciones que afloran en varios pliegues. En la faja plegada y corrida del Agrio son de los afloramientos ubicados sobre los pliegues de las inmediaciones del arroyo Salado y el río Agrio. Entre el río Agrio y el arroyo Covunco en un sector con influencias de la dorsal de Huincul, fueron analizadas las estructuras en los pliegues de la sierra de Vaca Muerta y Los Catutos. Al sur, sobre el sector andino de la dorsal de Huincul, las observaciones principales fueron hechas en las sedimentitas cuyanas del anticlinal Picún Leufú, en tanto que hacia el este de la faja plegada fue analizado el sector apical y el flanco oriental del dorso de los Chihuidos.

Los principales aspectos evaluados en estas estructuras fueron: (1) su caracterización geométrica y mecánica; (2) un análisis cuantitativo de la frecuencia de las orientaciones y sus relaciones con las estructuras de mayor escala asociadas, particularmente los pliegues; (3) su relación con la composición y la reología de los estratos y la influencia de los fluidos en su desarrollo; (4) la edad relativa de su formación en relación al soterramiento, la deformación y la exhumación.

Sobre la base de su tamaño y número, las discontinuidades estructurales fueron divididas en tres tipos: (1) las más numerosas están ubicadas dentro de los límites de los estratos, donde constituyen mesoestructuras de longitud métrica y ancho mili- a centimétrico, como diaclasas, venas y venillas, estilolitas y bandas de deformación; (2) aquellas más aisladas que atraviesan los límites estratales y suelen ser referidas como corredores o enjambres de fracturas, y que afloran como fajas de ancho métrico y una longitud del orden de la decena de metros y (3) estructuras de longitud kilométrica localizadas en sectores específicos de los pliegues, sobre todo en sus charnelas, y que son resultado de los modos y mecanismos de la deformación interna durante el plegamiento. En todos los casos estas estructuras cumplen un rol fundamental en el movimiento de fluidos de origen magmático hidrotermal y sedimentario, entre otros.

Las discontinuidades estructurales más abundantes son fracturas (diaclasas) y venas extensionales de calcita, que se encuentran localizadas mayormente en calizas y areniscas. Las bandas de deformación son exclusivas de las areniscas porosas y las estilolitas están presentes en las calizas, aunque su distribución es muy irregular. Diaclasas y venas fueron evaluadas distinguiendo tres tipos de acuerdo a su orientación respecto de la zona de charnela de los pliegues: longitudinales, transversales y diagonales. La evaluación estadística de sus frecuencias, indica un amplio predominio de diaclasas y venas verticales de tipo longitudinal y transversal. Los corredores o enjambres de fracturas, son estructuras aisladas dispuestas transversalmente a la orientación de los pliegues, que tienen la particularidad de conectar hidráulicamente en dirección vertical a varios estratos. Están localizados en areniscas compactas de la Formación Mulichinco y en su formación participaron mecanismos de fracturación híbridos (extensional-cizallante). Las discontinuidades estructurales de mayor tamaño, están localizadas en la zona de charnela de los pliegues, y son fallas normales de alto ángulo y cabalgamientos, ambos con numerosas evidencias de fracturación hidráulica.

En todos los casos puede verificarse que la localización y desarrollo de estas estructuras, está muy influenciada por las condiciones reológicas de los estratos, ya sea de manera individual o bien de conjuntos de estratos con reologías contrastantes. Así, las diaclasas y venas están muy bien desarrolladas en calizas, areniscas compactas y limolitas, en tanto que corredores de fracturas y zonas con fallas de charnela, están controladas por la presencia de conjuntos de rocas de reología y condiciones hidráulicas contrastantes, como los estratos de areniscas y calizas interestratificados con lutitas y yesos.

En relación a su significado tectónico, las discontinuidades estructurales de mayor tamaño localizadas en la zona de charnela de los pliegues, junto a los corredores de fracturas transversales en los flancos, presentan una compatibilidad geométrica y mecánica que indica su desarrollo sintectónico durante el plegamiento. En cuanto a las diaclasas y vetas extensionales, los dos juegos dominantes guardan una estrecha relación geométrica con la charnela y los flancos de los pliegues, lo que sugiere su desarrollo durante el plegamiento (diaclasas y vetas tectónicas). De los dos juegos caracterizados como longitudinales y transversales, los primeros incluyen diaclasas y vetas inclinadas en sentido contrario a los estratos de los flancos, cuyo origen se relaciona con la deformación en la zona de charnela.

Otras fracturas, particularmente en grauvacas de las formaciones Vaca Muerta y Agrio muestran mayor dispersión poblacional y una orientación de sus diaclasas plumosas, que podrían indicar su desarrollo durante el soterramiento.

Palabras clave. Cuenca Neuquina, rocas sedimentarias, discontinuidades estructurales, diaclasas, venas, bandas de deformación

ABSTRACT

This article presents the results of a study of structures of tectonic origin in the sedimentary rocks of the Neuquén Basin, which are called structural discontinuities. Outcrop rocks are included which are located in different structural areas in the basin, belonging to the Cuyo, Lotena, Mendoza, and Bajada del Agrio groups and the lower part of the Neuquén Group.

The data provided in the study belong to sedimentary rocks of various formations that outcrop in several folds. In the Agrio Fold and Thrust Belt the information was taken from the outcrops in the folds located in the vicinity of the Salado stream and the Agrio River. Between the Agrio River and the Covunco stream, in a sector with influences of the Dorsal de Huinca, the structures analysed were the ones in the folds of the Vaca Muerta range and Los Catutos. To the south, on the Andean sector of the dorsal de Huinca, the main observations were made on the sedimentary rocks of the Cuyo Group in the Picún Leufú anticline, while towards the east of the fold and thrust belt, the analysed sector was the eastern flank of the dorso Los Chihuidos.

The main aspects evaluated in these structures were: 1) their geometric and mechanic characterization; 2) a quantitative analysis of the frequency of the orientations and their relationship with larger scale structures particularly associated with folds; 3) their relationship with the composition and the rheology of the beds and the influence of the fluids in their development; 4) the relative age of their formation in relation to the burial, deformation and exhumation.

Depending on their size and quantity, structural discontinuities were divided into three types: (1) the most numerous ones are located within bed boundaries, where they constitute mesostructures of metric length and milli- to-centimetric width, such as joints, veins, veinlets, stylolites and deformation bands; (2) a second type is that of the most isolated structural discontinuities which go beyond the bed boundaries and may be referred to as fracture corridors or swarms, which crop out as belts of metric width with a length around ten metres; and (3) the third type corresponds to structures of kilometric length located in specific areas in folds, mainly in their hinges, and whose result is directly associated with the modes and mechanisms of the internal deformation during the folding. In all the cases, these structures play a fundamental role in the movement of fluids of hydrothermal and sedimentary magmatic origin, among others.

The most abundant structural discontinuities are fractures (joints) and extensional calcite veins which are mainly placed in limestones and sandstones. The deformation bands are exclusive of porous sandstones while the stylolites are present in the limestones, even though their distribution is very irregular. The joints and veins were analysed and classified into three types depending on their orientation with respect to the hinge zone of the folds: longitudinal, transverse and diagonal. The statistical evaluation of their frequencies indicates a broad predominance of joints and vertical veins of the longitudinal and transverse types. The fracture corridors or swarms are isolated structures transversely located to fold orientation, which hydraulically connect several beds in vertical direction. They are placed in the compact sandstones of the Mulichinco Formation, with hybrid fracturing mechanisms (extensional-shearing) being part of their creation. The biggest structural discontinuities are located in the hinge zone of the folds, and they are high-angle normal faults and thrusts, both with considerable evidence of hydraulic fracturing.

In all the cases it can be verified that the localization and development of these structures are significantly influenced by the rheological conditions of the beds, either in an individual manner or in bed clusters with contrasting rheologies. With respect to the joints and veins, they are well developed in limestones, compact sandstones and siltstones, while the fracture corridors and zones with hinge faults are controlled by the presence of clusters of rheology rocks and contrasting hydraulic conditions, such as sandstone beds and limestones interbedded with shales and gypsum.

In connection with their tectonic significance, the biggest structural discontinuities located in the hinge zone of the folds, together with the transverse fracture corridors in the flanks, present a geometric and mechanic compatibility that indicates their syntectonic development during the folding. With respect to the joints and the extensional veins, both dominant sets have a close geometric relationship with the hinge and the limbs of the folds. This relationship includes the mesostructures that crop out in different beds and formations of different folds, which could suggest an origin in relation to their formation (tectonic joints and veins). Of the two sets characterized as longitudinal and transverse, the former includes joints and veins that dip in opposite direction to the beds in the flanks, whose origin is associated with the deformation in the hinge zone.

Other fractures, particularly in graywackes of the Vaca Muerta and Agrio Formations, show greater population dispersion and an orientation of their plumose joints that could evidence their development during the burial.

Keywords: *Neuquén Basin, sedimentary rocks, structural discontinuities, joints, veins, deformation bands*

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

El objetivo de este trabajo es el estudio de estructuras de origen tectónico en las sedimentitas de la cuenca Neuquina, denominadas discontinuidades estructurales. El mismo incluye rocas de afloramientos ubicados en diferentes zonas estructurales de la cuenca, como la faja plegada y corrida del Agrio, la dorsal de Huincul y el dorso de los Chihuidos. Las rocas pertenecen a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio y a la parte inferior del Grupo Neuquén.

En general, los datos utilizados en el estudio corresponden a rocas y formaciones que afloran en varios pliegues. Las discontinuidades estructurales fueron evaluadas en escala intra- a interestratal y los principales aspectos analizados fueron: (1) su caracterización geométrica y mecánica, (2) un análisis cuantitativo de la frecuencia de las orientaciones y sus relaciones con las estructuras de mayor escala asociadas, particularmente los pliegues, (3) su relación con la composición y la reología de los estratos y la influencia de los fluidos en su desarrollo, (4) la edad relativa de su formación en relación al soterramiento, la deformación y la exhumación, y si se observan diferencias geométricas entre conjuntos de estratos separados por discordancias, (5) establecer las relaciones geométricas con las estructuras mayores (fallas y pliegues) incluyendo su distribución, geometría en relación a las diferentes partes de los pliegues o su cercanía a fallas, y (6) establecer un modelo general que sirva de comparación con unidades equivalentes de subsuelo.

1.2. ZONAS ESTUDIADAS

En la faja plegada y corrida del Agrio fueron estudiadas las estructuras en los siguientes sectores: pliegues sobre el arroyo Salado, pliegues sobre el río Agrio, pliegues entre el río Agrio y el arroyo Covunco, el anticlinal Vaca Muerta y pliegues en cerro Colorado y, en la zona del arroyo Covunco, el anticlinal Los Catutos y el sinclinal Pichi Moncol.

En la dorsal de Huincul, las discontinuidades estudiadas son parte de los flancos del anticlinal Picún Leufú. Finalmente otras están ubicadas en varios sectores sobre el dorso de los Chihuidos.

2. MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA NEUQUINA

2.1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina es una de las cuencas productoras de hidrocarburos más importantes del país. Es un depocentro subandino localizado en el suroeste de la Placa Sudamericana, que está limitado al noreste por el bloque de San Rafael y al sureste por el Macizo Nordpatagónico (Fig.1).

Como resultado de los complejos procesos de sedimentación y deformación, su historia deposicional es una sucesión cíclica de eventos marinos alternantes con etapas de continentalización, que acumularon unos 7.000 m de sedimentos jurásicos y cretácicos (Figs. 2 y 3). Su conexión con el océano Pacífico sufrió varios cierres a lo largo de su historia, característica que se suma a varios episodios de cambios relativos del nivel del mar. El resultado fue una compleja distribución de depósitos sedimentarios que abarcan sucesiones marinas y continentales (Aguirre - Urreta y Cristallini 2009).

Durante el Cretácico superior comenzó el alzamiento de la Cordillera de los Andes y se produjo su desvinculación definitiva con el proto - océano Pacífico (Arregui *et al.* 2011a). En el ámbito geográfico de la cuenca y en relación con los fluidos mineralizadores, cobran relevancia las rocas intrusivas del cinturón de Naunauco del Cretácico tardío - Paleógeno (Llambías y Aragón 2011).

Numerosos estudios estratigráficos y estructurales fueron realizados en los últimos veinte años, lo que ha aumentado considerablemente el conocimiento de la cuenca. Entre ellos merecen considerarse varios estudios de síntesis como Vergani *et al.* (1995), Veiga *et al.* (2005), Kay y Ramos (2006), Ramos y Kay (2006), Aguirre - Urreta y Cristallini (2009) y Leanza *et al.* (2011a, b) entre otros. Las numerosas discordancias que caracterizan las cambiantes condiciones tecto - estratigráficas de la cuenca han sido resumidas por Leanza (2009) y Howell *et al.* (2005).

Los principales sectores reconocidos en la cuenca Neuquina son (Fig.1), al oeste, el sector de faja plegada y corrida que contiene sus principales afloramientos y recibe diferentes denominaciones según su ubicación geográfica: faja plegada y corrida de Aluminé, Agrio, Chos Malal y Malargüe, y que se caracteriza por relieves estructurales formados en el Cretácico tardío y reactivados durante el Terciario. El otro afloramiento significativo de la cuenca es el dorso de los Chihuidos, que está ubicado al este del río Neuquén. Otros sectores importantes con notables desarrollos

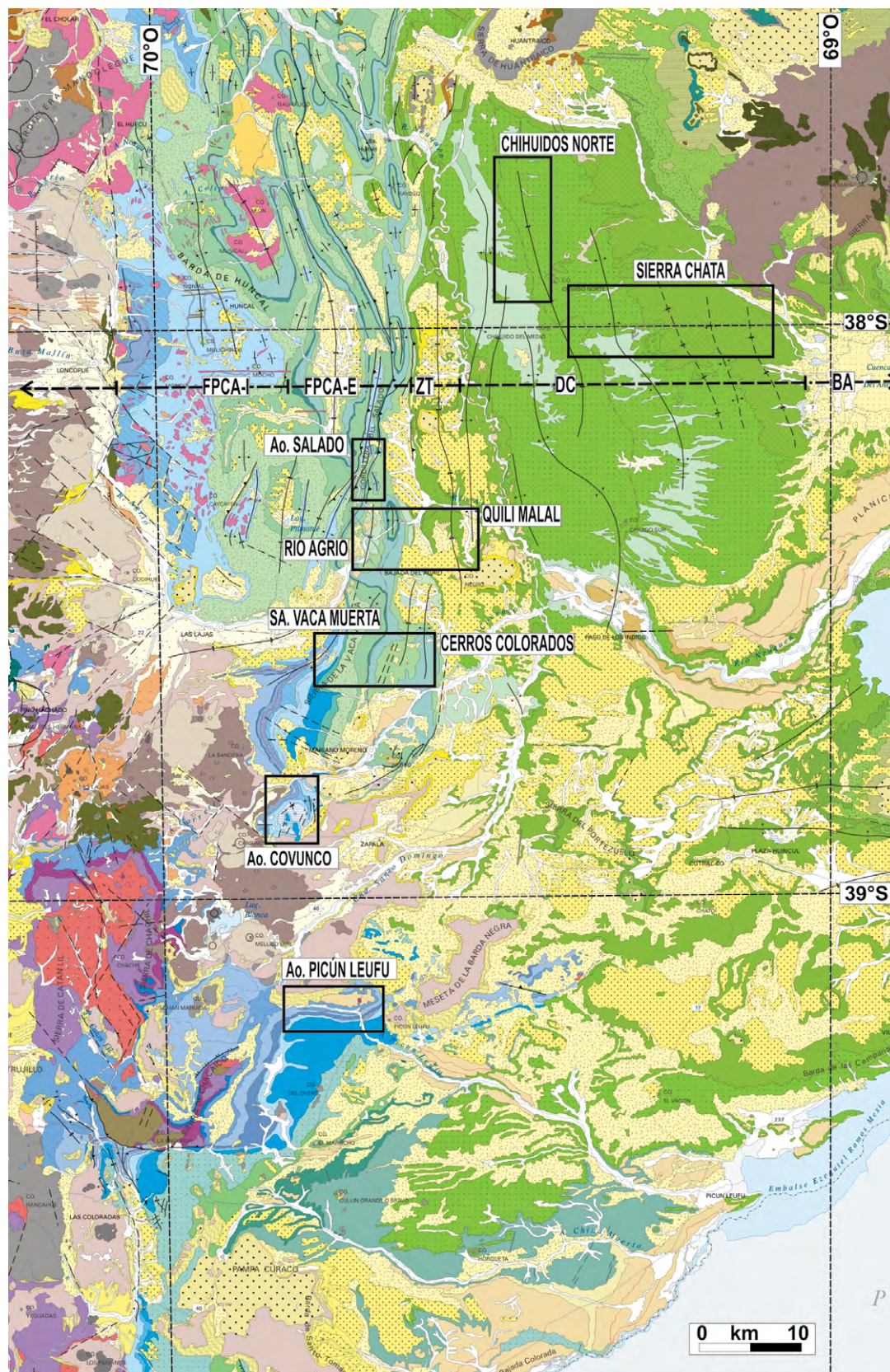


Figura 3. Recorte del Mapa Geológico del Neuquén (Leanza *et al.* 2011b) donde se muestra en recuadros la ubicación de los sectores estudiados. Se aprecia claramente el marcado contraste litológico y estructural entre la faja plegada y corrida del Agrio y lo sectores precordilleranos ubicados al oeste y el dorso de los Chihuidos junto al extenso campo volcánico del Auca Mahuida, ubicados al este. En el ámbito de la faja plegada se observan en colores azules y verdes claros, las sedimentitas jurásicas y cretácicas tempranas, en color magenta claro, los numerosos afloramientos del magmatismo del Cretácico tardío a Paleoceno ubicados en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio. El color verde intenso a partir de la zona de transición con el dorso de los Chihuidos, señala las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén. Se identificaron las zonas internas y externas de la faja plegada y corrida del Agrio (FPCA I / E), la zona de transición (ZT), el dorso de los Chihuidos (DC) y el bajo de Añelo (BA).

sedimentarios en el subsuelo, son la dorsal de Huincul y el depocentro Picún Leufú, este último ubicado entre la dorsal de Huincul y el Macizo Nordpatagónico. Al norte de la dorsal se reconocen el engolfamiento Neuquino, el Bajo de Añelo ubicado al este del dorso de los Chihuidos (Fig. 1), y el flanco Oriental ubicado en adyacencias del bloque de San Rafael.

El sector estudiado en este trabajo se ubica en una zona que comparte características con la faja plegada y corrida del Agrio y la dorsal de Huincul, más el dorso de los Chihuidos.

2.2. EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA

Desde el punto de vista geotectónico, la compleja evolución de la cuenca Neuquina ha sido sintetizada en tres grandes etapas (Fig.2). Una etapa de *sin - rift* (Triásico superior - Jurásico inferior), otra de *post - rift* (Jurásico inferior - Cretácico inferior) y la etapa de cuenca de antepaís (Cretácico superior - Cenozoico) (Howell *et al.* 2005).

Etapas de Sin - rift (Triásico superior - Jurásico inferior)

La cuenca Neuquina fue originada en el Triásico superior como resultado de una extensión intracontinental en un sector adyacente al margen occidental de Gondwana (Franzese y Spalletti 2001). El origen de la extensión es diverso según los autores. De esta manera ha sido adjudicada al desmembramiento del supercontinente de Gondwana (Uliana *et al.* 1989), con la evolución del margen activo pre - andino (Franzese y Spalletti 2001, Franzese *et al.* 2006, Ramos y Folguera, 2005), como una consecuencia del colapso extensional del orógeno del Paleozoico Superior (Uliana *et al.* 1989, Tankard *et al.* 1995) o bien en respuesta a la transición a una subducción de alto ángulo (Ramos 2009).

El régimen extensional de intraplaca generó un conjunto de *rifts* alargados que dieron origen a numerosos depocentros con geometría de hemigraben (Uliana *et al.* 1989, Legarreta y Uliana 1996; Vergani *et al.* 1995). La mayoría de los depocentros muestran evidencias de una profusa actividad magmática contemporánea. El relleno sintectónico de las cubetas iniciales, caracterizado por depósitos continentales volcánicos y piroclásticos, con menor participación de facies sedimentarias fue denominado Precuyano (Gulisano 1981, Gulisano *et al.* 1984). En sus inicios, las dimensiones de los *rifts* fueron de 150 km por 50 km, con más de 2000 m de relleno (Legarreta y Gulisano 1989, Uliana *et al.* 1989, Manceda y Figueroa, 1995, Vergani *et al.* 1995, Legarreta y Uliana 1996) y

se encontraban limitados por fallas normales lístricas y planares, las que conformaban hemigrabenes subparalelos con cambios de polaridad y grados variables de inversión. La presencia de discontinuidades y discordancias dentro de los depocentros (véase Leanza 2009), indican períodos de reactivación tectónica durante la evolución de los hemigrabenes, los cuales controlaron la asimetría y la distribución de los ambientes depositacionales y sus facies.

Etapas de Post - rift (Jurásico inferior - Cretácico inferior)

En esta etapa la cuenca alcanza su mayor desarrollo como una cuenca marginal de retroarco, ya que, de manera concomitante comienza a desarrollarse el arco magmático andino. El aumento del nivel marino global y a la subsidencia térmica, generaron una transgresión marina diacrónica en toda la cuenca y la integración de los depocentros iniciales en una cuenca única. Esta transgresión dio comienzo a un período de sedimentación marina que dominó los ambientes depositacionales durante el Jurásico e inicio del Cretácico. Se depositaron 4000 m de sedimentos en forma de ciclos transgresivos - regresivos de diferentes órdenes, controlados por cambios en el nivel del mar, la subsidencia termal y procesos extensionales de retroarco (Howell *et al.* 2005). Si bien fue una etapa dominada por subsidencia termal, hay registradas al menos tres importantes fases de inversión tectónica con el subsiguiente desarrollo de depósitos continentales, las fases Intramálmica (158 Ma), Intravalanginiana (136 Ma) e Intrabarremiana (127 Ma), registradas en las discordancias Araucánica, Huancálica y Pampatrílica, respectivamente (véase Leanza 2009).

Etapas de Compresión y Cuenca de Antepaís (Cretácico superior - Cenozoico)

Hacia fines del Cretácico inferior, una horizontalización del ángulo de subducción generó un cambio hacia un régimen tectónico compresivo (Ramos 1999). En este marco, se invirtieron muchas estructuras extensionales previas (Vergani *et al.* 1995) y se generó la transición desde una cuenca marginal a una cuenca de antepaís (Franzese *et al.* 2006). Esta etapa se caracterizó por la paulatina continentalización de los ambientes depositacionales, controlados mayoritariamente por una tectónica compresiva (Vergani *et al.* 1995, Franzese *et al.* 2006) y minoritariamente por períodos de relajación tectónica (Zapata y Folguera 2005) e intrusiones marinas (Uliana y Biddle 1988). Como resultado de los diferentes eventos de deformación, dos regiones bien definidas pueden ser reconocidas dentro de la cuenca: al oeste, los An-

des Neuquinos y al este y sureste el engolfamiento Neuquino (Howell *et al.* 2005). La región andina se encuentra modelada por eventos de deformación del Cretácico superior y el Cenozoico, esbozados por el plegamiento, el fallamiento y la exposición superficial del registro mesozoico de la cuenca. La región del engolfamiento Neuquino se caracteriza por presentar la mayoría del registro mesozoico de la cuenca en subsuelo, en algunos casos como en la dorsal de Huinul, con varias fases de deformación compresiva (Silvestro y Zubiri 2009).

2.3. ESTRATIGRAFÍA GENERAL

Como fue mencionado, un régimen tectónico extensional de orientación principal SO - NE, acaecido durante el Triásico tardío - Jurásico temprano, fue el precursor de la subsidencia que origina la cuenca Neuquina (Vergani *et al.* 1995). Este régimen dio lugar a numerosos “depocentros precuquinos” cuyo relleno de carácter continental posee un predominio de depósitos piroclásticos, volcánicos y epiclásticos (Carbone *et al.* 2011).

El relleno sedimentario de la cuenca se encuentra integrado por numerosas unidades litoestratigráficas agrupadas en unidades de mayor jerarquía asignados a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe (Fig. 2). Las citas que acompañan esta breve descripción son de aquellas síntesis más recientes, fundamentalmente las reunidas en un volumen sobre la geología del Neuquén (Leanza *et al.* 2011a).

Grupo Cuyo (Jurásico inferior - medio)

Este grupo se encuentra integrado por un conjunto de rocas clásticas de ambientes marinos distales (Formación Los Molles), litorales (Formación Lajas), continentales (formaciones Challacó y Punta Rosada) y evaporíticos (Formación Tábanos). Estas unidades son el resultado del primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la cuenca Neuquina a partir del Sinemuriano - Hettangiano, alcanzando hasta el Calloviano medio. Representan un ciclo completo transgresivo - regresivo que posee oscilaciones menores de avances y retrocesos de la línea de costa y culmina con un evento evaporítico en el sector interno de la cuenca, el cual señala la máxima retracción marina previa a la reactivación tectónica que produce la discordancia Intracalloviana (Arregui *et al.* 2011b).

Grupo Lotena (Jurásico medio - superior)

El Ciclo Loteniano - Chacayano (Grupo Lotena, Calloviano medio a Oxfordiano tardío) es el segundo ciclo sedimentario del relleno de la cuenca y se inicia

luego de una reactivación tectónica (los movimientos Intracallovianos) y culmina con la fase Intramálmica. Está constituido por sedimentos silicoclásticos (Formación Lotena), carbonatos (las formaciones La Manga y Barda Negra) y evaporitas (Formación Auquilco). Ocupa una posición paleogeográfica más restringida que los ciclos infra- y suprayacentes y sus espesores también resultan menores (Arregui *et al.* 2011c).

Grupo Mendoza (Jurásico superior - Cretácico inferior)

A partir de la inversión tectónica intramálmica, se desarrolla el Grupo Mendoza integrado en orden ascendente por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio. El alzamiento asociado y la migración de un arco volcánico interrumpió la comunicación con el proto - océano Pacífico y creó las condiciones para la acumulación de las sedimentitas continentales típicas de la Formación Tordillo y equivalentes, que posteriormente dan paso a una generalizada inundación marina que deposita las lutitas oscuras con elevado contenido de materia orgánica, características de la Formación Vaca Muerta (Spalletti *et al.* 2011). La Formación Mulichinco se compone de sedimentitas continentales, transicionales y marinas del Cretácico temprano en tanto que la Formación Agrio (Valanginiano tardío - Barremiano temprano) está integrada por sedimentitas marinas con una importante continuidad en la cuenca, caracterizada por el predominio de calizas y lutitas fosilíferas reunidas en los miembros Pilmatué y Agua de la Mula y los delgados depósitos clásticos continentales intercalados del Miembro Avilé.

Grupo Bajada del Agrio (Cretácico inferior)

Este grupo reúne sedimentitas marinas y continentales de las formaciones Huitrín y Rayoso. La Formación Huitrín está representada por los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Miembro Chorreado, las areniscas continentales del Miembro Troncoso Inferior, las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Superior, las calizas del Miembro La Tosca y las pelitas - evaporitas del Miembro Salina.

La Formación Rayoso constituye una espesa unidad estratigráfica acumulada en amplios sectores del centro - oeste de la cuenca Neuquina. Se compone de hasta 1200 m de areniscas finas, pelitas rojas, carbonatos y evaporitas, acumuladas en un medio predominantemente continental, el cual marca la desconexión definitiva de la cuenca Neuquina con el paleo - océano Pacífico (Zavala y Ponce 2011).

Grupo Neuquén (Cretácico superior)

Este grupo, integrado por tres subgrupos y varias formaciones, conforma una sucesión de depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero, desarrollada en la cuenca Neuquina entre el Cenomaniano inferior (97 ± 3 Ma) y el Campaniano inferior (74 ± 3 Ma). Su depositación, que demandó unos 23 Ma, está íntimamente asociada a la etapa contraccional más importante de la cuenca. La sucesión alcanza un espesor máximo de 1200 m, y está limitada en su base y su techo, por las discordancias Patagonídica y Huantráiquica, respectivamente (Garrido 2010).

Grupo Malargüe (Campaniano - Paleoceno)

Hacia finales de la depositación de las sedimentitas del Grupo Neuquén, se produce la inversión de la pendiente regional de la cuenca, lo que posibilita el ingreso de aguas desde el Océano Atlántico y el comienzo de la depositación de rocas del Grupo Malargüe. Este grupo que alcanza hasta 400 m de espesor y está integrado por depósitos continentales a marino marginales asignados a las formaciones Loncoche - Allen, Jagüel, Roca y Pircala - El Carrizo, las cuales se disponen en discordancia sobre las capas rojas del Grupo Neuquén (Rodríguez 2011).

Magmatismo (Cretácico tardío - Paleoceno)

En el ámbito de la cuenca entre los $70^\circ - 71^\circ$ O, aflora una faja submeridional de rocas ígneas con edades del Cretácico tardío y fundamentalmente del Paleoceno, que fueron agrupadas dentro del cinturón andesítico Naunauco (Llambías y Aragón 2011). Sus afloramientos muestran una coincidencia espacial con la faja de deformación del Cretácico tardío, en especial la faja plegada y corrida del Agrio. Son rocas de composición mayoritariamente andesítica que afloran como sills, lacolitos y lavas. Estratigráficamente las rocas han sido agrupadas en el Grupo Naunauco (Llambías y Malvicini, 1978; Zamora Valcarce *et al.* 2009), el cual está integrado por la Formación Colipilli (Llambías y Rapela 1989), que agrupa a los cuerpos intrusivos y las facies extrusivas subordinadas, y la Formación Cayanta (Rapela y Llambías 1985), integrada por rocas extrusivas y cuerpos subvolcánicos alojados en ellas.

Sedimentitas del Neógeno

Si bien no alcanzan un amplio desarrollo, en varios sectores de la faja plegada y corrida del Agrio afloran sedimentitas continentales del Neógeno, cuya estructuración interna y relaciones mutuas, señalan su carácter sinorogénico en el marco de una o más

fases compresivas. Algunos como el Conglomerado Tralalhué del Mioceno superior, se disponen en el sector interno de la faja plegada, en tanto que hacia el este en el sector externo (Zamora Valcarce *et al.* 2009) afloran tobas, tufitas y arcilitas de las formaciones Cerro Bandera y Puesto Burgos y en discordancia conglomerados, areniscas y fangolitas de las formaciones La Bardita y Rincón Bayo (Leanza *et al.* 2001).

3. MARCO TECTÓNICO DE LA CUENCA NEUQUINA

3.1. ZONAS ESTRUCTURALES

Varias zonas estructurales han sido definidas con diferentes alcances en la cuenca Neuquina. Para nuestro propósito (Figs. 1 y 3), mencionaremos en el sector occidental la faja plegada y corrida, una notable morfoestructura que posee los mejores afloramientos de la cuenca. Inmediatamente al este se encuentra otra morfoestructura relevante denominada alto o dorso de Los Chihuidos, que continúa en el subsuelo en el depocentro o bajo de Añelo y el sector de flanco Oriental. La dorsal de Huincul atraviesa la cuenca con una orientación O - E y hacia el sur se encuentra el depocentro Picún Leufú. El sector ubicado entre el río Agrio y el arroyo Covunco, donde se encuentran los pliegues de Vaca Muerta y Los Catutos, tiene algunas características del sector de faja plegada y una notable influencia de la dorsal de Huincul. A continuación, describiremos brevemente sus principales características.

Faja plegada y corrida del Agrio

Entre los 35° a 40° S de latitud se encuentra la faja plegada y corrida, que constituye el sector con mayor deformación de la cuenca Neuquina. Se trata de una faja meridional de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de unos 500 km de largo por unos 50 km de ancho que contiene los principales afloramientos y relieves estructurales de la cuenca (Figs. 1 y 3). De norte a sur ha sido dividida en cuatro tramos identificados como Malargüe (Manceda y Figueroa 1995, Turienzo *et al.* 2010), Chos Malal (Kozłowski *et al.* 1996, Sánchez *et al.* 2015), Agrio (Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006) y Aluminé ubicada al sur de los $39^\circ 00'S$ (García Morabito y Ramos 2012).

La faja plegada y corrida del Agrio o faja plegada del Agrio (Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009 y 2011, entre otros), ubicada entre los ríos Neuquén y Covunco (localidades de Chos

Malal y Zapala), tiene unos 170 km de longitud y un ancho de 50 km (Fig. 3). Está caracterizada por grandes pliegues de rumbo meridional con una estructuración y una estratigrafía que permiten separarla en dos sectores, donde predominan estructuras de piel gruesa y fina, respectivamente (Ramos 1998, Zapata *et al.* 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006).

El sector interno ubicado al oeste, posee afloramientos de sedimentitas del Jurásico y se caracteriza por estructuras de basamento que controlan el estilo estructural y originan pliegues abiertos, producto en su mayoría de mecanismos de inversión tectónica. Al este, el sector externo tiene afloramientos de rocas del Cretácico inferior y un predominio de pliegues despegados en niveles de yeso de la Formación Auquillo, pero de menor longitud de onda que aquellos de la zona interna. En muchos casos estos pliegues han evolucionado a pliegues de propagación y pliegues por flexión de falla, con un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín.

Hay que señalar que como parte del sector externo debe incluirse una zona bien definida de unos 15 km de ancho correspondiente a la zona del *foredeep* que incluye escamas tectónicas con depósitos sinorogénicos basales del grupo Neuquén (véase mapa en Ramos 1981), en tanto que hacia el este y a modo de *forebulge* se encuentra el dorso de los Chihuidos.

Las distintas partes señaladas pueden reconocerse bien desde el río Neuquén en el norte hasta el río Agrio (en su tramo O - E, al norte de Las Lajas), que los autores precitados describen como característico de la faja plegada y corrida del Agrio. A partir de allí y hacia el sur, si bien la distribución estratigráfica señalada como característica distintiva de los dos sectores se mantiene, se observa un cambio notable en el rumbo y la geometría de los pliegues, particularmente en el sector entre los ríos Agrio y Covunco (Fig. 3). En este tramo se observan varios pliegues de rumbos variables, como ENE (sinclinal adyacente al río Agrio), ENE a NE (anticlinal sierra de la Vaca Muerta), NO (anticlinal Los Catutos y sinclinal Pichi Moncol), todas estructuras que fueron incluidas por Leanza *et al.* (2001) en el sector interno de la faja plegada, y por Mosquera *et al.* (2011) en la zona de influencia de la dorsal de Huincul. Hacia el este en la zona de cerro Negro y Covunco Centro hay pliegues de rumbo NE (anticlinal Covunco) en sedimentitas del Cretácico inferior que también son incluidos en el ámbito de la dorsal de Huincul. Como describiremos, la continuidad física de los estratos de varios de los pliegues mencionados, permite integrarlos en un pliegue mayor que denominamos sinclinal Curymil (SC).

Dorso de Los Chihuidos

El dorso de los Chihuidos, situado en el sector este del engolfamiento Neuquino, es un elemento morfoestructural de grandes dimensiones cuya longitud supera los 90 km, con un ancho máximo en sentido O - E de más de 60 km (Fig. 1). Posee una orientación N - S y una morfología suavemente ondulada, con un perfil topográfico y estructural asimétrico. En general su parte de mayor altura está por encima de la cota de los 1500 m.s.n.m. en zonas ubicadas al N y NO del cerro Chihuido del Medio. Hacia el este, en su sector más ancho, su altura disminuye hasta alcanzar los 250 m.s.n.m.

Limita al oeste con el sector externo frontal de la faja plegada y corrida del Agrio, un límite de orientación meridional que está conformado por una zona de transición con características compartidas, en donde, a partir del Cenomaniano, habría estado situado el sector de *foredeep* asociado a la depositación del Grupo Neuquén.

El límite norte del dorso está bien marcado por un lineamiento de rumbo ONO, que coincidiría con una estructura cortical conocida como lineamiento Cortaderas. El límite sur es un conjunto de estructuras O - E paralelas a la dorsal de Huincul, denominadas El Mangrullo - Sauzal Bonito (Mosquera y Ramos 2006) ubicadas en cercanías del río Neuquén. Hacia el este se ubica el depocentro de Añelo con más de 5000 m de sedimentos, el cual se encuentra estructuralmente diseñado como un amplio sinclinal (sinclinal de Añelo). Estratigráficamente el dorso de los Chihuidos está dominado por las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén y algunos afloramientos de la Formación Rayoso.

Estructuralmente es posible identificar, en la zona de culminación del dorso, al anticlinal Los Chihuidos de orientación N - S y traza algo ondulada, en tanto que hacia el este los estratos buzan con bajo ángulo y pueden interpretarse como estructuras monoclinales. En los bajos erosivos asociados a estas estructuras homoclinales afloran sedimentitas de la Formación Rayoso. Hay evidencias de levantamientos muy recientes adjudicados al Plio - Cuaternario (Messenger *et al.* 2010).

En relación a la orientación de los ejes principales de *stress*, es conveniente señalar que las últimas deformaciones en el dorso han sido adjudicadas a levantamientos verticales (Cristallini *et al.* 2012, Sigismondi 2012) de manera que el máximo esfuerzo horizontal, de orientación O - E es σ_2 y σ_1 sería dirección vertical a subvertical.

Dorsal de Huincul

La dorsal de Huincul es una zona de deformación de intraplaca de unos 60 km de ancho con orientación general O - E, vale decir que se encuentra dispuesta

ortogonalmente a la zona actual de convergencia andina. Esta orientación estaría relacionada a la geodinámica gondwánica y ha producido notables cambios en la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca Neuquina en relación a otros sectores. Esta evolución ocurrida en el Mesozoico es de carácter mayormente compresiva y acaecida de manera casi continua a lo largo de unos 84 Ma, con dos reactivaciones terciarias (Mosquera *et al.* 2011). A grandes rasgos pueden reconocerse dos sectores, ubicados al oeste y este del meridiano de 70° O (ciudad de Zapala), que fueron identificados como sector andino y extrandino (Mosquera *et al.* 2011). El sector andino posee los afloramientos más importantes, alguno de los cuales como los anticlinales Vaca Muerta, Los Catutos, Lotena y Picún Leufú son tratados aquí con mayor detalle. Hacia el oeste del anticlinal Picún Leufú, los afloramientos pertenecen a la Precordillera Neuquina Sur y pueden ser reconocidos hasta las inmediaciones del río Aluminé.

3.2. EDAD DE LA DEFORMACIÓN

La primera inversión de fallas normales de rumbo ENE, habría sucedido entre el Toarciense y el Valanginiense, durante el denominado estadio Aluk temprano, que estuvo caracterizado por una orientación NO del vector de convergencia entre las placas de Aluk y Sudamérica (Fig. 2) (Mosquera *et al.* 2011). Esta orientación del vector de convergencia es particularmente idónea para la deformación de estructuras dispuestas de manera ortogonal, particularmente aquellas de rumbo ENE. De esta manera puede sugerirse que la construcción del anticlinal Vaca Muerta podría haber comenzado antes del límite Jurásico-Cretácico. Una segunda fase de deformación importante estaría asociada al estadio Farallón durante el Cretácico superior (Cenomaniano - Maastrichtiano), en el cual se produjo el desarrollo inicial de la faja plegada y corrida del Agrio (Zamora Valcarce *et al.* 2006). Esta deformación estuvo asociada a la rotación antihoraria del vector de convergencia, el cual adquirió una orientación ONO (Fig. 2).

En términos generales la formación de la faja plegada y corrida del Agrio se inició en su parte interna a partir del Cretácico superior, alcanzando en el límite con el Paleoceno inferior la región del antepaís, a través de uno o varios pulsos entre los 100 y los 73 Ma, adquiriendo su configuración final durante el Neógeno, a través de dos eventos en el Mioceno (Ramos *et al.* 2011, Zamora Valcarce *et al.* 2009). En la construcción de esta faja se ha señalado el inicio de la compresión y la formación de la cuen-

ca de antepaís a los ~100 Ma y una migración de la deformación con el desarrollo de la compresión hacia el antepaís y la formación de un frente orogénico del Cretácico más tardío al Paleógeno, elaborado alrededor de los ~75 - 65 Ma. En el Neógeno, entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío se produce una reactivación cuyo resultado es la estructuración final de la faja plegada y corrida del Agrio y el levantamiento del dorso de Los Chihuidos (Fig. 2) (Mosquera y Ramos 2006, Zamora Valcarce *et al.* 2009), tanto como de los sectores ubicados hacia el sur, en la faja plegada y corrida de Aluminé (García Morabito y Ramos 2012).

Con datos de subsuelo, edades radimétricas y trazas de fisión en apatita, Zamora Valcarce *et al.* (2009) han intentado reconstruir la historia deformacional de la región preandina del Neuquén, que incluye a la faja plegada y corrida del Agrio y el adyacente sector del dorso de los Chihuidos. Basados en la presencia de unos diques basálticos de rumbo E - O de ~100 Ma (basalto Cerro Mocho) que se encuentran cortando las estructuras, sugieren que la deformación en el sector interno de la faja habría comenzado durante el Cretácico superior y habría alcanzado el sector externo con el desarrollo de geometrías epidérmicas (Zapata *et al.* 2002). Respecto de estas dataciones (Ar/Ar en plagioclasa, 101,99±0,69 Ma y 91,97±4,08 Ma) y la edad del comienzo de la deformación, Llambías y Aragón (2011) sugieren prestar atención a que el mineral datado exhibe fuerte alteración lo que podría modificar su edad.

La exhumación de los granitoides del arco magmático del Cretácico superior ha sido tomada como el inicio del levantamiento de los Andes en este sector, por lo que en base al análisis de zircones detríticos de la Formación Rayoso y del Grupo Neuquén, se ha sugerido que la deformación habría comenzado con posterioridad a los 98 Ma (Tunik *et al.* 2010). Edades de trazas de fisión sobre circones del Grupo Neuquén indicarían que la sedimentación en la cuenca de antepaís debió comenzar a los 88 Ma (Corbella *et al.* 2004). Estratigráficamente la discordancia Patagónica entre las formaciones Rayoso y Candeleros, señala esta fase de deformación (Leanza 2009).

El límite superior para el primer evento de deformación está señalado por la depositación discordante de las secuencias eruptivas de las Formaciones Collipilli y Cayanta, por sobre la secuencia sedimentaria mesozoica deformada. Esta discordancia estuvo relacionada con el desarrollo de la compresión hacia el antepaís con un frente orogénico elaborado en los ~75 - 65 Ma (Ramos *et al.* 2011). Leanza (2009) ubica a los 79 Ma la discordancia Huantraíquica

que separa los depósitos sinorogénicos continentales del Grupo Neuquén de las sedimentitas marinas del Grupo Malargüe.

A partir del Mioceno un nuevo evento de deformación afectó la faja plegada en la parte interna y externa, principalmente mediante una deformación de piel gruesa que contrajo las estructuras previas y condujo al levantamiento de nuevos bloques de basamento (Zamora Valcarce *et al.* 2009). Al menos dos pulsos quedan estratigráficamente evidenciados por la presencia de los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tralalhué y las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo, discordantes entre sí y ubicados en el sector externo de la faja plegada. Zamora Valcarce *et al.* (2009) correlacionan estos dos pulsos o eventos con datos de trazas de fisión de apatitas del dorso de los Chihuidos, que indicarían un levantamiento/enfriamiento a los 11 Ma y otro a los 6 Ma.

4. INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LAS DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES

En este capítulo mencionaremos algunos conceptos teóricos sobre la nomenclatura, formación y análisis estructural de las discontinuidades estructurales que describiremos más adelante.

4.1. DISCONTINUIDADES Y DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES

En mecánica de rocas, discontinuidad es un término general que incluye un amplio rango de fallas o defectos mecánicos o planos de debilidad en una masa de roca, pero sin ningún tipo de consideración sobre su origen o cinemática (Schultz y Fossen 2008). Se trata de estructuras planares tales como planos de estratificación, foliaciones, fallas, diaclasas, etc., que se caracterizan por una baja resistencia a las deformaciones tensiles y por cizalla, así como al *strain softening*.

Una discontinuidad estructural (Schultz y Fossen 2008), se define como una superficie curvilinear localizada causada por deformación y caracterizada por dos superficies opuestas de limitada extensión y de forma planar en relación a la mayor dimensión, donde cambia la resistencia o rigidez de la roca. Poseen un desplazamiento de dos puntos originalmente adyacentes sobre las paredes opuestas, que es pequeño en relación a la mayor dimensión de la discontinuidad.

Las discontinuidades estructurales incluyen fracturas, fallas, venas, estilolitas, superficies de disolución, bandas de deformación, diques, etc., y excluyen foliaciones tectónicas y de flujo y planos de estratificación, entre otros.

Pueden dividirse en dos grandes grupos de acuerdo al sentido y a la continuidad del desplazamiento de las partes de la roca separadas por la discontinuidad (Fig. 4a), a la que se agrega otra división basada en el carácter poroso o no poroso de las rocas (Figs. 4b,c) (Schultz y Fossen 2008, Fossen 2010). El grupo de rocas porosas incluye fundamentalmente areniscas y conglomerados porosos y la discontinuidad tiene forma tabular (*tabular discontinuity*), en tanto que en las rocas no porosas la discontinuidad suele ser neta (*sharp discontinuity*). En estos dos grupos hay a su vez tres subgrupos de acuerdo al carácter de la cinemática. Así, si la discontinuidad es producto de un movimiento de separación de las paredes normal al plano (apertura), se denominará fractura de extensión (roca no porosa) o banda de dilatación (roca porosa). Si la roca presenta evidencias de cizallamiento (movimiento paralelo a la discontinuidad) se denominará fractura de cizalla (roca no porosa) o banda de cizalla (roca porosa) y si la discontinuidad es producto de un movimiento de acercamiento de las paredes normal al plano (cerramiento), se denominará antifisura, antifractura o estilolita (roca no porosa) o banda de compactación (roca porosa).

Estas diferentes clases o subclases de discontinuidades estructurales pueden estar asociadas espacial y geoméricamente a un régimen tectónico particular, que controlará su ubicación espacial, las relaciones mutuas entre las discontinuidades y con otras estructuras de mayores dimensiones. Las características geométricas y físicas de las discontinuidades estructurales tienen una importante influencia en la conductividad de fluidos en relación a la masa de rocas de su entorno, y por lo tanto su estudio es particularmente útil en la comprensión del movimiento de los fluidos de interés económico.

Recientemente Peacock *et al.* (2016) han presentado una completa revisión de carácter geométrico, cinemático y mecánico de fallas y redes de fracturas que incluyen las estructuras mencionadas como discontinuidades estructurales. En su trabajo las estructuras son descritas en tres grandes grupos según su forma de presentación, en fracturas individuales, zonas de interacción entre pares de fracturas y redes de fracturas y serán utilizadas como descripción complementaria.

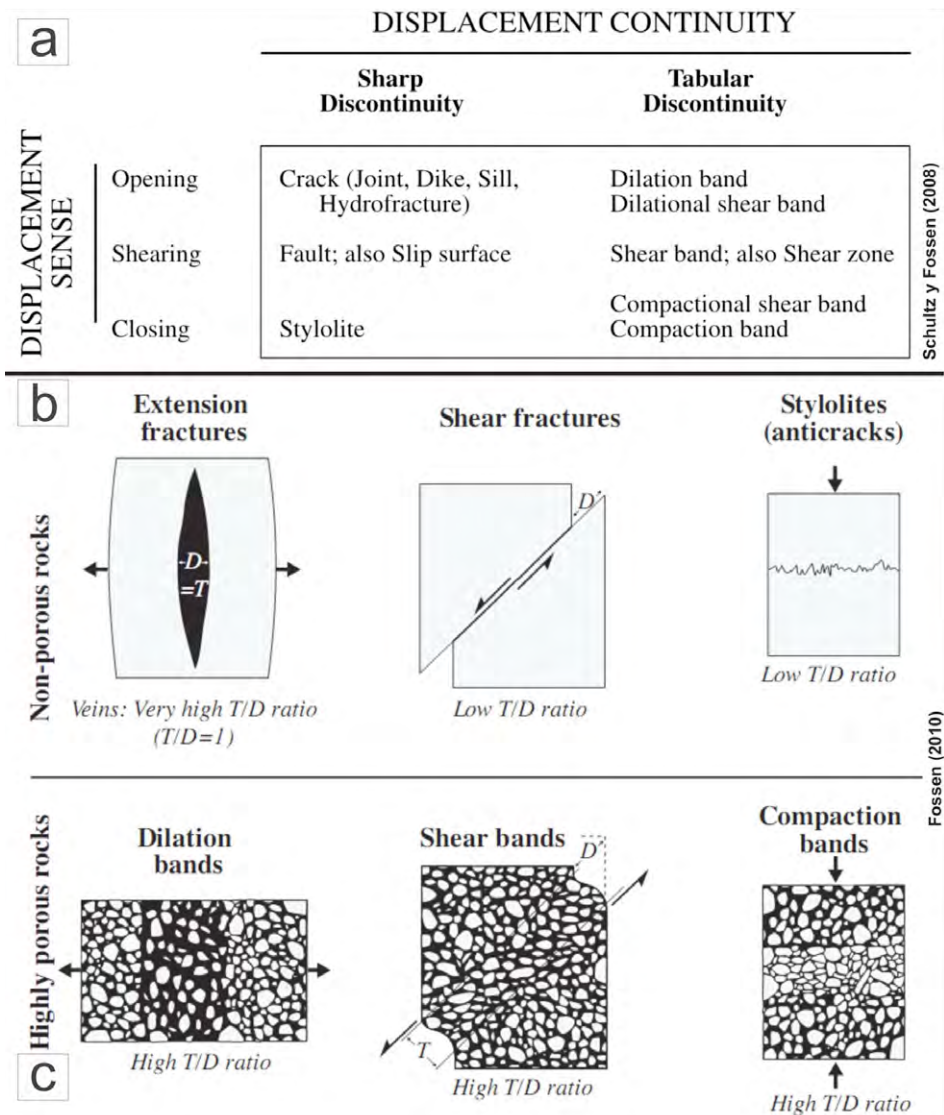


Figura 4. Clasificación de las Discontinuidades Estructurales. **a.** Clasificación basada en la continuidad del desplazamiento en relación al sentido del desplazamiento (Schultz y Fossen 2008). **b, c.** Clasificación basada en el sentido del desplazamiento en rocas porosas y no porosas, respectivamente (Fossen 2010).

4.2. DIACLASAS Y VETAS: CONCEPTOS TEÓRICOS

Consideraciones generales

Las discontinuidades estructurales más abundantes reconocidas en este trabajo fueron diaclasas y vetas. Ambas fueron formadas por fracturación extensional o tensil, aunque para las vetas o vetillas debe considerarse adicionalmente la presión de los fluidos y en muchos casos una cíclica apertura correspondiente a pulsos de mineralización sucesivos. La designación de fracturación extensional o tensil, depende de si el campo de *stress* es compresivo o tensional.

Las diaclasas son sinónimo de fracturas extensionales o tensiles, vale decir que el plano de fractura es producto de una separación normal al mismo

(*opening*) y carece de evidencias de desplazamiento de cizalla (véase la Figura 11 para los diferentes tipos mecánicos de fracturas). Las dos paredes resultantes de la apertura están en un contacto muy ajustado y si el plano posee una apertura mayor a algunos milímetros puede denominarse fisura. Si el espacio entre las paredes de una fractura está ocupado por minerales se denomina veta (extensional).

Las diaclasas se encuentran en todo tipo de rocas y en el caso de las sedimentarias, están generalmente dentro de los límites de un estrato con determinadas propiedades reológicas. En relación a la composición de los estratos, las vetas y vetillas son usuales en las calizas, preferentemente cuando están interestratificadas con lutitas. En ocasiones y con menor desarrollo también hay vetillas en lutitas margosas de la Formación Vaca Muerta.

Tamaño grano	Espesor estrato	Frecuencia promedio de fracturas
fino	1 m	2.4
mediano	2 m	0.87
mediano	2 m	0.93
mediano a grueso	5 m	0.60

Tabla 1: Frecuencia de fracturas asociadas a dos fallas en areniscas cretácicas (Grupo Mesaverde, Utah, Gabrielsen et al. 1998).

Para la formación de diaclasas, calizas, areniscas, limolitas y conglomerados son rocas aptas. Para rocas de similar composición, el tamaño del grano influye de manera notable sobre la frecuencia de las fracturas. En algunos casos el factor de incremento de frecuencia de fracturas aumenta por cinco en rocas de grano fino (Tabla 1, Gabrielsen et al. 1998).

Formación de diaclasas

Price (1966, 1974), Mandl (2005) y Bahat et al. (2005) entre otros, realizaron un análisis completo sobre la génesis mecánica de las diaclasas. Uno de los primeros modelos de formación de diaclasas con gran aceptación fue el de Hobbs (1967), quien las propone como fracturas tensiles dispuestas perpendicularmente a una interfase entre estratos de alto contraste de competencia, como lutitas y calizas o lutitas y limolitas (Fig. 5). El modelo considera que la orientación del *stress* máximo principal compresivo es vertical ($\sigma_1 = \sigma_v$), lo que sugiere que este modelo es especialmente apto para explicar el ori-

gen de diaclasas durante el soterramiento o bien un régimen extensional. Considera que la fracturación ocurre dentro de una secuencia estratificada sometida a extensión paralela a los estratos (Fig. 5). La diaclasa se forma en la capa frágil (la de mayor competencia relativa), allí donde el *stress* tensil local excede el valor del *stress* tensil de la roca ($-T_o =$ resistencia tensil de la roca, que es un valor empírico que indica en unidades de esfuerzo, cuánta resistencia ofrece a la deformación tensil el material ligante de la roca, sea cemento o matriz; Fig. 11A - a). La formación de la diaclasa produce el relajamiento del *stress* tensil en sus proximidades y reduce la probabilidad de que una nueva fractura pueda crecer. El *stress* de cizalla a lo largo del contacto entre las capas, transfiere la extensión desde las capas dúctiles a las frágiles y el *stress* tensil se transfiere a una distancia de la anterior fractura, en donde la capa frágil puede volver a fracturarse, en el momento que el *stress* tensil excede el valor de la resistencia tensil. El modelo predice que la intensidad del fracturamiento es proporcional a la extensión paralela a las capas y a la intensidad del *stress* en la capa menos dúctil (la intensidad del *stress* es mayor en limolitas y areniscas, que en lutitas).

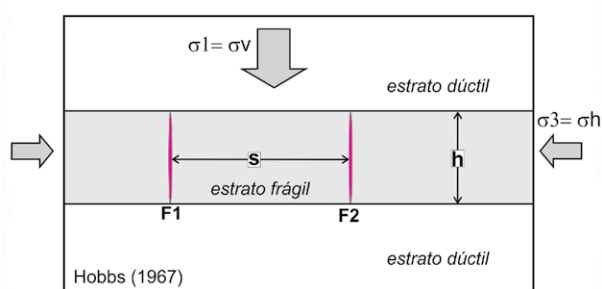


Figura 5. Modelo de formación de diaclasas de Hobbs (1967), en el marco de un régimen de *stress* con $\sigma_v > \sigma_h$ (ej. durante soterramiento o un régimen tectónico extensional). Se observa la formación de fracturas extensionales dispuestas perpendicularmente a una interfase entre estratos de alto contraste de competencia (ej. el par lutita / caliza, lutita / limolita). Considera que la fracturación en una secuencia estratificada de este carácter, está sujeta a extensión paralela a los estratos. La diaclasa se formaría en la capa con comportamiento más frágil, allí donde el *stress* tensil local excede el valor del *stress* tensil de la roca ($-T_o =$ resistencia tensil de la roca: un valor empírico que indica en unidades de esfuerzo, cuánta resistencia ofrece a la deformación tensil el material ligante de la roca, sea cemento o matriz).

Condicionantes del desarrollo y frecuencia de las diaclasas

El espaciado (frecuencia) de diaclasas en relación a la litología, depende del espesor y la reología de los estratos. Narr y Suppe (1991) presentaron un modelo alternativo al de Hobbs que incluye la influencia de defectos en los estratos, lo que mejora la predicción del espaciado de diaclasas en función del espesor del estrato.

De manera general y aunque hay algunas excepciones, pueden indicarse algunos condicionantes generales a tener en cuenta, en cuanto al desarrollo y frecuencia de las diaclasas:

(a) La ley de Hooke ($\sigma = E \cdot e$), establece que el alargamiento unitario que experimenta un material elástico es directamente proporcional al esfuerzo aplicado sobre el mismo (σ), en donde E, es el mó-

dulo de Young que caracteriza la rigidez (*stiffness*) del material y ϵ , es la deformación medida como elongación. Como consecuencia, los estratos con altos valores de E con respecto a los contiguos, "son más competentes", desarrollan alto *stress* y se fracturan antes.

(b) La resistencia tensil de la roca ($-T_0$) esta otorgada por el cemento o matriz. Así, aquellos estratos con menor ($-T_0$) y de igual espesor, desarrollan mayor frecuencia de diaclasas.

(c) En rocas con similares características reológicas, los estratos delgados presentarán mayor frecuencia con respecto a los más espesos. Sin embargo hay excepciones en los llamados grupos supersaturados o *clustered*, en donde la intensidad del fracturamiento (en estratos individuales o en fracturas intraestratales) se aparta del modelo de Hobbs (Fig. 6, véase Sagy y Reches 2006). En los denominados enjambres y corredores de fracturas, éstas aumentan notablemente su intensidad a lo largo de una faja que atraviesa varios estratos (fracturas

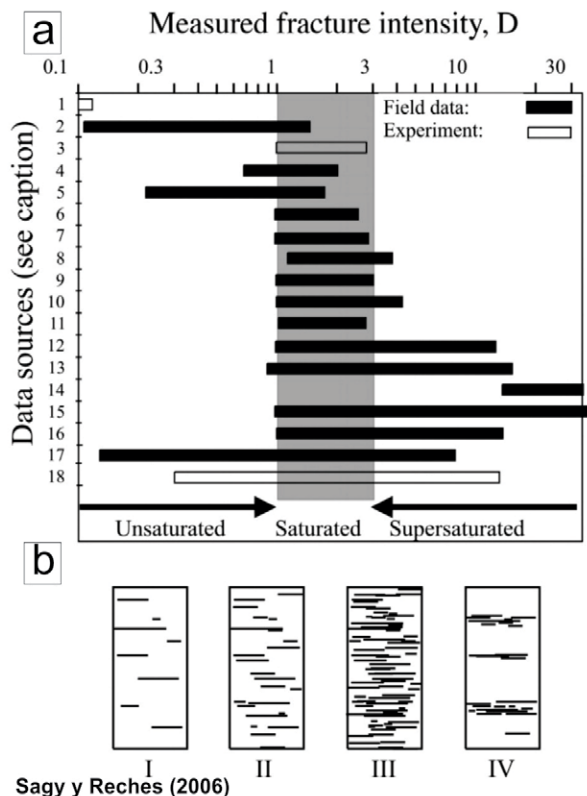


Figura 6. Para rocas con similares características reológicas, los estratos delgados presentarían mayor frecuencia de fracturas con respecto a los más espesos. De acuerdo a datos de campo y experimentales, la mayoría de las fracturas muestra una relación de frecuencias entre 1 y 3 con respecto al espesor del estrato. Por encima de esta relación (>3), la intensidad del fracturamiento (en estratos individuales / fracturas intraestratales) se aparta del modelo de Hobbs. Son los llamados grupos supersaturados o *clustered* (Sagy y Reches 2006) y forman enjambres de fracturas, como aquellos que se describirán en la Formación Mulichinco del anticlinal Salado.

interestratales). Estos enjambres y corredores se producen por refracturamientos sucesivos de fracturas previas (incluyendo fracturas de cizalla o híbridas de cinemática normal, que propagan la deformación verticalmente, así como fracturas extensionales). La diferencia entre enjambres y corredores, radica en que en los primeros, la mecánica de fracturación es casi exclusivamente extensional o tensil (modo I), en tanto que en los segundos comienzan a intervenir mecanismos de cizallamiento.

En el caso de fracturas formadas durante el soterramiento y la exhumación de secuencias silico-clásticas tales como areniscas, limolitas y lutitas, debe considerarse el efecto que sobre el *stress* horizontal tienen el coeficiente de expansión termal, el módulo de Young (E) y el coeficiente de Poisson (P). La fracturación estará más desarrollada en rocas con mayor E y menor P , lo que en términos simples, significa que aquellos estratos más duros y competentes desarrollan mayor *stress* diferencial. Así, un gráfico que combine ambos valores (Fig. 7, Engelder 1985), muestra que: a) durante la trayectoria soterramiento \rightarrow litificación-

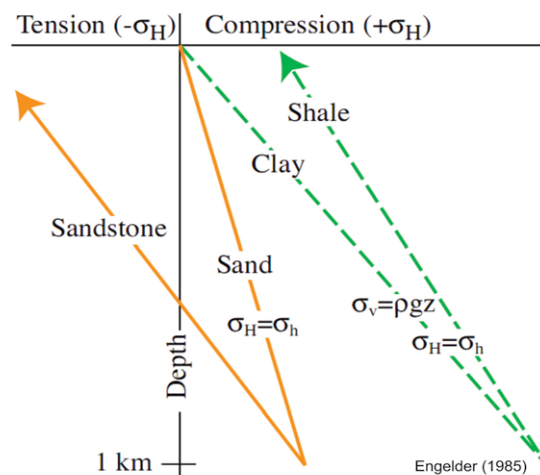


Figura 7. Variación del *stress* durante el soterramiento de arenas y arcillas y la exhumación de las correspondientes areniscas y lutitas luego de la litificación. La litificación se asume que ocurre instantáneamente a la máxima profundidad de soterramiento (Engelder, 1985). Arcillitas y lutitas están siempre en el campo compresivo, en tanto que areniscas quedan sometidas a extensión durante la exhumación y potencialmente desarrollarán fracturas tensiles.

\rightarrow exhumación, las arcillas \rightarrow lutitas están siempre en el campo de la compresión; b) las arenas \rightarrow areniscas están bajo un régimen de compresión durante el enterramiento y tensil durante la exhumación; c) el enfriamiento durante la exhumación es causa potencial de intenso fracturamiento en rocas con alto E .

Orientación de las fracturas y *stress*

En cuanto a la orientación de las fracturas, cabe señalar que el plano de las fracturas extensionales o

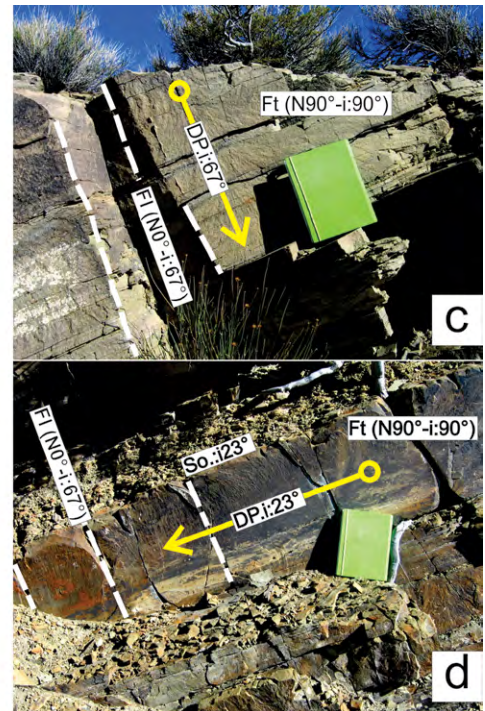
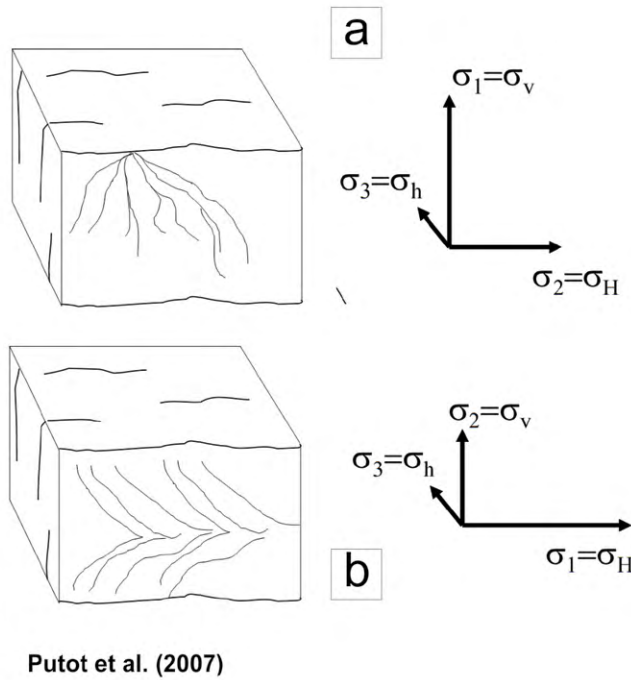


Figura 8. Orientaciones de plumas en diaclasas plumosas y su relación con σ_1 (Putot *et al.* 2007). a: fractura vertical con propagación vertical (de arriba hacia abajo $\rightarrow \sigma_1$ vertical); b: fractura vertical con propagación horizontal (de derecha a izquierda o de Este a Oeste $\rightarrow \sigma_1$ horizontal). c y d. Estratos contiguos con desarrollo de un juego vertical de fracturas (Rbo. N 90°, i: 90°) en areniscas de la Formación Agrio, en el limbo oriental del anticlinal Salado. Ambas fracturas comparten similar orientación de σ_3 (normal al plano de la foto), sin embargo las dos orientaciones de las plumas, sugieren dos direcciones diferentes de propagación (cada una // a σ_1). Estas relaciones sugieren no sólo un diaconismo en su formación, sino un posible origen por soterramiento (C) o tectónico (D).

tensiles es normal a σ_3 y contiene la elipse $\sigma_1 - \sigma_2$ (Figs. 8a,b; Fig. 11A,d). En los afloramientos estudiados, una presentación muy usual son fracturas verticales orientadas ortogonalmente en dos juegos, uno de mayor longitud y menor frecuencia y otro más numeroso pero con diaclasas de menor longitud; desde el punto de vista de la orientación del *stress*, estos juegos implican una rotación horizontal de σ_3 .

Las diaclasas plumosas o estructuras plumosas son diaclasas cuya superficie posee un diseño u ornamento consistente en líneas y escalones, los cuales son el resultado de la propagación de la fracturación en un material heterogéneo. Las líneas curvas que conforman las plumas se unen a una línea que desde su punto de origen indica la dirección y el sentido de la propagación de la fractura. Algunos autores indican que estas estructuras pueden ser utilizadas para determinar las orientaciones de los ejes principales de *stress*, aunque varían los criterios sobre la ubicación de los esfuerzos principales máximo (σ_1) e intermedio (σ_2), ambos ubicados sobre el plano de la diaclasa. Para algunos (Dunne y Hancock 1994, Goldstein y Marshak, 1988, Putot *et al.* 2007, entre otros), la línea de propagación (*plume axis*) indica la posición de σ_1 al modo ilustrado en las Figuras. 8a y b; en tanto que otros sugieren que σ_2 se encuentra en esa posición (Fossen 2010, Van der Pluijm y Mar-

shak 2004, entre otros). El análisis de dos estratos de areniscas cercanos uno del otro dentro de la Formación Agrio, indica con el primero de los criterios, que las diaclasas transversales en areniscas de grano mediano se asociarían al soterramiento y diaclasas transversales en areniscas finas muy compactas, a la deformación tectónica (Figs. 8c,d).

Mecánica del plegamiento: deformación interna y fracturación

Todas las diaclasas estudiadas en este trabajo están relacionadas espacialmente a pliegues (Fig.9). Una parte de estas fracturas son el resultado de la distribución de la deformación interna en las distintas partes del pliegue, la que a su vez depende de la mecánica del plegamiento y de las características reológicas de los estratos. Son muy conocidos los modelos geométricos simples que relacionan los pliegues y las diaclasas (Hancock 1985), aunque en ocasiones las relaciones resultantes son más complejas (Bazalgette *et al.* 2010, Fischer y Jackson 1999).

La flexura (*bending*) de las secuencias sedimentarias incluye mecanismos de flexura ortogonal (*orthogonal flexuring*), deslizamiento flexural (*flexural slip*) y flujo flexural (*flexural flow*). En general durante la formación de los grandes pliegues interviene más de un mecanismo de plegamiento y

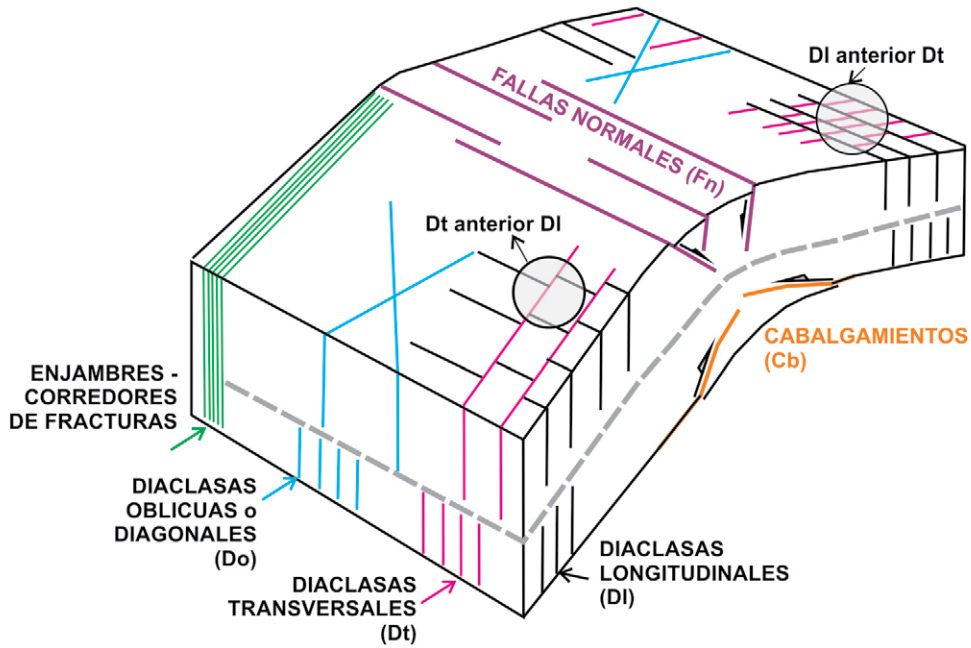


Figura 9. Geometría y distribución de fracturas en relación a estratos plegados por deformación longitudinal tangencial. Se han señalado las fallas ubicadas en los sectores convexos y cóncavos de la zona de la charnela y los tres principales juegos de fracturas dispuestos de manera longitudinal, transversal y diagonal a la charnela del pliegue. Sobre ambos flancos se han señalado distintas cronologías de formación para fracturas longitudinales y transversales.

en nuestro trabajo, solo la identificación de algunas características particulares, permite sugerir la participación de alguno de ellos. En el caso de las fracturas pero especialmente de las vetas o fracturas tapizadas por minerales, debe contemplarse la influencia que las secuencias multicapas que alternan estratos o unidades mecánicas de alta y baja permeabilidad, tienen en la localización de las fracturas. En la tabla 2 hemos resumido las evidencias que sugieren la participación de algunos mecanismos de deformación, interpretados a partir de estructuras localizadas en determinadas partes del pliegue.

De acuerdo a su ubicación en los pliegues, las diaclasas reciben diferentes nombres. Teniendo en

cuenta su orientación general con respecto a la traza axial del pliegue podríamos agruparlas en tres grupos principales (Fig.9): (1) *Diaclasas longitudinales*: a) de rumbo paralelo a la traza axial del pliegue (*hinge joints*) y b) de rumbo paralelo a los estratos inclinados en los flancos del pliegue (*strike joints*). (2) *Diaclasas transversales*: de rumbo paralelo al buzamiento de los estratos (*transverse / cross / dip joints; cross - fold fractures*). (3) *Diaclasas diagonales*: (*diagonal/ oblique joints; shear fractures "shear joints", conjugate joints*). Los sistemas de diaclasas formados por juegos con un ángulo diedro de 90°, se denominan juegos ortogonales (*orthogonal joint sets*) y si el ángulo es menor, entre 30° y

Pliegue	Estructuras	Localización	Mecanismo
AGRIO	diaclasas, vetas, fallas normales, cabalgamientos	charnela	flexura ortogonal
	estrías, fibras de calcita	flancos	flexo deslizamiento
	cabalgamientos	flancos	flexo deslizamiento
VACA MUERTA	diaclasas, vetas, fallas normales	charnela	flexura ortogonal
	intrusión domos yeso, fallas de colapso	charnela	flujo flexural
	pliegues "Z"	flancos	flexo deslizamiento
LOS CATUTOS	estrías en estratos areniscas	flancos	flexo deslizamiento
	pliegues disarmónicos	charnela	flujo flexural

Tabla 2: Algunos mecanismos de plegamiento reconocidos y estructuras diagnósticas

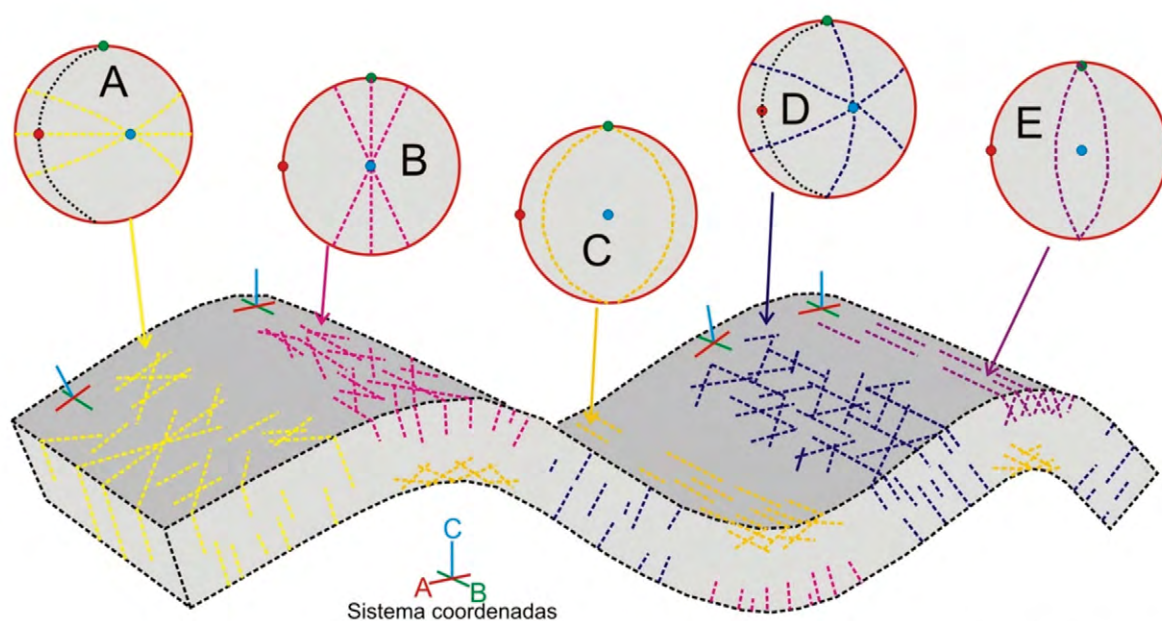
60°, juegos conjugados (*conjugate joint sets*). En la figura se observan además las discontinuidades estructurales de mayor tamaño asociadas a la zona de charnela (fallas normales y cabalgamientos) y los corredores de fracturas. Como se indica en la figura, los corredores que atraviesan varios estratos superpuestos, son usualmente transversales a la orientación de los estratos y la orientación del pliegue.

Otro modo de identificación fue presentado por Twiss y Moore (1992) bajo el formato de un modelo geométrico de diaclasas en pliegues en relación a un sistema de coordenadas con ejes tectónicos (Fig. 10) y una interpretación del consiguiente estado de *stress*, del tiempo de formación en relación al plegamiento y el sitio que ocupan en el pliegue (Tabla 3).

Presión de fluidos

La influencia de la presión de los fluidos en la deformación de las rocas está muy bien documen-

tada en todos los tipos de rocas y ambientes (King Hubbert y Willis 1957, Phillips 1972, Cosgrove 1995 y 1997, McCafrey *et al.* 1999, Sibson 1996 y 2000, Hickman *et al.* 1995, entre otros) y se expresa como rellenos minerales de fracturas, denominados vetas, venas, venillas o vetillas. El origen de los fluidos es diverso y pueden ser sedimentarios, metamórficos o relacionados a la actividad ígnea. En las cuencas sedimentarias, los fluidos incrementan notablemente su presión con la profundidad, en particular en relación a la presencia de estratos impermeables que actúan como barreras o sellos de los estratos con mayor permeabilidad. Diversas combinaciones de estratos pueden encontrarse en las cuencas (Tackett y Puc-kette 2012), aunque es posible reconocer gradientes hidráulicos escalonados, en los que la presión normal se produce principalmente en los clásticos más gruesos, en tanto que los niveles con sobrepresión son intervalos de lutitas y calizas.



Twiss y Moore (1992)

Figura 10. Modelo geométrico de diaclasas en pliegues en relación a un sistema de coordenadas con ejes tectónicos (Twiss y Moore 1992).

Juego Diaclasa	Ejes <i>stress</i> principales y relación con ejes de referencia			Tiempo de formación en relación al plegamiento	Lugar de formación en el pliegue
	a	b	c		
A	σ_1	σ_3	σ_2	antes del plegamiento	en todo el pliegue
B	σ_3	σ_1	σ_2	durante el plegamiento	zonas convexas con máxima curvatura
C	σ_1	σ_2	σ_3	durante el plegamiento	zonas cóncavas con máxima curvatura
D	σ_1	σ_3	σ_2	antes del plegamiento	en todo el pliegue
D (b-c)	σ_3	σ_1	σ_2	durante el plegamiento	zonas convexas
E	σ_3	σ_2	σ_1	durante el plegamiento	zonas convexas con máxima curvatura

Tabla 3: Juegos de diaclasas y su ubicación en los pliegues, en relación con el estado de *stress* (Twiss y Moore 1992)

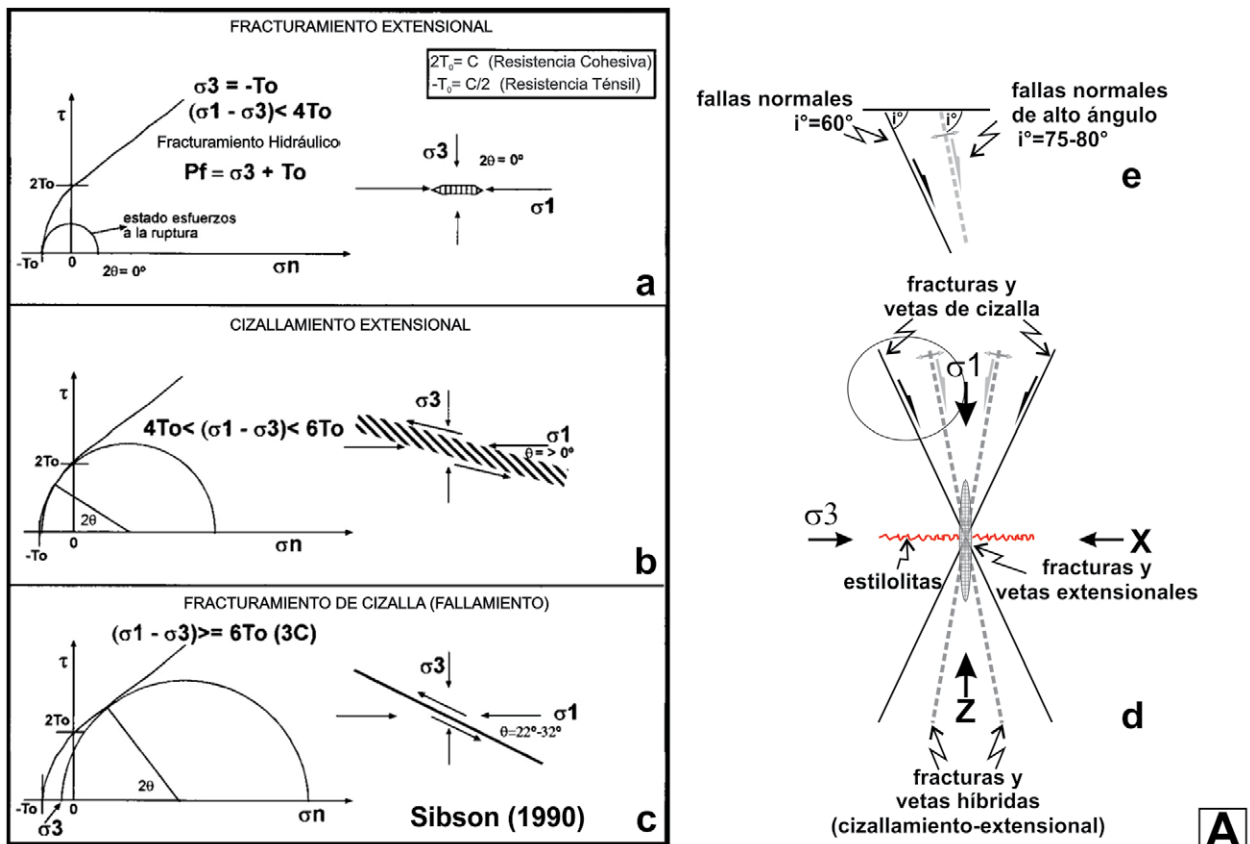
De manera general, el incremento de la presión de fluidos implica una reducción notable de la resistencia a la fracturación cizallante (fallas) o extensional (diaclasas). En otras palabras, el requerimiento de *stress* es mucho menor en las rocas húmedas. Es importante señalar que los estudios de inclusiones fluidas de fluidos hidrotermales en vetas ubicadas en bloques de piso de fallas normales, sugieren, a una profundidad de 3 a 5 km, la presencia de una zona de transición con presiones de fluidos de valores hidrostáticos a suprahidrostáticos (Sibson 2000).

La influencia de los fluidos en la deformación de las rocas sedimentarias de la cuenca Neuquina fue documentada por medio de numerosas estructuras vetiformes relacionadas tanto a fluidos sedimentarios, tales como las incontables vetas de calcita en los pliegues del río Agrio, así como a fluidos hidrotermales asociados a intrusiones ígneas, como las vetas de calcita y baritina en el anticlinal Vaca Muerta, en el distrito Mallín Quemado (Fig. 11B) (Giacosa 2017 y 2018).

La formación de fracturas extensionales o tensiles (diaclasas, vetas) en rocas sedimentarias puede ocurrir en diferentes momentos durante la evolución de la cuenca, ya sea durante el soterramiento o la exhumación

de la pila sedimentaria o, más comúnmente, durante su deformación (Gabrielsen *et al.* 1998, Putot *et al.* 2007). De manera general y considerando que las diaclasas se propagan como “fracturas hidráulicas naturales” bajo la influencia de presiones anormales de fluidos porales, se distinguen tres tipos de diaclasas. Por un lado, aquellas que se propagan a medida que el soterramiento está en progreso, están controladas por las presiones de fluidos anormales y se desarrollan a partir de los 3 - 5 km de profundidad (*burial joints*). Otras, se propagan durante el alzamiento y la erosión bajo la influencia de la contracción elástico - termal (Fig. 7) (*unloading joints, releasing joints, uplift joints*). Las diaclasas tectónicas (tectonic joints) pueden formarse a profundidades menores a 3 km y la compresión activa es la que produce una presión anormal de fluidos.

De acuerdo a algunos autores, solo las fracturas tectónicas tienen un verdadero efecto potencial sobre la producción de hidrocarburos (Putot *et al.* 2007). El análisis tectónico de fracturas, incluyendo su ubicación temporal en relación a la evolución tectoestratigráfica de la cuenca, suele ser en algunos casos muy dificultoso. En las calizas, los juegos de venas y estilolitas ayudan a discriminar su origen durante el soterramiento o



11. **A. a-c.** Condiciones mecánicas para la formación de fracturas extensionales, híbridas y de cizalla, en una roca sin deformaciones ni heterogeneidades previas. Estas condiciones contemplan el esfuerzo diferencial necesario en relación a la resistencia cohesiva de la roca y la orientación de las fracturas en relación a la orientación del sistema de *stress* (Sibson 1996). **e-d.** Orientación de un sistema de fracturas de cizalla e híbridas y fracturas extensionales y estilolitas, en relación al estado de *stress*. X y Z representan la orientación del máximo estiramiento y acortamiento de la roca respectivamente.

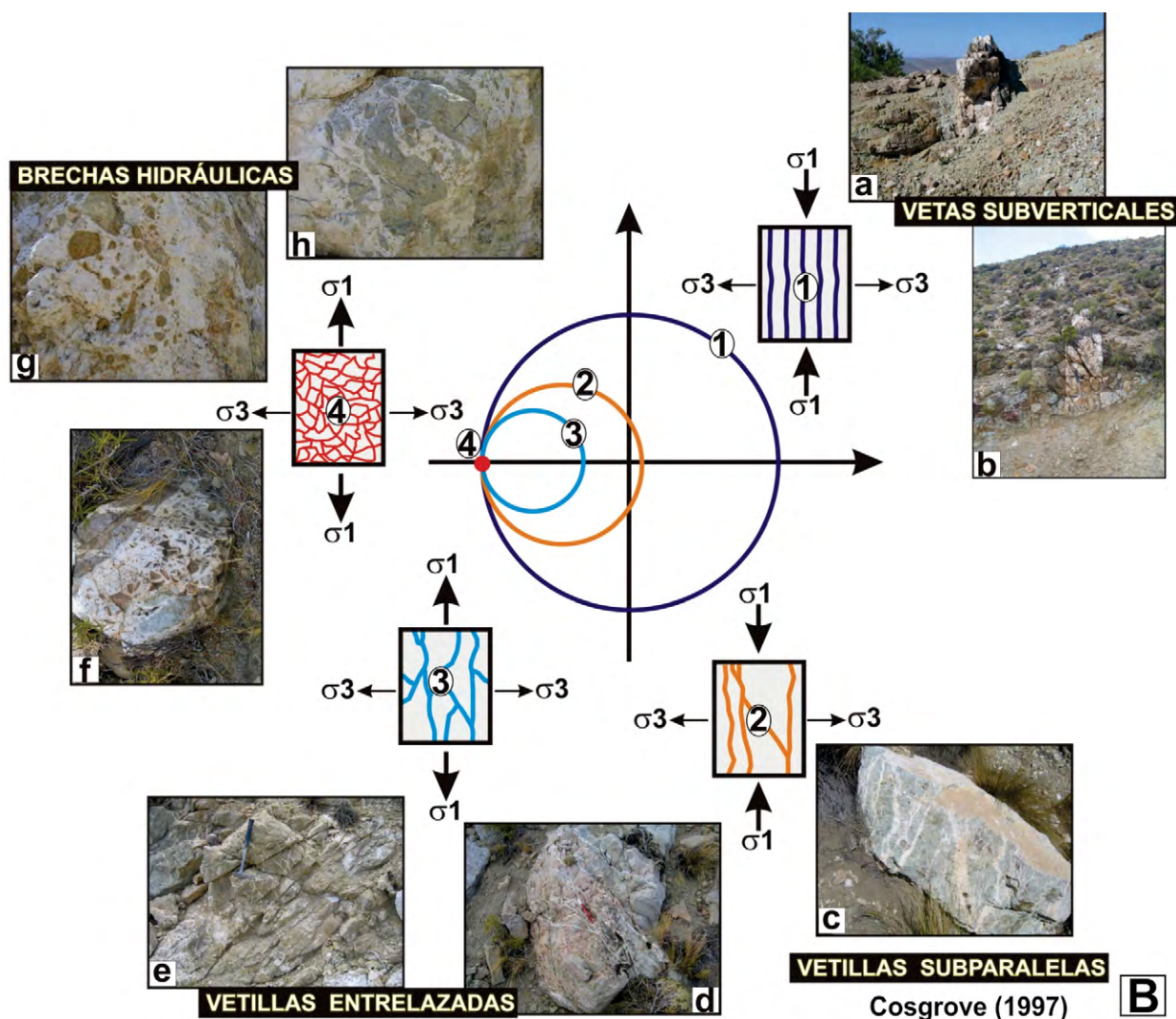


Figura 11. **B.** El gráfico muestra cuatro círculos de Mohr con el objetivo de explicar la aparición de fracturas extensionales rellenas de calcita durante el soterramiento de una pila sedimentaria (Cosgrove, 1997) y realizar una comparación con las estructuras mineralizadas con baritina observadas en el distrito Mallín Quemado. En el marco de un régimen extensional y dentro de las condiciones corticales para la formación de fracturas tensiles ($\sigma_1 - \sigma_3 < 4T_0$), los diferentes tipos de estructuras están controlados por la presión de confinamiento (espesor de la pila sedimentaria suprayacente a la estructura). En el caso de las diferentes estructuras de baritina y cuarzo observadas, se interpreta que fueron formadas aproximadamente a la misma profundidad (similar valor de σ_3) durante diferentes pulsos con distintas Pf (presión de fluidos). De este modo el estado de *stress* compresivo señalado en 1, puede originar vetas bien organizadas de disposición paralela; durante el estado 2 disminuye σ_1 y aumenta la desorganización, las vetas son paulatinamente de diseño más irregular; en 3 hay un estado de *stress* tensil y los arreglos son de vetillas entrelazadas, en tanto que cuando la $P_f > (\sigma_1 - \sigma_3)$, la roca es completamente desagregada, dando lugar a una brecha hidráulica. Las variedades de brechas hidráulicas dependerán del valor de Pf en la roca de caja, pasándose de brechas de craquelamiento → en mosaico → caótica.

la deformación tectónica. Las diaclasas abanicadas en la zona de charnela de los pliegues o aquellas diagonales sobre sus flancos suelen indicar un origen en relación al plegamiento. Uno de los sistemas más frecuentes de diaclasas observadas, está conformado por dos juegos verticales con orientaciones ortogonales entre sí, que fueron formados diacrónicamente y que a su vez son paralelos al rumbo y a la inclinación de los estratos respectivamente. Dado que algunos estratos muestran abundante fracturación y evidencias de disolución durante el soterramiento, es inevitable considerar que al momento de la deformación tectónica, las rocas poseerían numerosas fracturas.

4.3. VETAS

Las vetas o venas, venillas o filones, entre otros nombres, son fracturas con rellenos minerales precipitados a partir de soluciones acuosas que pasaban a través de la fractura. Esta fractura puede existir previamente al paso de los fluidos o bien puede formarse en el mismo momento que la veta. El origen de los fluidos precipitados en las vetas emplazadas en las sedimentitas de la cuenca Neuquina, puede ser magmático como en el caso de las vetas de baritina en el anticlinal Vaca Muerta o sedimentario como las vetas de calcita en el anticlinal Agrio.

Las vetas, en particular las extensionales y tensiles, tienen usualmente una estructura de morfología tabular. Sin embargo el desbalance hidráulico en sistemas de presión hidráulica cercana a la litostática (suprahidroestática), produce la desorganización de esas formas y da lugar a otras irregulares como vetas de brechas, zonas de venillas entrelazadas (*stockworks*), zonas de dilatación (*jogs*), etc., caracterizadas por la aparición de brechas hidráulicas con texturas puzzle. Cosgrove (1995, 1997) ha tratado vetas, brechas hidráulicas, venillas entrelazadas y diques clásticos productos del fracturamiento hidráulico en relación a la magnitud del *stress*, la orientación del campo de *stress* y las propiedades mecánicas de la roca en rocas sedimentarias. Estos diferentes tipos estructurales y texturales dependen fundamentalmente de las relaciones entre la presión del fluido (Pf), la presión litostática (Pl) y la resistencia tensil de la roca de caja (-To) (Fig. 11B).

Hay tres mecanismos de crecimiento de venas o vetas que dependen de las condiciones de presión litostática en el sitio de formación y de los contrastes de viscosidad o competencias relativas entre la roca de caja y los materiales que constituirán la veta (véase Caputo 2005): (1) relleno de espacio abierto (*open space filling*) en condiciones de presión de confinamiento no mayores a 0.5 GPa, o menos de 3 - 5 km, en la zona frágil de la corteza; (2) un mecanismo de sellado de grietas (*crack - seal mechanism*; Ramsay 1980), que ocurre cuando el relleno de la veta es menos competente que la roca de caja y en condiciones de presión de confinamiento altas o cercanas a la transición frágil - dúctil. Las vetas crecen por sucesivos desarrollos de fracturas seguidos por cementación en el mismo sitio. El nuevo sitio puede ser la interface roca - veta (crecimiento antitaxial) o dentro de la misma veta (crecimiento sintaxial) y (3) un mecanismo de fisuras en saltos (*crack - jump mechanism*; Caputo y Hancock 1999), que ocurre cuando el relleno de la veta es más competente que la roca de caja y en el cual, con cada nuevo crecimiento, las vetas crecen en sitios separados entre sí.

La clasificación estructural de vetas está basada en la mecánica de la fracturación y es similar a la clasificación mecánica de fracturas (Fig. 11A). Así, se distinguen vetas extensionales y tensiles, híbridas y de cizalla. Las vetas extensionales y tensiles son iguales y su diferencia de nombre radica en el carácter compresivo o tensional del campo de *stress*, respectivamente. Estos tres tipos de vetas guardan una estrecha relación con los sistemas conjugados de fallas y otras estructuras como las estilolitas, por lo que pueden ser utilizadas en el análisis cinemático y

dinámico, siempre que pueda verificarse la ausencia de fracturación previa. Por lo tanto para la interpretación mecánica, cinemática y dinámica utilizando vetas, resulta esencial distinguir las relaciones de temporalidad de la veta y la fractura que la aloja.

4.4. ESTILOLITAS

Las estilolitas son estructuras groseramente planares formadas por disolución bajo presión. Este plano irregular presenta salientes y depresiones en cada una de las partes que separa la estructura. En sección presentan un característico diseño ondulado, serrado, dentado o suturado y si bien son comunes durante la diagénesis, también son producto de la deformación tectónica. Esta superficie suele estar remarcada por la concentración de minerales de tonos oscuros como arcillas, minerales de hierro y minerales insolubles, entre otros.

Son estructuras muy abundantes en las calizas, aunque en ocasiones suelen ser difíciles de observar en aquellos afloramientos de calizas con superficies irregulares o rugosas o bien de grano grueso o con bioclastos. Las hemos identificado en las calizas de las formaciones La Manga, Agrio y Huitrín y las calizas Chachil y Los Catutos (Formación Vaca Muerta). En ocasiones una adecuada presentación de estilolitas en conjunto con fracturas o vetillas, brinda información valiosa sobre la cronología de la deformación y permiten interpretar sus orígenes durante el soterramiento o bien durante la evolución del plegamiento.

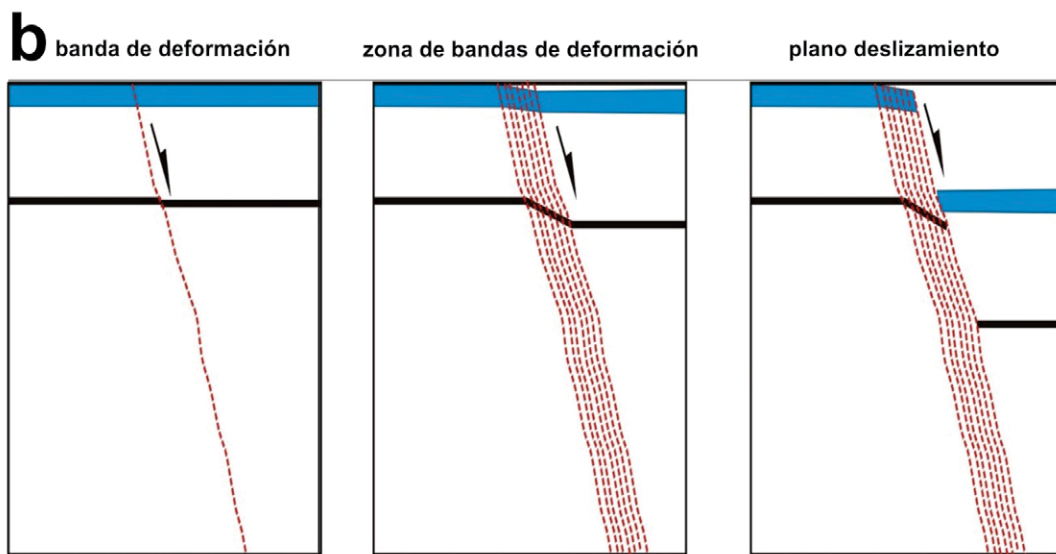
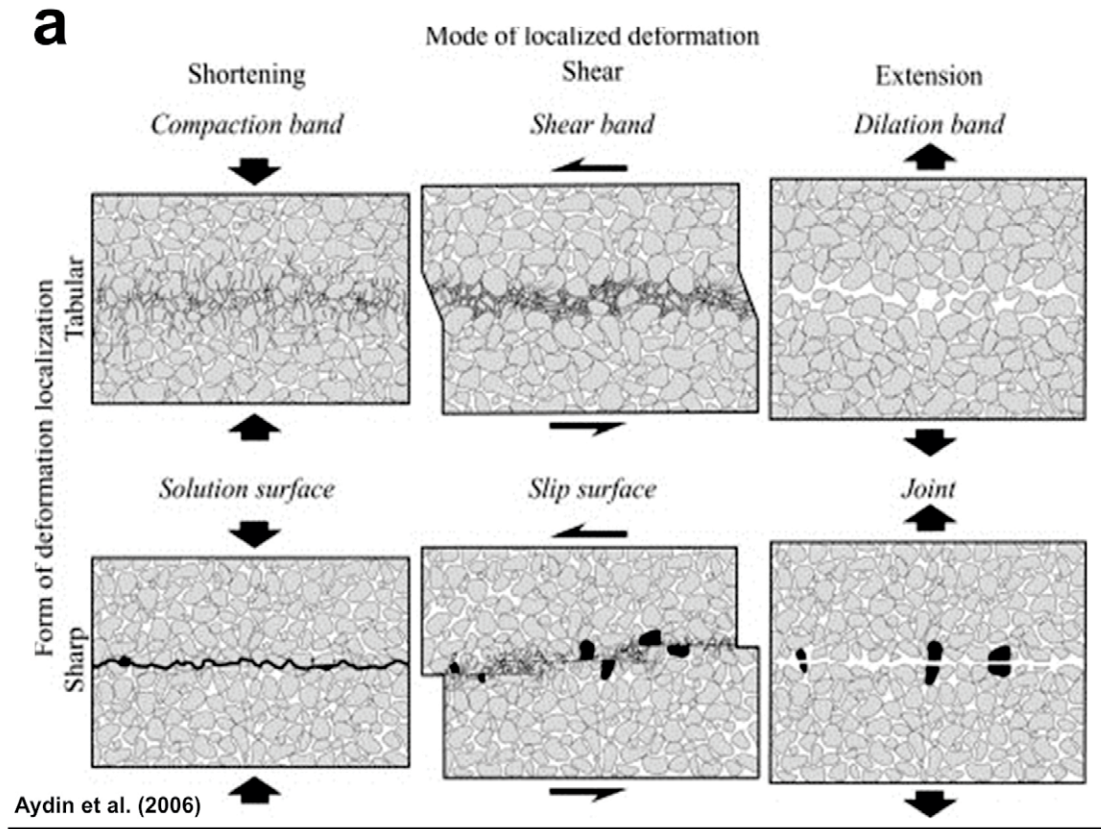
Dado que son estructuras de disolución bajo presión, los "picos" o "salientes" constituyen una lineación estilolítica que indica aproximadamente la ubicación de σ_1 (Fig. 11A - d). La identificación de estilolitas y vetas extensionales formadas durante una fase tectónica permiten realizar un adecuado análisis dinámico (véase análisis sinclinal Agrio).

4.5. BANDAS DE DEFORMACIÓN

Byerlee y Brace (1968) han distinguido dos formas básicas de fracturación. En rocas como calizas homogéneas, granitos, areniscas bien cementadas y limolitas, entre otras, la deformación ocurre por *stick - slip*, forma que hace referencia al movimiento espasmódico espontáneo que puede ocurrir mientras dos objetos se deslizan uno respecto del otro. Otras rocas como areniscas y calizas porosas son capaces de deformarse por *stick - slip*, pero solo después del desarrollo de bandas de deformación. Esta distinción es similar a la propuesta por Aydin *et al.* (2006)

para encuadrar sus dos procesos de ruptura en rocas granulares, (1) discontinuidades marcadas entre dos superficies en un modelo similar a los modelos de fisura elástica, y (2) estructuras tabulares resultantes de la localización del *strain* en bandas angostas. Cada una de estas dos formas incluye modos con predominio de cizalla (*sliding & tearing*) y/o deformación volumétrica (compactación/contracción y dilatación/extensión) (Fig. 12a).

Las bandas de deformación son el producto del segundo modo de deformación (Antonellini y Aydin 1994 y 1995, Antonellini *et al.* 1994, Aydin y Johnson 1983, Aydin *et al.* 2006, Fossen y Hesthammer 1997, Flodyn y Aydin 2004, entre otros) y suelen disponerse de manera individual con una forma tabular integrada por granos triturados que acomodan muy poco desplazamiento y que se caracterizan por una reducción de la porosidad y la permeabilidad.



Antonellini y Aydin (1994)

Figura 12. **a.** Diferentes tipos de bandas de deformación en areniscas porosas de acuerdo a la forma de la zona de deformación y el régimen de deformación (Aydin *et al.* 2006). **b.** Evolución de la deformación de una arenisca porosa, desde las etapas iniciales, con la formación de una banda aislada, pasando al agrupamiento de varias bandas subparalelas, las cuales comienzan a acumular algo de desplazamiento, hasta finalizar en una falla normal (Antonellini y Aydin 1994).

El aumento de la deformación origina otras bandas individuales que se agrupan en zonas de bandas de deformación, las que acumulan algo más de desplazamiento (Fig. 12b). De acuerdo al predominio de cizalla o deformación volumétrica, pueden distinguirse bandas con predominio de cizallado, acortamiento y extensión (Fig. 12a).

Las bandas de deformación formadas por una mecánica cizallante (*shear bands*), además de la cinemática que impone el campo de *stress* (*extensional, compressional, transcurrent shear bands*) se disponen al igual que las fallas, en tres tipos de arreglos geométricos conjugados, denominados de Coulomb, Reches y Riedel (Fig. 13).

4.6. METODOLOGÍAS DE OBSERVACIÓN Y ANÁLISIS

Dentro de la zona de estudio los sectores fueron seleccionados de acuerdo al desarrollo de fracturas sistemáticas o bien por la presencia de discontinuidades particulares (ej. bandas de deformación en areniscas porosas, estilolitas, vetas y venillas en calizas, enjambres de fracturas en estratos arenosos compactos, etc.).

La recolección de datos sistemáticos se realiza fundamentalmente mediante líneas de muestreo convenientemente orientadas (en general de orientación normal al rumbo dominante del juego a me-

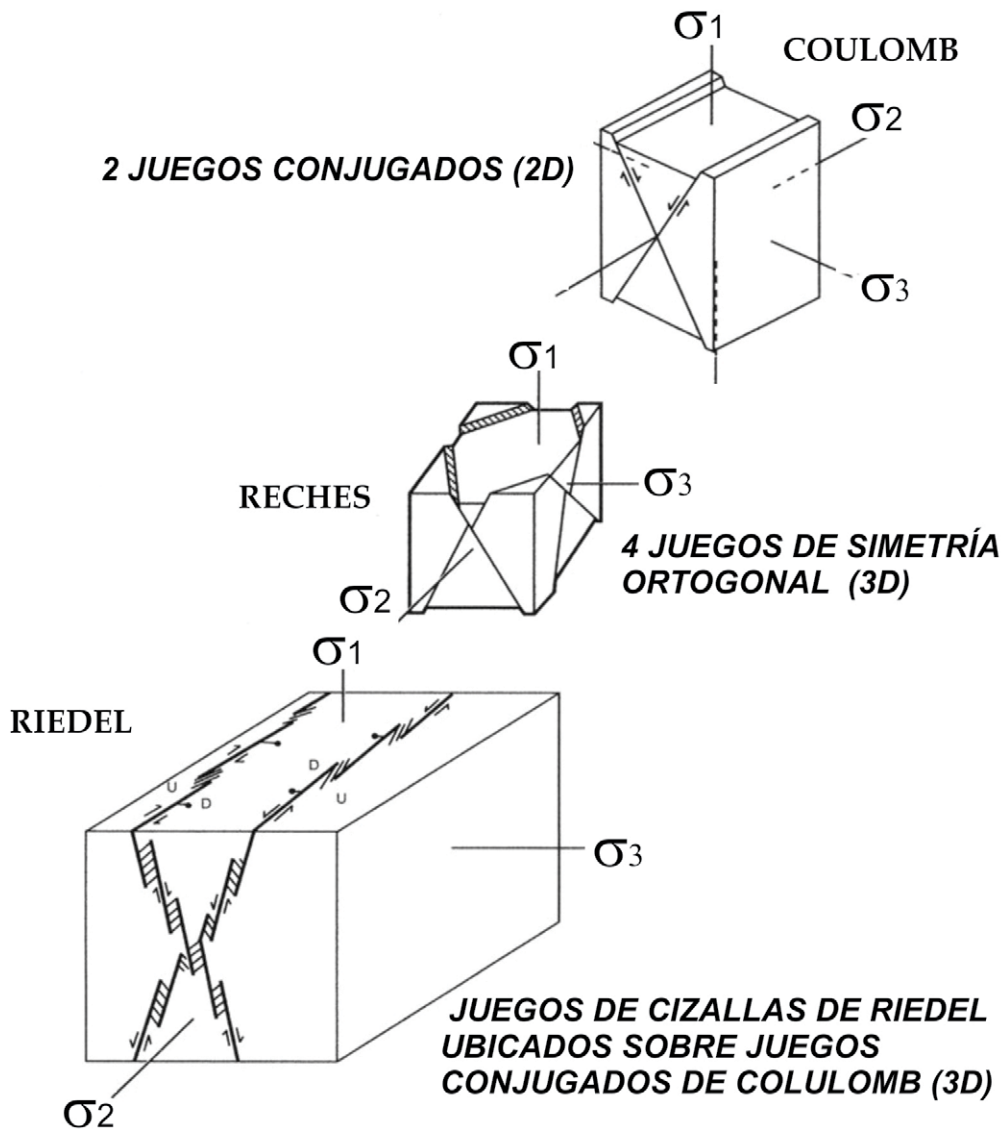


Figura 13. Arreglos geométricos conjugados de fracturas y bandas de deformación, denominados de Coulomb, Reches y Riedel.

dir), y de 10,15 o 20 m de longitud, con el objetivo de definir juegos y sistemas de fracturas, así como espaciamientos y frecuencias. Ocasionalmente si la frecuencia de fracturas es alta, puede utilizarse un círculo o ventana de muestreo de un diámetro de 1 a 2 m (Fig. 29f), a los efectos de definir intensidad, densidad y longitud promedio de fracturas (para más detalles véase Mauldon *et al.* 2001, Rohrbaugh *et al.* 2002, Moreno Sánchez y García Cabrejo 2006).

Unos 1800 datos fueron tomados en 192 estaciones de muestreo y observación, la mayoría de los cuales fueron fracturas, seguidos de venillas y vetas, y en menor cantidad bandas de deformación. En el caso de las estilolitas y debido a su heterogénea distribución, sólo fueron registradas sus orientaciones y relaciones con vetillas cercanas. Los datos direccionales están presentados en diagramas de frecuencias de rumbos (rosa de rumbos) y fueron tratados con el software RosNet de Todd Thompson (Indiana Geological Survey). Las relaciones entre estratificación y bandas de deformación se presentan en estereogramas (Stereo 32, versión 1.0.3). Además de las mediciones, se realizaron observaciones de detalle y un registro fotográfico de juegos y sistemas de fracturas, patrones y terminaciones de fracturas, sus relaciones con la litología, estratificación, fallas y pliegues, así como las características físicas de los planos, sus rellenos, grado de apertura y la presencia de diaclasas plumosas.

En términos metodológicos, y según los objetivos del trabajo, sean estos tectónicos, geomecánicos, hidrológicos, o para reservorios entre otros, así como por la calidad de los afloramientos u observaciones indirectas de subsuelo, un análisis completo de fracturas tiene varias partes (véase Goldstein y Marshak 1988, Chernyshev y Dearman 1991, Palmström 1995, Moreno Sánchez y García Cabrejo 2006).

a) Análisis geométrico

Orientación: Rbz; y relación con la estratificación (So) u otro plano geológico de referencia.

Definición de juegos o familias y de sistemas.

Definición de fracturas intraestratales e interestratales; corredores de fracturas.

Geometrías de intersecciones: las geometrías de las intersecciones determinan los patrones de fracturamiento y se distinguen dos tipos principales: juegos sistemáticos y no - sistemáticos; ortogonales (+) y no - ortogonales (x).

Relaciones de juegos y sistemas con So y la geometría de pliegues y fallas (longitudinales, transversales y diagonales; *strike joints*, *dip joints*, *cross - joints*, etc.).

Variación de la geometría y la frecuencia de fracturas en estratos adyacentes.

Columna de diseño o estratigrafía mecánica de fracturas y fallas y otras estructuras, (véase Fischer y Jackson 1999, Wilkins *et al.* 2001).

b) Análisis físico

Características del relleno o tapiz de las paredes; fracturas plumosas: (direcciones de propagación, interacciones entre fracturas plumosas).

c) Análisis cinemático

Indicadores cinemáticos en juegos diagonales de fracturas, bandas de deformación (shear bands), vetas estriadas, corredores de fracturas, etc.,

d) Análisis dinámico

Interpretación dinámica de juegos y sistemas. Utilización de diaclasas plumosas.

e) Análisis tectónico

Fracturas en relación a subsidencia y soterramiento, tectónica y exhumación.

f) Análisis cuantitativo

El análisis cuantitativo estaba fuera de los objetivos del presente estudio y sólo la frecuencia fue determinada de manera sistemática; con respecto a los otros parámetros, solo fueron realizadas algunas mediciones con intenciones comparativas.

Espaciamiento (S: *joint spacing*): es la distancia perpendicular entre dos diaclasas conjuntas.

Frecuencia (F): es el número de fracturas por metro de longitud (Fig. 14).

Intensidad (I): es la medida de la abundancia de fracturas; es el número de fracturas por la longitud de la línea de muestreo. Para ventanas circulares es el producto de la densidad de fracturamiento y la longitud de fractura promedio. $I = n / 4r$, n es el número de intersecciones entre la línea de muestreo circular y las trazas de fractura y r es el radio de la circunferencia usada.

Densidad (D): es el número fracturas en relación a unidad de área. $D = n/A$; donde n corresponde al número de centros de fractura que caen dentro de la ventana y A es el área de la ventana.

Longitud promedio (L): el estimado de la longitud de fractura promedio considera tanto las intersecciones de las fracturas con la circunferencia externa, como el número de puntos terminales que caen dentro de la misma. $L = \pi \cdot r / 2(n/m)$; donde n es el número de intersecciones entre las fracturas y la circunferencia, m es el número de puntos terminales que caen dentro de la ventana y r es el radio.

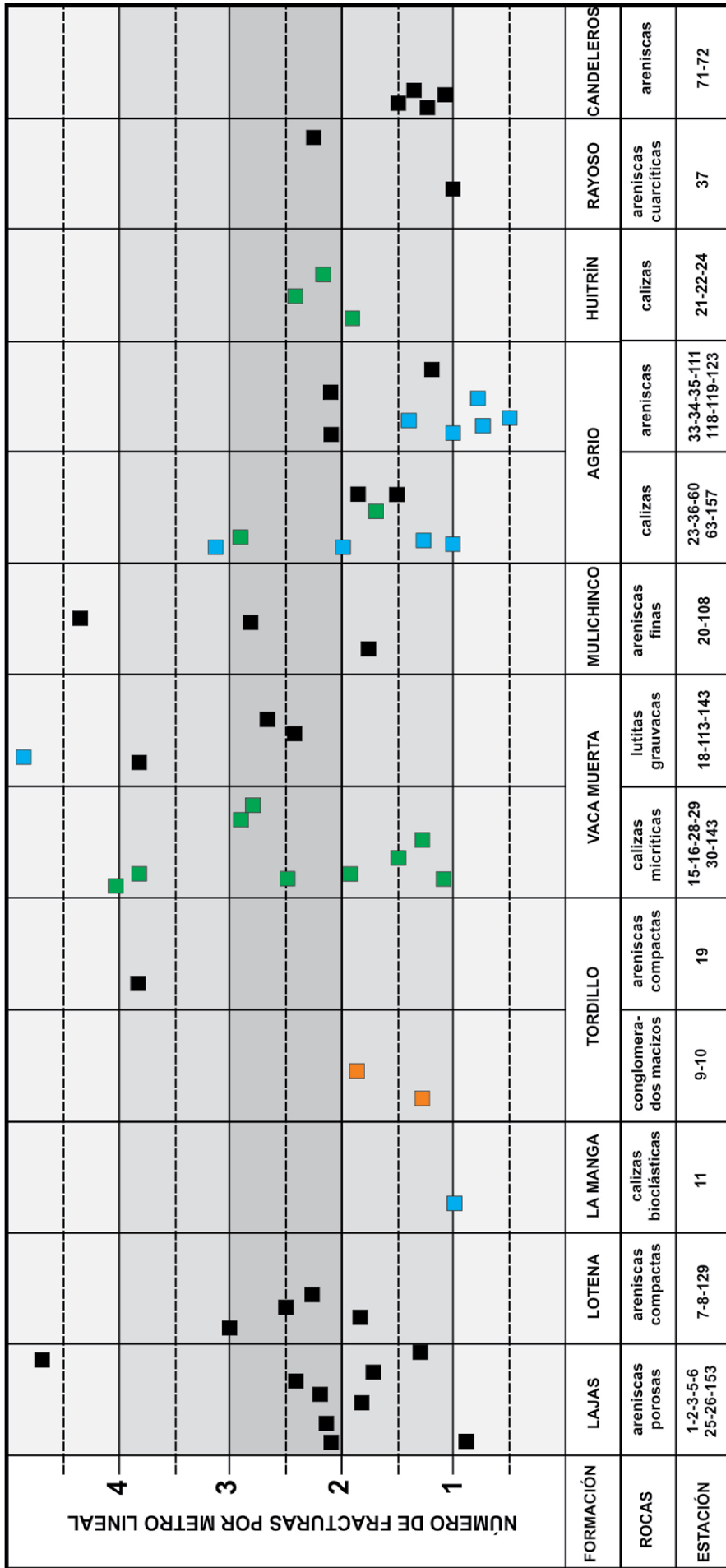


Figura 14. Tabla que muestra la frecuencia (F; número de fracturas por metro de longitud) en varias estaciones de medición. Incluye fracturas y vetas extensionales en areniscas y calizas y en menor medida en conglomerados. Se observa que la mayoría de las estructuras extensionales en rocas con espesores cercanos a 1m, tienen una frecuencia que oscila entre 1 y 3 F/m. Valores por encima de 3,5 y 4 F/m son de rocas en estratos más delgados.

Persistencia (P): es la extensión areal o tamaño de una fractura. Puede cuantificarse aproximadamente observando la longitud de las trazas en afloramientos.

Rugosidad (R): la rugosidad de la superficie es una medida de la desigualdad superficial y la ondulación de la discontinuidad con respecto a su plano medio. La rugosidad se puede distinguir en pequeña, media o gran escala. JRC (*joint roughness coefficient*); 0 (superficie plana) a 20 (muy rugosa).

Apertura: es la distancia perpendicular que separa las paredes de los bloques.

4.7. ARQUITECTURA DE ZONAS DE FALLAS

Como mencionamos en la introducción, para la descripción y la interpretación de aquellas estructuras de longitud kilométrica localizadas en sectores específicos de los pliegues, es conveniente introducir los conceptos de arquitectura de zonas de fallas. Este concepto describe la estructura interna de las zonas de falla y permite realizar inferencias sobre sus propiedades hidrológicas (Evans *et al.* 1997, Rawling *et al.* 2001).

En uno de los primeros modelos de zonas de fallas en rocas cristalinas en la corteza superior y en sedimentos litificados, se reconocieron tres zonas, una exterior no alcanzada por la deformación denominada protolito y dos zonas deformadas, las zonas de daño y de núcleo (Caine *et al.* 1996). Una cuarta zona de transición ha sido recientemente agregada entre las zonas de daño y de núcleo (Choi *et al.* 2015). En rocas cristalinas y dependiendo de la frecuencia del fracturamiento, y en base a los resultados de ensayos hidráulicos, la zona de daño ha sido dividida en dos subzonas, interna y externa (Barani *et al.* 2014). El tamaño y distribución de las zonas depende de la lito-

logía afectada, el tipo de falla, la historia deformacional y los mecanismos actuantes, y sus características generales están resumidas en la Tabla 4.

La distribución en corte y planta de las tres zonas puede ser simétrica o asimétrica y si bien las zonas están usualmente presentes, existen modelos geométricos y evolutivos particulares para distintos tipos de rocas, como calizas (Billi 2005a y 2005b, Billi *et al.* 2003, Micarelli *et al.* 2006, Tondi *et al.* 2006), sedimentitas silicoclásticas (Gibson 1999, Van der Zee y Urai 2005), sedimentitas porosas (Antonellini y Aydin 1994 y 1995; Antonellini *et al.* 1994, Aydin y Johnson 1983, Aydin *et al.* 2006, Fossen y Hesthammer 1997, Flodyn y Aydin 2004, entre otros), rocas piroclásticas (Gray *et al.* 2005) y rocas graníticas (Caine *et al.* 1996, Kim *et al.* 2004).

5. DISCONTINUIDADES ESTRUCTURALES EN LA CUENCA NEUQUINA

5.1. INTRODUCCIÓN

Para la descripción más adecuada de las discontinuidades estructurales estudiadas, hemos adoptado algunas convenciones. Una primera gran división tiene en cuenta su tamaño, lo cual incide en su modo de representación. Por un lado, las más abundantes a las que podríamos denominar mesoestructuras, son las de menor tamaño con una escala que oscila entre centimétrica a métrica, por lo que carecen de representación cartográfica, y su evaluación poblacional se hace por medios estadísticos. Las más abundantes reconocidas en los afloramientos fueron diaclasas, y en segundo término vetas y vetillas de calcita. Las bandas de deformación tienen una localización

ZONAS	ESTRUCTURAS - ROCAS	DEFORMACIÓN	PERMEABILIDAD
PROTOLITO (<i>protolith / wall-rock</i>)	Estructuras regionales	Sin deformación	
ZONA DE DAÑO (<i>damage zone / fractured wall rock</i>)	Fallas pequeñas, venas, fracturas, pliegues.	Red fracturas mesoscópicas. Variable grado de alteración hidrotermal.	Zona de aumento de la permeabilidad, respecto del protolito.
ZONA DE NÚCLEO (<i>core</i>)	Gouge, rocas cataclásticas, microbrechas, brechas de implosión	Cataclasis, brechización, planos de deslizamiento, estrías.	Zona de disminución de la permeabilidad, respecto del protolito

Tabla 4. Principales características que definen la arquitectura de una zona de falla de corteza superior en rocas graníticas.

específica y están restringidas a los afloramientos de areniscas porosas de las formaciones Lajas y Tordillo y en las sedimentitas miocenas de Las Coloradas, aunque en este sector no fueron estudiadas. Las estilolitas afloran en casi todas las calizas estudiadas, aunque su reconocimiento suele ser dificultoso y su distribución muy irregular, por lo que no fueron realizados estudios poblacionales.

Por otro lado hemos relevado estructuras que se encuentran dentro de los grandes pliegues, y que consideramos de vital importancia en la circulación de los fluidos. Se trata de estructuras hectométricas a kilométricas que por su escala resultan cartografiables y que atraviesan varios estratos, tales como fallas, fracturas híbridas, corredores de fracturas y enjambres de fracturas.

En la medida de lo posible, la identificación de las DE sistemáticas será la siguiente: (1) como D, V, Bd, EF y F se identificarán diaclasas, vetas, bandas de deformación, enjambres de fracturas y fracturas y fallas de dimensiones mayores, respectivamente; (2) dado que los juegos sistemáticos de mesoestructuras estadísticamente dominantes suelen cambiar de longitudinales a transversales en cortas distancias, preferimos en vez de un subíndice numérico, designar a las DE por su relación con la geometría de los pliegues, con los subíndices (l - longitudinales), (t - transversales) y (d - diagonales); (3) las estructuras cartografiables también serán designadas como longitudinales, transversales y diagonales.

Las tablas 5 y 6 sintetizan respectivamente las mesoestructuras a escala de afloramiento y aquellas de mayores dimensiones, en relación a las unidades litoestratigráficas, las rocas de ocurrencia y las estructuras cartografiables.

5.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Antes de describir con detalle las discontinuidades estructurales estudiadas, mencionaremos sus características generales, que junto con lo mencionado en las tablas, permiten dar una idea de conjunto. Algunos de sus rasgos principales fueron anticipados por Giacosa (2015).

Los juegos de fracturas dominantes tienen características físicas tales como su trazado rectilíneo y una apertura constante, así como la ausencia de estrías y rocas de fallas, que permiten clasificarlas como fracturas extensionales.

Independientemente del tipo de roca, de la estructura de la cual forman parte y de su posición dentro de la misma, predominan estadísticamente dos juegos de fracturas que forman entre sí un ángulo de unos 75° - 80°. Un tercer juego, diagonal a los

anteriores suele estar presente, y si bien puede tener una longitud importante, en general poseen poco peso estadístico. Es importante señalar que en la orientación de los juegos dominantes y en el ángulo diedro entre los juegos, además de la orientación de los ejes principales de *stress*, tienen incidencia las características reológicas de la roca y el espesor de los estratos. Si bien en un conjunto mayoritario de rocas, el ángulo diedro entre los juegos es <90°, en otras rocas en estratos de menor espesor, de grano fino y compactas, como limolitas, limolitas calcáreas, lutitas bien litificadas y areniscas finas compactas, el ángulo suele ser de 90°.

La orientación de los dos juegos de diaclasas o vetas estadísticamente dominantes permiten incluirlos en la categoría de longitudinales (*hinge joints - strike joints*) y transversales (*dip joints - cross joints*), aunque sus orientaciones no sean exactamente paralelas al rumbo y al buzamiento de los estratos, y donde suele observarse una desviación de 10° a 15°. Las relaciones entre ambos juegos indican su formación diacrónica. Las diaclasas transversales son en general verticales, en tanto que las longitudinales suelen inclinar >65° y hasta 90°, con una dirección de inclinación opuesta al buzamiento de los estratos. Estas relaciones sugieren que: a) podrían ser fracturas de soterramiento verticales rotadas durante el plegamiento, o bien, b) fracturas tectónicas de charnela - abanicadas-. Las fracturas diagonales se presentan en ocasiones en juegos conjugados particularmente en calizas sobre los flancos de algunos pliegues, donde suelen presentar rellenos de calcita y evidencias de cizallamiento.

Los estudios publicados a nivel mundial y basados en datos de campo y experimentaciones, indican que el número de fracturas por metro lineal (frecuencia) de >1 - 3<, y denominado frecuencia saturada, es más usual (Fig. 6). La frecuencia de fracturas medida en algunos afloramientos (Fig. 14) varía en promedio entre 1 a 3 f/m (fracturas/metro), lo que la ubica en el grupo saturado. En conglomerados varía de >1 - 2< f/m y en las calizas de diferentes formaciones están dentro del promedio general. Fueron medidos valores de hasta de 3,8 a 4,8 f/m en areniscas compactas de la Formación Tordillo y en lutitas de la Formación Vaca Muerta. Ambas mediciones ubicadas en el límite entre ambas unidades, en el núcleo del anticlinal Vaca Muerta, corresponden a estratos delgados afectados en algún grado por metamorfismo térmico. Como se observa en la Fig. 6, esta frecuencia es calificada como supersaturada y junto a los denominados clusters -enjambres- de fracturas, necesitan explicaciones mecánicas alternativas a los grupos saturados (Sagy y Reches 2007).

Formación	Litología - Localidad	Discontinuidades estructurales
GRUPO NEUQUÉN		
Huincul	Areniscas - <i>Dorso Chihuidos</i>	2 juegos de diaclasas, ocasionalmente un tercero; en sectores, un juego de vetillas delgadas de gran longitud
Candeleros	Areniscas - <i>Dorso Chihuidos</i>	3 juegos de diaclasas, en general verticales a subverticales
GRUPO BAJADA DEL AGRIO		
Rayoso	Areniscas y limolitas - <i>Dorso Chihuidos</i>	2 juegos de diaclasas, ocasionalmente un tercero; escasas DE en los miembros Cañadón de la Zorra y Quili Malal
Huitrín	Calizas - <i>Río Agrio</i>	2 juegos de vetas bien desarrollados verticales a subverticales
	Areniscas - <i>Río Agrio</i>	2 juegos de diaclasas o vetas verticales a subverticales
	Lutitas - <i>Río Agrio</i>	Bancos delgados con mayor frecuencia de fracturas
GRUPO MENDOZA		
Agrio	Areniscas y calizas - <i>Río Agrio</i>	2 juegos de diaclasas o vetas
Mulichinco	Areniscas - <i>Río Salado</i>	2 juegos de diaclasas
Vaca Muerta	Limolitas - <i>Sa. Vaca Muerta</i>	Diaclasas y vetas; alta frecuencia
	Calizas <i>Los Catutos</i>	2 juegos de diaclasas
Tordillo	Areniscas - <i>Sa. Vaca Muerta</i>	2 juegos de diaclasas
	Conglomerados - <i>Ao. Covunco</i>	2 juegos de diaclasas
	Areniscas - <i>Picún Leufú</i>	3 juegos de bandas de deformación
GRUPO LOTENA		
La Manga	Calizas - <i>Ao. Covunco</i>	Vetas verticales de calcita
Lotena	Areniscas - <i>Ao. Covunco</i>	3 juegos de diaclasas; un juego de vetas de calcita
GRUPO CUYO		
Lajas	Areniscas y conglomerados - <i>Ao. Covunco</i>	3 juegos de diaclasas; 2 juegos bandas de deformación
	Areniscas - <i>Picún Leufú</i>	3 juegos de bandas de deformación
Los Molles	Areniscas - <i>Ao. La Jardinera</i>	2 juegos de diaclasas plumosas

Tabla 5. Resumen de las discontinuidades estructurales en escala de afloramientos (mesoestructuras) reconocidas en las áreas de estudio, en relación a las unidades litoestratigráficas y las litologías con mayor presencia.

Formación	Localidad	Discontinuidades estructurales reconocidas o más comunes
Huincul Candeleros Rayoso	Dorso Chihuidos	Fracturas kilométricas transversales (> 20 km) de rumbo ONO () y ENE (N70°) Fallas normales NNO-a N-S
Huitrín Agrio	Río Pichi Neuquén y Río Agrio	Corredores de fracturas, fracturas N05°; fracturación (híbrida) de charnela en calizas y pelitas del núcleo de anticlinal Rayoso. Corredores longitudinales de fallas, fracturas y vetas N-S; brechamiento hidráulico; fracturación en charnela. Pliegues del río Agrio y cerro Colorado
Mulichinco	Río Salado	Enjambres de fracturas verticales decamétricas N 110° y algunos N 65 -75°, asociados a fallas normales
Picún Leufú	Loma Atravesada	Fracturas kilométricas longitudinales (> 10 km) de rumbo NNE
Tordillo	Sierra Vaca Muerta	Enjambres o corredores de fracturas hectométricas N70° (loma Atravesada); vetas y cuerpos irregulares de Ba-Ca, vinculados a magmatismo (cerro Mallín Quemado)
Lajas	Ao. Covunco	Enjambres de fracturas intraestratales y vetas decamétricas N25°, atraviesan areniscas y conglomerados

Tabla 6. Resumen de las discontinuidades estructurales en escala hectométrica a kilométrica (cartográfica) reconocidas en las áreas estudiadas, en relación a las unidades litoestratigráficas.

La terminación de las fracturas es variable y en su gran mayoría están limitadas a un estrato (fracturas intraestratales). Algunas particularidades desde la perspectiva de la estratigrafía mecánica, muestran que las fracturas en algunos pares de estratos conjuntos (areniscas y conglomerados en la Formación Lajas) muestran una frecuencia menor en estos últimos, posiblemente debido a una baja cementación. En el par conglomerados - conglomerados bien cementados de la Formación Tordillo, la frecuencia es similar pero las fracturas terminan en los límites del estrato. En otros casos, las fracturas mayores pasan de un conglomerado a otro y suelen aumentar la frecuencia en cuñas de areniscas interpuestas.

En cuanto a las relaciones entre los dos juegos de fracturas de mayor peso estadístico en un estrato, las de mayor longitud o continuidad pueden ser las fracturas transversales o las longitudinales y en cualquier caso las más jóvenes finalizan contra las de mayor longitud (véase Fig. 9). Algunas de las grandes fracturas longitudinales ubicadas en la zona de charnela de pliegues con inclinaciones de unos 70° - 80° , se encuentran inclinando en dirección opuesta a los estratos. Esta disposición conforma un diseño en abanico a ambos lados de la charnela, lo que sugiere fracturas cuyo origen estuvo asociado a extensión por deformación longitudinal tangencial en la zona de charnela.

El caso de aquellas fajas con fracturas de varias decenas de metros de longitud que cortan los límites de los estratos (Fig. 9), denominadas enjambres o corredores de fracturas (Sagy y Reches 2007, Gabrielsen y Braathen 2014), si bien son menos abundantes, poseen gran importancia por su control sobre la circulación vertical de fluidos.

5.3. FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO

En esta región de la cuenca analizaremos las discontinuidades en algunos pliegues ubicados entre los $38^\circ 15'$ y $38^\circ 30'$ S de latitud, los que se presentan como una serie de pliegues paralelos de rumbos NNE a N - S denominados Punta Alta, Salado, Agrio y Quili Malal (Fig. 15). Se trata de pliegues de doble buzamiento, que de oeste a este tienen progresivamente diseños desde cerrados hasta abiertos y en cuya integración participan unidades cada vez más jóvenes. En los pliegues occidentales como Punta Alta y Salado afloran algunos cabalgamientos de vergencia oeste (Leanza *et al.* 2001), en tanto que hacia el este los cabalgamientos o fallas inversas son ciegos.

5.3.1. PLIEGUES SOBRE EL ARROYO SALADO

Sobre el corte de este arroyo inmediatamente al este de la ruta 40, afloran un sinclinal y un anticlinal cuyo núcleo está formado por sedimentitas de la Formación Quintuco - Vaca Muerta y en sus flancos las formaciones Mulichinco y Agrio. Al sur del corte del arroyo se observa el cierre periclinal sur del anticlinal. Los flancos inclinan desde 60° en el sinclinal, hasta 45° en el núcleo del anticlinal, alcanzando los 30° en los flancos (Figs. 16, 17a).

La Formación Quintuco - Vaca Muerta está representada por grauvacas, calizas, areniscas calcáreas y pelitas lajosas y las discontinuidades más abundantes son diaclasas y algunas venas de calcita. Las diaclasas en grauvacas grises oscuras de grano mediano, ubicadas en el techo de la unidad muestran una alta dispersión de rumbos tales como NO, NNO - NS, NE - ENE (Figs. 16g, h, i), ninguno de los cuales muestra coincidencia con los grupos estadísticos dominantes en estaciones cercanas, en los que se observan dos juegos bien definidos. En algunos estratos de grauvacas hay tres juegos bien desarrollados aunque con diferente peso estadístico (Fig. 17b); predominan diaclasas transversales verticales con rumbos N 80° a N 110° , luego diaclasas longitudinales y subordinadamente diaclasas diagonales. También se han observado diferencias de orientaciones en las fracturas en estratos contiguos y en la orientación de las diaclasas plumosas. La dispersión apuntada más los cambios en la orientación de las diaclasas plumosas sugiere una mezcla de poblaciones con orígenes diversos, posiblemente durante los procesos de soterramiento y la exhumación. Las venas de calcita limitadas a algunos estratos de calizas bioclásticas son estructuras longitudinales de alto ángulo de inclinación.

La Formación Mulichinco está representada por más de 100 m de areniscas calcáreas de color gris claro y algunas intercalaciones de pelitas lajosas (Fig. 17c). Se resalta el predominio de las areniscas, que se presentan en estratos individuales que varían desde <0.45 m hasta 2.0 m de espesor (Figs. 18a, 19a). Las principales DE fueron relevadas en el flanco oriental del anticlinal Salado donde afloran fracturas intra e interestratales. Las primeras son tres juegos de diaclasas (Figs. 16e, f): (Dl) las más antiguas y de mayor longitud, son diaclasas longitudinales (N 05°) inclinadas 50° hacia el núcleo del pliegue; (Dt) las más abundantes son diaclasas transversales verticales (N 105°) y (Dd) un tercer juego diagonal que inclina unos 45° hacia el núcleo del pliegue (N 165°). Con

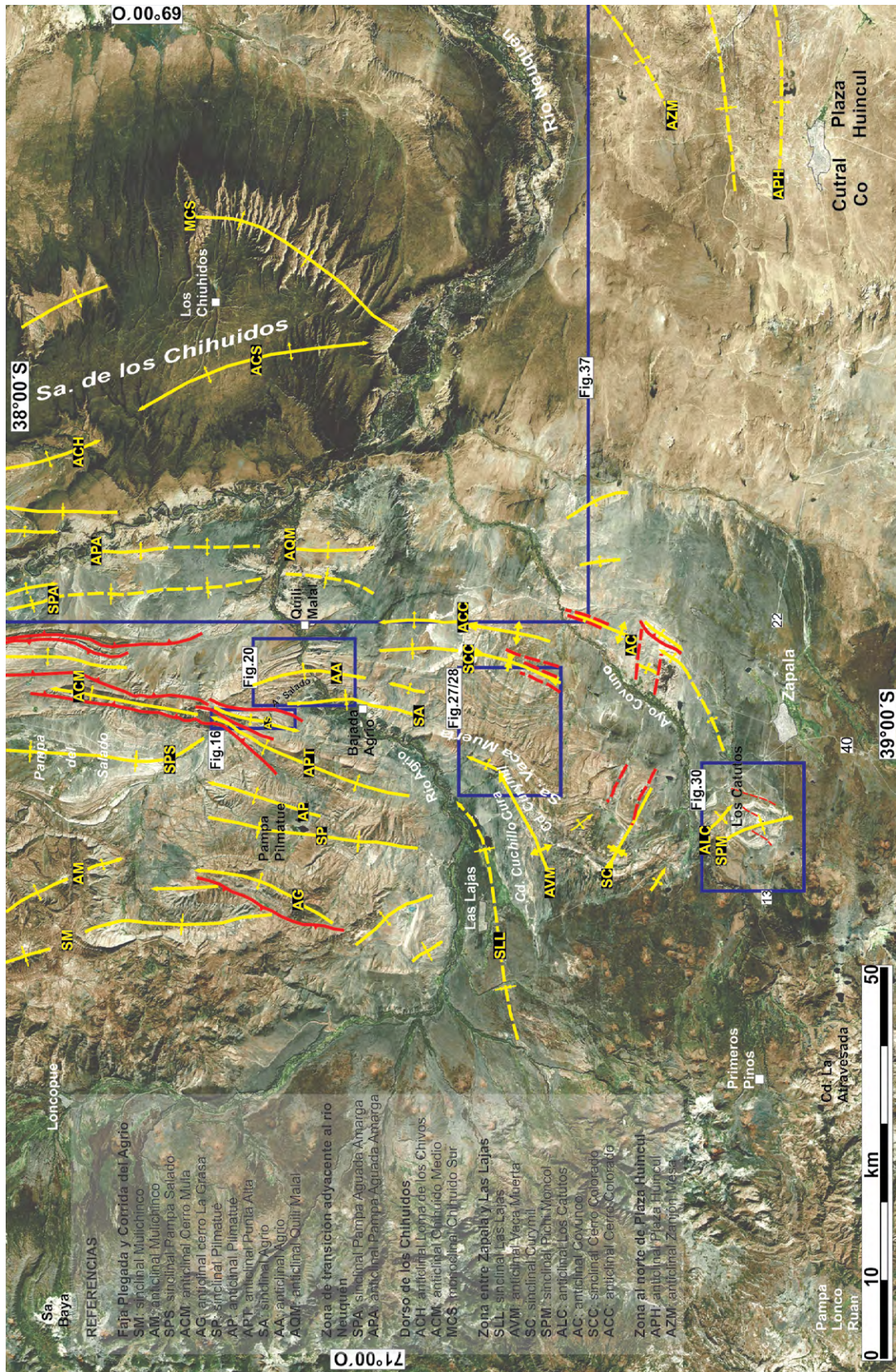


Figura 15. Mapa estructural del sector austral de la faja plegada y corrida del Agrio y el dorso de los Chihuahuas. Nótese las diferencias en los rumbos de las estructuras al norte y sur del río Agrio y la estructura más suave del dorso.

la misma orientación que Dt hay varias fajas de fracturación que atraviesan casi totalmente la unidad (Fig. 18). Se trata de enjambres interestratales transversales de fracturas (EF), de un ancho que varía entre 0,5 a 2,0 m donde coexisten fracturación

extensional y cizallante (Figs. 18, 19). Los enjambres están integrados por fracturas extensionales, zonas de brechas, fallas híbridas de alto ángulo (normales - extensionales) y vetillas de calcita. El rumbo de las fracturas que integran el enjambre es similar a

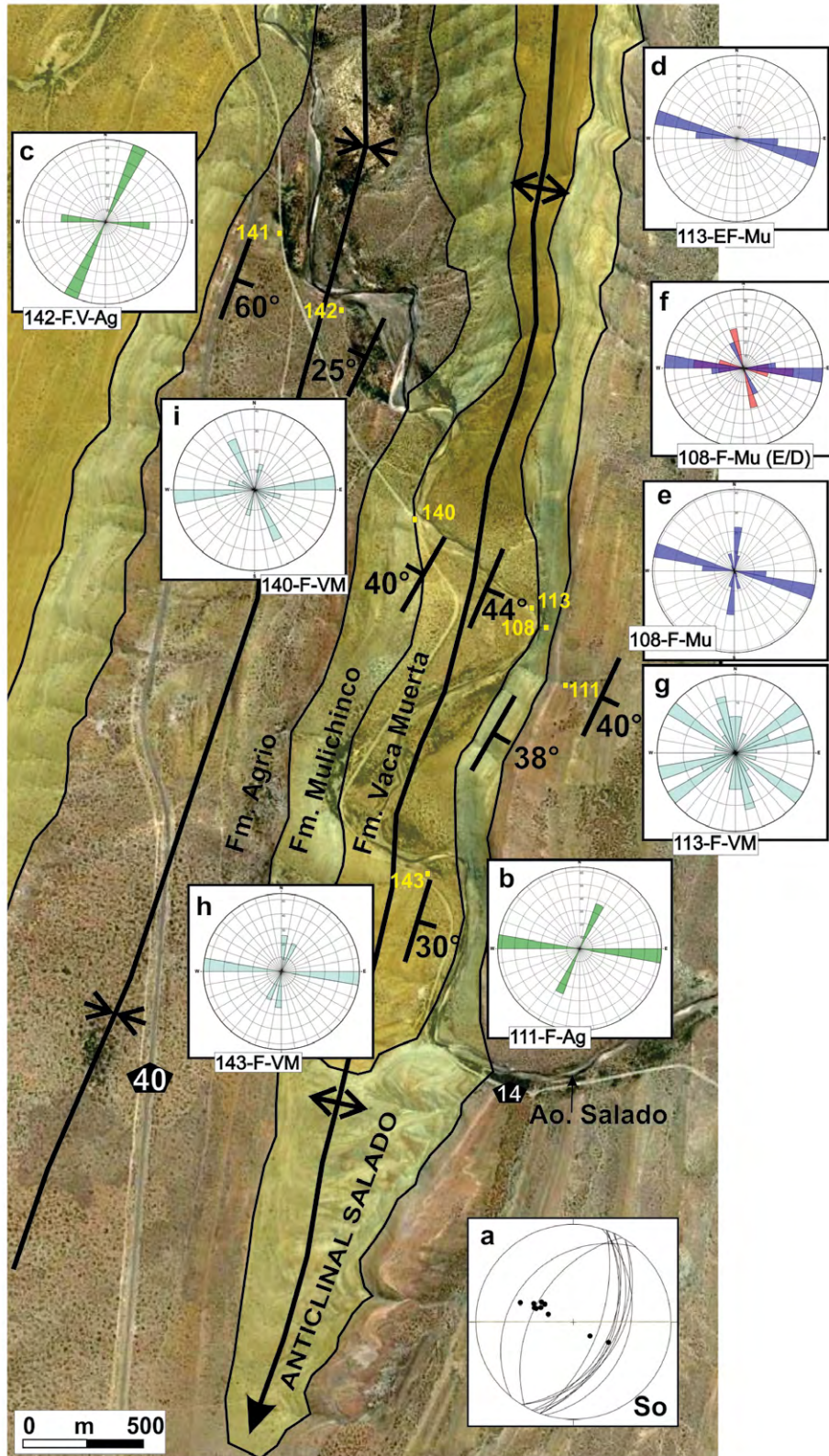


Figura 16. Mapa geológico del anticlinal Salado y del sinclinal adyacente ubicado al oeste. **a.** Estereograma con los planos de estratificación. **b-i.** Diagramas de frecuencias de fracturas (F) en rocas de las formaciones Vaca Muerta (VM), Mulichinco (M) y Agrio (Ag) y enjambres o corredores de fracturas (EF) en rocas de la Formación Mulichinco (M).

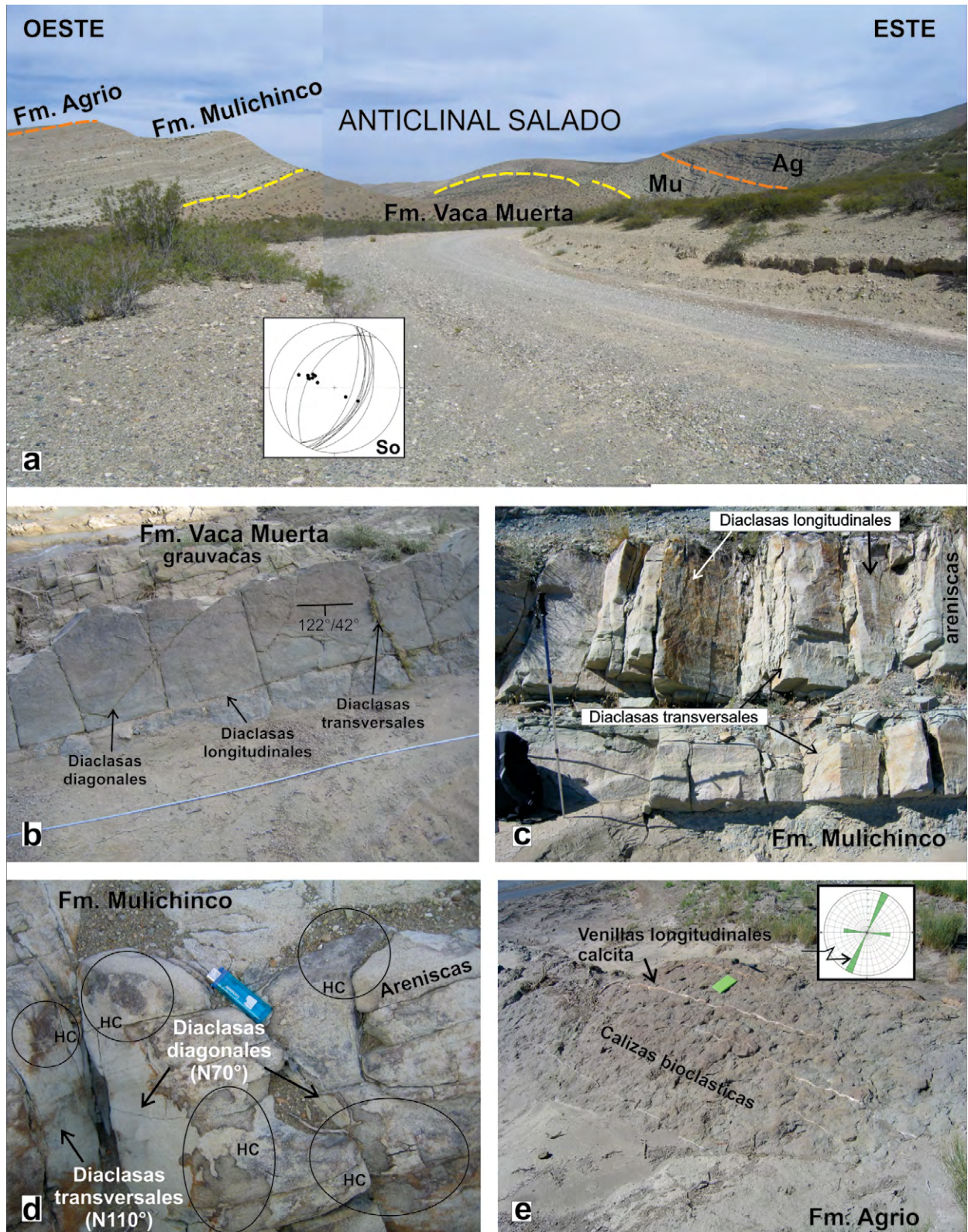


Figura 17. **a.** Vista hacia el sur del anticlinal Salado, con un núcleo donde afloran sedimentitas de la Formación Vaca Muerta y los flancos con las formaciones Mulichinco y Agrio. **b.** Fracturas longitudinales, transversales y diagonales en grauvacas ubicadas en el techo de la Formación Vaca Muerta. **c.** Fracturas longitudinales, transversales y diagonales en areniscas blanquecinas compactas cercanas a la base de la Formación Mulichinco. **d.** Rastros de hidrocarburos en diaclasas de areniscas de la base de la Formación Mulichinco. **e.** Venillas de calcita longitudinales en calizas de la Formación Agrio. Todos los afloramientos sobre el arroyo Salado.

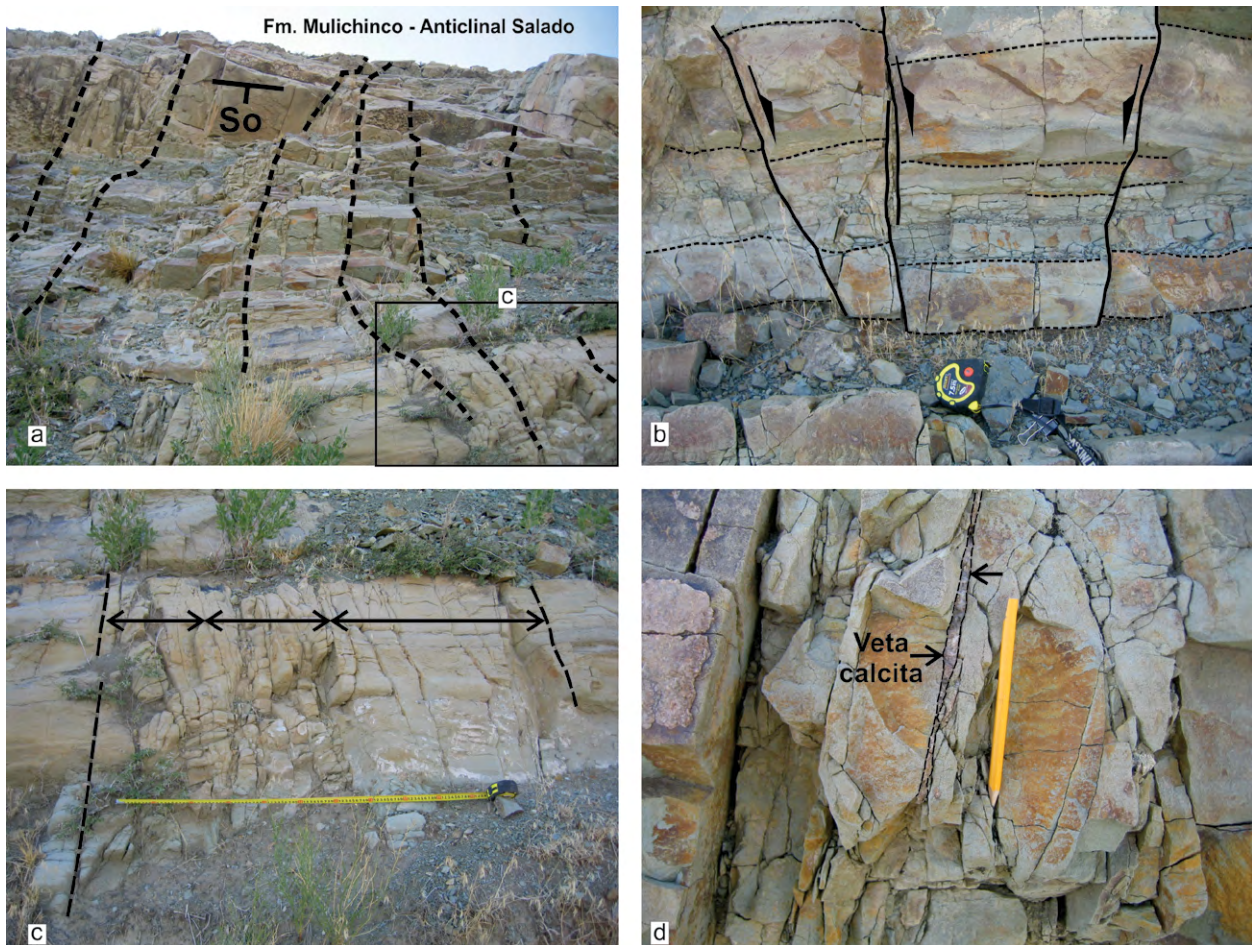


Figura 18. Corredores o enjambres de fracturas en la Formación Mulichinco. **a.** Vista general donde se observan las fracturas que atraviesan los estratos. **b.** Detalle donde se observa un sector cercano a la base de la formación, con fallas normales de alto ángulo y escaso desplazamiento. **c.** Vista de detalle que muestra la alta frecuencia del fracturamiento en estos corredores. **d.** Vista de detalle que muestra una venilla extensional de calcita (flechas) junto a una zona de craquelamiento. Todos los afloramientos sobre el arroyo Salado.

la orientación de la faja ($N 105^\circ$), aunque también hay en estas fajas fracturas $N 65^\circ - 75^\circ$ dispuestas *en echelon*, donde se observan restos de hidrocarburos (Fig. 17d). Adicionalmente y con el mismo rumbo que estas fracturas *en echelon* hay otros EF de 1,20 m de ancho.

En cuanto a dimensiones, los EF observados en la Formación Mulichinco son de unos 30 a 80 m en sentido vertical y un ancho máximo de unos 2 m (Fig. 19). Los EF modifican notablemente la frecuencia en relación al espesor de los estratos, lo que ya fue señalado en la introducción teórica, y es así que la cantidad de fracturas por metro lineal es aproximadamente la misma a lo largo del enjambre, independientemente del espesor de los estratos involucrados. En un EF con una frecuencia de 22,5 F/m, hay una marcada variación por zonas en sentido transversal (Figs. 18c; tabla 7). Se observa que la frecuencia es mayor en uno de sus bordes y cerca del centro del EF. En cuanto al desarrollo vertical de un EF, estos muestran algunas variaciones en la frecuencia de fracturas, habiéndose observado EF de

1 m de ancho y 22 F/m que pasan a 1,10 m de ancho con 36F/m, aunque la mayor frecuencia se concentra en unos 0,60 m.

Se interpreta que los segmentos de mayores frecuencias están relacionados a la reactivación de las fracturas preexistentes. Se ha observado que en el sector estratigráficamente más bajo, un EF suele estar asociado a fallas subverticales de cinemática normal y desplazamiento centimétrico (Fig. 18b). Numerosas venillas de calcita en modo extensional a lo largo de estos EF, atestiguan el paso de fluidos (Fig. 18d), en tanto que la presencia de brechas de atrición como indicador de recizallamiento post - fracturación extensional, no está muy desarrollada. En todos los casos y a pesar de la alta frecuencia de la fracturación, no se observan rotaciones de la roca entre fracturas, con la consecuente atrición de clastos y formación de brechas, lo cual sugiere una participación minoritaria de la fracturación por cizalla.

Por otro lado, y sin llegar a constituir EF, en muchos estratos individuales de areniscas de similares características reológicas, los estratos delgados tienen

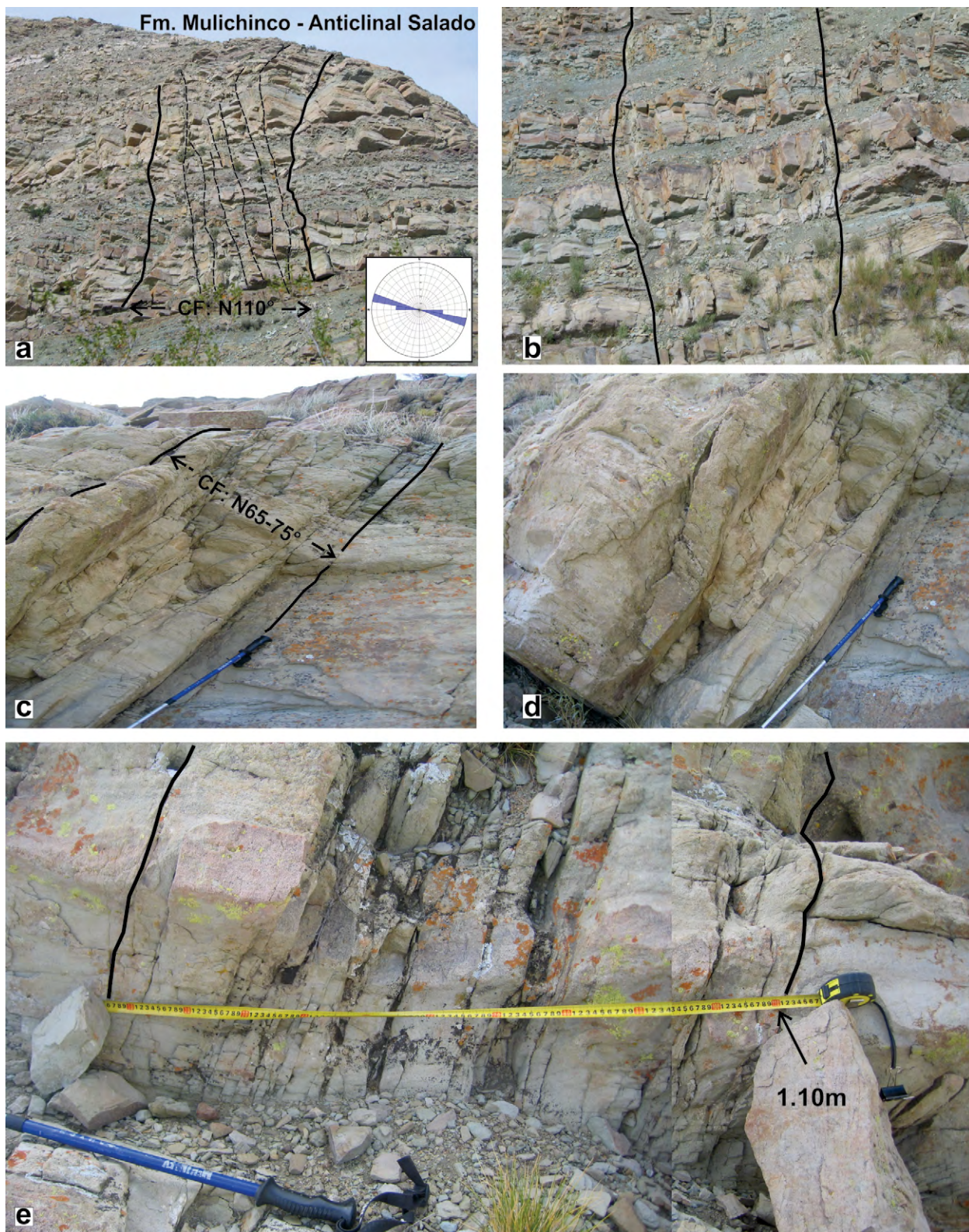


Figura 19. Corredores o enjambres de fracturas en la Formación Mulichinco. **a, b.** Vista general y de detalle de uno de los corredores de fracturas transversales (N110°). **c,d,e.** Vista general y de detalle de uno de los corredores de fracturas diagonales (N65-75°). Nótese que estos últimos poseen mayor grado de cataclasis que los transversales. Todos los afloramientos sobre el arroyo Salado.

menor frecuencia por metro lineal que los más potentes (Tabla 7); de estos datos, se desprende que los EF tienen 5 a 10 veces más fracturas por metro lineal que las fracturas confinadas en estratos individuales.

La Formación Agrio está integrada por espesos estratos de lutitas acompañados de grauvacas y calizas. Estas dos últimas litologías presentan dos juegos de diaclasas con estructuras plumosas (Figs. 8c, d). D1, de orientación N 25° y una inclinación de 40° hacia el núcleo del pliegue, en tanto que las más abundantes son las diaclasas transversales (Dt) verticales de rumbo N 95°.

Sobre el flanco occidental del anticlinal (Fig. 16, E.142) hay, en calizas, dos juegos de fracturas y vetas extensionales de calcita: D1=V1: N 28° - 118/80° (Fig. 17e) y Dt: N 100° - vertical. De manera que sobre ambos flancos y en litologías diferentes, los dos juegos de fracturas tienen rumbos similares: subparalelos al rumbo y a la inclinación de los estratos, respectivamente.

Como se observa en los RosNet, la orientación de los dos juegos de fracturas sobre ambos flancos es bastante similar y forman un ángulo agudo de unos 70°. El juego D1, cuya inclinación varía entre 40° y 80° a contrapendiente estructural, es un juego de fracturas de rumbo (*strike joints*), en tanto que Dt, es un juego transversal vertical.

En síntesis, las estructuras analizadas en los pliegues del arroyo Salado son mayormente diaclasas y algunas vetillas extensionales presentes en dos juegos (D1=V1 y Dt) y un tercero ocasional (Dd). La relación entre los juegos indica que las Dt son posteriores a las D1 y Dd. La inclinación en contrapendiente estructural de D1, respecto de So, y la restitución a la horizontal de la estratificación, verticaliza es-

tas diaclasas longitudinales, lo que sugiere que su origen podría relacionarse al soterramiento de los sedimentos; similar interpretación es posible para las diaclasas diagonales (Dd), por su inclinación similar y contraria a So. En cuanto a las más abundantes, las diaclasas transversales verticales Dt junto a los EF, su origen se atribuye a deformación tectónica sobre los flancos del anticlinal. Las fajas interestratales de EF son producto de un importante refracturamiento a partir de las diaclasas intraestratales, que incluye algo de cizallamiento en los sectores cercanos al piso de la Formación Mulichinco, con escasos signos de cataclasis y sectores con dilatación y circulación de hidrocarburos.

5.3.2. PLIEGUES SOBRE EL RÍO AGRIO

A lo largo del río Agrio y por unos 35 km entre Villa del Agrio y el río Neuquén, hay varios pliegues de orientación meridional (Fig. 15), entre los que destacamos los sinclinales y anticlinales del Agrio y los de Quili Malal, éstos últimos cercanos al límite oriental de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 20).

Todos estos pliegues están en continuidad y no se encuentran entre ellos afloramientos de fallas de importancia. Los anticlinales son de geometría más apretada y los sinclinales son abiertos. De acuerdo a los datos sísmicos, el anticlinal Agrio estaría relacionado a una falla inversa ciega de alto ángulo con vergencia oeste, cuyo rechazo alcanzaría niveles atribuidos al contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta. Es un pliegue simétrico de geometría similar a un pliegue cajón, con flancos de unos 40° a 50° de inclinación en cercanías de la charnela,

a. Cantidad de fracturas por segmentos dentro de un enjambre de fracturas transversal de 2 m de ancho						
Segmento (ancho en cm)	0-53	54-77	78-96	97-134	135-150	151-200
Cantidad de fracturas	17	5	10	2	8	3
Frecuencia de fracturas	22.50 F/m					
b. Frecuencia de fracturas en estratos delgados vs. estratos espesos						
Estrato de 45 cm de espesor	2.80 F/m					
Estrato de 130 cm de espesor	4.35 F/m					
c. Orientación de fracturas en enjambres de fracturas, estratos individuales y estratos delgados vs espesos						
E.113. Orientaciones de EF	E.108. Tres juegos de diaclasas: D1 (N05° -1.4F/m); Dt (N105°-2.65F/m); Dd (N165° - 0.6F/m).			E.108. Azul (estrato 45 cm), Colorado (estrato 130 cm), Violeta (superposición de rumbos).		

Tabla 7. Areniscas de la Formación Mulichinco en el anticlinal Salado.

disminuyendo lateralmente a unos 25° (Fig. 20). En él fueron reconocidas estructuras producidas por diferentes mecanismos de plegamiento, como fracturas y fallas de charnela asociadas a deformación longitudinal tangencial, estrias y crecimiento de cristales de calcita asociados a la cizalla interestratal durante el flexo - deslizamiento y el flujo flexural.

Los pliegues del Agrio están en rocas de las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso y las discontinuidades estructurales más abundantes son diaclasas y vetas, con la presencia de una importante deformación en sus charnelas, lo que origina una fracturación de escala kilométrica con evidencias de una notable circulación de fluidos. En los pliegues de Quili Malal, ya se incorporan rocas de las formaciones Candeleros y Huincul del Grupo Neuquén y las estructuras en las areniscas son casi exclusivamente diaclasas.

En el anticlinal, la Formación Agrio está integrada por estratos poco compactos de lutitas verdes y negras, numerosos bancos de calizas bioclásticas marrones a rojizas intercaladas y algunas areniscas cuarzosas de tonos claros (Figs. 21a, b, e). La proporción estimada de cada litología por espesor en la sección es cercana a 60/35/5, respectivamente. Las estructuras están localizadas en las calizas y algunas en las areniscas, y son muy escasas en las lutitas. En las calizas predominan diaclasas y vetas con estilolitas en algunos sitios, y en las areniscas hay vetas bien desarrolladas (Figs. 22, 23). En los conjuntos de calizas, lutitas y areniscas de la zona de charnela hay fallas normales y zonas de atrición y brechamiento hidráulico (Figs. 21, 23, 24).

Diaclasas y vetas. Si bien es difícil de estimar con precisión, todas las diaclasas de la zona de charnela del anticlinal Agrio están tapizadas por calcita o bien conforman venillas y vetas que en muchos casos superan los 10 cm, motivo por el cual ambas estructuras se describen en conjunto.

Las vetas y vetillas de calcita se disponen de varias maneras, aunque son dominantes dos juegos ortogonales de alto ángulo de tipo longitudinal y transversal (Vl y Vt) (Figs. 22a, b, c, d, e). También hay juegos diagonales de distinto origen, delgadas vetillas sobre los flancos del pliegue, venillas que unen tramos del juego Vl y geometrías *en echelon*. Con un espesor que oscila entre 1 y 15 cm, la estructura interna dominante en todos estos tipos de vetas es sintaxial bandeada y crustiforme. Las bandas están formadas por cristales desarrollados con su mayor longitud normal a las paredes, lo que sumado a otras características descriptas caracterizan las vetas extensionales (Figs. 22d, e). Las vetas estadísticamente más abundantes son las del

juego Vl, las que a su vez son las de mayor longitud y anteceden en su formación al juego Vt. Son estructuras verticales o de alto ángulo y un rumbo general N - S (N 05° a N 355°), cuyos tramos en ocasiones están conectados por un tercer juego diagonal de rumbo NO; en cuanto a las Vt son verticales y de rumbo general O - E (N 80° a N 100°). También se han observado venillas de calcita de rumbo N 350° dispuesta *en echelon*, a lo largo de fajas de rumbo N 12° (Fig. 22b).

Sobre los flancos del anticlinal y particularmente en los bancos de calizas persisten los juegos de diaclasas y vetas mencionados, aunque aquí son más comunes vetas y diaclasas diagonales (Figs. 22f, g). En los estratos sobre el flanco que están adyacentes al camino a Quili Malal hay evidencias de deformación de flancos y los estratos aumentan su inclinación, pasando de 40° a 60°, y en ocasiones a 90°. Esta deformación es posterior a la formación de las diaclasas y las vetas, por lo que modifica la posición original. La consecuente rotación horaria de estratos y diaclasas, disminuye la inclinación de las diaclasas longitudinales hasta 25° y produce pequeños cabalgamientos de vergencia oriental, que cortan a los otros juegos. Por otro lado hay ranuras, estriaciones y crecimiento de fibras de calcita (*slickenfibres*) consecuencia del flexo - deslizamiento de los estratos (Figs. 22h, i).

En la Formación Rayoso hay fracturas únicamente en los estratos de areniscas intercaladas en fangolitas que pertenecerían al miembro inferior de la unidad. Son dos juegos casi ortogonales entre sí, que resultan diagonales a la estructura del sinclinal Agrio. Estos juegos no tienen exactamente la misma orientación que los mencionados en las calizas de las formaciones Agrio y Huitrín (Fig. 20), donde además se observan evidencias de cizallamiento y rotación en el juego NO (N 315°).

Sobre el flanco oriental del sinclinal Quili Malal afloran dos juegos de diaclasas bien desarrollados en las areniscas grises oscuras de la Formación Candeleros. Se trata de juegos casi ortogonales con un peso estadístico variable según las estaciones de medición. En conjunto resulta más abundante el juego N 345° respecto del N 75°, los que en relación a la orientación del sinclinal son diaclasas longitudinales (DI) y transversales (Dt), respectivamente (Fig. 20).

Fallas en zona de charnela. En las charnelas del anticlinal y el sinclinal Agrio hay evidencias de una importante zona de fallamiento de charnela con una continuidad de al menos 7 a 8 km, la que está integrada por varias estructuras que son el reflejo de los mecanismos de deformación dominantes en este sector, sumados a la presión de los fluidos.

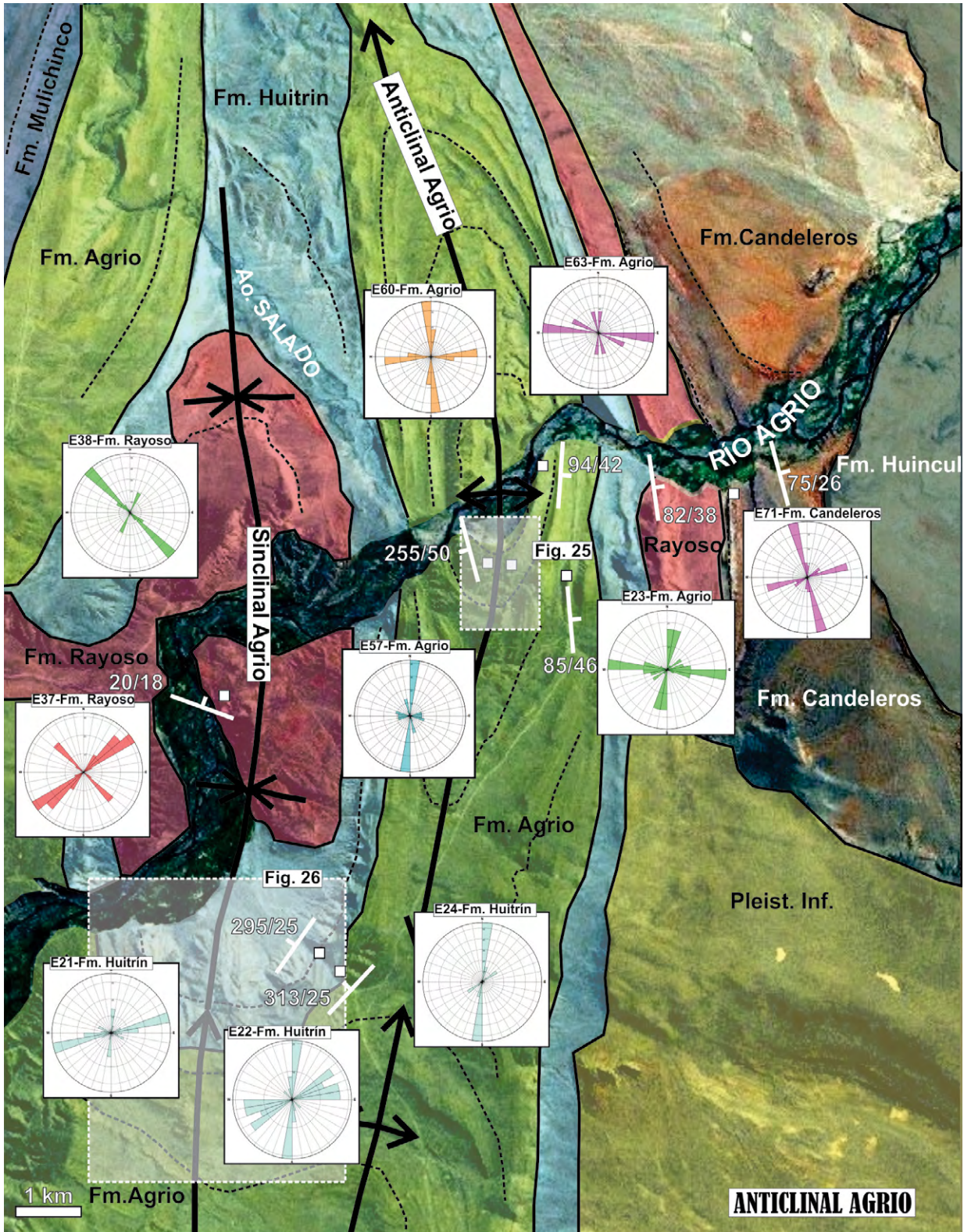


Figura 20. Mapa geológico del anticlinal Agrio y del sinclinal Agrio y diagramas de frecuencias de fracturas y venillas en calizas y areniscas, y fracturas en areniscas de diferentes formaciones. En general se observa un predominio de fracturas longitudinales y transversales. Los recuadros indican sectores con mapas de mayor detalle en las charnelas del sinclinal y anticlinal (véase figs. 25 y 26). La moda dominante en la estación 37 en areniscas del miembro arenoso de la Formación Rayoso son fracturas de cizalla.

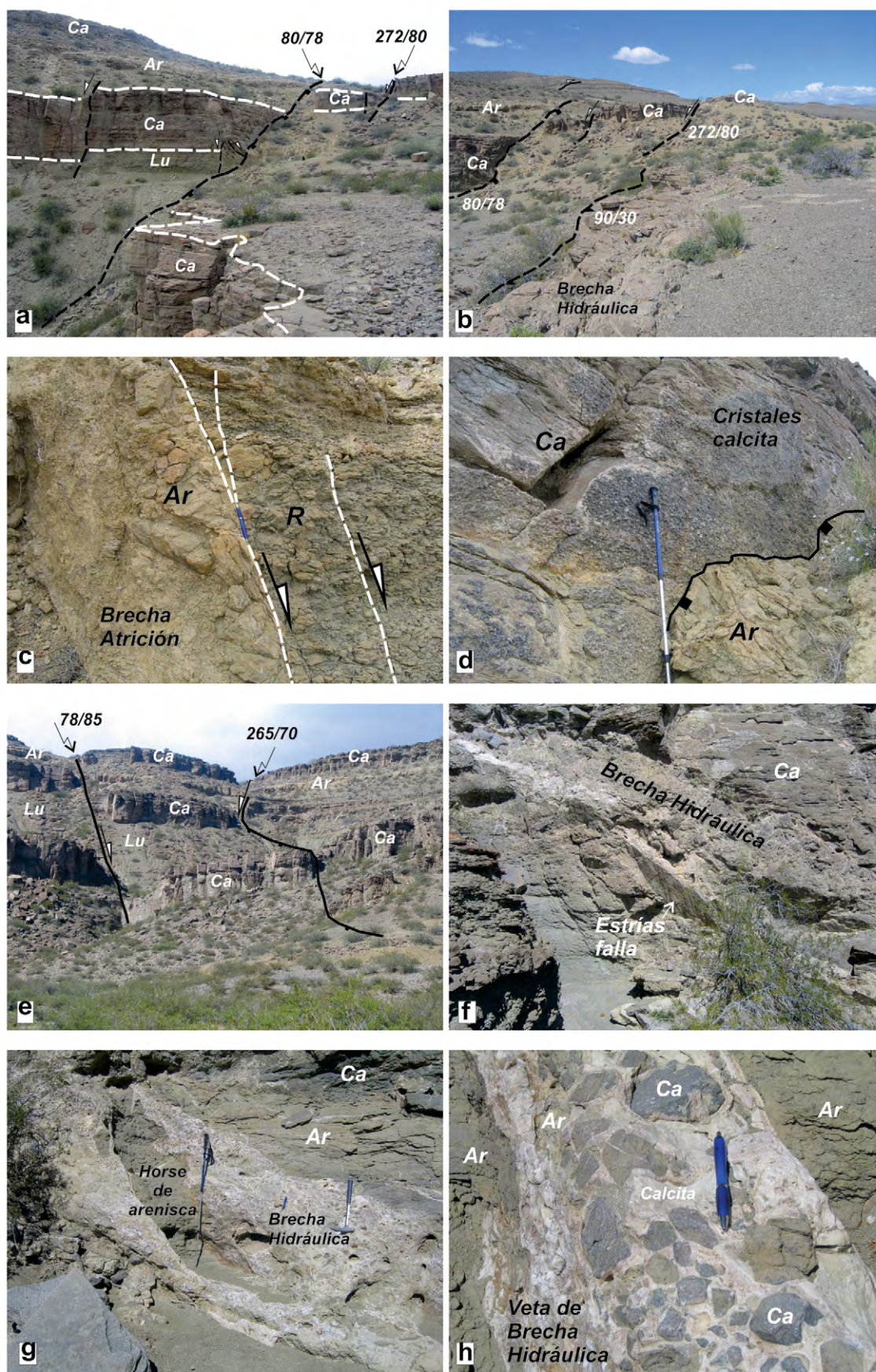


Figura 21. Charnela del anticlinal Agrio, Formación Agrio. **a.** Fallas normales de alto ángulo, Calizas (Ca), areniscas (Ar), lutitas (Lu). **b.** Fallas normales, cabalgamiento y brechas hidráulicas. **c.** Brechas de atrición en falla normal y cizallas de Riedel. **d.** Pared de falla normal en caliza con cristales de calcita en contacto con areniscas. **e.** Fallas normales al este de las anteriores. **f,g.** Plano estriado y zona de brechamiento hidráulico. **h.** Veta de brecha con clastos de calizas y areniscas y cemento calcítico en areniscas.

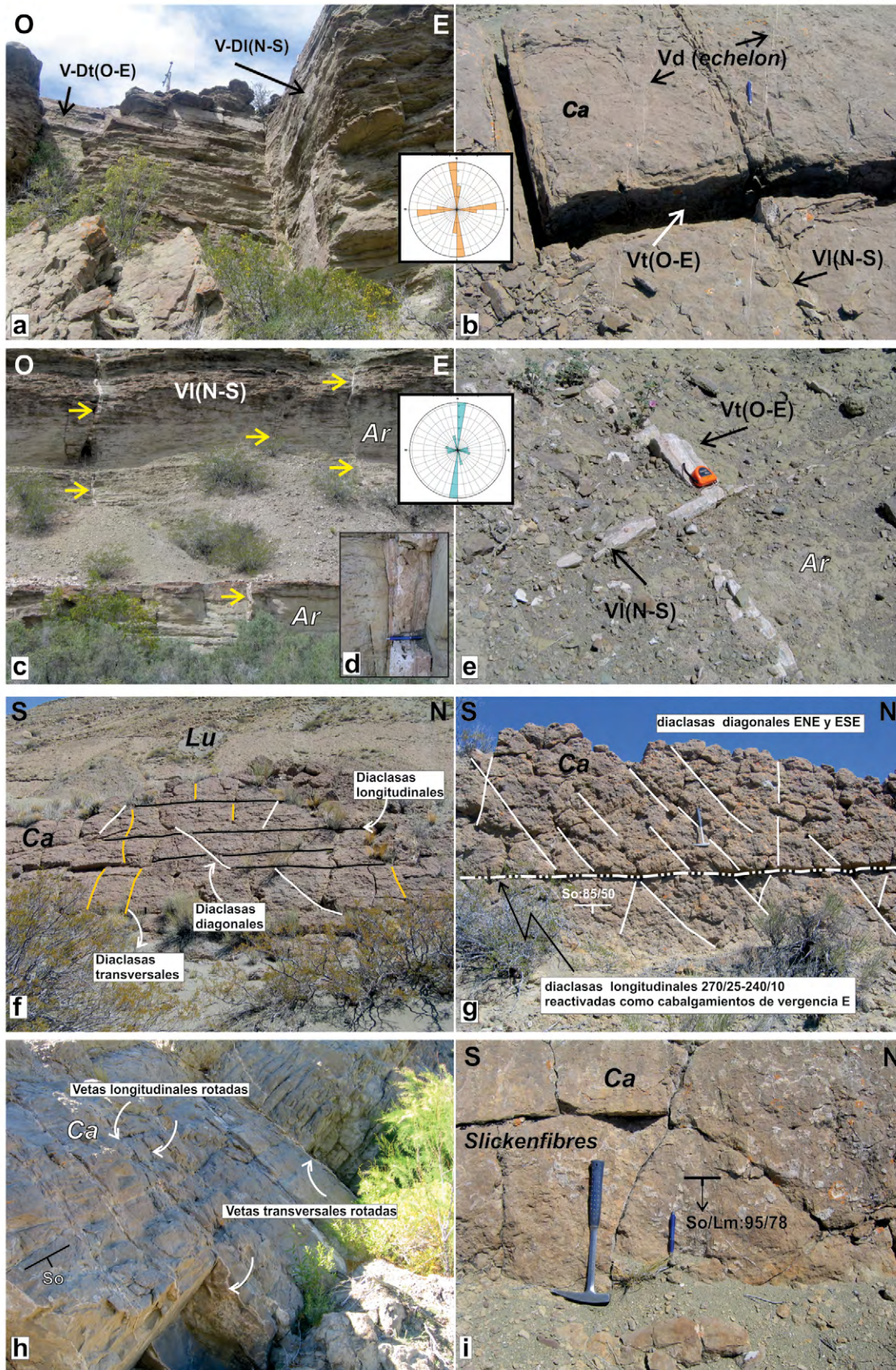


Figura 22. Charnela del anticlinal Agrio, Formación Agrio. **a,b.** Calizas y sus dos juegos de diaclasas y venas, longitudinal N-S y transversal O-E. **c,d.** Venas longitudinales extensionales de caliza en areniscas. **e.** Juegos ortogonales de venas extensionales. **f,g.** Tres juegos de diaclasas en el flanco oriental del anticlinal; una longitudinal N-S, reactivada como cabalgamiento. **h.** Rotación de estratos de calizas junto a fracturas y venillas. **i.** Rellenos de caliza estriados formados por flexo-deslizamiento.

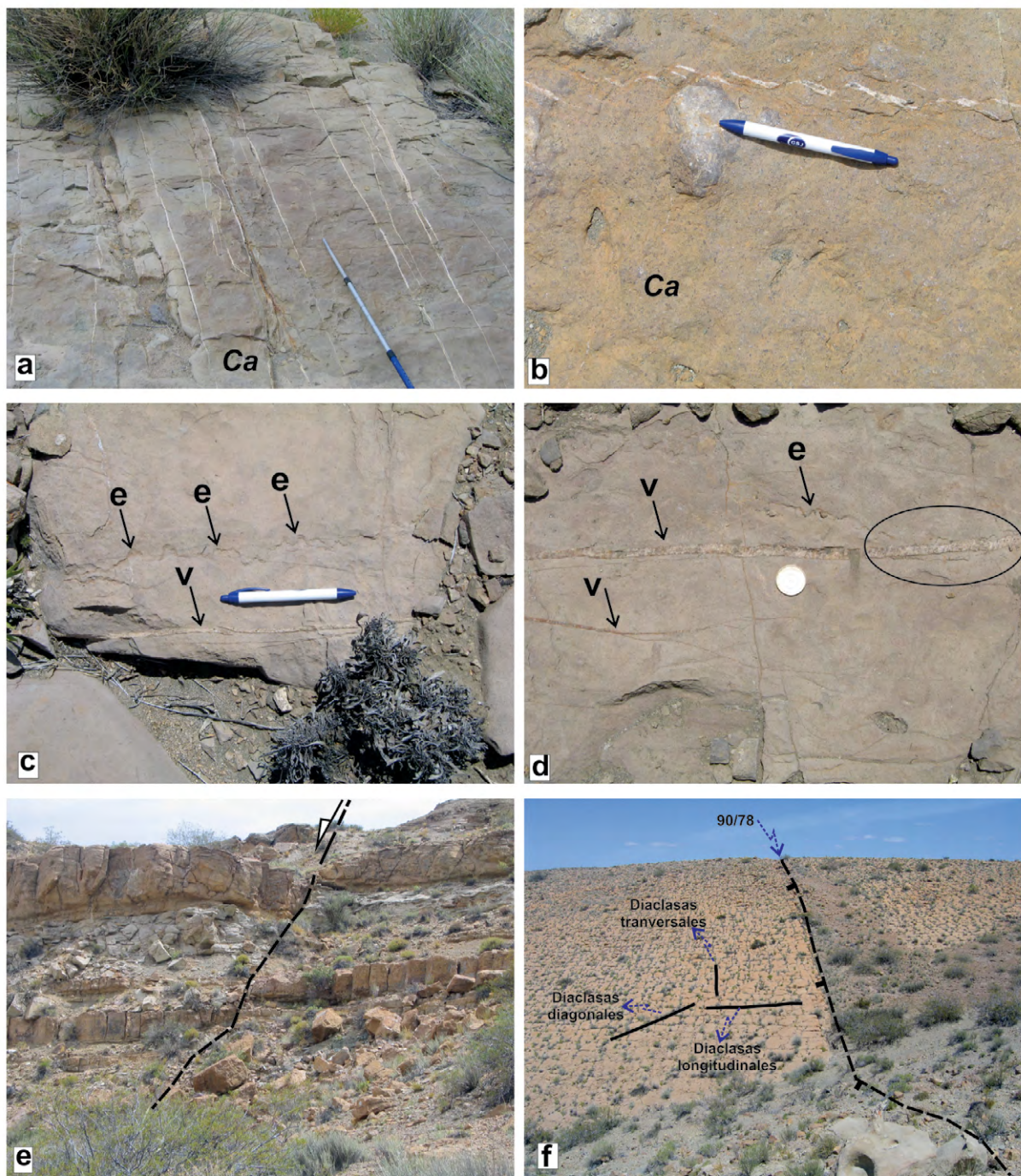


Figura 23. Fotografías en calizas de la Formación Agrio ubicadas sobre la zona de charnela del sinclinal Agrio. **a.** Juego de venillas longitudinales de calcita de alta frecuencia. **b.** Venillas en echelon de calcita. **c,d.** Venillas extensionales (v) y estilolitas (s); en la zona indicada con la elipse se observa que la veta extensional posdata la formación de la estilolita. **e,f.** Fallas normales de alto ángulo y escaso rechazo en calizas con juegos de diaclasas bien desarrollados

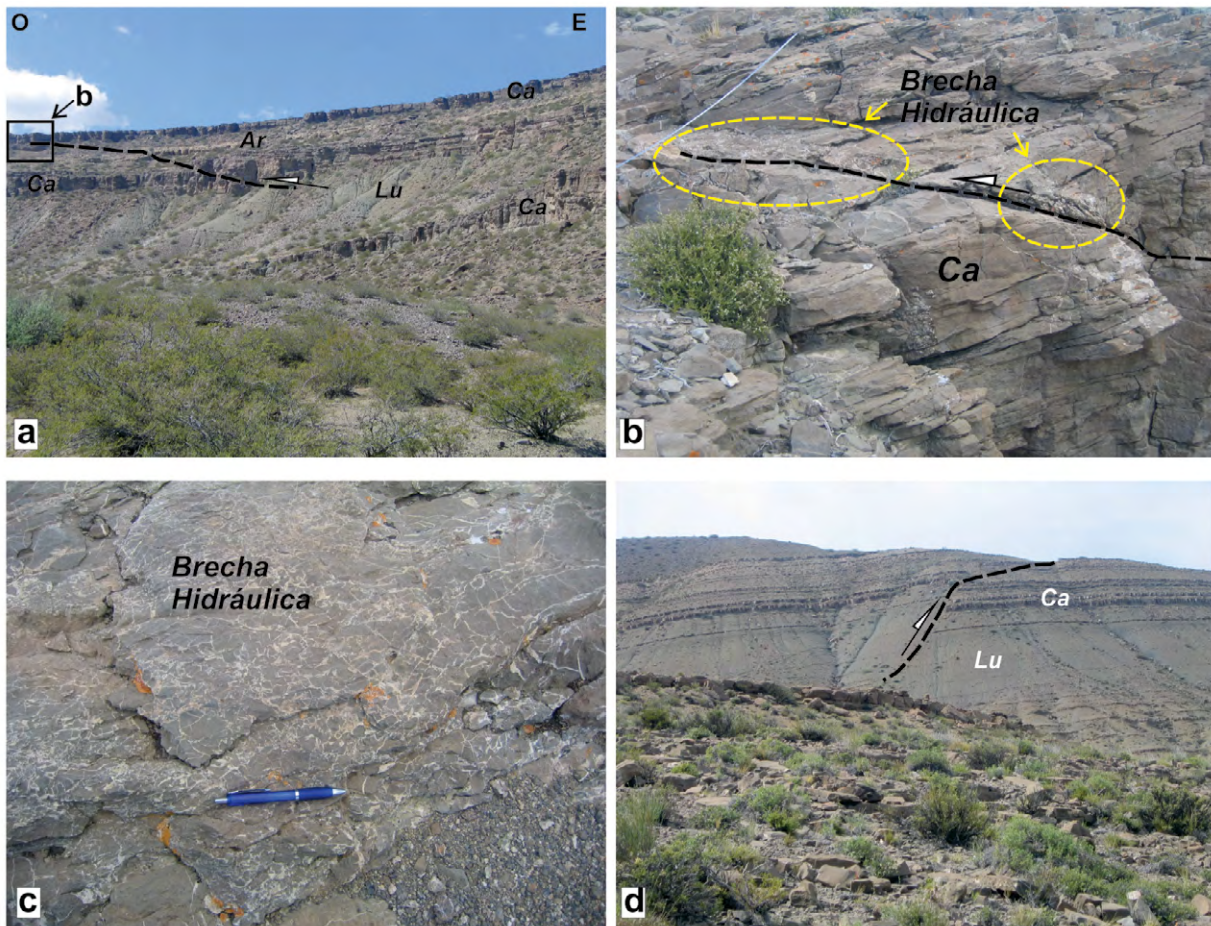


Figura 24. Fotografías de cabalgamientos y fallas inversas en el anticlinal Agrio. **a.** Cabalgamiento enraizado en lutitas ubicado sobre el flanco oriental del anticlinal. **b.** Afloramiento del cabalgamiento enraizado en lutitas y ubicado en la charnela del anticlinal (véase fig. 21b). **c.** Detalle de la brecha hidráulica en calizas. **d.** Falla inversa sobre los flancos del anticlinal.

En el anticlinal (Fig. 25) afloran dos sectores paralelos de rumbo N - S con fallas normales de alto ángulo (70° a 80°), cada uno de ellos con al menos dos juegos de fallas conjugadas que llevan asociadas zonas de brechas de atrición, de brechas hidráulicas y vetas de brecha, todas con cemento de calcita (Fig. 21). Estas zonas de deformación están desarrolladas sobre todo en las calizas y las areniscas. Además de las fallas, el sector ubicado al oeste consta de una zona de 2 a 3 m de ancho con varias vetas de brecha hidráulica de 25 a 30 cm de potencia, separadas por caballos de areniscas. La veta de brecha ($N 282^\circ/70^\circ$) tiene clastos de calizas, areniscas y otras vetas, cementados por carbonato. Intercalados, hay grandes espejos de fricción estriados (*rake* 80°). El sector al este también presenta, a lo largo de las fallas normales, rellenos con geometría de *jog* dilatante, lo que sugiere alguna componente sinistral a lo largo de la charnela.

En las lutitas ubicadas entre ambos grupos de fallas normales, aflora un cabalgamiento de rumbo N - S y unos 30° de inclinación que hacia arriba emerge en un estrato de calizas con un intenso brechamiento hidráulico, y que hacia abajo enraizaría en las lutitas (Fig. 24).

El alto ángulo de las fallas normales, la presencia de estrías con numerosas zonas de dilatación con variado relleno mineral, permiten catalogar a las fallas como producidas por una mecánica híbrida (cizallante - extensional) y una importante participación de fluidos derivados de la disolución de las calizas. La coexistencia en la zona de charnela de fallas normales y cabalgamientos, las primeras más cercanas al arco externo y los segundos en el arco interior, indica el predominio de una mecánica de deformación longitudinal tangencial. Este mecanismo no ha operado sobre estratos individuales, sino sobre varios estratos de calizas y areniscas, a modo de unidad mecánica. Hacia el oeste de la charnela hay cabalgamientos similares, quizás producto de la deformación sobre los flancos.

Otra importante zona de deformación de charnela se desarrolla en el sinclinal Agrio (Fig. 26), tanto en la Formación Agrio como en la parte inferior de la Formación Huitrín. Descendiendo estratigráficamente por la charnela del sinclinal hacia el sur, la zona de deformación alcanza la parte basal de la Formación Agrio en inmediaciones de su contacto con la Formación Mulichinco, en la terminación

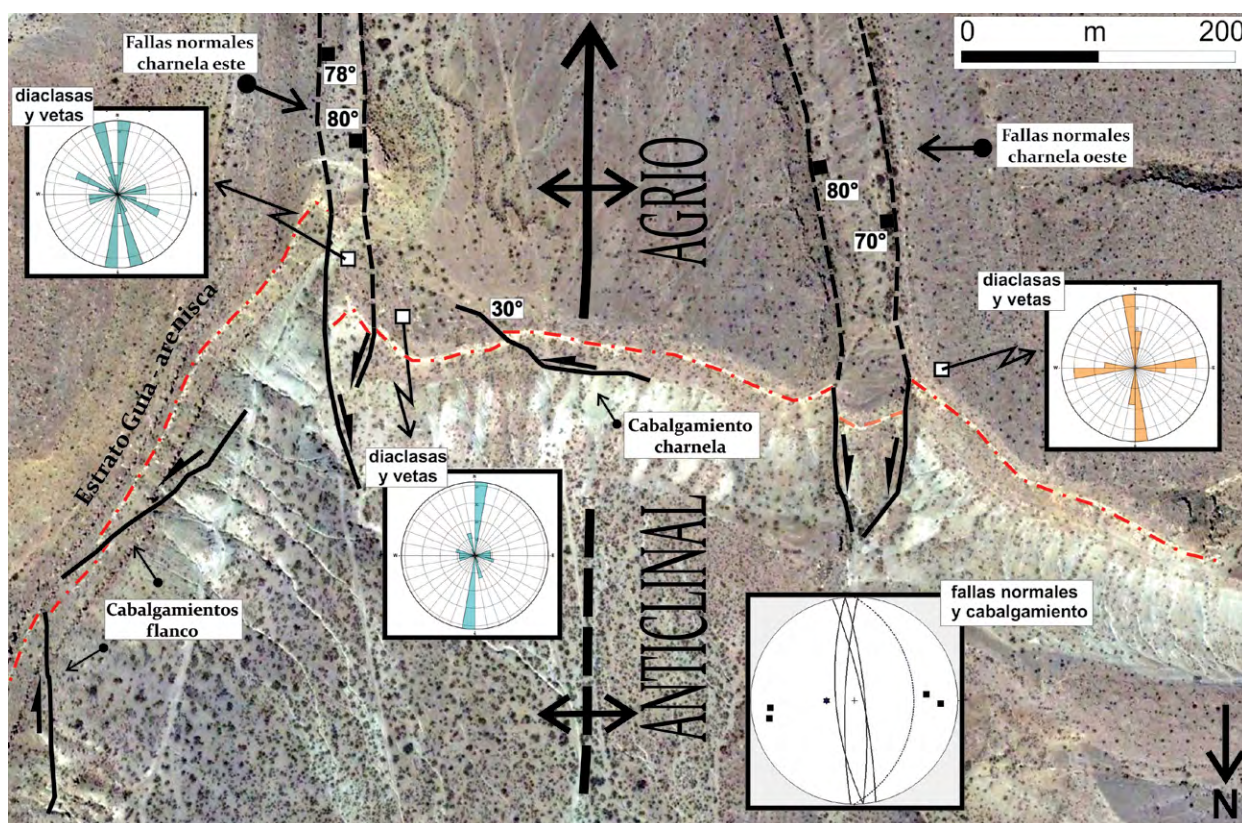


Figura 25. Mapa geológico de detalle de la charnela del anticlinal Agrio, según recuadro en figura 20. Se observan las fallas normales de alto ángulo ubicadas en los sectores este (fig. 21 a, b) y oeste (fig. 21 e) de la charnela, y el cabalgamiento en la parte central (fig. 24 b) y sobre los flancos (fig. 24 a). Los diagramas de frecuencia representan diaclasas y venillas longitudinales y transversales.

septentrional de la sierra de la Vaca Muerta. En el sinclinal y sobre calizas grises y pardas rojizas, las estructuras son diaclasas, venas, estilolitas y fallas normales de alto ángulo.

A casi 2 km de la zona de culminación de la charnela, ya se observa un notable desarrollo de venillas longitudinales (VI) de calcita de rumbo N 05°, acompañado por un juego transversal (Vt) N 155° de menor peso estadístico; vetillas *en echelon* se encuentran a lo largo del rumbo de las VI (Figs. 23a, b). Las venillas se caracterizan por un espesor máximo de 2 cm, el cual en algunos casos y de manera notable, se mantiene por casi un centenar de metros. Las diaclasas que están más desarrolladas en algunos bancos de calizas, también están presentes como dos juegos ortogonales, aunque su peso estadístico es similar. Las estilolitas afloran en un juego N - S paralelo a VI, pero que pre - data a las vetas (Figs. 23c, d).

Las estructuras de mayores dimensiones son fallas normales de rumbo N05° y alto ángulo (75°-80°) alguna de las cuales están caracterizadas por una desplazamiento no mayor a dos metros, en tanto que otras de mayores dimensiones llevan asociados arrastre de los estratos (Figs. 23e, f).

5.4. PLIEGUES ENTRE EL RÍO AGRIO Y EL ARROYO COVUNCO

Este sector se encuentra en la zona de influencia de la dorsal de Huincul y sus pliegues, de variado rumbo, son en todos los casos diferentes a aquella típica orientación N - S que caracteriza la faja plegada del Agrio. Hay pliegues de rumbo ENE (anticlinal Vaca Muerta), NO - SE (anticlinal Los Catutos, sinclinal Pichi Moncol), ONO (sinclinal Curymil), hasta de rumbos O - E como aquellos ubicados en inmediaciones de Plaza Huincul en las sedimentitas del Grupo Neuquén (Fig. 15). Los estratos en los anticlinales Vaca Muerta y Los Catutos tienen continuidad y se encuentran replegados como parte de los flancos del sinclinal Curymil (véase Giacosa 2017 y 2018).

5.4.1. ANTICLINAL VACA MUERTA Y PLIEGUES EN CERRO COLORADO

El anticlinal Vaca Muerta es un pliegue de orientación general y buzamiento al NNE, de carácter asimétrico y con vergencia oeste, cuya traza axial cambia un poco su orientación al norte y sur del cañadón Mallín Quemado (Fig. 27).

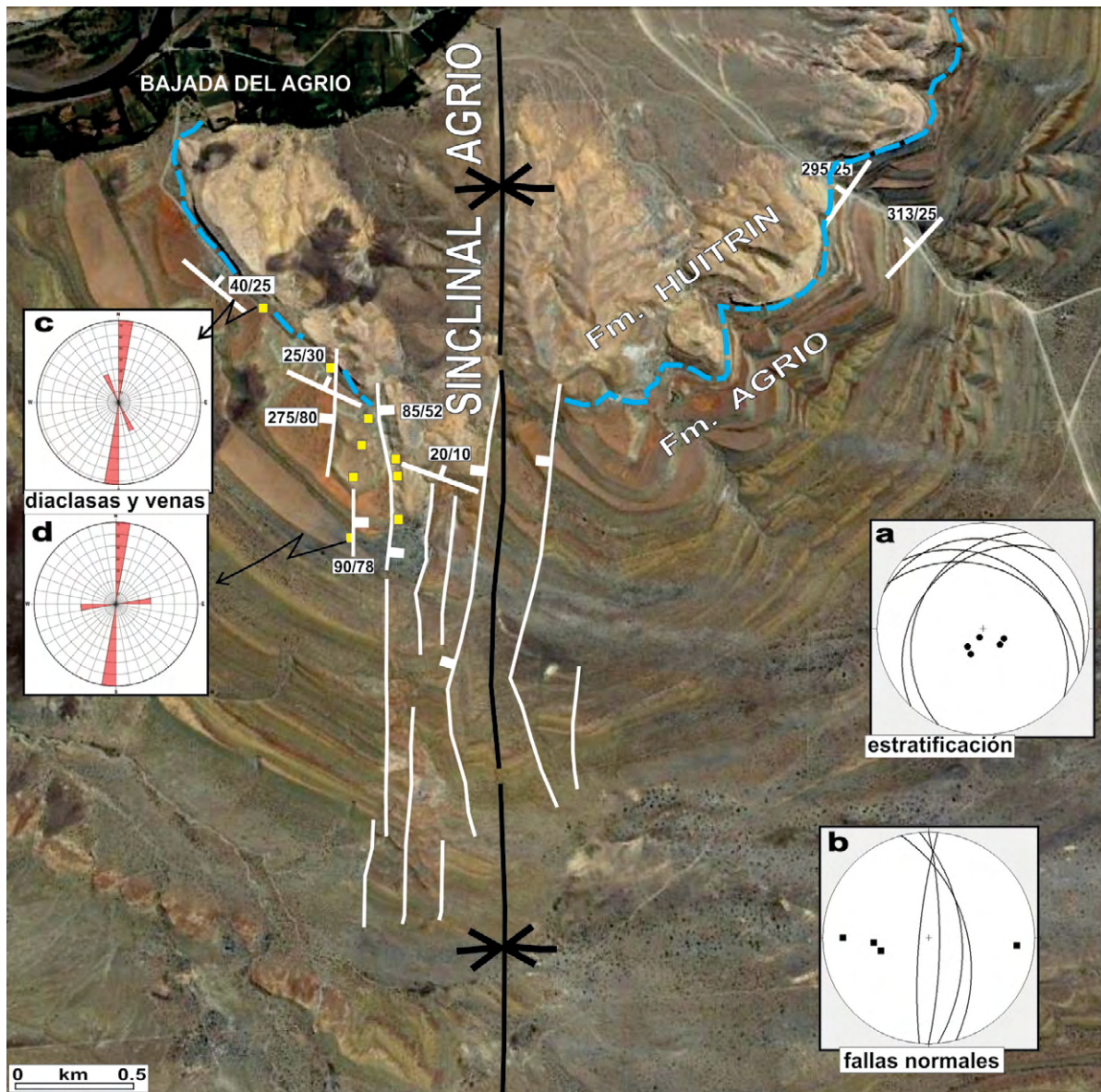


Figura 26. Mapa geológico de detalle de la charnela del sinclinal Agrio, según recuadro en figura 20. Se observan las fallas normales de alto ángulo y rumbo N-S del sector. a. estereograma de la estratificación. b. estereograma de las fallas normales. c,d. Diagrama de frecuencias de diaclasas y venillas.

Cada uno de sus flancos se corresponde con un notorio relieve; los estratos del flanco occidental que inclinan 60° - 70° al NO conforman el cordón Cuchillo Curá y los del flanco oriental en el cordón Curymil tienen una inclinación de 15° - 30° al SE. Ya en el ámbito de la sierra de la Vaca Muerta y hacia el este en inmediaciones del cerro Colorado, la estructura se suaviza (Fig. 28) y los pliegues del cerro Colorado vuelven a tener una orientación meridional, de manera que hacia el norte ensamblan con los pliegues del Agrio (Fig. 15).

En el anticlinal Vaca Muerta, donde afloran rocas de los grupos Cuyo y Mendoza, son notorios en la zona cercana a la charnela, los sistemas vetiformes

epitermales de Mallín Quemado y un conjunto de estructuras asociadas a la deformación acaecida durante la fase del Mioceno, los que han sido tratados recientemente (Giacosa 2017). En cuanto a las DE, se describirán las diaclasas en las formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Mulichinco y continuando al este, aquellas ubicadas en las calizas de las formaciones Agrio y Huitrín (Fig. 29).

Diaclasas. En la zona de charnela del anticlinal en el cerro Mallín Quemado y como parte del contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, afloran areniscas finas a medianas, compactas y lutitas margosas negras y verdosas, ambas con evidencias de endurecimiento por metamorfismo

térmico de contacto. En estas rocas, y debido al exiguo espesor de los estratos, las diaclasas se presentan en dos juegos verticales de alta frecuencia (Figs. 29b,f), más un tercer juego diagonal N70° de gran longitud y baja frecuencia (Figs. 29a,b). Estadísticamente predomina un juego de rumbo NO (N290° - 310°) y otro ortogonal de rumbo NE (N20° - 30°), los cuales en relación a la orientación del anticlinal en este sector, resultan transversales y longitudinales respectivamente.

En las lutitas margosas hay numerosas diaclasas de ambos juegos, pero particularmente las transversales, son vetas extensionales de calcita de 1 a 2 cm de espesor, con algunas que superan los 5 centímetros (Figs. 29c,d,e). El juego longitudinal de fracturas alcanza un gran desarrollo en la zona de las vetas Río Agrío, donde ha sido refracturado por la presión de los fluidos que acompañaron la mineralización del sector (véase Fig. 12 en Giacosa, 2017, 2018).

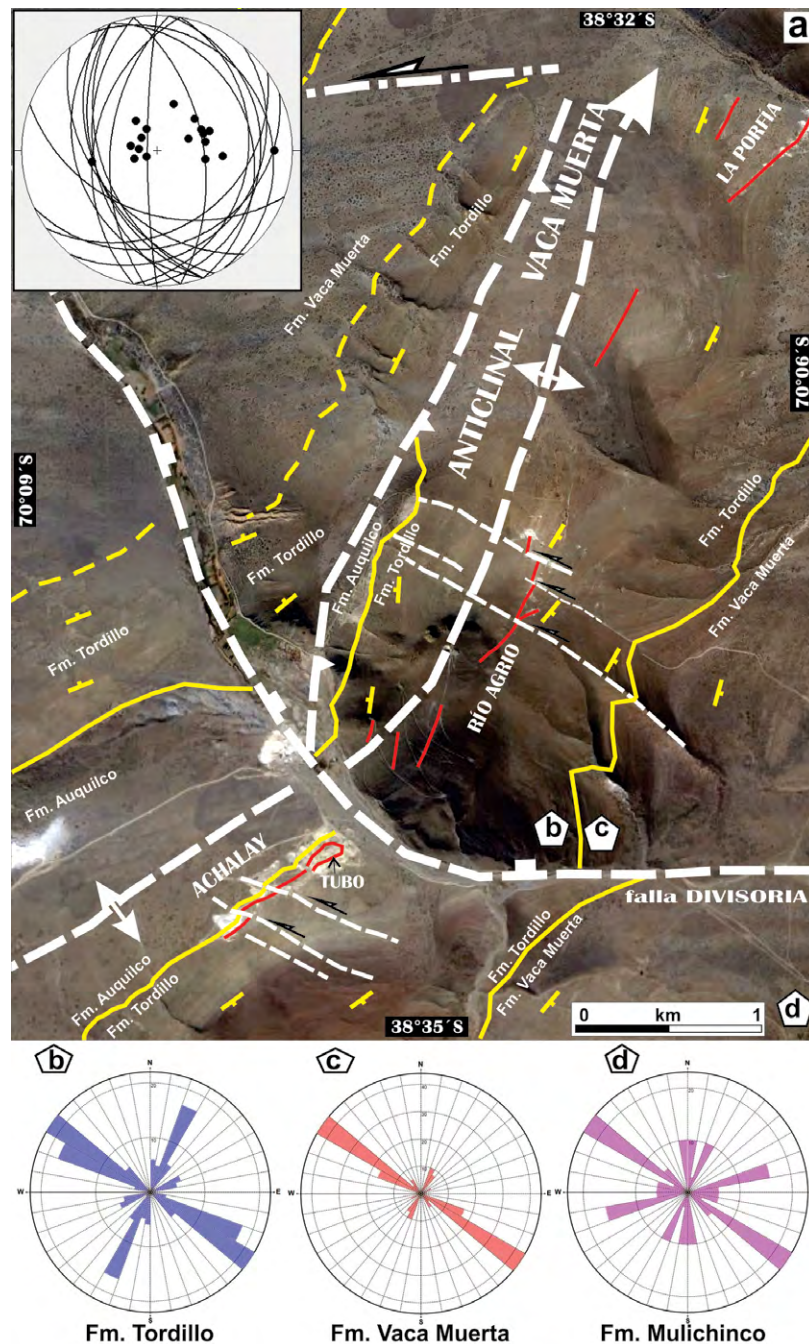


Figura 27. Mapa geológico de detalle de la zona de charnela del anticlinal Vaca Muerta en el cerro Mallín Quemado. En rojo se observan las vetas de baritina de La Porfía, Río Agrío y Achalay las que constituyen rellenos de fracturas extensionales de la charnela. Los diagramas de frecuencias corresponden a diaclasas en areniscas cuya ubicación en el mapa está señalada en recuadros con las letras b,c,d. En el caso de las formaciones Tordillo y Vaca Muerta se trata de areniscas muy compactas afectadas en algún grado por metamorfismo térmico. El estereograma de la parte superior muestra la proyección de datos de estratificación al norte y sur del cañadón Mallín Quemado.

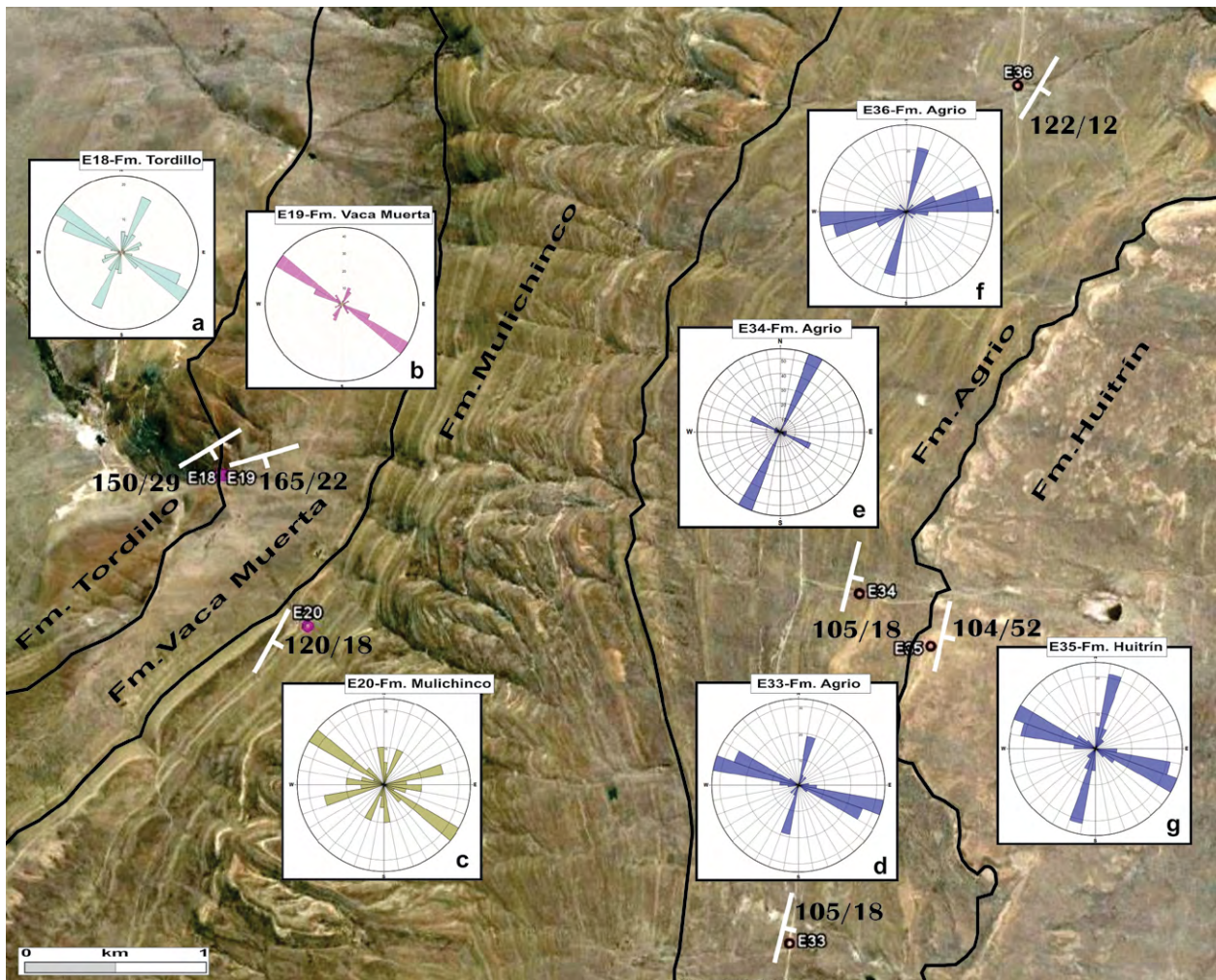


Figura 28. Mapa geológico de la zona de charnela y flanco oriental del anticlinal Vaca Muerta, el que a su vez conforma el flanco occidental del sinclinal Cerro Colorado. Los diagramas de frecuencias corresponden a diaclasas en areniscas de las formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Mulichinco y calizas en las formaciones Agrio y Huitrín.

En la parte inferior de la Formación Mulichinco hemos medido diaclasas en areniscas calcáreas laminadas de grano mediano a fino y de color gris claro. Predominan diaclasas transversales similares a las descritas previamente (N 300°), más otras tres poblaciones entre las que destacan las diaclasas diagonales N 70°.

En los flancos del sinclinal cerro Colorado fueron medidas tres estaciones con diaclasas y venillas en areniscas calcáreas y calizas de la Formación Agrio (Fig. 28). La orientación general de las diaclasas es muy similar a los mencionados juegos longitudinales y transversales y su peso estadístico es cambiante (Figs. 28f, g). Las Dt son mayormente verticales, en tanto que las Dl inclinan unos 70° en sentido contrario a la estratificación. Las venillas de calcita en las areniscas, ocupan el sitio de las Dl y en las calizas forman un enrejado de alta frecuencia.

Fallas en zona de charnela. Si bien no hemos analizado estas estructuras en detalle, las características que se observan en las imágenes satelitales

sugieren la presencia de una zona de unos 10 km de longitud con evidencias de deformación de charnela en el sinclinal Cerro Colorado (Fig. 15). Se destacan al menos tres discontinuidades lineales de rumbo NNE en las calizas de la Formación Huitrín. Hacia el este, en calizas de la Formación Agrio ubicadas en la charnela del anticlinal Cerro Colorado, en particular en su continuación sur sobre la margen derecha del arroyo Covunco, hay estructuras similares pero con un desplazamiento más marcado de las capas.

5.4.2. ANTICLINAL LOS CATUTOS Y SINCLINAL PICHÍ MONCOL

El anticlinal Los Catutos es un pliegue simétrico buzante al SE, de rumbo N 60° O, cuyos flancos inclinan unos 25° a 40°, en el que afloran rocas de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza y que hacia el oeste continúa en el sinclinal Pichi Moncol, un braquisinclinal abierto, con estratos que inclinan 15° a 20° (Fig. 30). Ambos pliegues están afectados

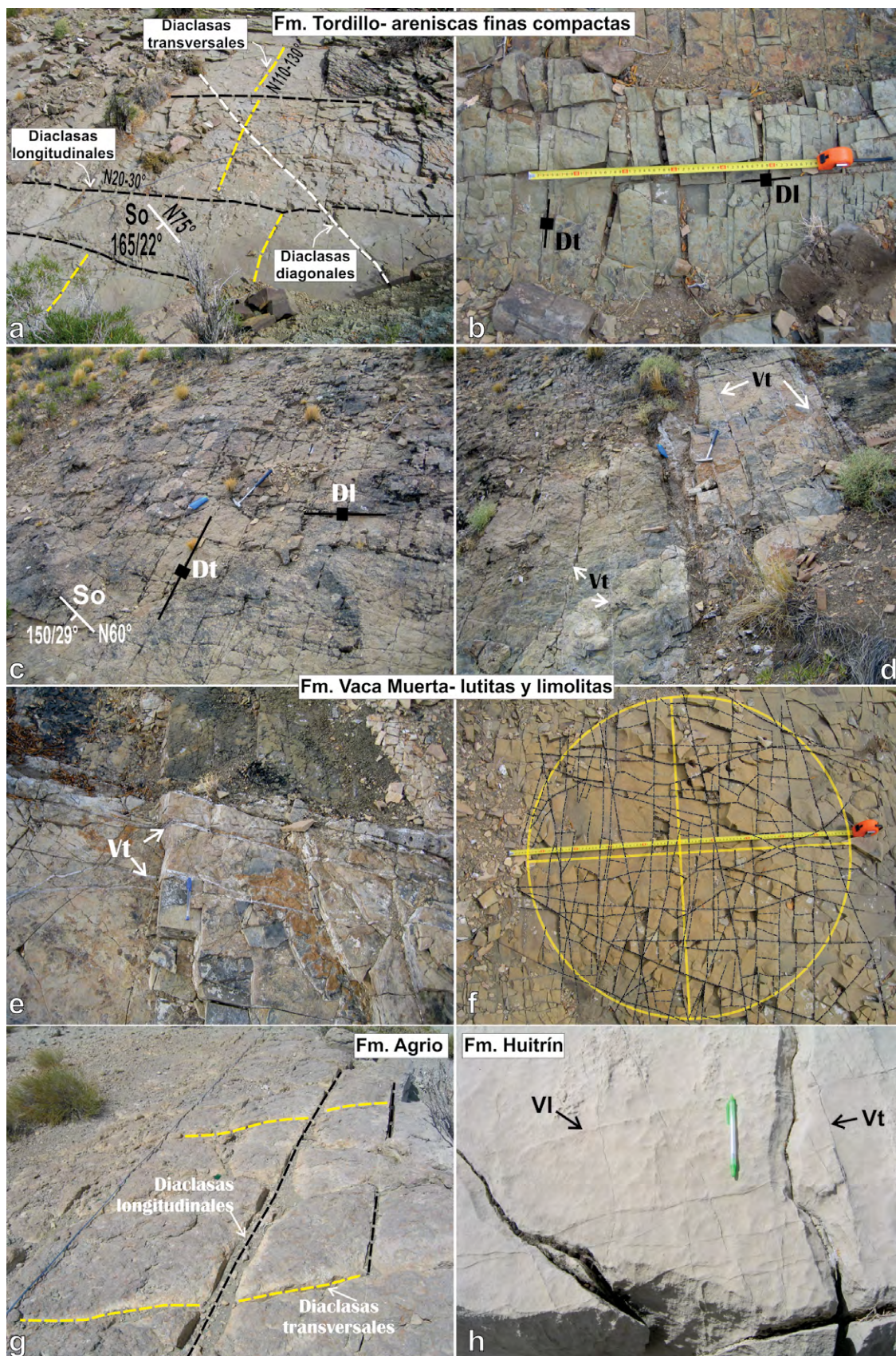


Figura 29. **a.** Diaclasas en areniscas de la Formación Tordillo en la zona de charnela y flanco oriental del anticlinal Vaca Muerta; se observa el mayor desarrollo de diaclasas longitudinales, respecto de las transversales que son más cortas pero más abundantes. También aflora un juego diagonal de mayor longitud, pero bajo peso estadístico (véase fig. 27b). **b.** Detalle que muestra una fracturación de alta frecuencia en estratos delgados. **c.** Fracturación de alta frecuencia en estratos delgados de lutitas margosas de la Formación Vaca Muerta. **d, e.** Vetas transversales de calcita en lutitas margosas de la Formación Vaca Muerta. **f.** Fracturación de alta frecuencia en estratos delgados de limolitas de la Formación Vaca Muerta. **g.** Diaclasas longitudinales y transversales en calizas de la Formación Agrio. **h.** Venillas longitudinales y transversales de calcita en calizas de la Formación Huitrín.

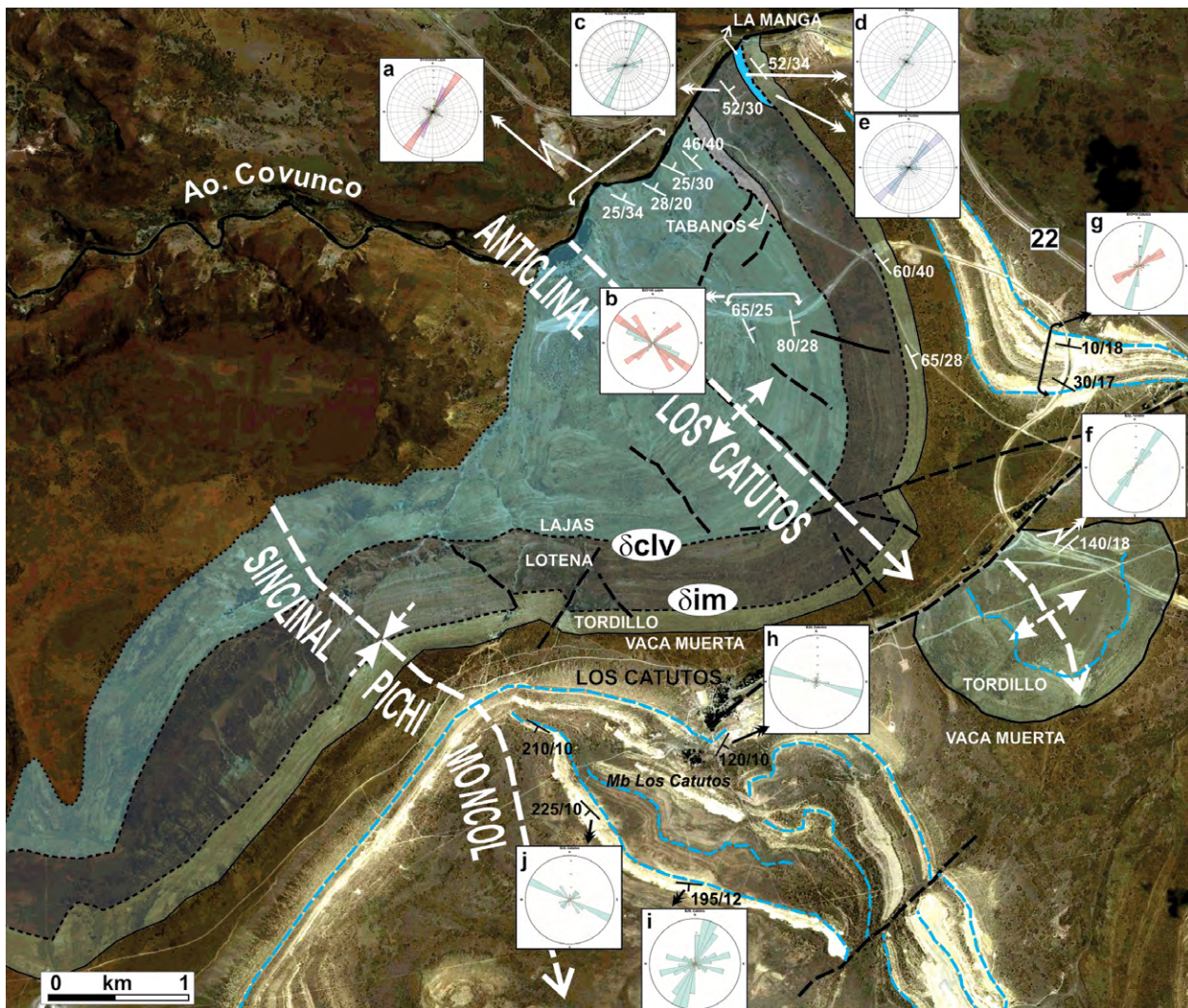


Figura 30. Mapa estructural de los pliegues ubicados al sur del arroyo Covunco. Se observa el anticlinal Los Catutos con rocas de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza y la ubicación de las discordancias que los separan (δ_{clv} - δ_{im}). En las rocas más jóvenes del sinclinal Pichi Moncol se destaca una morfología de braquisinclinal abierto con fuertes disarmonías en las calizas y lutitas de la Formación Vaca Muerta. Los diagramas de frecuencias de fracturas muestran en general un predominio de diaclasas transversales y longitudinales, aunque mayoritariamente las primeras tienen mayor peso estadístico.

por fallas y en cuanto a las condiciones reológicas, cabe mencionar el fuerte contraste entre las calizas y lutitas interestratificadas de la Formación Vaca Muerta, lo que origina mecanismos de flujo flexural con estructuras de segundo orden como pliegues de doble charnela (cajón) y geometrías disarmónicas. La sección estratigráfica incluye dos discordancias regionales (Zavala y González 2001), la Intracaloviana entre las formaciones Lajas y Tábanos y la discordancia Intramálmica, entre las formaciones La Manga y Tordillo (Fig. 30).

Las discontinuidades estructurales más abundantes son diaclasas, con venas en algunos conglomerados y en las calizas de la Formación La Manga y en el Miembro Los Catutos. En la Formación Lajas afloran algunas bandas de deformación. A diferencia de las descripciones previas, y si bien afloran

algunas fallas, no se observan estructuras asociadas a la deformación de las charnelas de la magnitud descrita previamente. No se han observado cambios significativos en las discontinuidades separadas por las discordancias.

Diaclasas. En la sección estratigráfica sobre el arroyo Covunco, que es parte del flanco oriental del anticlinal Los Catutos, las diaclasas son muy frecuentes en las areniscas y conglomerados de las formaciones Lajas, Lotena y Tordillo, cuyos estratos inclinan 30° - 40° (Figs. 31, 32). En términos generales puede señalarse que las diaclasas se presentan estadísticamente como dos juegos dominantes: uno transversal y paralelo al buzamiento de los estratos (*dip joints*), y el otro más tardío, de orientación longitudinal y paralelo al rumbo de los estratos (*strike joints*). Con excepción de mediciones sobre

la misma charnela anticlinal donde los dos juegos son abundantes por igual, estadísticamente son más abundantes las diaclasas transversales verticales, cuya orientación promedio es N 35°. Al igual que las diaclasas descriptas, se caracterizan por su trazado rectilíneo y una apertura constante, así como la ausencia de estrías y rocas de fallas.

Las areniscas de la Formación Lajas tienen una frecuencia de >1,5 a <2,5 D/m, en tanto que los conglomerados, posiblemente debido a su bajo grado de cementación y alta porosidad, muestran una menor frecuencia (Figs. 31e, f). Aquellos de la Formación Tordillo poseen 1.5 D/m, en tanto que areniscas intercaladas incrementan esta frecuencia a >3,5 D/m (Figs. 32e, f, g, h). Los conglomerados ubicados cerca del piso de la unidad, poseen junto a la contigua Formación La Manga, numerosas vetas transversales de calcita (Figs. 32a, b, c, d).

En las calizas micríticas ubicadas por encima de la Formación Tordillo también son dominantes las diaclasas del juego Dt, que en este caso tienen un rumbo N 20°. Sin embargo las mediciones en las mismas rocas sobre el amplio cierre periclinal del sinclinal Pichi Moncol, muestran sectores con un dominio de Dl de rumbo N 110 - 120° (Fig. 30).

Venas. En las calizas gris azuladas de la Formación La Manga afloran vetas extensionales verticales de calcita, mayoritariamente dispuestas como un juego transversal de rumbo N 35° (Fig. 32a, b). Hay también una pequeña población de menor cuantía estadística dispuesta como vetas longitudinales. Si bien geoméricamente son vetas tabulares, tienen diseños algo irregulares, tanto en el sentido del rumbo como su inclinación y en algunos casos han sido refracturadas (cizalladas). Espacialmente están asociadas con estilolitas dispuestas de manera paralela a la estratificación de las calizas. Como hemos señalado, las Vt se continúan en los conglomerados basales de la Formación Tordillo.

Bandas de deformación. En los estratos basales de areniscas porosas de la Formación Lajas, afloran de manera limitada bandas de deformación extensionales en dos juegos paralelos a los dos juegos de diaclasas asociados (Bdl // Dl - Bdt // Dt). Se destacan como bandas individuales y como zonas de bandas de tonos claros, y fueron formadas con anterioridad a las diaclasas (31c, d).

5.5. DORSAL DE HUINCUL

La dorsal de Huincul es una estructura transversal al continente Sudamericano ubicada en el norte de la Patagonia (Mosquera *et al.* 2011 y

referencias citadas) donde han sido distinguidos dos sectores ubicados al oeste y este del meridiano que pasa por la localidad de Zapala. Al oeste, el sector andino con afloramientos y al este en el subsuelo, donde se ubican varios yacimientos de hidrocarburos, el sector extrandino. Hacia el este la zona de la dorsal se continuaría por la traza del río Negro. En el sector andino los autores citados han incorporado las serranías que comienzan a la altura de la sierra de Vaca Muerta (Fig. 15), que como hemos mencionado, otros autores incluyen en la faja plegada del Agrio.

Analizaremos los afloramientos en las estructuras de Picún Leufú, donde ya se observan claramente las orientaciones típicas asociadas a la dorsal y que en sus inmediaciones ya afectan a rocas del basamento de la cuenca (Fig. 33).

5.5.1. ANTICLINAL PICÚN LEUFÚ

El anticlinal de Picún Leufú es un pliegue con un marcado rumbo O - E a lo largo de 20 km, que hacia el este de la meseta de la Barda Negra podría continuarse en el anticlinal Lotena - cerro Granito de orientación O - E a ENE, alcanzando de esta manera una longitud de 60 km. En su terminación oeste a la altura de la quebrada del Sapo, es posible su continuidad estructural y estratigráfica, con un anticlinal de rumbo NNE en la sierra de Chacaico, motivo por lo cual ha sido cartografiado como parte de la misma estructura (Fig. 33), alcanzando de esta manera una longitud total inferida de casi 90 km. El anticlinal Lotena - cerro Granito, es el primer afloramiento de la dorsal de Huincul y el pliegue estaría asociado a una falla inversa de vergencia sur ubicada por detrás de los afloramientos del cerro Lotena (falla Cerro Granito) y que hacia el este, en subsuelo, forma parte del dominio estructural de orientación SO - NE que alcanza hasta las inmediaciones de Cutral Có (Silvestro y Zubiri 2008).

En el núcleo del anticlinal de Picún Leufú afloran sedimentitas del Grupo Cuyo y hacia sus flancos, particularmente el sur, se encuentran sucesivamente varias unidades del Jurásico, como las formaciones Challacó, Lotena, Fortín 1° de Mayo, Quebrada del Sapo, Vaca Muerta y Picún Leufú (véase Leanza y Hugo 1997). Hacia el sur y sureste continúan algunas unidades del Cretácico inferior y las unidades basales del Grupo Neuquén.

Al este del tramo de rumbo NNE del anticlinal de Picún Leufú, hemos interpretado una falla inversa de vergencia este, asociada con el levantamiento de la sierra de Chacaico (Fig. 33), en cuyo núcleo afloran

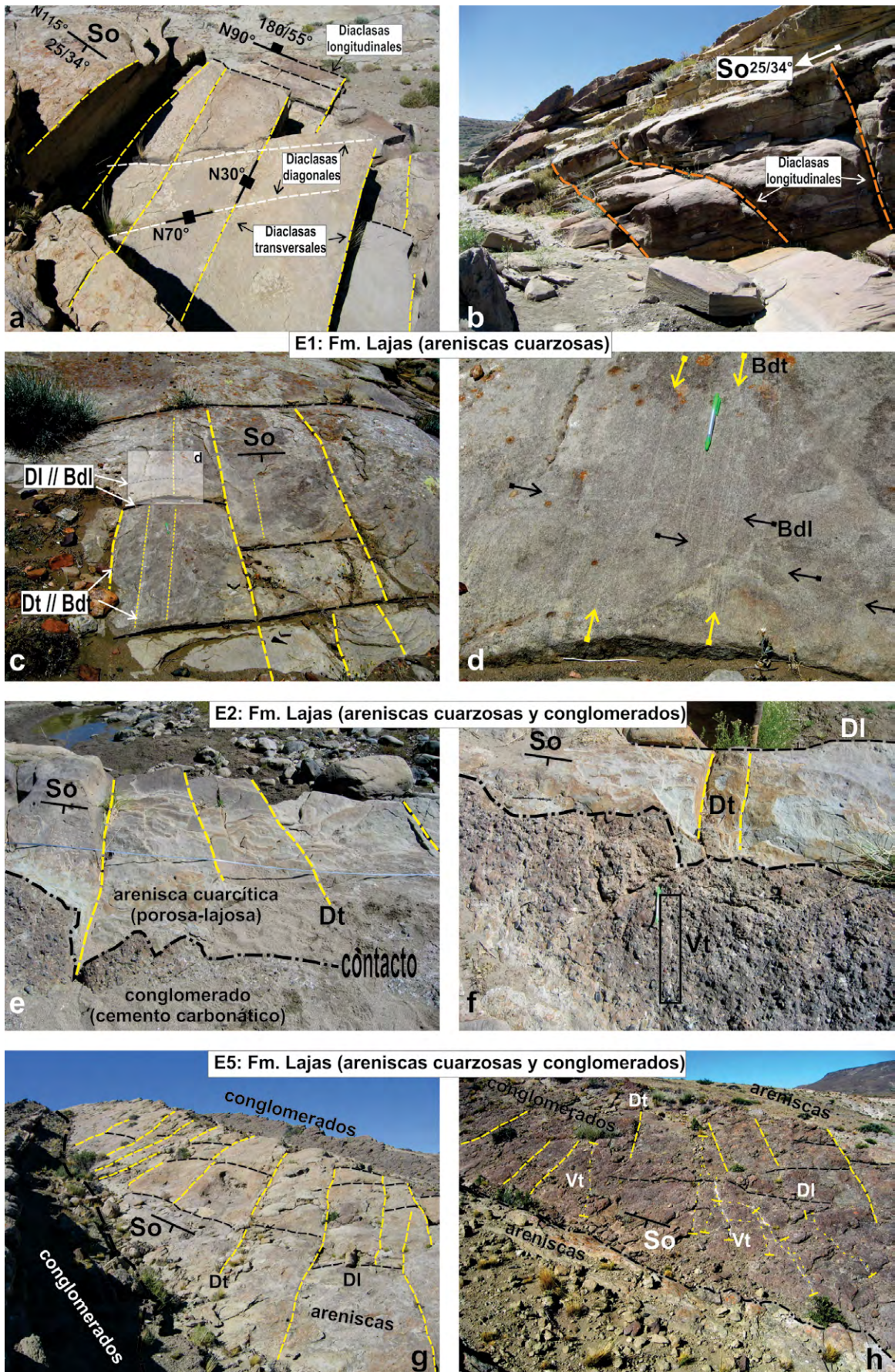


Figura 31 **a,b**. Juegos de diaclasas en areniscas de la Formación Lajas, con predominio de diaclasas transversales por sobre las longitudinales y diagonales. Las longitudinales inclinan a contrapendiente de la estratificación. **c,d**. Bandas y zonas de deformación longitudinales y transversales en areniscas porosas. **e,f,g,h**. Contacto areniscas y conglomerados, con predominio de diaclasas transversales y una menor frecuencia en los conglomerados, donde son reemplazadas por venillas de calcita (Vt).

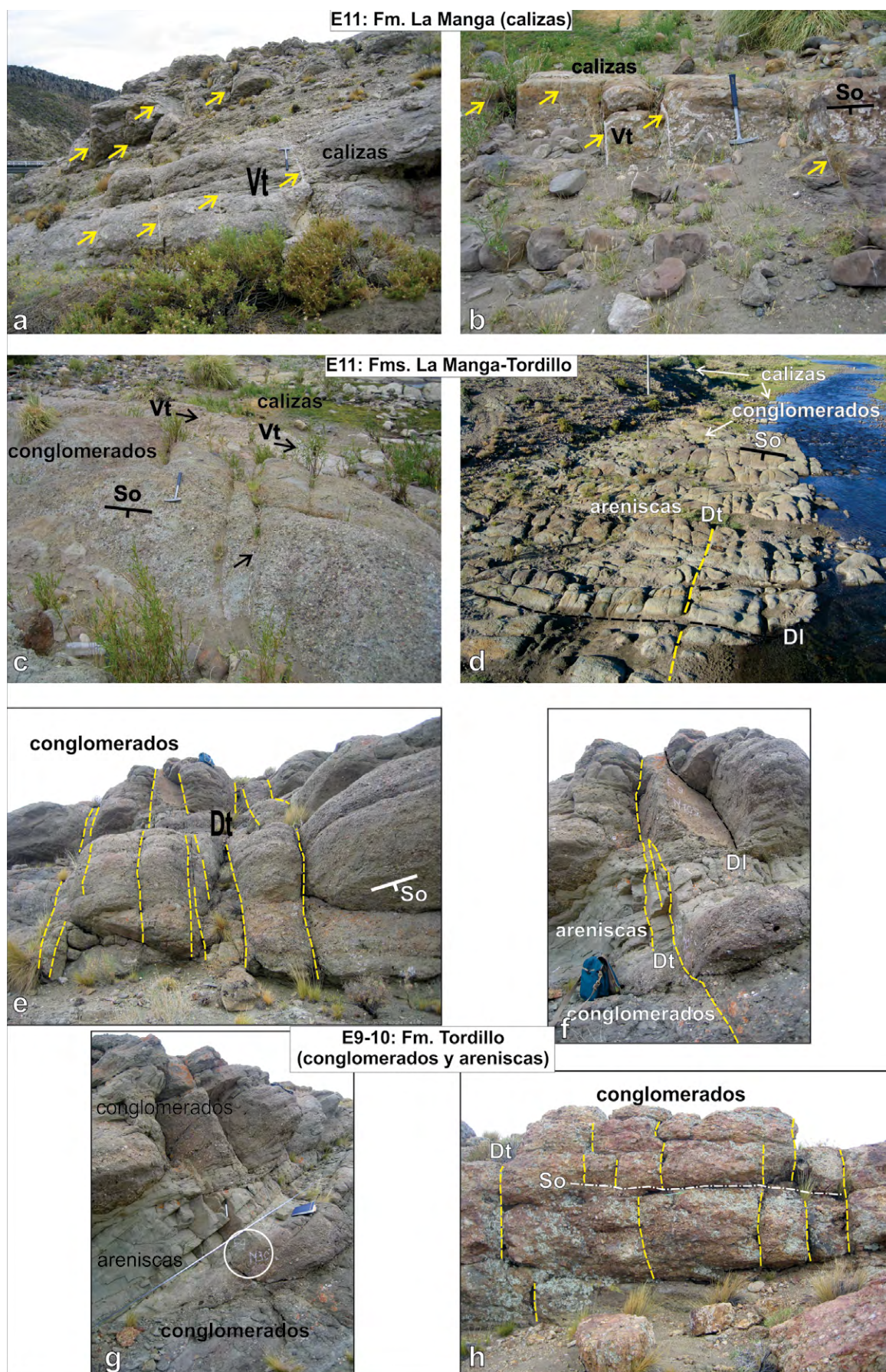


Figura 32. **a,b.** Vetas y venillas transversales de calcita en calizas de la Formación La Manga. **c,d.** Conglomerados de la base de la Formación Tordillo en contacto con calizas de la Formación La Manga. Se observan vetas transversales de calcita (Vt) y el mayor desarrollo de diaclasas transversales (Dt). **e,f,g,h.** Diaclasas transversales en conglomerados de la parte media a superior de la Formación Tordillo.

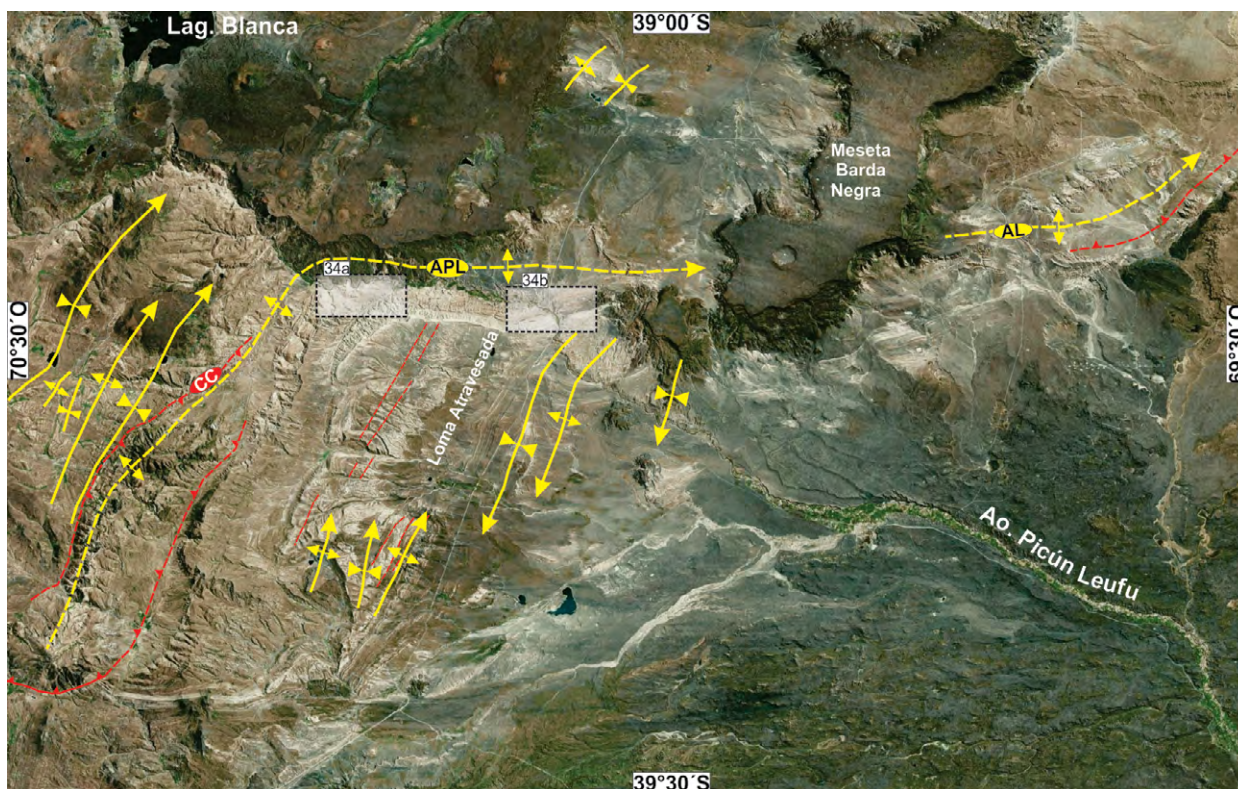


Figura 33. Mapa estructural de la zona del arroyo Picún Leufú, ubicado sobre el sector de los primeros afloramientos de la dorsal de Huincul. A la derecha se observa el anticlinal Lotena (AL) y su posible continuación al oeste en el anticlinal Picún Leufú (APL), ambos de rumbo general O-E. Al APL se lo ha continuado tentativamente en una dirección NNE, y se ha inferido al este la falla Chacaico (CC), posiblemente asociada al levantamiento del núcleo de basamento de la sierra. Tanto la falla como este tramo del APL, resultan paralelos a un conjunto de otros pliegues con disposición *en echelon*. Los recuadros señalan la ubicación de las figuras 34.

rocas del basamento de la cuenca, como las metamorfitas paleozoicas y las rocas volcanoclásticas del Permo-triásico y del Triásico superior. En su terminación sur, esta falla enlazaría con otra de rumbo O - E, la que más al oeste se encuentra asociada al levantamiento del cordón de la Piedra Santa (véase mapas Leanza y Hugo 1997, Cucchi y Leanza 2006). El anticlinal de Picún Leufú es la estructura de mayor dimensión, y a ella se asocian varios pliegues de orientación NNE como los que afloran al este y sur de Loma Atravesada y hacia el oeste de la sierra Chacaico. Se trata de pliegues *en echelon* de orientación NNE, escalonados en una zona de orientación O - E. La geometría indica que este plegamiento de cobertura, tiene una relación con estructuras de subsuelo controladas por un régimen de convergencia oblicua dextral.

En el anticlinal Picún Leufú hemos hecho observaciones en las areniscas de la Formación Lajas, en particular en su desarrollado sistema de bandas de deformación y en algunos juegos de diaclasas. También afloran bandas de deformación en areniscas de la Formación Quebrada del Sapo, una unidad que se correlaciona con la Formación Tordillo. En estos sectores la inclinación de los estratos de areniscas es cambiante, desde valores bajos de 28°, pasando por

intermedios de 45° a 50°, alcanzando inclinaciones de 60° y 75°.

Bandas de deformación. En varios afloramientos de colores amarillentos a pardo rojizos de areniscas y areniscas conglomerádicas porosas de la Formación Lajas (Figs. 34a, b), se observan concentraciones de alta frecuencia de bandas de deformación. Hemos identificado al menos tres juegos de bandas con diferente peso estadístico, cinemática y forma de presentación (Fig. 35), uno de los cuales de orientación N 70° suele estar siempre presente, así como un juego tardío de bandas de cizalla de poco peso estadístico y de mayor longitud, que corta los dos juegos anteriores y cuya cinemática de inversa - dextral.

Las bandas de deformación se presentan aisladas (Figs. 36a, b, c, d) o como fajas con varias bandas de un ancho que alcanza los 20 cm (Figs. 36e, f, g, h). Sus trayectorias pueden ser lineales o con leves curvaturas y sectores anastomosados, particularmente las de cizalla. En las areniscas de baja consistencia, las bandas forman resaltos positivos y su cantidad por metro lineal es variable, alcanzando frecuencias de 2 Bd/m, 5 Bd/m y de 17 Bd/m. En areniscas conglomerádicas hay sectores donde más del 60 % del volumen de la roca está afectado por estas bandas, dispuestas

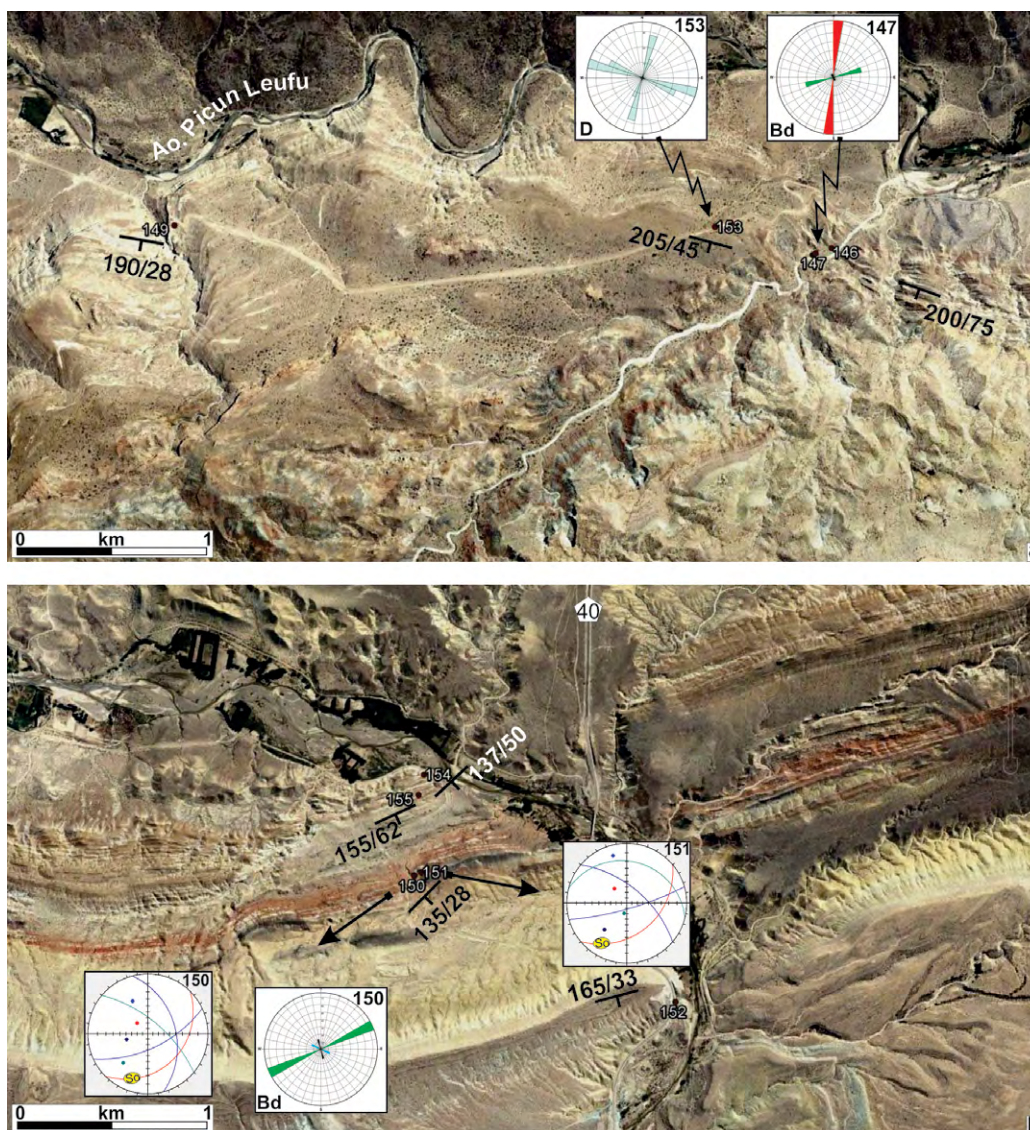


Figura 34. Mapa de dos sectores del anticlinal Picún Leufú donde fueron realizadas observaciones en areniscas de la Formación Lajas. **a.** Inmediaciones de la quebrada del Sapo. El diagrama de frecuencia de fracturas indica dos juegos de similar peso estadístico que resultan aproximadamente diaclasas longitudinales y transversales, en tanto que el de bandas de deformación muestra mayor peso estadístico de estructuras longitudinales. **b.** Inmediaciones de la ruta 40 y puente sobre el arroyo Picún Leufú. Los estereogramas indican los tres juegos de bandas de deformación y su relación con la estratificación, en tanto que el diagrama de frecuencia indica la predominancia de bandas longitudinales. De la comparación entre los diagramas de las estaciones 147 y 150, surge que la orientación de las bandas cambia a medida que cambia la orientación de la estratificación.

como fajas paralelas. En general hay una coincidencia entre la presencia de estas bandas y la ausencia o baja frecuencia de fracturas extensionales.

Como se grafica en la figura 35, hay tres juegos de bandas de deformación, dos de los cuales muestran relaciones de corte que son características de las bandas de cizalla (*shear bands*), entre los que destaca uno tardío de gran longitud y de menor peso estadístico y orientación N 115° - 150°, de cinemática dextral - inversa. Estadísticamente uno o dos de estos juegos son dominantes y en las estaciones de muestreo, solo el juego N 65° - 75° está presente. En general los juegos tienden a ser diagonales con la orientación de la estratificación y la traza axial del pliegue. A lo largo de su recorrido, estas bandas de cizalla no solo desplazan

algunos centímetros la estratificación y otras bandas anteriores, sino que son comunes zonas de dilatación similares a *jogs* (Fig. 36h).

En la E.147, hay tres juegos con diferente peso estadístico los cuales tienen una disposición diagonal con respecto a las estructuras. El más joven y de menor peso, está formado por bandas dextral - inversas con rumbo N 335° - N 05°, en tanto que el juego más antiguo es vertical y de rumbo N 75°. En la E.150, predominan bandas longitudinales de rumbo N 65° y 60° de inclinación, más dos juegos diagonales subordinados de rumbos N 350° y N 115°, estos últimos dos, tardíos con respecto a Bdl.

Diaclasas. Como hemos mencionado las fracturas extensionales no son comunes en las areniscas

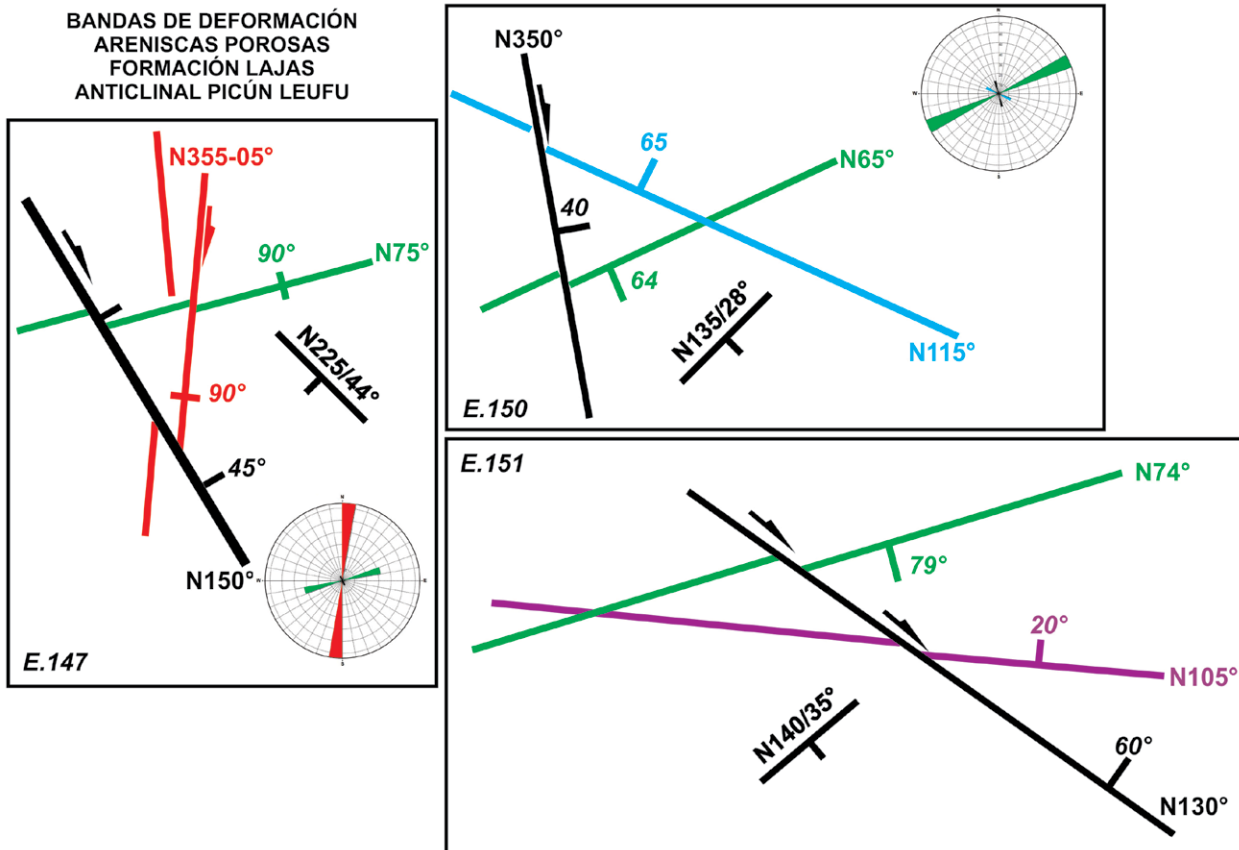


Figura 35. Esquema que muestra las relaciones mutuas entre los juegos dominantes de bandas de deformación en areniscas de la Formación Lajas en las estaciones 147, 150 y 151. Los colores similares identifican juegos de orientación similar en diferentes estaciones. Obsérvese que un juego que inclina 40° a 60° (color negro) de orientación NO a NNO siempre presenta evidencias de cizallamiento inverso- dextral y posdata a los dos juegos restantes.

porosas. En E 153 (Fig. 34a) fueron reconocidos dos juegos sistemáticos ortogonales entre sí, correspondientes a diaclasas longitudinales (DI, N 110°) y transversales (Dt, N 20°).

5.6. DORSO DE LOS CHIHUIDOS

Como hemos apuntado, el dorso de los Chihuidos es una morfoestructura de orientación N - S de casi 100 km de largo, de morfología suavemente ondulada y con un perfil topográfico y estructural asimétrico. Esta asimetría está relacionada a la ubicación sobre su borde occidental de la zona de culminación anticlinal (Fig. 37) en tanto que el mayor desarrollo del dorso se encuentra hacia el este, donde los estratos buzcan con bajo ángulo, que interpretamos como estructuras monoclinales. En los bajos erosivos asociados a estas estructuras monoclinales afloran sedimentitas de la Formación Rayoso.

Las discontinuidades estructurales más desarrolladas en escala de afloramientos son las diaclasas, en tanto que hay numerosas estructuras de escala kilométrica como fracturas transversales y un conjunto de fallas normales longitudinales, ubicadas en su zona de culminación.

Diaclasas en la Formación Rayoso

En el dorso, esta unidad está representada por tres de sus cuatro miembros, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra. El miembro Quili Malal, constituido por yesos y arcilitas, no desarrolla fracturas en ningún sector y en él se observa el enraizamiento de las fallas normales de charnela en la culminación del dorso de los Chihuidos. El miembro Pichi Neuquén, con areniscas rojas medianas a finas bien litificadas, presenta juegos de diaclasas bien desarrollados. En la zona del cerro Los Chivos (Fig. 37i) se midieron dos juegos de diaclasas: DI, de rumbo N - S (N 0 - 10°), que resultan fracturas paralelas a las fallas normales (Fig. 37a) y representan la deformación extensional en la charnela ubicada en la culminación del dorso; hacia abajo suelen convertirse en fallas normales casi verticales. El juego Dt es minoritario y orientado en dirección N 90° - 100°. Finalmente, en el Miembro Cañadón de la Zorra hay un escaso desarrollo de fracturas, a excepción de delgados estratos de limolitas calcáreas bien litificadas. Estas limolitas afloran en el cañadón El Álamo y forman pavimentos con dos juegos verticales muy bien desarrollados, uno longitudinal de rumbo N 340° - 350° y otro ortogonal N 75° - 80° (Fig. 38c).

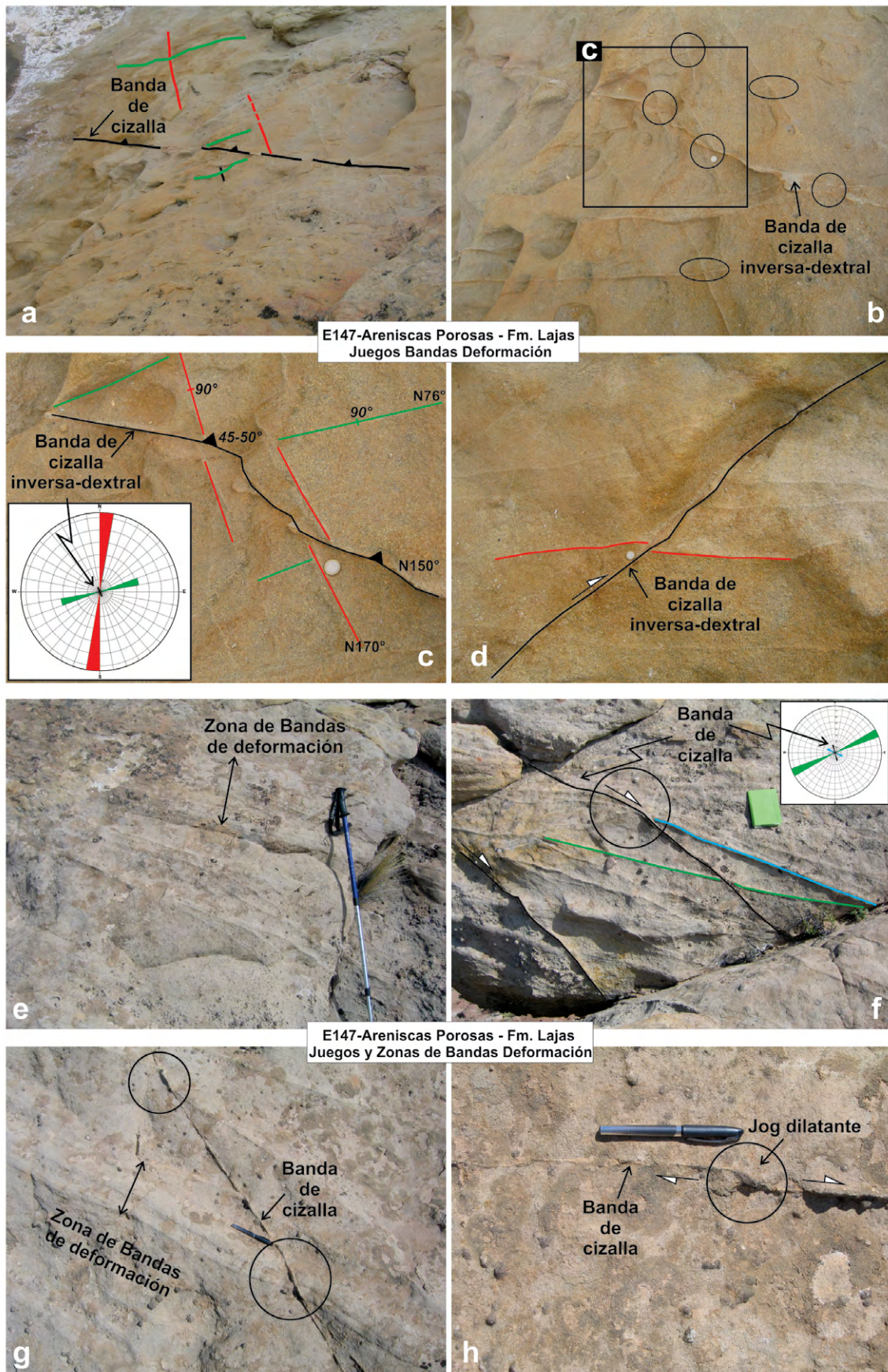


Figura 36. Fotos de bandas de deformación en areniscas porosas de la Formación Lajas en las estaciones 147, 150 y 151. **a,b,c,d.** Vista general y detalle de los tres juegos de bandas de deformación, indicados con los mismos colores que en la figura 35. Obsérvese cómo la banda de cizalla de cinemática inversa-dextral, de mayor longitud que las restantes, desplaza los juegos anteriores y cómo el diagrama de frecuencias muestra que son estadísticamente minoritarias. **e,f,g,h.** Vista general y detalle de las bandas y zonas de bandas de deformación, con algunos detalles de las bandas de cizalla.

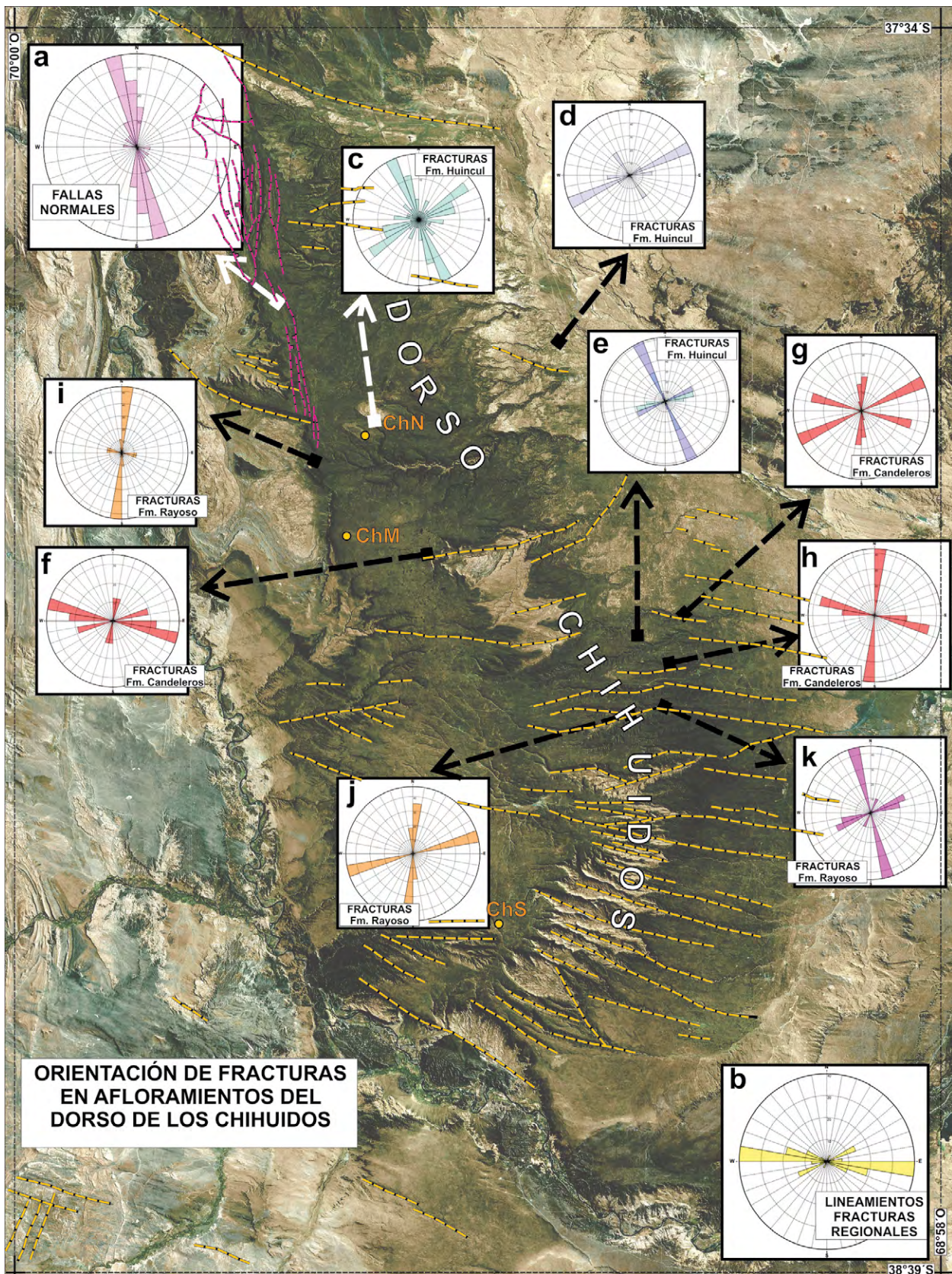


Figura 37. Mapa del dorso de los Chihuidos. Se observan los diagramas de frecuencias de fallas normales de la zona de culminación del dorso, de lineamientos ubicados sobre el flanco oriental y varias estaciones con fracturas en areniscas de las formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul.

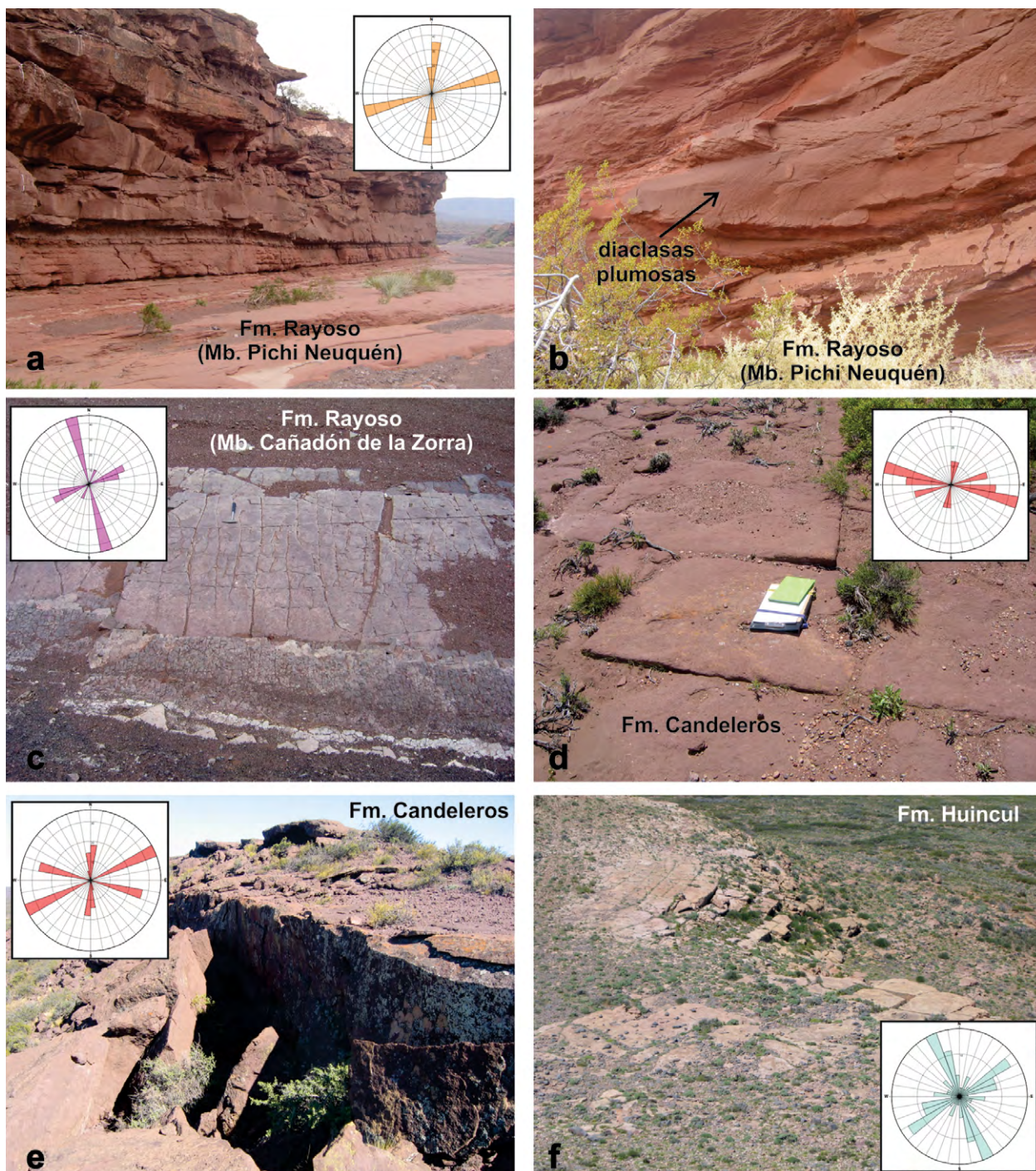


Figura 38. Fotografías de afloramientos con diaclasas en las formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul. Véase ubicación en el mapa de la figura 37.

Diaclasas en la Formación Candeleros

Esta formación tiene dos litologías principales, por un lado areniscas y areniscas conglomerádicas de colores rojizos, muy porosas y en estratos con estructura de paleocanales y por otro, areniscas de color borraivino, más litificadas. Las primeras no tienen juegos de fracturas sistemáticas, en tanto que las segundas tienen tres juegos, dos de los cuales están bien desarrollados. En el cañadón Fuentealba (Fig. 38d), hay dos juegos de fracturas mesoscópicas a

macroscópicas de rumbo N 110°, que atraviesan varios estratos de las areniscas borraivino. Estas fracturas son paralelas a las principales fracturas (lineamientos) regionales (Fig. 37b). La medición de fracturas mesoscópicas indica el predominio de dos juegos, uno de Dt con rumbo N 100° - 110° y otro subordinado D1 con rumbo N 0° - 20°. En el sector oriental del dorso hay tres juegos bien desarrollados: N 340° - 350°, N 70° y N 110°. El primero es el de mayor frecuencia y menor longitud y finaliza contra las fracturas N 110°,

las que junto a las de rumbo N 70° son estructuras de longitudes decamétricas (Figs. 37g, 38e).

Diaclasas en la Formación Huincul

Esta unidad está representada por sedimentitas poco litificadas, como areniscas de grano mediano a grueso, areniscas conglomerádicas y conglomerados, características que influyen en un pobre desarrollo sistemático de fracturas. Este escaso control se verifica particularmente en los sets de estratificación de los paleocanales, donde las fracturas tienen poco desarrollo y utilizan los límites de los sets para propagarse, por lo que resultan poco sistemáticas, a lo que debe sumarse en carácter poroso de las sedimentitas. Una excepción son las inmediaciones de los cerritos Chihuidos, donde el grado de litificación aumenta notablemente por los efectos térmicos de los basaltos cenozoicos de Parva Negra. Así, en el cerro Chihuido Norte se observan dos juegos casi ortogonales de fracturas extensionales verticales bien desarrollados (Fig. 37c, 38f): D1, de rumbo NNO (N 330° - 350°) y un juego diagonal de rumbo ENE (N 60° - 80°). El excelente desarrollo de juegos sistemáticos en sedimentos con metamorfismo térmico, sugiere que el origen de estas fracturas es posterior al derrame de los basaltos y podría estar vinculada a los últimos levantamientos del dorso.

Fracturas y lineamientos

El dorso en su vertiente oriental se encuentra atravesado por grandes fracturas verticales a sub-verticales, expresadas como lineamientos cuya orientación dominante es N 100°, más una población subordinada de rumbo N 65° (Fig. 37b). Se caracterizan por un trazado rectilíneo, una apertura constante y dimensiones que superan los 20 kilómetros. Pueden catalogarse como fracturas extensionales, aunque a ambos lados de la fractura, parece haber alguna diferencia topográfica en los estratos guía, por lo que se las interpreta como fracturas híbridas.

Fallas normales

La fallas normales (véase mapa en Ramos 1981) constituyen un conjunto de fallas de orientación promedio N 355° (Fig. 37a) y diseño simétrico, que afloran a lo largo de unos 30 km en el sector noroccidental del dorso, en la zona de culminación del anticlinal Los Chihuidos. Se trata de estructuras superficiales, que como hemos señalado, suelen enraizarse en fracturas extensionales en la posición estratigráfica del Miembro Quili Malal de la Formación Rayoso (Fig. 39). La conservación de sus escarpas de falla, sugiere un origen reciente.

SÍNTESIS

Esta publicación ha reunido los resultados de un estudio de estructuras de origen tectónico denominadas discontinuidades estructurales, en las sedimentitas de la cuenca Neuquina. En estratos asignados a los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio y la parte inferior del Grupo Neuquén, fueron estudiadas estructuras en tres diferentes escalas. A los efectos comparativos, fueron incluidos afloramientos ubicados en pliegues característicos de diferentes zonas estructurales de la cuenca como la faja plegada y corrida del Agrio, la dorsal de Huincul y el dorso de los Chihuidos. En todos los casos, estas discontinuidades son estructuras de origen tectónico que cumplen un rol fundamental en el movimiento de fluidos de origen magmático hidrotermal y sedimentario, entre otros. En todos los casos ha podido verificarse que la localización y el desarrollo de estas estructuras, están muy influenciados por las condiciones reológicas de los estratos, ya sea de manera individual o bien de conjuntos de estratos con reologías contrastantes.

Sobre la base de su tamaño y número, las discontinuidades estructurales fueron divididas en tres tipos: (1) las más numerosas son diaclasas, venas y venillas, estilolitas y bandas de deformación, que se encuentran ubicadas dentro de los límites de los estratos, donde constituyen mesoestructuras de longitud métrica y ancho milí a centimétrico; (2) otras afloran de manera más aislada y se presentan atravesando los límites estratales, por lo que suelen ser referidas como corredores o enjambres de fracturas; sus afloramientos constituyen fajas de ancho métrico y una longitud del orden de la decena de metros y tienen la particularidad de conectar hidráulicamente en dirección vertical a varios estratos, y (3) estructuras de longitud kilométrica localizadas en sectores específicos de los pliegues, en particular a lo largo de las charnelas. Los dos últimos tipos son resultado de los modos y mecanismos de la deformación interna durante el plegamiento.

Las discontinuidades estructurales más abundantes son fracturas y en segundo término venas de calcita, en ambos casos con un origen mecánico similar asociado a fracturación extensional, con o sin la presencia de fluidos. Diaclasas y venas fueron evaluadas distinguiendo tres tipos de acuerdo a su orientación respecto de la zona de charnela de los pliegues: longitudinales, transversales y diagonales. La gran mayoría de las areniscas (no porosas), limolitas y calizas tienen diaclasas verticales y subverticales en dos juegos dominantes casi ortogonales y un tercero diagonal. De manera

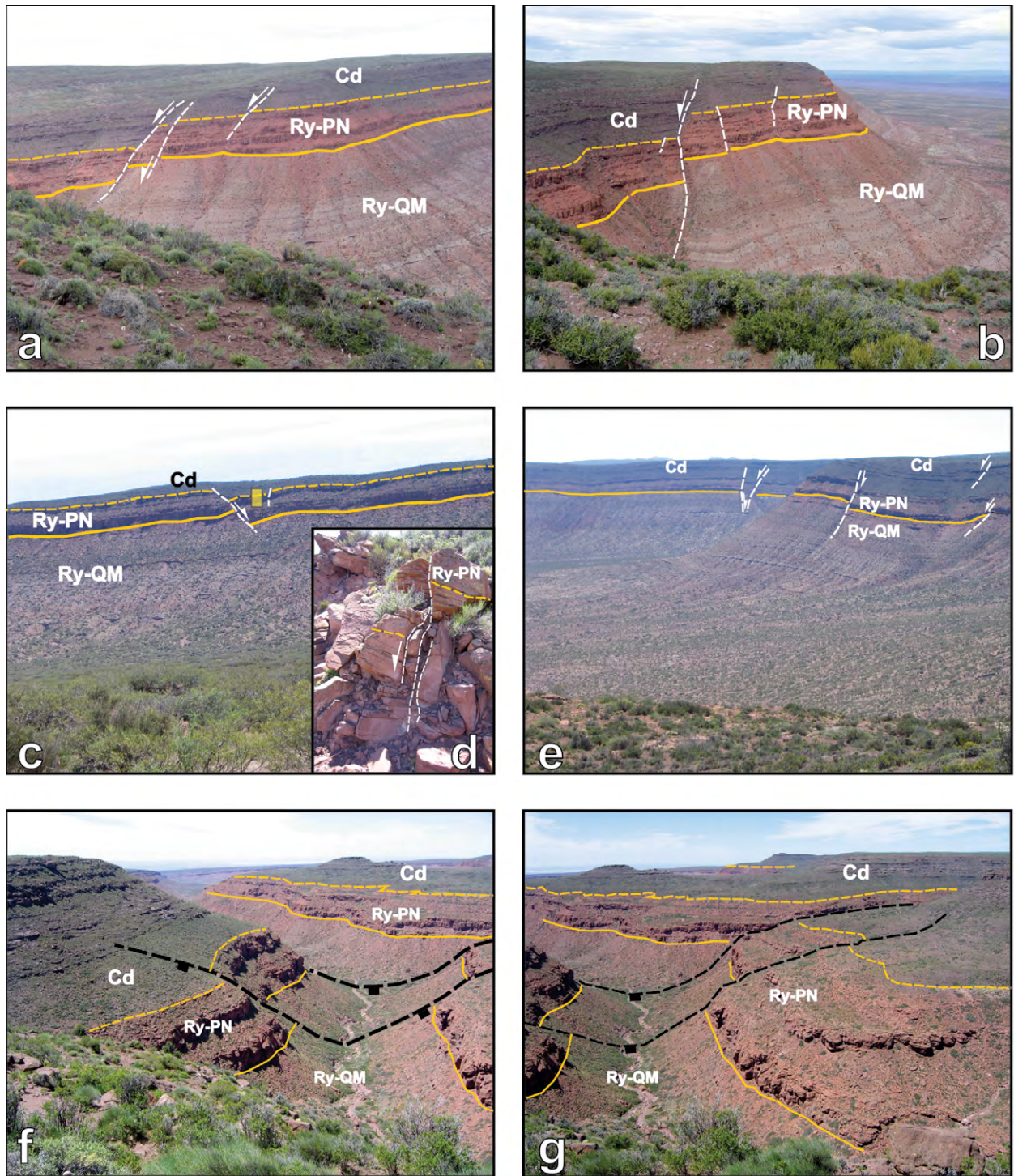


Figura 39. Fotografías de afloramientos con fallas normales en las formaciones Rayoso y Candeleros. Véase ubicación y diagrama de frecuencias en el mapa de la figura 37. Se observa el enraizamiento de las fallas normales en los yesos y arcilitas del miembro Quili Malal de la Formación Rayoso (a, b, c).

similar, las venas de calcita dominan en las calizas. Las relaciones entre los dos tipos dominantes indican que son mutuamente diacrónicos respecto al momento de su formación, lo que indica una rotación horizontal o subhorizontal de más de 70° de la dirección de máxima extensión (X) y del esfuerzo principal mínimo (σ_3). Este diacronismo podría relacionarse a la evolución y crecimiento del pliegue y son necesarios más estudios para formular una hipótesis. Algunas de las fracturas

diagonales tienen evidencias de cizallamiento por lo cual no clasifican como diaclasas, en tanto que diaclasas longitudinales sobre los flancos del anticlinal Agrio fueron recizalladas como cabalgamientos durante la rotación de los flancos del pliegue.

Las estilolitas están presentes en las calizas, aunque su distribución es muy irregular y su identificación depende de la superficie de observación, dado que su presencia puede estar enmascarada por

algunas características de la roca, como el tamaño de grano, la presencia de bioclastos o bien su mimetización con las superficies de estratificación. En cuanto a las bandas de deformación son exclusivas de las areniscas porosas de las formaciones Lajas y Tordillo, particularmente en la primera de ellas, donde en ciertos sectores son muy abundantes. En la Formación Lajas constituyen dos juegos de bandas extensionales paralelos a los juegos longitudinal y transversal de diaclasas de las que fueron precursoras. En el anticlinal Picún Leufú dominan numerosas bandas extensionales deformadas por bandas de cizalla tardías de cinemática inversa - dextral, posiblemente asociadas a la deformación sobre los flancos del anticlinal.

Con respecto a la edad relativa de su formación, vale decir el tiempo de su formación en relación al soterramiento, la deformación y la exhumación, la mayoría de las diaclasas guardan una relación bastante estrecha con la orientación de los pliegues, ya sean estos N - S como en la faja plegada del Agrio, O - E como en la dorsal de Huincul y ENE como la zona intermedia entre ambas. Algunas lutitas y grauvacas de las formaciones Vaca Muerta y Agrio poseen un juego dominante con diaclasas de varias orientaciones, lo que sugiere, además de la orientación subvertical del eje de las plumas, su desarrollo durante el soterramiento.

Los corredores o enjambres de fracturas más desarrollados están en areniscas compactas de la

Formación Mulichinco, localizadas en los flancos del anticlinal Salado. En su formación participaron mecanismos de fracturación híbridos (extensional - cizallante) y muestran evidencias de movimientos de fluidos como venas de calcita y rastros de hidrocarburos.

Las discontinuidades estructurales de mayor tamaño, son zonas kilométricas localizadas en la zona de charnela de los pliegues, caracterizadas por numerosas fallas normales de alto ángulo y cabalgamientos, ambos con numerosas estructuras controladas hidráulicamente por fluidos sedimentarios. Venas, vetas, vetas de brechas hidráulicas, zonas de brechas hidráulicas entre otras estructuras, atestiguan de manera contundente la influencia de estas zonas en la circulación de enormes volúmenes de fluidos.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento a las autoridades del Instituto de Geología y Recursos Minerales del SEGEMAR por el apoyo a esta investigación. A Marcelo Barrionuevo de la empresa YPF, con quien intercambié opiniones referidas a la importancia de las discontinuidades estructurales en la industria hidrocarburífera. A Romina Sulla de la oficina General Roca del SEGEMAR, por su ayuda en la elaboración del *abstract* y María Fernanda Rodríguez por la lectura crítica del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, B. y Cristallini, E. 2009. La Cuenca Neuquina: una perspectiva integrada. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 65 (2): 239-240. Buenos Aires.
- Antonellini, M., Aydin, A. y Pollard, D. 1994. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 16: 941-959.
- Antonellini, M. y Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties, *AAPG Bulletin* 78:355-377
- Antonellini, M. y Aydin, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin* 79:642-671
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. 2011a. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 3: 29-36, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 8:77-90, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011c. El Grupo Lotena (Jurásico Medio - Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 9:91-98, Buenos Aires.
- Aydin, A. y Johnson, A., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones, *Journal of Structural Geology* 5: 19-31.
- Aydin, A., Borja, R. y Eichhubl, P. 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, 28: 83-98.
- Bahat, D., Rabinovitch, A. y Frid, V. 2005. *Tensile fracturing in rocks*. Springer-Verlag, 579 pg, Berlin, Heidelberg.
- Barani, H.R., Lashkaripour, G.R. y Ghafoori, M. 2014. Predictive permeability model of faults in crystalline rocks; verification by joint hydraulic factor (JH) obtained from water pressure tests. *Journal of Earth System Science* 123, 6: 1325-1334.
- Bazalgette, L., Petit, J.P., Mostafa, A. y Hassan, O. 2010. Aspects and origins of fractured dip-domain boundaries in folded carbonate rocks. *Journal of Structural Geology* 32(4): 1-14.
- Billi, A. 2005a. Attributes and influence on fluid flow of fractures in foreland carbonates of southern Italy. *Journal of Structural Geology*, 27: 1630-1643.
- Billi, A. 2005b. Grain size distribution and thickness of breccia and gouge zones from thin (< 1 m) strike-slip fault cores in limestones. *Journal of Structural Geology*, 27: 1823-1837.
- Billi, A., Salvini, F. y Storti, F. 2003. The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25: 1779-1794.
- Brinkworth, W., Pose, F. y Gangui, A. 2005. Rasgos estructurales del subsuelo en el área Aguada Pichana, provincia de Neuquén, Argentina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 619-629.
- Byerlee, J. D. y Brace, W. F. 1968. Stick slip, stable sliding and earthquakes effect of rock type, pressure, strain rate and stiffness. *Journal of Geophysical Research*, 73: 6031-6037.
- Caine, J. S., Evans, J. y Forster, C., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24: 1025-1028.
- Caputo, R. 2005. Stress variability and brittle tectonics structures. *Earth-Science Reviews*, 70: 103-127.
- Caputo, R. y Hancock, P. 1999. Crack-jump mechanism of microvein formation and its implications for stress cyclicity during extension fracturing. *Journal of Geodynamics*, 27, 45-60.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 7: 63-76, Buenos Aires.
- Corbella, H., Novas, F. E., Apesteguía, S. y Leanza, H.A. 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales (N.S.)* 6: 1-6.
- Cosgrove, J. W. 1995. The expression of hydraulic fractures in rocks and sediments. Ameen, M.S. (ed.): *Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. Geological Society Special Publication, 92: 187-196.
- Cosgrove, J. W. 1997. Hydraulic fractures and their implications regarding the state of stress in a sedimentary sequence during burial. Sengupta, S. (ed.): *Evolution of Geological Structures In Micro to Macro scales*, 1: 11-25. Ed. Chapman & Hall.

- Chernyshev, S.N. y Dearman, W. R. 1991. Rock fractures. Butterworth-Heinemann. 272 pg, London.
- Choi, J-H., Edwards, P., Ko, K. y Kim, Y-S. 2015. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach *Earth-Science Reviews* 152, 70-87.
- Cristallini, E., Rocha, E., Garbarino, F., Castellarini, P. y Sarmiento, E. 2012. Estudio estructural de la región de Sierra Chata y alrededores (Provincia del Neuquén). Informe final Petrobras, 54 p, inédito.
- Cucchi, R. y Leanza, H. 2006. Hoja geológica 3972-IV, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 p., Buenos Aires.
- Dunne, W. y Hancock, P. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. En *Continental deformation* (Ed. P. L. Hancock) 6: 101-120. Pergamon Press.
- Engelder, T. 1985. Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example of the Appalachian Plateau, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 7: 459-476.
- Evans, J., Forster, C. y Goddard, J. 1997. Permeability of fault related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19: 1393-1404.
- Fischer, M. y Jackson, P. 1999. Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21: 613-633.
- Flodyn, E. y Aydin, A. 2004. Faults with asymmetric damage zones in sandstones, Valle of Fire State Park, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 26: 983-988.
- Fossen, H. y Hesthammer, J. 1997. Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone, *Journal of Structural Geology* 19, 1479-1493.
- Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 1ra ed., 480 pg. Cambridge.
- Franzese, J. y Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.
- Franzese, J. R., Veiga, G. D., Schwarz, E. y Gómez Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 163: 1-15. Londres.
- Gabrielsen, R. y Braathen, A. 2014. Models of fracture lineaments - Joint swarms, fracture corridors and faults in crystalline rocks, and their genetic relations. *Tectonophysics*, 628: 26-44.
- Gabrielsen, R., Aarland, R. y Alsaker, E., 1998. Identificación and spatial distribution of fracture in porous, siliciclastic sediments. En Coward, M. et al. (eds). *Structural geology in reservoir characterization*. Geological Society, London, Special Publications, 127: 49-64.
- García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30' – 40°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 13-30.
- Garrido, A. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales*, 12 (2): 121-177, Buenos Aires.
- Giacosa, R. 2015. Discontinuidades estructurales en la sedimentitas de la Cuenca Neuquina del sector externo de la faja plegada y corrida del Agrío. 16° Reunión de Tectónica. *Actas* 134-135.
- Giacosa, R. 2017. Geología estructural y aspectos genéticos de los depósitos de baritina de Mallín Quemado. Faja plegada y corrida del Agrío, cuenca Neuquina. 20° Congreso Geológico Argentino, *Actas ST9*: 44-49, S. M. Tucumán.
- Giacosa, R. 2018. Geología estructural y tectónica de los depósitos de baritina de Mallín Quemado. Cuenca Neuquina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Recursos Minerales (en prensa).
- Gibson, R. 1994. Fault-Zone Seals in Siliciclastic Strata of the Columbus Basin, Offshore Trinidad. *AAPG Bulletin*, 78 (9): 1372-1385.
- Goldstein, A. y Marshak, S. 1988. Analysis of fracture array geometry. En Marshak, S. y Mitra, G. (eds.), *Basic Methods of Structural Geology*, 12: 249-267. Prentice-Hall, 449 p.
- Gray, M., Stamatakos, J., Ferril, D. y Evans, M. 2005. Fault zone deformation process in Miocene tuffs at Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 27: 1873-1891.
- Gulisano, C. A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3 : 579 - 592. Buenos Aires.
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta - Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 1: 221-235. Buenos Aires. –
- Hancock, P. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 3-4: 437-457.

- Hickman, S., Sibson, R. y Bruhn, R. 1995. Introduction to Special Section: Mechanical Involvement of Fluids in Faulting, *J. Geophys. Res.*, 100 (B7), 12831-12840.
- Hobbs, D. W. 1967. The formation of tension joints in sedimentary rocks; an explanation. *Geological Magazine*, 104: 550-556.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: an overview. The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. *Geological Society, Special Publications*, 252: 1-14.
- Kay, S. y Ramos, V. 2006. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). *Geological Society of America Special Paper* 407, Boulder, Colorado.
- Kim, Y., Peacock, D. y Sanderson, D. 2004. Fault Damage Zones. *Journal of Structural Geology*, 26: 503-518.
- King Hubbert, M. y Willis, D. G. 1957. Mechanics of Hydraulic Fracturing. *Transactions of Society of Petroleum Engineers*, 210: 153-168.
- Kozłowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15-26. Buenos Aires.
- Leanza, H. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales*, 11 (2): 145-184. Buenos Aires.
- Leanza, H. y Hugo, C. 1997 Hoja Geológica 3969-III Picún Leufú, escala 1:250.000, provincia de Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 218: 1-135.
- Leanza, H., Hugo, C., Repol, D., González, R., y Danieli, J. C. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, escala 1:250.000, provincia de Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275: 1-133.
- Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. 2011a. (eds.) Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, 895 pp, Buenos Aires.
- Leanza, H., Zanettini, J. C. y Rodríguez, M.F. 2011b. Mapa Geológico de la provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, SEGEMAR-IGRM, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior -Terciario Superior), Argentina. En Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 221-243, Tucumán.
- 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.
- Llambías, E. J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(4): 257-276.
- Llambías, E. J. y Rapela, C. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37° S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: (1-4): 224-236.
- Llambías, E. J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J. (eds), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 23: 265-274, Buenos Aires.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A., Suárez R. y Welsink, H (eds.), *Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62: 369-382.
- Mandl, G. 2005. Rock Joints. The mechanical genesis. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg, 223 pp.
- Mauldon, M., Dunne, W. y Rohrbaugh, M. 2001. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of Structural Geology*, 23 (2), 247 - 258.
- McCafrey, K., Lonergan, L. y Wilkinson, J. 1999. Fractures, Fluid Flow and Mineralization (eds.). Geological Society, London, Special Publication, 155.
- Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P. y Xavier, J. P. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics*, 29, TC4003, doi: 10.1029/2009TC002609.
- Micarelli, L., Benedicto, A. y Wibberley, C. 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, 28: 1214-1227.
- Moreno Sánchez, G. y García Cabrejo, O. 2006. Caracterización Cuantitativa de Patrones de Fracturamiento mediante Ventanas Circulares y Análisis Fractal. *Geología Colombiana*, 31: 73-104.
- Mosquera, A. y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Basin. En Kay, S. M. & Ramos, V. A. (eds.), *Evolution of an Andean*

- margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude). Geological Society of America, Special Paper, 407: 97-124.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V., Alarcón, M. y Zubiri, M. 2011. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J. (eds), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, 34: 385-398, Buenos Aires.
- Narr, W. y Suppe, J. 1991. Joint spacing in sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 28: 1037-1048.
- Palmström, A. 1995. RMI – a rock mass characterization system for rock engineering purposes. Oslo University, PhD thesis, 400 pg., Norway.
- Peacock, D., Nixon, C., Rotevatn, A., Sanderson, D. y Zuluaga, L. 2016. Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology* 92: 12-29.
- Phillips, W. J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society*. 128, 337-359. Londres.
- Price N. J. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press, Oxford.
- Price N. J. 1974. The development of stress systems and fracture patterns in undeformed sediments. Proceedings of the 3rd Congress of the International Society for Rock Mechanics, Denver, Colorado, pp 487-496.
- Putot, C., Quesada, C. y Leguillon, D. 2007. Some mechanisms for the genesis of fractures in sedimentary rocks. 6th Int. Conf. on Fracture Mech. of Concrete and Concrete Structures FraMCoS-6, Catane, Italie.
- Ramos, V. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33 c, Los Chihuidos Norte. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103. Buenos Aires.
- Ramos, V. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V. 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. (eds), Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and terrane Collision. Geological Society of America Memoir, 204: 31-65.
- Ramos, V. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation En Veiga, G. D., Spalletti, L.A., Howell, J. A. & Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35. London.
- Ramos, V. y Kay, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39° S latitude). In S. Kay and V. Ramos (eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America Special Paper 407: 1-17, Boulder, Colorado.
- Ramos, V., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Estructura. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, 29: 335-348, Buenos Aires.
- Ramsay, J. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284:135-139.
- Rapela, C.W. y Llambías E. J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 4: 458-488.
- Rawling, G., Goodwin, L. y Wilson, J. 2001. Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types. *Geology* 29 (1): 43-46.
- Rodríguez, M. F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío - Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, 22: 245-264, Buenos Aires.
- Rohrbaugh, M., Dunne, W. y Mauldon, M. 2002. Estimating fracture trace intensity, density and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin* 85 (12), 2089 - 2104.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Dimieri, L. 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 64, 399-417.
- Sagy, A. y Reches, R. 2006. Joint intensity in layered rocks: The unsaturated, saturated, supersaturated, and clustered classes. *Israel Journal Earth Sciences*, 55: 33-42.
- Schultz, R. y Fossen, H. 2008. Terminology for structural discontinuities. *AAPG Bulletin* 92 (7), 853 – 867.
- Sibson, R. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18 (8): 1031-1042.
- Sibson, R. 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29: 469-499.

- Sigismondi, M. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral 5361, 381 pg.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia Oblicua: Modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) - Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 49-64.
- Spalletti, L., Arregui, C. y Veiga, G. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 10: 99-112, Buenos Aires.
- Tackett, J. y Puckette, J. 2012. Lithologic controls of pressure distribution in sedimentary basins. *Search and Discovery Article*. <http://www.searchoanddiscovery.com>.
- Tankard, A. J., Uliana, M. A., Welsink, H. J., Ramos, V. A., Turic, M., França, A. B., Milani, E. J., Brito Neves, B. B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cirbián, M., López Paulsen, O., Germs, G. J. B., De Wit, M. J., Machacha, T. Y Miller, R. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En Tankard, A., Suárez R. y Welsink, H (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62: 5-52.
- Tondi, E., Antonellini, M., Aydin, A., Marchegiani, L. y Cello, G., 2006. The role of deformation bands, stylolites and sheared stylolites in fault development in carbonate grainstones of Majella Mountain, Italy. *Journal of Structural Geology* 28: 376-391
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, 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
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, M. y Araujo, V. 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del Río Diamante (34° 40' LS): Vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (3): 354-368.
- Twiss, R. y Moore, E., 1992. *Structural Geology*. Ed. Freeman & Co.
- Uliana, M. y Biddle K. 1988. Mesozoic Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard A. J. y H. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 46: 599-614.
- Van Der Pluijm, B. y Marshak, S. 2004. *Earth Structure. An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. Ed. WCB/ McGraw-Hill.
- Van Der Zee, W. y Urai, J. 2005. Processes of normal fault evolution in a siliciclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia. *Journal of Structural Geology* 27: 2281-230.
- Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. y Schwarz, E. 2005. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, *Special Publications*, 252.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A., Suárez, S., Welsink, H. (eds.), *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62, 383-402.
- Wilkins, S., Gross, R., Wacker, M., Eyal, y., Engelder, T. 2001. Faulted joints: kinematics, displacement-length scaling relations and criteria for their identification. *Journal of Structural Geology* 23: 315-327.
- 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., Ramos, V., (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America *Special Paper* 407: 125-145, Boulder, Colorado.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V., Rodríguez, F. y Bernardo, L. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 192-203.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V. 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 18° Congreso Geológico Argentino, 32: 367-374, Buenos Aires.
- Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. & Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, *Special Publication* 252: 37-56.
- Zapata, T. R., Córscico, S., Dzelalija, F., y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del

- Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, Mar del Plata.
- Zavala, C. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior- Medio) en la Sierra de Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, año XVII, 65: 40-54.
- Zavala, C. y Ponce, J. J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. (eds.), Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 18° Congreso Geológico Argentino, 19:205-222, Buenos Aires.