



Universidad Nacional de San Juan

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

-Departamento de Geología-

Trabajo final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

*“Caracterización Estructural de la deformación Paleozoica (Devónico tardío) de
un sector de la Precordillera Occidental, departamento Calingasta, San Juan”*

Chaves Bustamante, Glency Muriel

Asesor: Lic. Juan P. Ariza

Co-Asesor: Dra. Nilda Mendoza

2015

Indice

Resumen

1- Introducción	8
2- Motivos	9
3- Objetivos.....	10
4- Ubicación y Vías de Acceso	10
5- Antecedentes.....	12
6- Metodología de trabajo	13
7- Geografía	18
7-1- Orografía.....	188
7-2- Hidrografía.....	20
7-3- Clima.....	22
8- Geología Regional	24
8.1- Introducción	24
8.2-Estratigrafía.....	26
8.2.a- Ordovícico	26
8.2.b- Silúrico.....	27
8.2.c- Devónico	28
8.2.d- Carbonífero	28
8.2.e- Pérmico	28
8.2.f- Triásico.....	30
8.2.g- Paleógeno - Neógeno.....	31
8.2.h- Cuaternario	32
8.3- Estructura	34
8.3.a- Estructura de Precordillera.....	34
8.3.b- Estructura de Precordillera Occidental	36

9- Interpretación de Imágenes Satelitales	37
10- Geología Local.....	40
10.1- Estratigrafía Local.....	40
10.1.a- Geología de las Rocas Ígneas.	41
10.1.b- Geología de las Rocas Mixtas.	42
10.2- Estructura Local.	47
10.2.a- Estructuras de Plegamiento.....	49
10.2.b- Estructuras de Fallamiento.	58
10.2.c- Estructuras Menores.	66
11- Descripción y Análisis de Muestras.....	74
11.1- Descripción y Análisis Macroscópico.....	75
11.2- Descripción y Análisis Microscópico	78
12- Interpretación	88
13- Conclusiones.....	94
14- Trabajos citados en el texto	97

Resumen

El presente trabajo fue realizado en el ámbito de la Precordillera Occidental sanjuanina. El sector de interés se enmarca entre los paralelos 69°24'16''O -69°23'37''O y meridianos 31°19'25''S -31°18'59''S, comprendido en el departamento Calingasta.

Con el objetivo de dilucidar aspectos relacionados con el ambiente geotectónico general, se realizó el estudio y caracterización estructural de rocas metaígneas básicas y metasedimentarias asociadas, correspondientes a la Formación Alcaparrosa (Ordovícico superior). Esta unidad se presenta fuertemente deformada con desarrollo de metamorfismo de bajo a muy bajo grado.

Se interpretaron imágenes satelitales procesadas a los fines de identificar, discriminar y mapear secuencias de rocas ígneas máficas alojadas con rocas sedimentarias.

En la zona, se distingue una serie de rocas que recibe el nombre de rocas mixtas. Las mismas corresponden a intercalaciones de secuencias lávicas y clásticas (alternancia de niveles de color pardo claro y gris oscuro). Las secuencia de roca sedimentaria comprendidas en las rocas mixtas se caracterizan por la alternancia rítmica de pelitas y areniscas de tamaño fino y medio, en las cuales se reconocen diferentes estructuras sedimentarias.

Por último se reconocieron rocas ígneas de composición basáltica y estructura tabular, que yacen como filones capa entre rocas sedimentarias. Este tipo de yacencia constituye un excelente nivel guía en el terreno debido a su continuidad longitudinal y respuesta espectral que permite identificarlo fácilmente entre otras litologías, permitiendo determinar el carácter complejo de las estructuras de plegamiento.

A partir de las relaciones geométricas entre estas unidades junto a las características que exhibe el diseño de afloramiento, se reconocieron al menos dos sistemas de plegamiento. El primer sistema de pliegues, corresponde a pliegues de corta longitud de onda, que varía entre 1 y 5 m aproximadamente. El segundo sistema de pliegues, corresponde a una serie de ondulaciones con longitudes de onda superiores a los 100 m, la cual se pone de manifiesto en el diseño que describe el nivel guía estructural (filones capa basálticos). La estructura principal corresponde a un pliegue de tipo sinclinal cuya traza axial se orienta aproximadamente noroeste-sureste con eje buzante al sureste.

Se ensayó la técnica de Williams (1979) para la estimación de acortamiento asociado a plegamiento. El acortamiento estimado sería del 30 al 40%. Además de los datos de rumbo y buzamiento de planos de estratificación, se obtuvieron datos de foliación con la medición del clivaje de plano axial.

La estructura regional, local y de afloramiento fue contrastada con las observaciones microestructurales de la deformación, en la cual se reconocieron mecanismos y texturas de deformación como cuarzo con extinción ondulante, así como también la presencia de sombras de presión, formación de subgranos, etc. Tales texturas indicarían que la estructura se habría desarrollado en un ambiente metamórfico de grado bajo.

1- Introducción

La estratigrafía de la Precordillera Occidental en la comarca de estudio (Figura 1.b), está representada predominantemente por asociaciones de facies silicíclicas marinas de talud y fondo oceánico del Paleozoico inferior (Quartino *et al.* 1971, Furque y Caballé 1986, Sessarego 1988). Estas secuencias, asignadas al Eopaleozoico, se encuentran intensamente deformadas y poseen un metamorfismo de grado bajo a muy bajo de edad devónica media- superior (Cucchi 1971, Buggisch *et al.* 1994, Davis *et al.* 1999). En relación de discordancia se apoyan sedimentitas continentales y marinas del Neopaleozoico. La sucesión estratigráfica culmina con rocas volcanosedimentarias de edad triásica, de ambiente netamente continental (Barredo y Ramos 2010, y otros allí mencionados) que conforman los asomos noroccidentales de la Cuenca Cuyana, de amplia distribución hacia el sector sureste de la Precordillera (Kokogian *et al.* 1999).

La estructura de la Provincia Geológica de Precordillera Occidental (Baldis *et al.* 1982), se caracteriza por el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina (Cristallini y Ramos en Ramos 1995, Cristallini y Ramos 2000) con vergencia predominantemente oriental. Sin embargo, en determinados sectores (por ejemplo en los faldeos occidentales de la Sierra del Tontal, entre otros, se observan fracturas inversas de carácter antitético a la deformación regional (Baldis *et al.* 1982). Estas estructuras de vergencia opuesta a la dirección de transporte principal, han sido interpretadas por diferentes autores (véase Cortes *et al.* 2006, Alonso *et al.* 2008, Ariza *et al.* 2013) como el resultado de inversión y reactivación tectónica de estructuras previas (mesozoicas y paleozoicas).

La deformación previamente descrita es de tipo superficial y de ello deviene el carácter frágil de la misma. La estructura interna de los bloques serranos, en contraste con la anterior, es el resultado de una fase de deformación característica de niveles estructurales más profundos (Mattauer 1976). Las rocas afectadas por esta deformación, han experimentado un metamorfismo de bajo grado, con desarrollo de clivaje penetrativo, alcanzando incluso el equilibrio en facies de esquistos verdes (von Gosen 1992, 1995). El evento de deformación y metamorfismo asociado, ha sido interpretado genéticamente como el resultado de la colisión del terreno alóctono Chilenia contra el borde occidental del terreno de Cuyania (un fragmento continental de posible

procedencia Lauréntica) (Ramos *et al.* 1984, 1986, Astini *et al.* 1996, Davis *et al.* 1999, entre otros). La edad de la colisión entre ambos terrenos, ha sido asignada al lapso Devónico medio sobre las bases de dataciones K/Ar y Ar/Ar en micas (Cucchi 1971, Buggisch *et al.* 1994, Davis *et al.* 1999, 2000, Willner *et al.* 2011).

Localmente, la zona de estudio se desarrolla íntegramente sobre los afloramientos de rocas metabásicas y metasedimentarias asociadas correspondientes a lo que Harrington y Leanza (1957) denominaron Formación Alcaparrosa.

La sucesión estratigráfica correspondiente a la Formación Alcaparrosa, se compone de una alternancia rítmica de areniscas de tonalidad gris parda y gris verdosa, de espesor variable entre 5 – 20 cm, que alternan con bancos de lutitas grises, gris verdosas y negras de 5 y 15 cm de espesor. Las areniscas muestran laminación cruzada de tipo planar. En los niveles medios de la formación se encuentran niveles de sabulitas y conglomerados blanquecinos de 1 – 4 m de espesor, que contienen clastos angulosos de cuarzo lechoso. También, esporádicamente se observan calizas entre lutitas y areniscas. A parte de las sedimentitas rítmicas antes mencionadas, la Formación Alcaparrosa posee intercalaciones de espesores muy variables entre 30 –50 m de doleritas y basaltos. En estos últimos, se reconocen estructuras de lavas almohadilladas (*pillow lavas*) que son el resultado de efusiones volcánicas submarinas (Quartino *et al.* 1971).

La edad ordovícica superior (Hirnantiana) de esta unidad, se debe a la presencia de restos fósiles de *Graptolitos* (Brussa *et al.* 1999, 2003).

2- Motivos

El presente trabajo, tiene por motivo principal, dar cumplimiento al último requisito necesario para la obtención del Título de Licenciado en Ciencias Geológicas, que otorga la Universidad Nacional de San Juan.

Por tal razón, y con el propósito de lograr la integración y aplicación de los conocimientos adquiridos hasta ese nivel académico, se seleccionó un sector de la Precordillera Occidental cuyos aspectos geológicos resultan apropiados para desarrollar y aplicar los conceptos obtenidos por la alumna durante el transcurso de la carrera.

3- Objetivos

El *Objetivo General* del trabajo es realizar un aporte al conocimiento geológico estructural detallado de las rocas metabásicas y metasedimentarias de la Formación Alcaparrosa, ampliamente distribuidas en la Precordillera Occidental de San Juan. Se pone especial énfasis en los aspectos de la deformación que presentan estas rocas, orientado a comprender el contexto geotectónico en el cual se llevó a cabo el emplazamiento y evolución ulterior de las rocas eopaleozoicas.

A nivel de *Objetivos Específicos* se pretende caracterizar la estructura a diferentes escalas (macro, meso y microscópicamente), aplicando una metodología particular para cada caso. Además, se clasificará geométrica y genéticamente las estructuras de plegamiento. Los resultados obtenidos permitirán estimar el valor de acortamiento promedio para las secuencias analizadas. Finalmente, se establecerán los mecanismos de deformación microtectónica y se intentará estimar las condiciones de presión y temperatura de la deformación.

4- Ubicación y Vías de Acceso

La zona de estudio se ubica en el departamento Calingasta, a aproximadamente 160 km al oeste de la Provincia de San Juan (Figura 1). El área aquí definida se enmarca entre los paralelos $69^{\circ}24'16''\text{O}$ - $69^{\circ}23'37''\text{O}$ y meridianos $31^{\circ}19'25''\text{S}$ – $31^{\circ}18'59''\text{S}$, específicamente a 2,5 km al NE de la Villa Cabecera del departamento Calingasta.

Geográficamente limita hacia el norte con la junta de los ríos Los Patos y Castaño, en las nacientes del río San Juan; al oeste, está marginada por el valle del río Los Patos; mientras que hacia el este, limita con una serie de sierras de disposición noroeste, entre las más importantes se destaca la de Alcaparrosa. Finalmente, el límite sur está marcado por la quebrada del Carrizalito a la altura de la localidad de La Isla.

A la zona de estudio se accede desde la ciudad de San Juan hacia el norte, a través de la Ruta Nacional N°40 hasta la localidad de Talacasto (Figura 1.a), donde se empalma hacia el oeste, con la Ruta Provincial N°436. Tras recorrer aproximadamente 30 km en dirección oeste, se encuentra el empalme con la Ruta Provincial N°149 a partir del cual se bifurca hacia el suroeste, hasta el Control Policial de Pachaco ubicado sobre la antigua Ruta Provincial N°12 que une esta localidad

con la Villa Cabecera del departamento Calingasta (Figura 1.a). Finalmente, se arriba a la zona de estudio en dirección este, a través de una huella minera en buen estado, la cual se extiende a lo largo de la Quebrada del Cerro Negro.

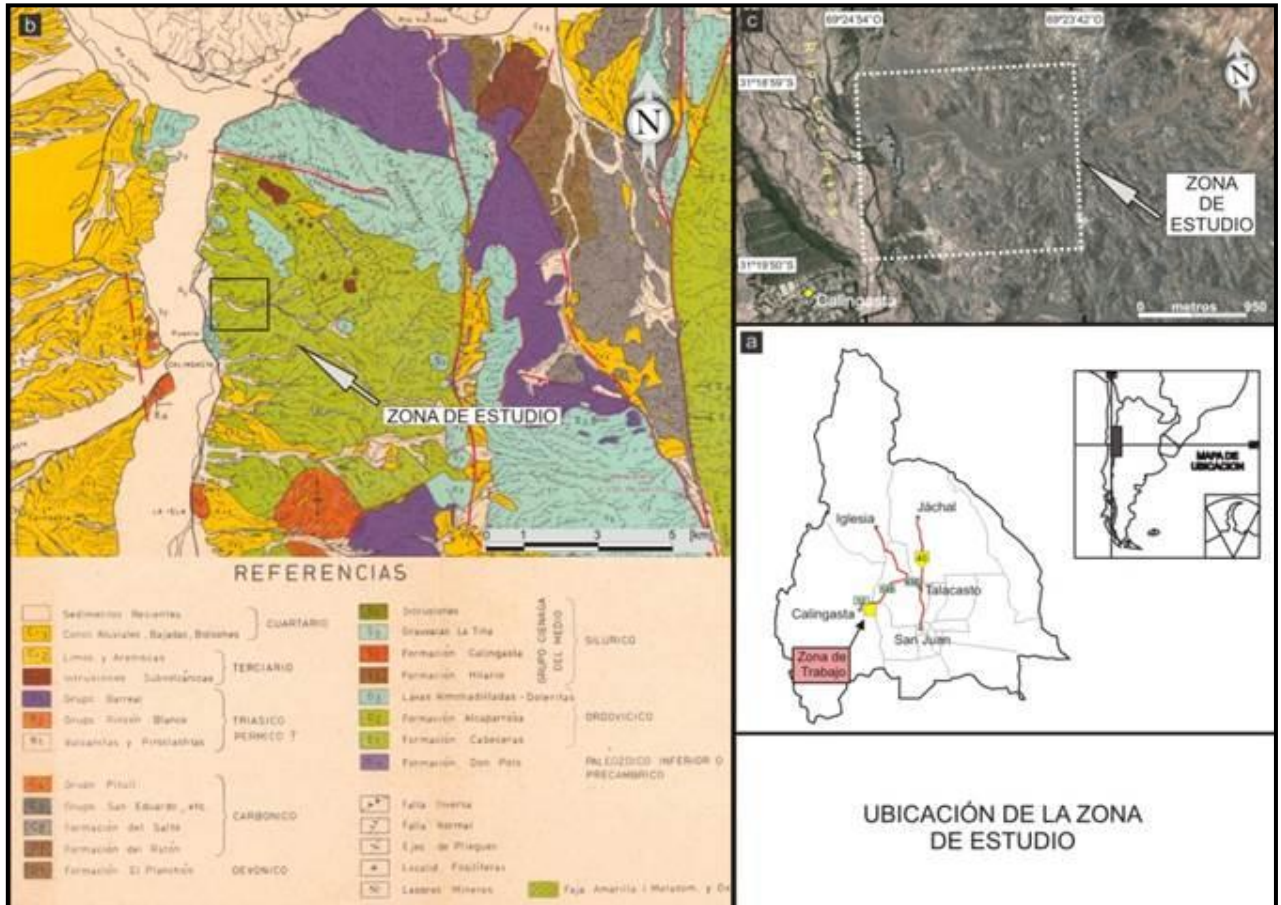


Figura 1: (a) Mapa de ubicación de la zona de estudio. (b) Contexto geológico regional de la zona de estudio (modificado de Quartino *et al.* 1971). (c) Imagen satelital del marco local del área de estudio.

5- Antecedentes

Entre los primeros estudios realizados en la región, se puede mencionar a Stelzner (1885) quien abordó desde una perspectiva general, las temáticas geológicas del área. Posteriormente, se sucedieron una serie de trabajos como los de Bodenbender (1902), Stappenbeck (1910), Schiller (1912) y Groeber (1948, 1951), entre otros. Sin embargo, fue Heim (1952), el primero en publicar un perfil geológico de la quebrada del río San Juan, siendo muchas de sus descripciones e ilustraciones, vigentes hasta el presente.

La primera denominación formacional, se debe a Harrington y Leanza (1957), cuando trataron las rocas del Ordovícico de Calingasta, en particular a la Formación Alcaparrosa. Las contribuciones de Guerstein *et al.* (1965) de alguna manera constituyen el comienzo, para un ordenamiento sistemático de las unidades geológicas de la comarca occidental de Precordillera, aunque la complejidad estructural de la zona de Calingasta constituye en muchos casos un obstáculo para la comprensión e interpretación de los fenómenos geológicos, inclusive en el estado actual del conocimiento.

Una verdadera síntesis de la estratigrafía de la Precordillera Occidental, es presentada por Quartino *et al.* (1971) y Furque y Cuerda (1979). Estos autores, caracterizan a cada unidad formacional adecuándose a los requerimientos del Código Argentino de Estratigrafía, con lo cual estas obras se constituyen como aportes de gran rigor científico. Con respecto a la comarca aquí analizada, los trabajos de Quartino *et al.* (1971), constituyen un pilar importante para investigaciones posteriores (véase, Furque y Caballé, 1986), dado a que las detalladas descripciones no han perdido vigencia. La descripción del ambiente deposicional fue realizada por Astini *et al.* (1996). Un aporte reciente a la estratigrafía del Eopaleozoico en las nacientes del Río San Juan es presentado por Molina (2014) quien interpreta la estructura de la sierra de Villa Corral (hacia el norte, fuera de la zona de estudio) y ordena la sucesión vertical de metasedimentitas correspondientes a diferentes litofacies de la Formación Don Polo.

La estructuración dúctil que se registra en todo el margen occidental de la Precordillera Occidental, ha sido interpretada como el resultado de la acreción del terreno Chileno al margen occidental de Gondwana. Este proceso de colisión se habría desarrollado hacia fines del Devónico, como lo indican las edades de metamorfismo determinadas regionalmente (Cucchi 1971, Davis *et al.* 1999).

Recientemente, en la zona de estudio se han realizado trabajos de sensoramiento remoto y procesamiento digital de imágenes satelitales ASTER orientados a la prospección minera en la denominada Faja Amarilla (Marquetti *et al.* 2005). Aplicaciones del procesamiento digital orientadas al análisis estructural de la Precordillera Occidental de San Juan y Mendoza han sido presentadas por Ariza (2012), Boedo *et al.* (2012), Pérez *et al.* (2012) y Ariza *et al.* (en prensa).

6- Metodología de trabajo

Las metodologías de trabajo y las tareas llevadas a cabo fueron estructuradas en las siguientes etapas:

6.1- Etapa de Gabinete:

-Recopilación y análisis de antecedentes

Búsqueda y revisión de bibliografía, fotografías aéreas, imágenes satelitales y mapas geológicos, referidos al área de estudio.

-Interpretación de imágenes satelitales

A partir del análisis e interpretación de imágenes satelitales se observaron zonas de gran complejidad estructural, que permitieron la localización de puntos de interés que hacen al presente trabajo.

-Elaboración de mapa base

A partir de la recopilación gráfica, se esbozó un mapa preliminar o mapa base de la zona de estudio, indicando afloramientos, líneas de contacto entre unidades estratigráficas, estructuras, red de drenaje y otras características de interés.

Las imágenes fueron obtenidas de *Google Earth* y del sitio *Global Land Cover Facility* (ambos de acceso gratuito) que depende de la NASA y de la Universidad de Maryland (<http://glcf.umd.edu>).

6.2- Etapa de Campo:

-Reconocimiento del área de estudio

La principal tarea de campo consistió en identificar las unidades de rocas de interés que corresponde a niveles guías (filones capas de composición basáltica), aflorantes en el área de estudio, sobre la margen derecha de la Quebrada del Cerro Negro. Se tomó como base los datos bibliográficos, mapas elaborados en gabinete e imágenes satelitales de la zona.

Debido a la poca precisión en la información acerca del desarrollo estructural de la Formación Alcaparrosa el objetivo principal fue realizar las observaciones y descripciones necesarias que permitan establecer y definir las direcciones de las capas y contactos geológicos en el campo, orientado a comprender y determinar la dirección de los esfuerzos principales que dieron origen a las diversas estructuras.

-Control de mapa base

Con ayuda de un mapa base de referencia, elaborado previamente a través del análisis de imágenes satelitales, se procedió a la identificación y caracterización de las distintas estructuras.

También se llevó a cabo la verificación de las diferentes litologías existentes en la zona identificadas durante el procesamiento de las imágenes, como así también, se corroboró y describió el contacto de los cuerpos ígneos con las secuencias pelítica- arenosa y mixta.

-Obtención de datos estructurales

Se identificaron y midieron las relaciones estructurales primarias y secundarias entre rocas sedimentarias, ígneas básicas subvolcánicas a lo largo de la zona de estudio y en sus alrededores con el fin de comprender la estructura local y el contexto estructural en el cual se emplaza.

-Estimación de acortamiento asociado al plegamiento

En la determinación del acortamiento se aplicó el método de Williams (1967). Este consiste en la comparación de las formas de plegamiento observadas en afloramiento, con modelos de capas plegadas idealizadas para distintas tasas de acortamiento (10, 20, 30 y 40%) representadas sobre una tablilla transparente.

-Extracción de muestras orientadas

Se realizó la extracción de muestras georeferenciadas con GPS (Sistema de Posicionamiento Global) de manera que sea posible la correlación espacial de las descripciones de cada muestra con el lugar de extracción.

Además, se extrajeron muestras orientadas, en las cuales se indicó el norte y dirección de buzamiento con la correspondiente simbología, para orientarlas posteriormente en gabinete y analizarlas con ayuda de un cajón de arena especialmente adaptado para tal fin. Estas fueron seleccionadas cuidadosamente para realizar secciones delgadas orientadas y determinaciones microestructurales (análisis cinemático, textural, entre otros).

6.3- Etapa de Laboratorio – Gabinete:

-Análisis macroscópico de muestras

La descripción petrográfica se llevó a cabo con lupa binocular y de mano para la descripción y caracterización litológica de los diferentes afloramientos observados en el campo. Además, se realizó la determinación y medición de planos de foliación, lineación de intersección y lineación de estiramiento.

Trabajo con muestras orientadas. Se procedió a la colocación de la muestra en un cajón de arena y con brújula geológica se recreó su ubicación en el afloramiento. Esto consiste en colocar la muestra en el cajón y calar la burbuja del nivel circular de la brújula con el fin de obtener una posición horizontal de la misma. Posteriormente se procede a calar la burbuja en el nivel de clinómetro para recrear el buzamiento original de la muestra, esto se logra moviendo la muestra y la brújula geológica de manera solidaria. Finalmente cuando la muestra tiene el valor de buzamiento original se mueve el cajón de arena junto a la brújula para obtener la dirección de rumbo que fue medida en el campo. Una vez que las condiciones de campo fueron recreadas se procedió a la determinación y medición de la foliación metamórfica y la lineación de intersección entre las superficies de estratificación y de foliación que coincide con el eje del pliegue analizado.

Los cortes fueron realizados a lo largo de un plano perpendicular a la foliación y paralelo a la lineación de estiramiento mineral, como lo proponen Passchier y Trouw (1999). Esto permitió observar los indicadores cinemáticos y descartar las formas ambiguas de microcizalla.

- Estimación del acortamiento

A través de la aplicación del método de campo visual (método de Williams, 1967), se procedió a volcar los datos obtenidos en una planilla Excel para la posterior determinación de porcentajes de acortamiento de las secuencias deformada, valores máximos, valores mínimos y moda.

-Representación gráfica

Se realizó un mapa geológico de la zona de estudio por medio del levantamiento con GPS de los contactos entre las distintas unidades y datos de rumbo y buzamientos obtenidos con brújula geológica.

Los puntos obtenidos fueron representados sobre imágenes satelitales georeferenciadas de la zona de estudio, a las que se tuvo acceso por medio de la versión gratuita del *software* Google Earth.

Se elaboró un perfil empleando la información de campo volcada en el mapa geológico (contactos, rumbos y buzamientos). Obteniendo la topografía a través de Google Earth y un modelo de elevación digital, para una mejor interpretación de los datos y las estructuras involucradas.

Toda la información geológica recopilada y volcada sobre las imágenes, fue digitalizada mediante el uso del *software* Corel Draw 12, ordenada, estructurada y desarrollada en el presente informe.

Los valores estructurales medidos en el campo y los obtenidos a través de la orientación de muestra fueron representados en rosetas, diagramas de densidad y estereogramas con ayuda del *software* STEREO 32, para su interpretación y correlación con la estructura regional.

-Correlación con imágenes Landsat7 ETM+

Se realizó una comparación de la estructura local, determinada a través de las imágenes satelitales y posterior realización del mapa geológico local, con una imagen regional procesada mediante diferentes técnicas (operaciones entre bandas, clasificaciones espectrales, etc) que resaltan los rasgos estructurales, para enmarcar los patrones observados en el sector de estudio dentro de la estructura regional.

-Análisis e interpretación de los datos obtenidos

Con la información reunida, estudiada y analizada, de manera concluyente se elaboró las conclusiones y el presente informe final.

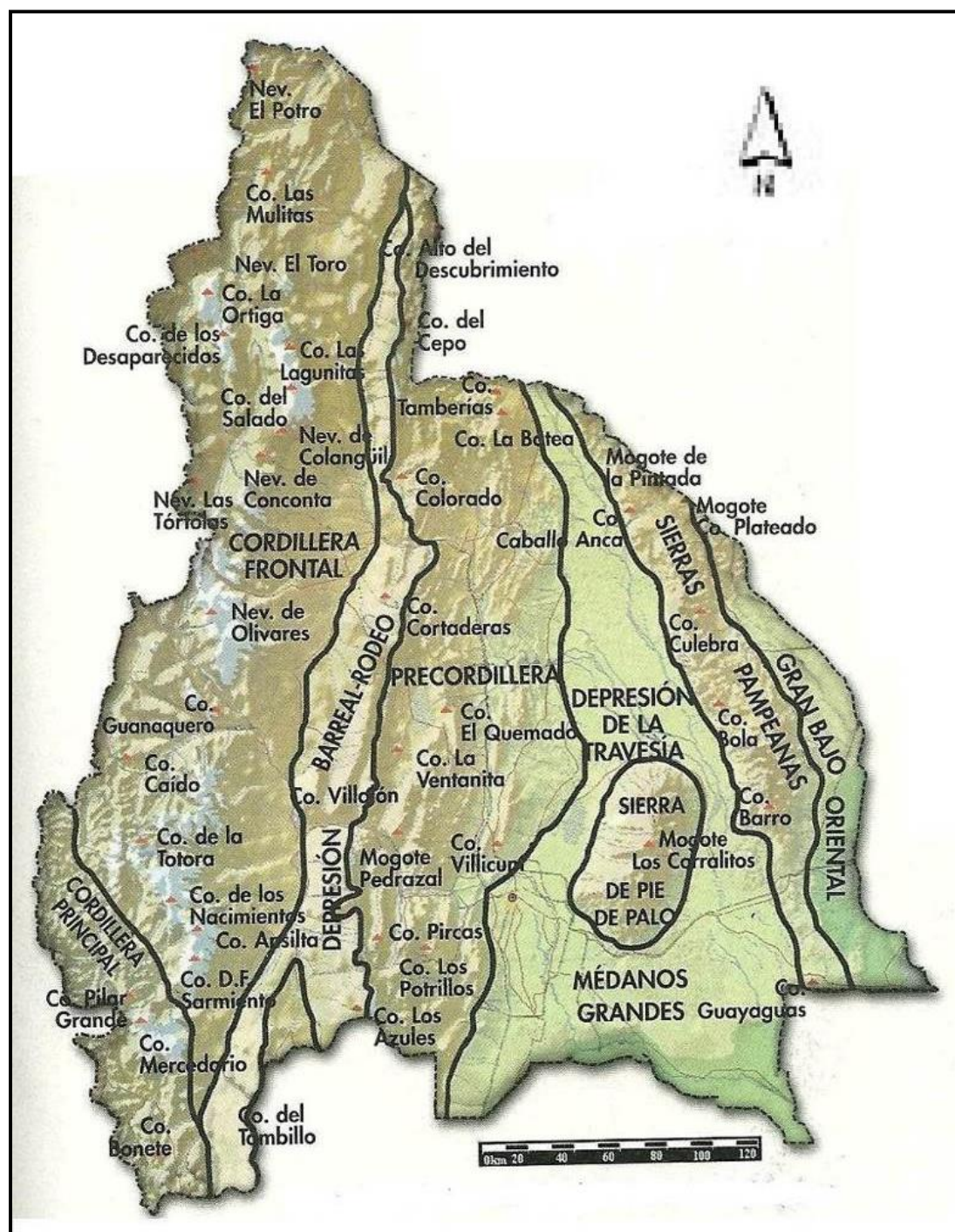
7- Geografía

7.1- Orografía:

El territorio de la Provincia de San Juan abarca una superficie aproximada de 89.651 km². El 80% de la misma está ocupada por extensos cordones montañosos de altura variable y diferente composición litológica, además de valles intermontanos y bolsones sedimentarios originados y modelados por dinámicos ciclos de actividad hídrica y actividad tectónica respectivamente. De esta manera, sólo aproximadamente 21.000 km² constituyen el espacio disponible para la ocupación humana.

La zona de estudio, se encuentra entre Precordillera y Cordillera Frontal, ambas separadas por la depresión estructural de los Valles Altos (depresión Barreal- Rodeo), (Figura 2).

La Precordillera, constituye una barrera que solo el río San Juan logra atravesar, ocupando en forma longitudinal (norte-sur) el área central de la provincia. Esta provincia geológica comprende varios cordones discontinuos con alturas mayores a los 4.000 m.s.n.m, que forman un sistema orográfico relativamente bien definido. Su longitud es de unos 460 Km. y su ancho máximo de casi 100 Km. La Cordillera Frontal, ubicada al oeste de la provincia, está compuesta por numerosos cordones independientes como el de San Guillermo, el de Colangüil y el de Ansilta.



7.2- Hidrografía:

Los cursos de agua en forma general en la provincia son escasos y predominan los temporarios y ocasionales, mientras que los permanentes presentan un caudal anual medio de 56 m³/s. Tienen origen a partir de la fusión nival de los picos montañosos de importante altura o de precipitaciones torrenciales en la estación estival.

La cuenca del río San Juan, es la principal fuente de recursos hídricos de la provincia, se localiza en el sector centrosudoccidental traspasando el límite interprovincial y abarcando un pequeño sector del norte de Mendoza. Posee una superficie aproximada de 38.462 km², ocupa el alrededor del 45 por ciento de la superficie de la provincia de San Juan. El río San Juan, principal fuente de agua superficial de la cuenca, escurre de oeste a este y nace en confluencia de los Ríos Castaño por el norte y Los Patos por el sur; formando los oasis en los valles: de Tulúm, Zonda, Ullúm, de gran importancia económica para la provincia. Estos ríos son embalsados o derivados en varios sectores, como el embalse Los Caracoles, Ullúm y el derivador José Ignacio de la Roza, cuyo objetivo es abastecer a la población de agua potable, posibilitar la distribución de aguas para regadío o para la generación de electricidad. También se destaca el río Los Patos, el Castaño, ambos afluentes del río San Juan (Figura 3).

Los recursos hídricos subterráneos del territorio sanjuanino, que al emplazarse en una zona montañosa influida por el tectonismo andino, la mayor parte se localizan en acuíferos que se localizan en valles, formando cuencas de agua subterránea. La mayoría de las cuencas de agua subterránea de la provincia se han formado donde existen acumulaciones extensas de sedimentos cuaternarios con intervalos permeables.

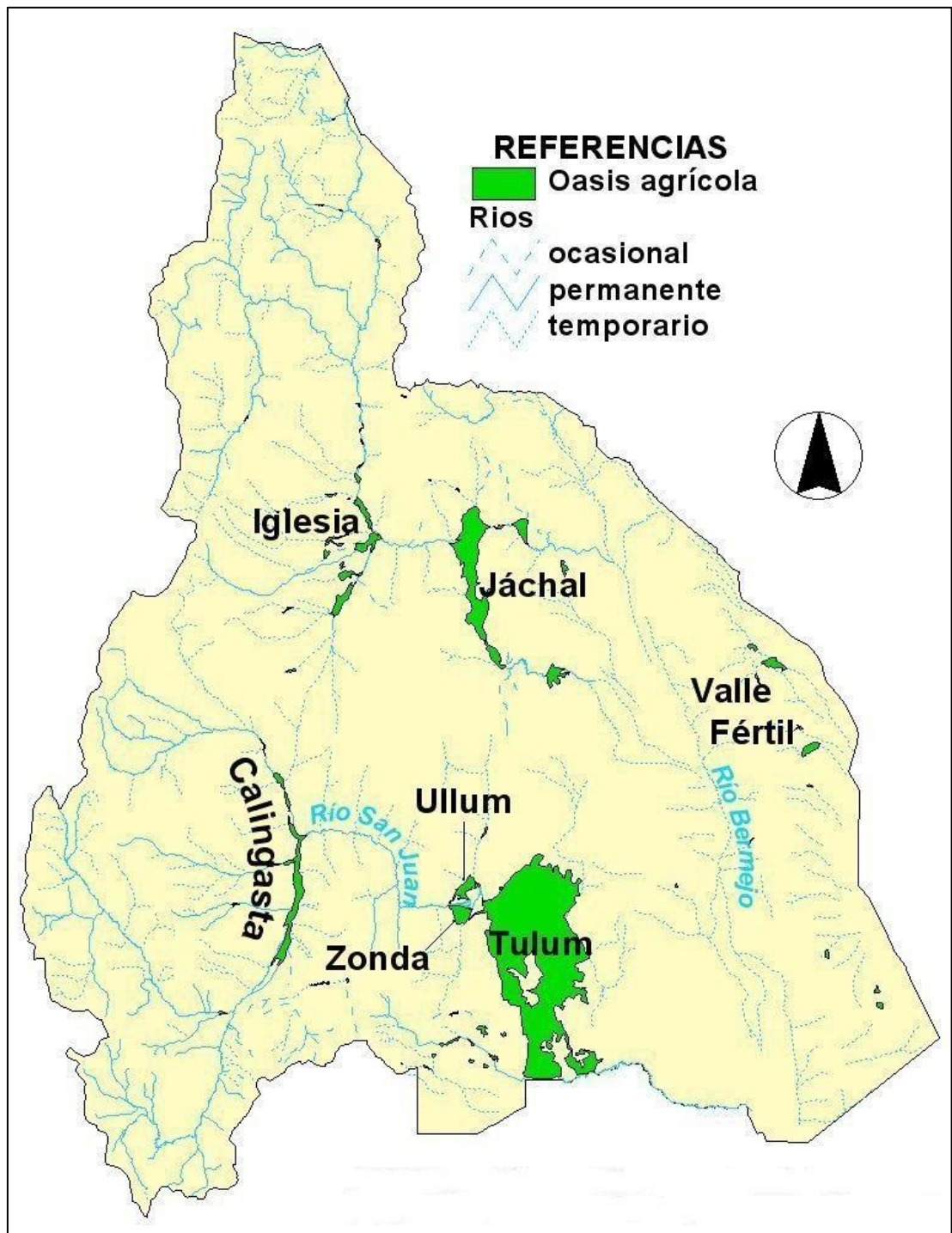


Figura 3: Mapa hidrográfico de la zona de trabajo en el contexto regional. Fuentes: Atlas Socioeconómico de San Juan, UNSJ.

7.3- Clima:

La Provincia de San Juan posee un clima con una elevada continentalidad, es decir que no posee influencia oceánica, es seco, ya que presenta una escasez de precipitaciones que no supera los 100 mm anuales.

Poblete *et al.* (1989) aplicaron la clasificación climática de Koeppen, que se basa en las temperaturas medias y las precipitaciones mensuales, y obtuvieron la diferenciación espacial de los tres regímenes climáticos presentes en el ámbito provincial, el Seco de Desierto (BW) cubre una extensión que alcanza el 89,3% del territorio centro-este de la provincia. Incluye los principales centros poblacionales u oasis como el valle del Tulum, Jáchal, Ullum-Zonda. Iglesia-Rodeo y Calingasta-Barreal; el Seco de Estepa (BS) se desarrolla en las áreas situadas al oriente y norte de la provincia. La pluviometría de estas zonas es mayor que la del subgrupo anterior, la que también se concentra en el período veraniego y el Frío de altura (E) que cubre una superficie equivalente al 8,4 % de la provincia en coincidencia con la faja cordillerana, donde las precipitaciones nivas se concentran en el invierno. Se desarrolla por encima de los 3.300 m.s.n.m. con temperaturas mensuales inferiores a los 10°C, (Figura 4).

El clima influye en los sistemas de modelado de relieve, regímenes fluviales, tipos de suelos y en las formaciones vegetales. Por ejemplo, las precipitaciones de tipo nival se dan en alta montaña y líquida en resto del territorio, con una importante amplitud térmica, anual y diaria, siendo la misma la más elevada de la Argentina.

Una particularidad de la provincia es la presencia de un viento local, el Zonda. Un viento muy cálido y seco debido al "Efecto Föhn" extremado por adiabasis que sufre al atravesar la Cordillera de los Andes, soplando desde el oeste.

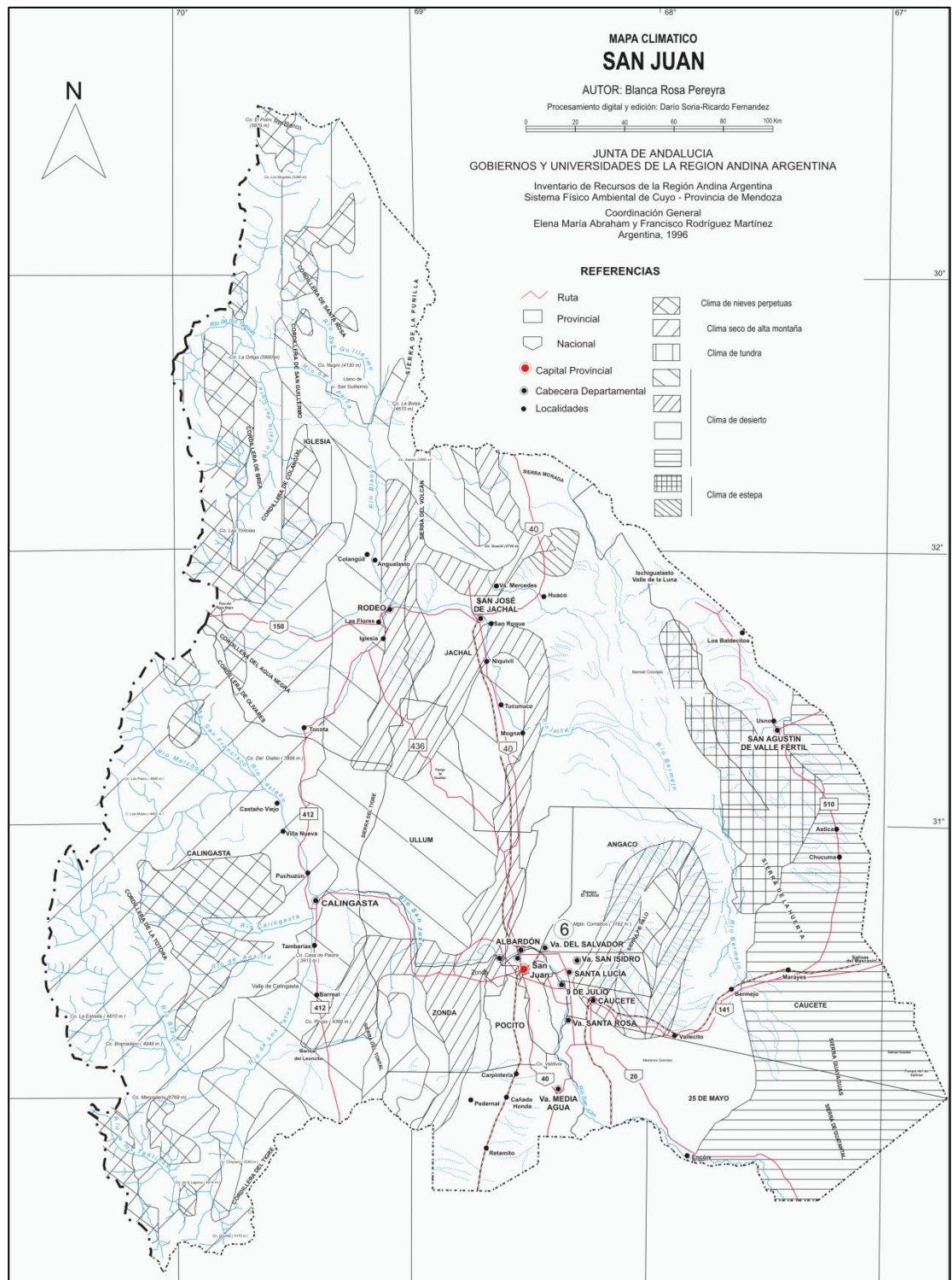


Figura 4: Aspectos climático de la zona de trabajo en el contexto climático provincial. Fuente: www.cricyt.edu.ar/.

8- Geología Regional

8.1- Introducción

La Precordillera

Esta unidad fue separada de la Cordillera de Los Andes por Stelzner (1876) quien la denominó Antecordillera, mientras que Burmeister (1876) la denominara Contracordillera. El reconocimiento de esta unidad como Precordillera se debe a Brackebusch (1892), mientras que Strobel (1869), se refiere como Preandes a la unidad actualmente considerada como Cordillera Frontal. Su denominación en el uso actual se debe a Bodenbender (1902), quien la describiera en las provincias de San Juan y Mendoza. El primer estudio regional de esta Provincia Geológica, junto con un levantamiento regular de sus terrenos paleozoicos, fue realizado por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921b). Suess (1909), reconoció como una unidad segregada de la cordillera andina a la Precordillera Argentina. Este autor interpretó a la Precordillera como una unidad más antigua donde participaba el zócalo brasiliano, que desde el borde oriental de la Puna (actualmente considerada como Cordillera Oriental), se extendía hasta el sur de Mendoza [véanse los análisis de Keidel (1921b) y los de Windhausen (1931) sobre la propuesta de Suess (1909)]. El basamento de la Precordillera se conoce en forma indirecta, a través de xenolitos de rocas cristalinas y metamórficas en las rocas volcánicas miocenas (Leveratto, 1968). Estos xenolitos fueron datados por U/Pb en circones por Kay *et al.* (1996), arrojando edades de 1.118 ± 54 Ma.

Sobre las características estratigráficas y estructurales, esta unidad ha sido dividida en tres subunidades: Precordillera Occidental, Central y Oriental (Figura 6) (Ortiz y Zambrano, 1981). Desde el punto de vista estructural, los sectores occidental y central están representados por una faja plegada y corrida epidérmica; mientras que el sector oriental corresponde a un bloque de basamento con una estructura de igual vergencia que las Sierras Pampeanas (Braccacini 1946, 1960; Roller, 1969).

La Precordillera Central se corresponde con los depósitos de la plataforma calcárea ordovícica. Con excepción de algunos depósitos calcáreos cámbricos en la primera lámina oriental, la base de los corrimientos que caracterizan al sector central está formada por rocas

carbonáticas de plataforma de edad ordovícica inferior. Delgados depósitos mayormente pelíticos del Silúrico y areniscas eodevónicas de ambiente somero se apoyan en este sector en discordancia sobre los anteriores. Depósitos marinos turbidíticos correspondientes a la cuenca de antepaís del Devónico inferior a medio desarrollan un frente deltaico que prograda de este a oeste. En aparente concordancia se apoyan las sedimentitas neopaleozoicas correspondientes a depósitos continentales y marinos someros.

En el sector occidental las facies de plataforma están ausentes y son reemplazadas por facies clásticas de talud ordovícicas que contienen importantes olistolitos calcáreos procedentes de la plataforma con fósiles del Cámbrico medio a Ordovícico inferior. Además existen olistolitos constituidos por conglomerados de basamento, donde se destacan clastos de gneises, y otras rocas cristalinas procedentes del substrato de la plataforma. Las sedimentitas ordovícicas se intercalan con basaltos de naturaleza oceánica con típicas estructuras en almohadilla en el sector norte y central y en contacto tectónico en el sector sur. El conjunto ha sido definido como una secuencia ofiolítica desmembrada que de base a techo se compone de tectonitas basales ultrabásicas, piroxenitas, gabros estratificados, diques en diques y lavas basálticas almohadilladas (Haller y Ramos, 1984, 1993; Davis *et al.*, 1995). Los depósitos neopaleozoicos se asientan en marcada discordancia angular sobre los eopaleozoicos. Están constituidos por facies marinas dominantes, en las que se registran frecuentemente depósitos glaciarios de edad carbonífera superior. Extensos conglomerados de edad pérmica constituyen los depósitos más jóvenes. El sector oriental presenta sus sedimentitas más antiguas expuestas al norte de Guandacol, las que están constituidas por depósitos continentales rojos y evaporitas de edad cámbrica inferior (Astini, 1996). En discordancia se apoyan los depósitos de la plataforma carbonática correspondientes a diferentes unidades desde el Cámbrico al Ordovícico inferior. Las secuencias cámbricas tienen la típica fauna de *Olenellus* que le permitió a Borrello (1963) establecer los fuertes vínculos faunísticos que tienen estos depósitos carbonáticos con sus pares conjugados de *Laurentia* (Astini *et al.*, 1996). Secuencias del Ordovícico superior clástico, con niveles conglomerádicos e importantes olistolitos están contenidas o cubiertas por depósitos silúricos de gran espesor. Toda esta zona presenta una importante deformación de edad devónica inferior (Ramos *et al.*, 1996b). Los depósitos carboníferos continentales se apoyan en este sector mediante discordancia angular.

Los depósitos terciarios corresponden a sedimentitas continentales de naturaleza sinorogénica, las que muestran el paulatino levantamiento y apilamiento de la Precordillera

durante el Mioceno y el Plioceno, en forma sincrónica con la expansión del volcanismo de arco hacia el este (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1987). La Precordillera se caracterizaría por terrenos paleozoicos que se habrían levantado principalmente durante el Cenozoico superior (Keidel, 1921b; Baldis *et al.*, 1982).

8.2- Estratigrafía

8.2.a- Ordovícico:

-Formación Don Polo (Quartino *et al.*, 1971)

Sus afloramientos más representativos se encuentran en el extremo noroeste de la Sierra del Tontal. Está constituida litológicamente por una alternancia de grauvacas, limolitas y pelitas leptometamórficas. La edad de la Formación Don Polo fue considerada precámbrica superior – paleozoica inferior, pero actualmente se refiere al ordovícico por el hallazgo de crinoideos (Turco Greco y Zardini, 1984). Las asociaciones de facies, indican un ambiente marino de llanura abisal y podría ser un equivalente metamórfizado de la Formación Alcaparrosa (Bordonaro, 1999).

-Formación Alcaparrosa (Harrington, 1957)

Esta unidad aflora en el sector noroeste de la Sierra del Tontal. Litológicamente está compuesta por areniscas finas, limolitas y pelitas laminadas, con tonos oscuros y claros por alteración, con mantos de lavas almohadilladas (Quartino *et al.*, 1971). Su edad está definida por el hallazgo de graptolitos que indican una edad Ashgيلية (Brussa *et al.*, 1999; 2003). Los mantos de lavas almohadilladas son de composición basáltica y se hallan intercalados en la columna sedimentaria con espesores entre 20 y 50 metros. Se interpreta que la Formación Alcaparrosa sería una variación facial de las Formaciones Cabeceras y Don Polo, debido a que no se conoce la relación estratigráfica, pero si sus contactos tectónicos. Sus facies indican un ambiente de llanura abisal. La afinidad geoquímica de las rocas básicas de la Formación Alcaparrosa según Kay *et al.* (1984) permiten relacionar el ambiente de formación con el de una cuenca de tras-arco.

8.2.b- Silúrico:

-Formación Calingasta (Harrington y Leanza, 1957)

El estrato tipo de la Formación Calingasta se encuentra en la localidad homónima. Esta unidad presenta arreglo estrato grano creciente, compuesto por una sucesión de pelitas verdes y moradas, con intercalaciones finas de bancos arenosos. Su sección inferior se encuentra en contacto tectónico con los depósitos de edad ordovícica de la Formación Alcaparrosa, mientras que la parte superior está cubierta en discordancia erosiva y angular por sedimentitas de edad carbonífera, desconociéndose su relación primaria con las rocas de la Formación La Tina, definida por Quartino *et al.* (1971), así como con las unidades devónicas del área (Furque y Cuerda, 1979; Quartino *et al.*, 1971; Sessarego, 1988). Su edad fue indicada por Xicoy (1963, en Furque y Cuerda, 1979), sobre la base del registro de *Tropidoleptus sp.* y *Clarkei sp.* (Ludlowiano), aunque al carecer de comprobación, es probable que se le asigne una edad ordovícica, junto a las Formaciones La Tina y Don Polo (Stephens *et al.*, 1995). El ambiente de sedimentación es marino y ha sido interpretado como equivalente distal de las rocas silúricas de la Precordillera Central (Peralta, 1990).

-Formación La Tina (Quartino *et al.*, 1971)

El estratotipo de la Formación La Tina se encuentra en la sierra de Cepeda (Localidad de Barreal). Esta unidad es interpretada como un cambio lateral de facies de la Formación Calingasta. Esta unidad está representada por grauvacas de tamaño medianos a gruesos que alternan con pelitas. Los bancos de areniscas presentan base neta o erosiva con pasaje gradacional a las pelitas. La estratificación es paralela y en parte se observa amalgamamiento por acuñaamiento lateral. El ambiente de sedimentación corresponde a abanicos submarinos dominados por eventos agradacionales (Sessarego, 1988). La base y techo de la formación está limitada por falla, el espesor fue estimado por Sessarego (1988) en unos 500 m. La edad de la Formación La Tina y de su equivalente lateral, la Formación Calingasta, ha sido asignada al Silúrico aunque con reservas ya que ambas carecen de fósiles diagnósticos para tal determinación.

8.2.c- Devónico:

-Formación Codo (Guerstein *et al.*, 1965)

Se caracteriza por una típica alternancia de areniscas y pelitas, de coloración verdosa a gris verdosa. Las areniscas se presentan en bancos tabulares de hasta 1m, con típica estructura turbidítica. Su edad estaría sustentada por su contenido de palinomorfos y por su ubicación estratigráfica, por debajo de la discordancia angular que la separa de la Formación Del Ratón.

Por otra parte las areniscas de la Formación Codo y Punta Negra muestran asociaciones mineralógicas similares, poniendo en evidencia un área de aporte común, ubicada en Sierras Pampeanas. De ello se desprende que el arco Tigre-Tontal no habría actuado durante este intervalo de tiempo como elemento de control tecto-sedimentario.

8.2.d- Carbonífero:

-Formación Del Ratón (Sessarego, 1988)

La Formación Del Ratón aflora al occidente de las sierras del Tigre-Tontal, en ambos márgenes del río San Juan. Estas sedimentitas eo-carboníferas son las más antiguas de la subcuenca Calingasta – Uspallata y junto a los depósitos del Carbonífero Inferior de la subcuenca Río Blanco, integran el Grupo Angualasto (Limarino y Cesari, 1992; Carrizo, 1998).

Litológicamente esta unidad está representada por una alternancia de areniscas gruesas a medianas, de color gris verdoso y limolitas verdes olivas, también conglomerados de color pardo morado, con intercalaciones ocasionales de limolitas con restos de vegetación de *licopsidas*. El espesor de la misma es de 900 m. Una falla inversa suprime su techo y la pone en contacto tectónico con la Formación El Planchón del Devónico inferior-medio (Sessarego, 1988).

8.2.e- Pérmico:

-Formación El Planchón (Quartino *et al.*, 1971)

Sessarego (1988), reconoce en esta unidad dos miembros que se describen a continuación:

Miembro del conglomerado verde-morado: integrado por conglomerados polimícticos, clasto sostén, asociado a turbiditas clásicas. En las psefitas predominan clastos de volcanitas básicas, areniscas y pelitas, sin elementos metamórficos. El espesor es de aproximadamente 200 m.

Miembro de areniscas y pelitas grisáceas: compuestos por pelitas asociadas a areniscas, en parte conglomerádicas. Las pelitas de la parte superior, contendrían fósiles del Devónico inferior mencionados por Kerlleñevick (1967) en la Quebrada del Salto. Las areniscas se presentan en bancos finos a medianos, con secuencia incompleta de Bouma, formadas por corrientes de baja densidad. El espesor es de 900 m.

-Formación Del Salto (Quartino *et al.*, 1971)

La Formación Del Salto definida por Quartino *et al.* (1971), y estudiada luego por Manceñido (1973) tiene sus afloramientos principales en la quebrada del Km 114 de la antigua Ruta Provincial N°12. Posteriormente Sessarego *et al.* (1986) extiende la distribución de esta unidad a la margen norte del río San Juan. Esta unidad fue dividida en seis miembros por Manceñido (1973) y en cinco por Sessarego *et al.* (1986). La secuencia, en sus tramos basales y medios, consiste en depósitos marinos y litorales ricos en fósiles, hacia el techo las capas continentales están formadas por eolianitas (Sessarego, 1986). Los abundantes fósiles marinos estudiados por Manceñido y Sabbatini (1974), Manceñido *et al.* (1976 a y b). Sessarego *et al.* (1986), permiten asignar una antigüedad pérmica temprana por la presencia de *Cancrinella* aff. *Farleyensis*. Lech y Aceñolaza (1990) y Lech (1993, 1995) sugieren que la parte basal tendría una antigüedad carbonífera tardía, opinión que comparte Taboada (1997).

-Intrusivos sub-volcánicos

Estos cuerpos ígneos se encuentran distribuidos sobre el sector oriental del valle de Calingasta. Son pequeños cuerpos intrusivos hipabisales de composición riodacíticas o monzoníticas cuyo emplazamiento originó hornfels en pelitas y areniscas de la Formación Alcaparrosa (Marquetti *et al.*, 2005). El pórfido Alcaparrosa posee textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda. La pasta es microgranosa, compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásicos con cantidades subordinadas de biotita, magnetita, hornblenda y apatita (Quartino *et al.*, 1971). La edad de las intrusiones fue determinada por Sillitoe (1977) en 267 ± 4 Ma correspondiente al Pérmico medio.

8.2.f- Triásico:

Las sedimentitas triásicas de la Precordillera Occidental se ubican en la localidad de Barreal y Calingasta. Según Kokogian *et al.* (1993) y Lopez Gamundi (1994), estos depósitos representan una porción septentrional de la cuenca Cuyana. En la región de Rincón Blanco, se encuentra el Grupo homónimo, mientras que en Barreal-Sorocayense las unidades están agrupadas en Grupo Barreal y Sorocayense.

-Grupo Rincón Blanco (Borrello y Cuerda, 1965)

Este grupo está integrado por las siguientes formaciones de base a techo: Formación Ciénaga Redonda, Formación Cerro Amarillo, Formación Portezuelo, Formación Carrizalito y Formación Casa de Piedra. Stipanovic (1979) caracteriza a la Formación Ciénaga Redonda como una potente sucesión de conglomerados masivos de tonalidad gris a rojiza. Continúan areniscas y conglomerados bayos a grises verdosos de la Formación Cerro Amarillo, seguidos por una nueva secuencia de pefitas rojas que pasa a una sucesión predominantemente arenosa con intercalaciones de lutitas y conglomerados lenticulares (Formación Portezuelo). Estos términos son cubiertos por lutitas bituminosas de la Formación Carrizalito, que es cubierta por conglomerados y areniscas entrecruzadas grises con niveles de piroclástitas de caída que corresponden a la Formación Casa de Piedra.

López Gamundi (1994) ha indicado que los espesores del conjunto alcanzan los 2300 metros. El ambiente de estas unidades es netamente continental, pasando de ambiente fluvial-aluvial a lacustre.

El estudio palinológico de Yrigoyen y Stover (1970), permitió correlacionar estas unidades con las unidades de la Cuenca Cuyana, asignándolas al Neotriásico.

-Grupo Sorocayense (Stipanovic y Bonetti, 1969)

Este grupo fue dividido en tres Formaciones desde la base al techo: Formación Barreal, Formación Cortaderita y Formación Cepeda; analizadas en la región de Sorocayense – Barreal. La Formación Barreal (180-260m) se compone de una secuencia arenoso-conglomerádica en la base que culmina con términos pelíticos (limonitas tobáceas y arcillitas bentónicas) entre las que

se intercalan delgados niveles de tobas, areniscas, y conglomerados lenticulares. La Formación Cortaderita (197-216 m de espesor) está caracterizada por arcillitas bentónicas oscuras con niveles tobáceos, limolíticos y arenosos de color rosado; la sucesión culmina con una potente sección rosada de areniscas tobáceas, areniscas gruesas y conglomerados. Por su parte, la Formación Cepeda (240 m de espesor) se compone de capas rojas conglomerádicas y de areniscas gruesas que culminan con términos predominantemente pelíticos y tobáceos. Estas unidades son de ambiente volcánico pasando a continental fluvio-lacustre.

El Grupo se apoya discordantemente sobre unidades paleozoicas. Los afloramientos en Barreal, corresponden a las quebradas de La Cortaderita y de la Tina. Sobre la base del material paleoflorístico encontrado, el Grupo Sorocayense ha sido asignado por Stipanovic (1979) al lapso Mesotriásico tardío a Neotriásico.

-Grupo Barreal (Stipanovic, 1979)

En la región de Hilario las formaciones se agrupan de base a techo de la siguiente manera. Formación Agua de los Pajaritos, que comprende un conjunto piroclástico de tonalidad verdosa de 230 m de potencia que pasa en sentido vertical a tobas blanquecinas que representan el tramo basal de la Formación Alcázar, esta unidad continúa con una sección pelítica entre las que se intercalan con tufitas arenosas y conglomerádicas y tobas de caída, culminando con areniscas y tobas de tonalidad rosada. El espesor de la formación, según Stipanovic (1979) es de 350 m. La sucesión sedimentaria finaliza con la Formación Hilario, de más de 300 m de potencia, caracterizada por su totalidad rojiza y compuesta por depósitos clásticos semejantes los de la Formación Cepeda.

8.2.g- Paleógeno – Neógeno:

-Formación Lomas del Inca (Baldi, 1964)

Esta unidad aflora en la zona de las Lomas del Inca, que se desarrolla en el borde oriental del Barreal Blanco hasta el arroyo de Las Cabeceras, continuándose hacia el norte, entre las cuchillas del Anaranjado y el cordón Ciénaga del Medio, en la zona de Barreal.

Esta formación está integrada en su parte inferior, por conglomerados y areniscas conglomerádicas rojizas, con clastos de rocas ígneas, similares a las de cordillera del Tigre. Sobre estos se sobrepone una serie de areniscas pardo rojizo a naranja que gradan desde a areniscas finas, areniscas tobáceas a limos arcillosos pardos grisáceos.

La Formación Lomas del Inca se apoya en discordancia angular sobre rocas paleozoicas. Baldi (1964) le asigna un origen fluvial, y fundamenta la edad neógena, basándose en la posición que estas sedimentitas ocupan en la secuencia y el grado de tectonismo.

-Formación Ansilta (Harrington, 1971)

Esta formación está conformada por conglomerados con clastos de origen volcánico de tamaños variados de hasta 50cm de diámetro y se apoya en discordancia erosiva sobre depósitos triásicos, mientras que hacia el techo es cubierta en discordancia angular por depósitos cuaternarios. Se le asigna edad neopliocena por correlación con la Formación Mogotes. Su espesor estimado es de 500 m.

-Cuerpos intrusivos hipabisales

El Neógeno-Paleógeno volcánico y subvolcánico es importante para la geología de la zona precordillerana, por la existencia de escasos, aunque muy significativos, afloramientos de cuerpos intrusivos de tipo hipabisal y composición andesítica a dacítica, relacionados algunos de ellos con mineralización de sulfuros, tipo vetiforme (como el cuerpo intrusivo de Carmen Alto). Otros asomos de rocas eruptivas se encuentran en el Cerro Hornito y al noroeste del mismo, y en la boca de la quebrada de las Majaditas; ambos al sudeste de Barreal (Quartino *et al.*, 1971).

8.2.h- Cuaternario:

Los depósitos modernos están caracterizados por enormes extensiones de conglomerados procedentes de Cordillera Frontal. Geomorfológicamente constituyen los siguientes tipos:

Abanicos aluviales, conos coalescentes, bajadas y depósitos de agradación en pedimentos, terrazas adyacentes a los colectores principales, bolsones y sedimentos aluvionales actuales.

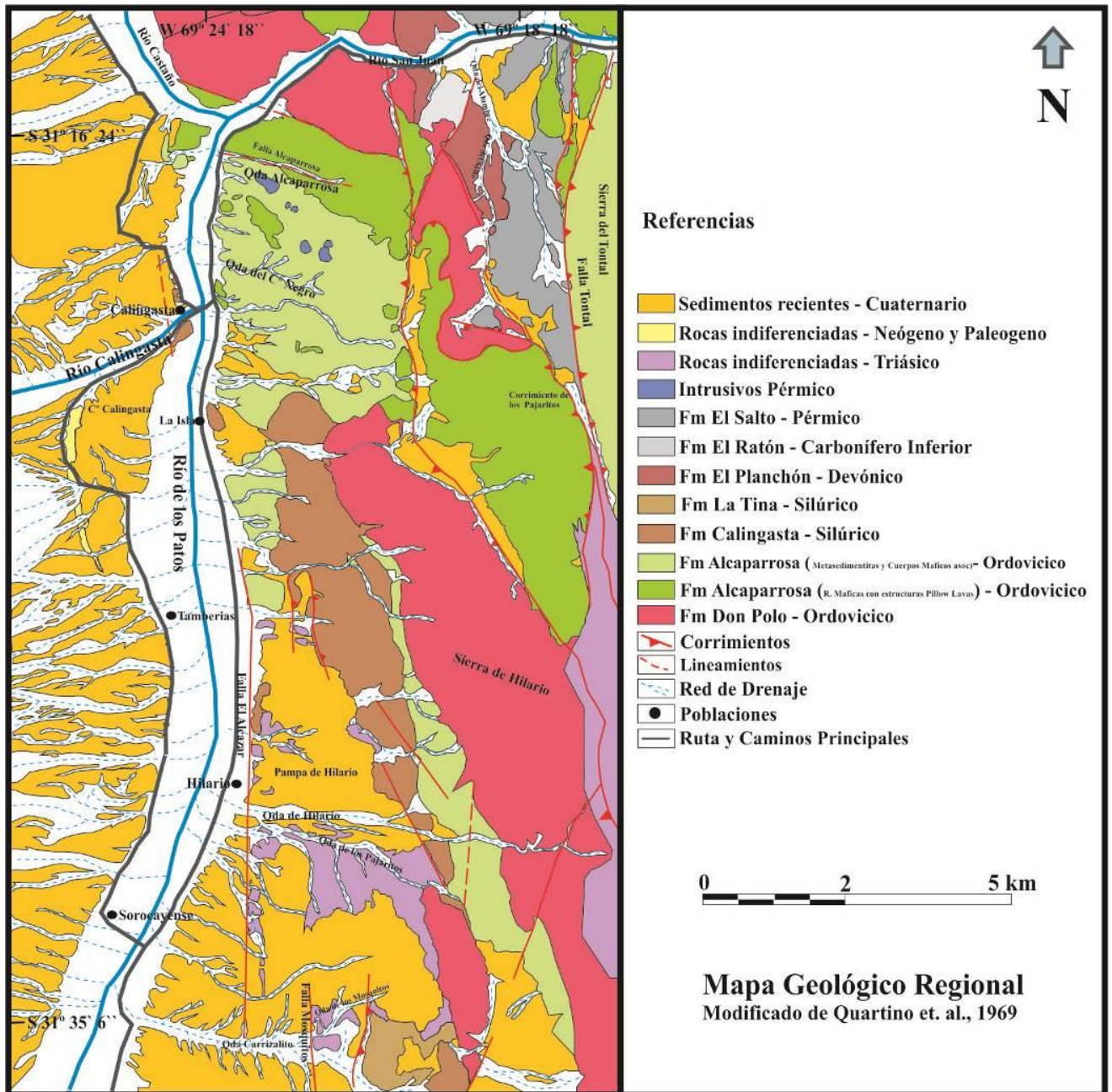


Figura 5: Mapa geológico regional, tomado de López R. (2013). Esquema estratigráfico y estructural de un sector de la Precordillera Occidental.

8.3-Estructura

8.3.a- Estructura de Precordillera

La estructura de la Precordillera (Figura 6) es conocida desde los tiempos de Braccacini (1946, 1950) y Heim (1952). Se caracteriza por el desarrollo de un estilo de deformación típico de fajas plegadas y corridas (Baldis y Chebli, 1969; Ramos, 1995b) que acomoda un acortamiento de 136 km, lo cual representa el 57% (Cristallini y Ramos, 1995, 2000). Un acortamiento de magnitud similar fue calculado previamente por von Gosen (1992) a través de una sección este-oeste de la Precordillera. Sin embargo, una de las primeras síntesis sobre las características generales de esta provincia geológica, se reúnen en Baldis y Chebli (1969). Según estos autores la Precordillera presenta el desarrollo de fracturas de arrumbamiento predominantemente norte-sur, de gran extensión (entre 50 y 200 Km). La ubicación del nivel de despegue para Precordillera Oriental y Central es en las calizas de la Formación San Juan, estaría condicionado por las características mecánicas de las rocas carbonáticas, en conjunto con la pendiente regional del basamento hacia el oeste (Baldis y Chebli (1969).

La Precordillera Central comparte el estilo estructural con la Precordillera Occidental. En ambos casos la estructura está representada por volúmenes kilométricos de roca limitados en la parte inferior por fallas inversas de bajo ángulo, un rechazo de gran magnitud y cuya traza en superficie supera en la mayoría de los casos el centenar de km. Este concepto es lo que Boyer y Elliott (1982) denominan como ``láminas de corrimiento´´. En este caso, el nivel de despegue de los corrimientos se localiza siempre en las rocas que constituyen la cobertura sedimentaria y varía desde sedimentitas marinas carbonáticas y siliciclásticas de edad ordovícica (Baldis y Chebli, 1969; Baldis *et al.* 1982; Baldis *et al.* 1990, entre otros). En todos los casos la vergencia de las láminas de corrimientos consideradas es oriental. Sin embargo, la Precordillera Oriental presenta un estilo estructural marcadamente diferente a estas últimas y similar al estilo en bloques fallados de las Sierras Pampeanas Occidentales (Baldis *et al.* 1982). Aquí la deformación involucra rocas del basamento cristalino razón por la cual la estructura de la unidad oriental es de piel gruesa con vergencia al oeste.

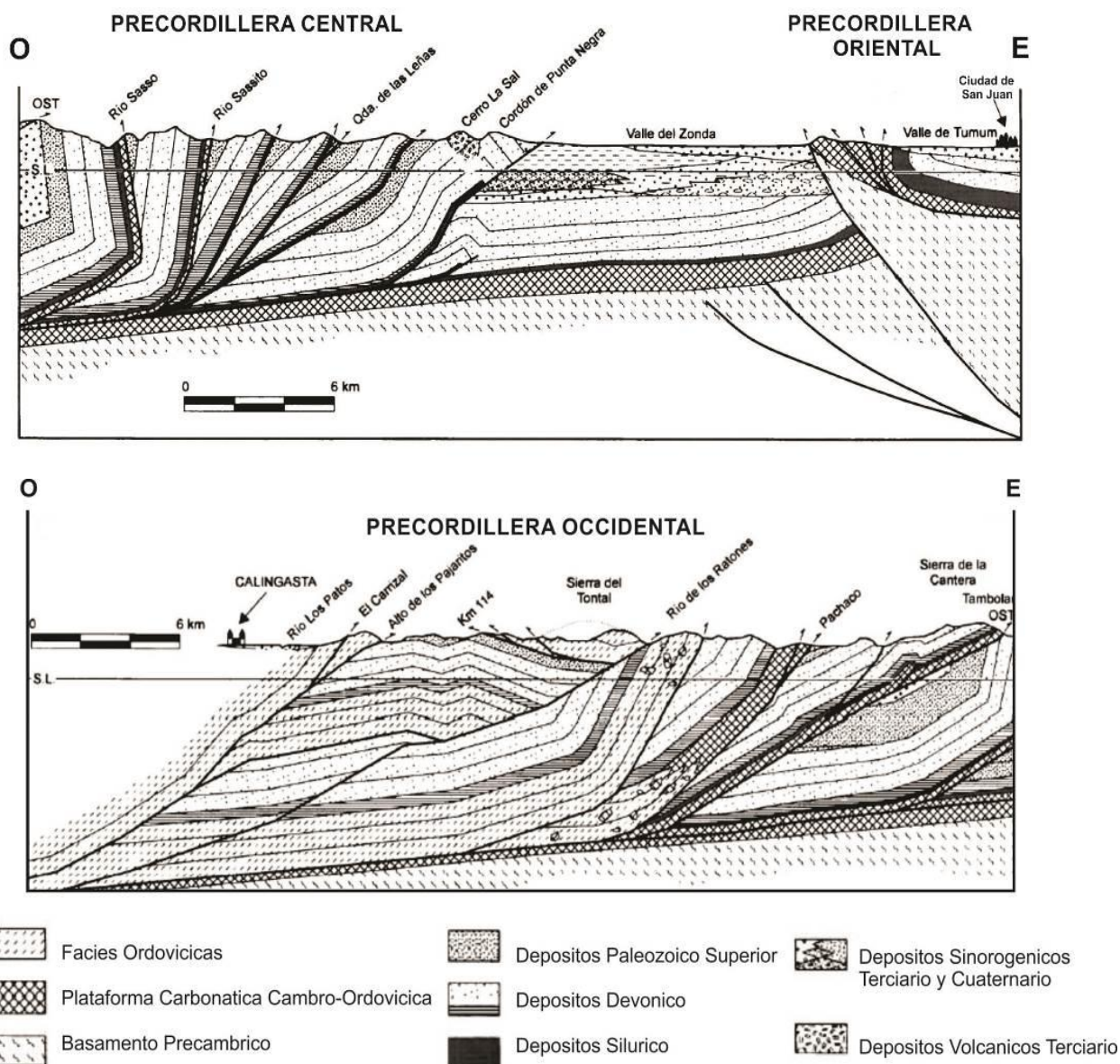


Figura 6: Perfil esquemático de Precordillera Occidental, Central y Oriental, modificado de Cristallini y Ramos (2000).

8.3.b- Estructura de Precordillera Occidental

Estructuralmente, la Precordillera Occidental (Baldis *et al.*, 1981), se caracteriza por el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina (Cristallini y Ramos, en Ramos, 1995) con vergencia predominantemente oriental (Figura 6).

Sin embargo, en determinados sectores como los faldeos occidentales de la Sierra del Tontal, entre otros se observan fracturas inversas de carácter antitético a la deformación regional (Baldis *et al.*, 1982). Estas estructuras de vergencia opuesta a la dirección de transporte principal, han sido interpretadas por Cortes *et al.* (2005) como el resultado de la inversión tectónica andina, sobre estructuras extensionales mesozoicas y hasta eopaleozoicas (Alonso *et al.*, 2008).

9- Interpretación de imágenes satelitales

Con el fin de integrar las observaciones realizadas dentro del marco regional, se utilizó una imagen satelital Landsat7 ETM proporcionada por el proyecto Jóvenes Investigadores (Res. 22/2013-CS) “Aporte geofísico al estudio geológico de la faja ofiolítica en una porción de la Precordillera Occidental. Calingasta. San Juan.

Este tipo de imágenes permite visualizar rasgos que no son detectables en imágenes comunes o de color verdadero, y a la vez constituyen una poderosa herramienta para el trabajo de campo.

Las tomas fueron realizadas en el año 1999, por el dispositivo Landsat7, equipado con un sensor ETM (*Enhanced Thematic Mapper*). Las escenas adquiridas cubren un área de 185 por 185 km.

La ubicación sistemática de la imagen corresponde a *Path*: 232 y *Row*: 082 mientras que la posición geográfica del centro de la escena es Latitud -31.7362606 / Longitud -68.7931838. El Datum y elipsoide de referencia de la imagen corresponde a WGS84 y la proyección cartográfica UTM. Las imágenes presentan una resolución espacial de 30 metros. Este parámetro brinda información sobre el tamaño del pixel y por lo tanto condiciona el tamaño de los rasgos geológicos que se podrán discriminar a partir de las mismas.

La Figura 7 es el resultado del procesamiento según las operaciones entre bandas propuestas por Gad y Kusky (2006). Estos autores realizaron operaciones entre bandas sobre afloramientos de asociaciones de rocas básicas-ultrabásicas y metasedimentarias asociadas, en un marco geológico similar al presente en la zona de estudio. Por esta razón la técnica otorga muy buenos resultados en la caracterización de las superficies plegadas. Las tonalidades verdes corresponden a los filones y cuerpos lávicos de rocas básicas que se intercalan con las metasedimentitas de color pardo rojizo.

La imagen fue interpretada y ajustada con datos de campo. Se determinaron estructuras de plegamiento de tipo anticlinal y sinclinal de tipo simétrico y asimétrico con una orientación preferente N-S, como muestran las gráficas de rosetas donde se volcaron todos los datos. Además se logró identificar estructuras de plegamiento de mayor escala que involucra a las estructuras de menor escala. Se observó que las estructuras de plegamiento mayor en algunos casos guardan

armonía con los pliegues de menor escala (Figura 7.b), mientras que en otros casos es difícil establecer una coherencia entre ambos sistemas de plegamiento a diferente escala (Figura 7.a).

En la imagen también se identificaron dos fallas de carácter regional y tipo inversas, que se van acuñando hacia el noroeste. La zona de estudio queda enmarcada entre estas dos fallas regionales (Figura 7.c), al este y oeste, y en un sector próximo al acuñamiento de las mismas.

La tonalidad en este sector oscila entre un amarillo y un verde- amarillento, que puede interpretarse como la combinación entre la roca sedimentarias y las ígneas definidas desde el principio como secuencia de roca mixta.

A pesar de la diferencia de escala y resolución, entre la imagen procesada y la zona de estudio, puede distinguirse en la Figura 7.c un pliegue con rumbo NO-SE y eje buzante al SE correspondiente a la estructura principal descrita en las imágenes satelital no procesadas.

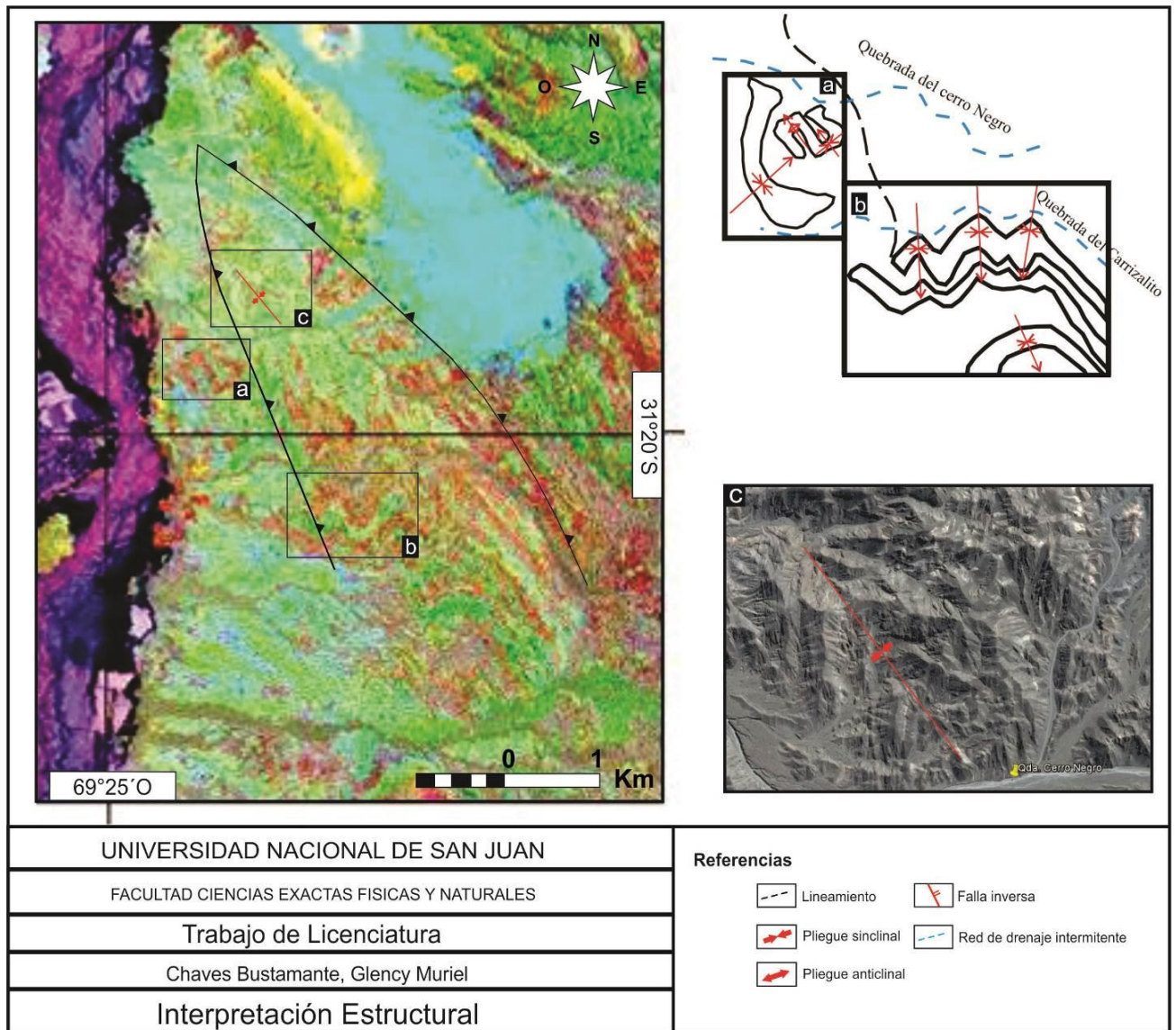


Figura 7: Combinación de bandas R7/5, G5/4, B3/1 (Gad y Kusky 2006); imagen falso color (izquierda) evidenciando la diferencia entre secuencias lávicas (verde) y secuencias pelíticas-arenosas (pardo rojizo). a) Estructuras de plegamiento sin coherencia, b) estructuras de plegamiento que guardan armonía y c) zona de estudio.

10- Geología Local

10.1- Estratigrafía Local

La zona de estudio elegida se ubica al norte de la Qda. Cerro Negro (Figura 7), los afloramientos implicados corresponden únicamente a la Formación Alcaparrosa, Ordovícico superior (Figura 5). Esta unidad se compone de areniscas finas a medias, limolitas y pelitas laminadas con tonos oscuros y claros producto de la alteración, dichas secuencias se hallan intercaladas con rocas básicas de forma tabular presentes a lo largo de toda la zona de estudio (Harrington y Leanza 1957).

En este sector, la Formación Alcaparrosa está representada por sedimentitas, principalmente areniscas y pelitas en las cuales se intercalan filones capa basálticos, de espesores variables que alcanzan en algunos sectores los 5 m. Cabe mencionar que todas las secuencias se hallan leptometamorfizadas.

En determinados lugares, la dimensión de los cuerpos ígneos máficos permite que sean mapeados a la escala de trabajo, mientras que en otros casos esto no es posible. Por esta razón, se describen las rocas ígneas y se empleó el criterio de mapeo de López (2013) quien propone el término de rocas mixtas en alusión a las secuencias de rocas compuestas por rocas ígneas máficas de poco espesor y sedimentarias, que por cuestiones de escala no pueden mapearse de manera individual.



Figura 8: Sector donde se han llevado a cabo las descripciones de los afloramientos de la Formación Alcaparrosa. Los puntos amarillos señalan los sitios de extracción de muestras que se analizaron en gabinete.

10.1.a- Geología de Rocas Ígneas.

La composición de las rocas ígneas descriptas en la zona es principalmente máfica. Consisten en cuerpos de geometría tabulare, de color pardo claro a pardo oscuro con variaciones de gris oscuro a verde o pardo claro a amarillento, por efectos de alteración y procesos erosivos. Macroscópicamente se observa que las rocas poseen una textura granuda, y es por ello que se la clasifican como diabasas de grano fino a medio (Figura 9).

En determinados sectores se reconocieron vesículas de tamaños milimétricos y distribución dispersa.

También se distinguieron familias de venillas con espesores que van desde milímetros a los 2 cm de espesor aproximadamente, con relleno de composición silícea.

La característica más importante es la reiterada presencia de cuerpos ígneos de gran longitud y continuidad en el sector central y norte de la zona de estudio (Lámina 1). Estos cuerpos principales, correspondientes a filones capa de composición máfica, presentan espesores importantes (5 m aprox.), por lo que conforman excelentes niveles guía en las imágenes satelitales procesadas.

Dichos cuerpos evidencian los patrones de la estructura regional, enmarcando estructuras de menor envergadura.



Figura 9: Muestra de mano de roca ígnea máfica (diabasa).

10.1.b- Geología de Rocas Mixtas.

El uso de este término (mixto), se debe a que en algunas zonas el espesor de los cuerpos ígneos máficos no tiene la potencia necesaria para ser representado de manera individual a la escala del mapa geológico.

Se incluyen en este grupo los afloramientos de rocas máficas intercaladas a modo de filones capas con las secuencias sedimentarias (Figura 10).

La característica más sobresaliente de esta unidad es el contraste de colores que existe entre las rocas sedimentarias (areniscas –lutitas) grises a pardo amarillentas y las diabasas, gris verdoso

a pardo oscuros, dicha característica se observó tanto en el campo como en las imágenes satelitales (Figura 7).



Figura 10: Detalle del contacto intrusivo entre lutitas moradas y diabasas. La coloración de la lutita se ve modificada en las cercanías al contacto por efectos térmicos de la intrusión. De igual modo se observó disminución del tamaño de grano de la diabasa hacia las proximidades del contacto con la roca de caja.

Los cuerpos ígneos se encuentran intruyendo de forma concordante a la secuencia sedimentaria mostrando contactos netos entre ambas e incluso se observaron los bordes de tostación.

Las rocas sedimentarias, son de tipo péltico-psámitico muy competentes, y se encuentran leptometamorfizadas, dichos afloramientos aparecen esporádicamente intercalados entre las rocas máficas o en contacto con los filones capa. Esta unidad se distribuye principalmente hacia el sector norte de la zona de estudio (ver mapa geológico, Lámina 1).

La coloración parda-amarillenta está dada por el grado de alteración y tectonismo, característico del sector, el cual muchas veces dificultó el reconocimiento de la estructura interna de las mismas.

La granulometría de la secuencia sedimentaria varía de media a muy fina, dispuesta en forma masiva (Figura 11.a) cuyos bancos tienen espesores entre 15 y 40 cm, como en capas laminares (Figura 11.b) que van de 0,5 a 2 cm.

Esta disposición es el resultado de los cambios de energía en los distintos regímenes depositacionales a lo largo del tiempo.



Figura 11: Rocas sedimentarias de la Formación Alcaparrosa, (a) facies de areniscas fina masivas y (b) facies de pelitas con estratificación fina.

Respecto a la composición, los areniscas son mayoritariamente cuarzosas con presencia en menor parte de fragmentos líticos y feldespatos alcalinos, dicha mineralogía se puede observar con lupa en las granulometrías más gruesas.

En los bancos cuyas granulometrías van de finas a muy finas se reconocieron diferentes tipos de estructuras sedimentarias (Figura 12), con diferentes características, que permitieron determinar en algunos casos la polaridad de las secuencias y también tener idea del ambiente y régimen en el que se depositaron.

En la Figura 12.a, se distingue una secuencia pelítica con estratificación entrecruzada en artesita, los bancos en los que fue reconocida la estratificación van de 40 cm a metros.

Por otra parte en la Figura 12.b, delimitado con rojo, se distingue una estructura de tipo *hummocky cross stratification* (HCS) truncada, con 1 m de longitud aproximadamente. La conforman *sets* que inclinan con muy bajo ángulo con láminas curvas discordantes entre sí. Se originan a partir de formas de lecho dómicas producto de flujos oscilatorios y/o combinados durante eventos de tormentas. Las longitudes de onda van de 1 a 9 m y altura de 20 a 50 cm, en este caso la altura alcanza los 35 cm.

La Figura 12.c, muestra una gran cantidad de calcos de carga, los cuales se encontraron en distintos tamaños y cuya orientación espacial permitió obtener la polaridad de las secuencias involucradas. En la Figura 12.d, se observa una secuencia de ondulitas asimétricas, con tamaños milimétricos y poco preservadas, dicha estructura se pudo distinguir en varios afloramientos donde la longitud de onda media, alcanzo los 4 cm. Expresan un bajo régimen de flujo producto de la baja energía del sistema.

Durante la observación de la zona de estudio se pudo apreciar una serie de marcas subestratales (Figura 12.e), también útiles como indicadoras de polaridad.

Finalmente se identificó una serie de *ball and pillow*, dispuestas a lo largo de un filo y con distribución equidistante (Figura 12.f), dicha estructura se consideran como evidencia de actividad tectónica sinsedimentaria en la cuenca. Son estructuras desarrolladas después de la litificación durante el entierro, en el cual se genera una deformación de la capa más competente debido al estrés de carga, dicha capa se deforma como bloques que con el tiempo van adquiriendo forma oval, quedando expuestas por la posterior elevación y erosión.

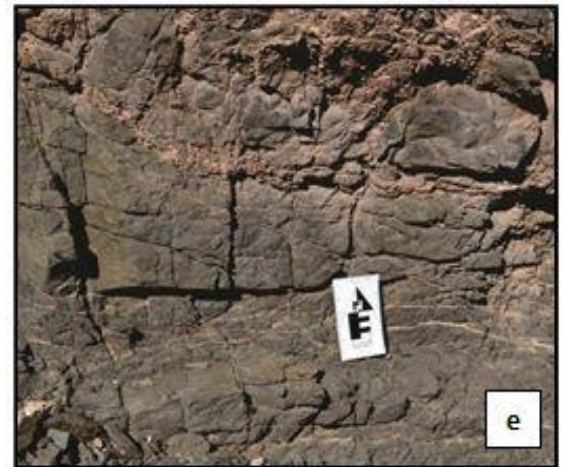
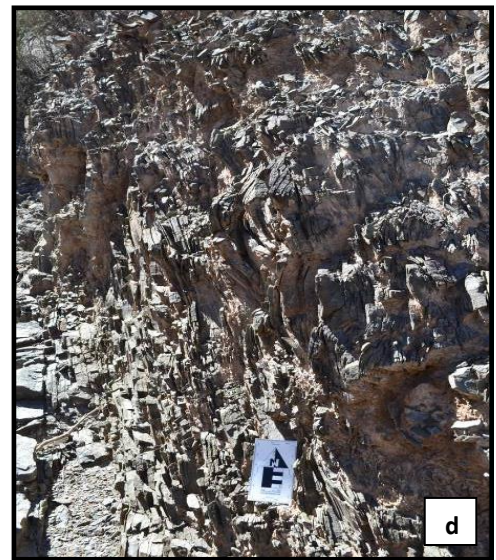


Figura 12: Diferentes tipos de estructuras en las sedimentitas de la Formación Alcaparrosa; (a) laminación en artesa. (b) *hummocky cross stratification truncado*, (c) calcos de carga, (d) ondulitas asimétricas, (e) marcas subestratales y (f) estructura *ball and pillow*.

10.2- Estructura Local

El análisis estructural se desarrolló a partir del mapa geológico local (Lámina 1) elaborado en gabinete donde se volcó toda la información recopilada durante las diferentes campañas.

La zona comprende unos 1100 Km² aproximadamente y se desarrolla en la margen norte de la Qda. Cerro Negro (Figura 8).

El esquema estructural de la zona queda definido por un gran sinclinal (central) con dirección NO-SE y un eje de pliegue inclinando al SE interrumpido por una falla de carácter regional tipo inversa y con rumbo similar al eje de la estructura principal.

Enmarcado dentro de la estructura principal se identificaron fallas de tipo inversa con orientación NO-SE, lineamientos en su mayoría con rumbo SO-NE, estructuras de plegamiento (sinclinales y anticlinales) de menor envergadura, con longitud de onda, forma y magnitud variable. La orientación general de los pliegues menores dentro de la gran estructura es variable. Esta particularidad se atribuye a que la mayoría de los pliegues menores, se hallan ubicados en el centro de la estructura principal y reflejan la compleja trama estructural en aquella zona debida principalmente a complicación del núcleo del pliegue principal.

Esta característica también se ve reflejada en los estratos involucrados dentro del sinclinal con valores de rumbo y buzamiento sin un patrón preferencial y pliegues menores, distribuidos en forma errática (Figura 32).

Los cuerpos ígneos (diabasas) se encuentran concordantes a la estructura principal, sirviendo como excelentes niveles guía para la interpretación de la estructura general (véase Lámina 1, Mapa Geológico).

Con el fin de lograr un mejor entendimiento de la estructura, se realizó una sección transversal A-A' que corta toda la estructura en dirección SO-NE (Lámina 2), con una longitud de 1,08 Km. La misma queda definida entre los paralelos 31°19'16,45'' S- 31°19'5,85'' S y los meridianos.69°24'18,17'' O- 69°23'39,48'' O.

En la transecta se visualizó, de SO a NE, una falla regional tipo inversa que enmarca y afecta la zona de estudio en el sector oeste; prosigue un sinclinal con plano axial inclinando al SO, con un ángulo de interflanco de 65° por lo que se clasifica como un pliegue cerrado y una longitud de onda de 300 m aproximadamente. La sección continúa al NE con un anticlinal que involucra a las rocas mixtas, cuyo eje se dispone en posición cercana a la vertical, formando un ángulo de interflanco de 55° (pliegue cerrado) y con una extensión de 200 m. Continuando hacia el NE, se

desarrolla un pliegue sinclinal de gran envergadura que afecta tanto a rocas mixtas como los cuerpos ígneos (filones capa basáltico), el eje de la estructura se halla inclinando al SO, con una longitud que alcanza los 350 m y por el ángulo de interflanco se clasifica como un pliegue cerrado. La secuencia sigue con otra estructura anticlinal de mayor longitud (400 m), cuyo ángulo de interflanco es de 49° (pliegue cerrado) y con eje inclinando al SO. Finalmente, la sección concluye con un sinclinal de poca envergadura, con un eje prácticamente vertical y un ángulo de interflanco agudo de 20° , clasificándose como un pliegue apretado.

Todos estos pliegues desarrollados a lo largo de la transecta AA' de 1,08 Km, se encuentran contenidos dentro de una estructura de carácter regional, correspondiente a un gran pliegue sinclinal visualizado en las imágenes satelitales. La inclinación de los ejes comprendidos en la sección es al suroeste o se hallan verticales.

Como puede observarse en las Láminas 1 y 2, las estructuras de plegamiento y fallamiento afectan tanto a las rocas ígneas básicas como a las rocas mixtas indistintamente.

En líneas generales la estructuración es compleja, ya que se midieron en el campo pliegues de diferentes escalas dependiendo de la litología (Figuras 13, 14 y 15). Las capas de areniscas describen un plegamiento cuyas longitudes de onda varían de 3 a 10 metros aproximadamente, mientras que en las capas de mayor competencia (rocas ígneas máficas), el plegamiento es más suave con longitudes de onda que alcanzan los 50 a 100 m.

El grado de erosión-meteorización que presentan los afloramientos dificulta la comprensión de las estructuras en su conjunto. La amplia variabilidad que presentan los datos estructurales probablemente responde a un esquema representado por una estructura principal o general controlada por los niveles de mayor competencia y una estructura secundaria contenida dentro de la anterior pero con mayor grado de deformación en función del contraste reológico entre ambos materiales (Figura 19).

La presencia de fallas inversas antiguas y modernas de carácter regional, hacen aún más complejas las relaciones estructurales dentro de la estructura local.

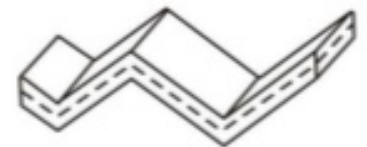
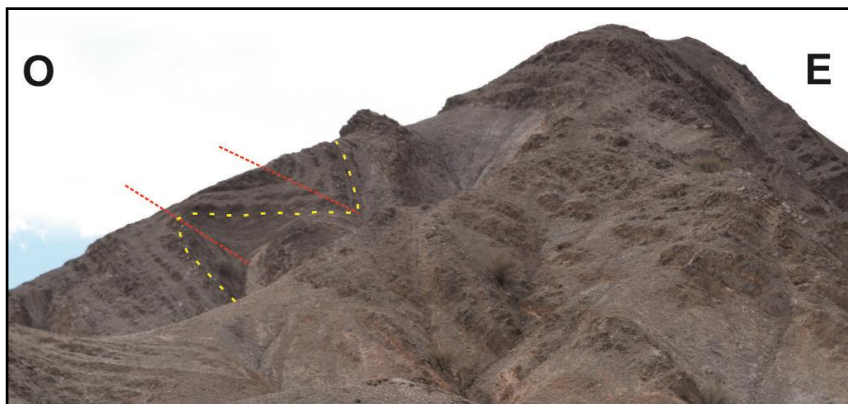
A continuación se describe y caracteriza el plegamiento y fallamiento reconocido en la zona de estudio.

10.2.a- Estructuras de Plegamiento

Las estructuras de plegamiento tienen origen en la deformación dúctil de la roca. El resultado del plegamiento, nos brinda información acerca de las condiciones deformacionales a las que estuvieron sometidas las distintas capas.

Dentro de la zona de estudio fue posible identificar una gran variedad de pliegues de tipo anisópaco con engrosamiento de charnela. Los criterios aplicados en la clasificación de los pliegues observados en el área se basan en: la edad de las rocas en relación a la posición dentro de la estructura (anticlinal-sinclinal), el ángulo interflanco (isoclinal, apretado, cerrado, abierto o suave), posición del plano axial (vertical, inclinado, volcado o recumbente) y finalmente por su forma en sección transversal.

En la Figura 13 puede apreciarse, a distancia, una serie de sinformas y antiformas, con un ángulo de interflanco de 70° aproximadamente por lo que estaríamos en presencia de pliegues cerrados, la posición del plano axial nos indica que el pliegue es volcado y su forma en sección transversal es angular o tipo chevron (Figura 13.a).



a) Pliegue angular o Chevron

Figura 13: Sinforma y antiforma con línea de trazos amarillo y plano axial volcado representado con línea entera de color rojo. (a) Dibujo esquemático de pliegue angular.

La Figura 14, muestra una secuencia de sinforma- antiforma- sinforma, observada en afloramiento, con plano axial volcado y un ángulo de interflanco que no supera los 30° respondiendo de esta manera a pliegues de tipo apretado. La forma en sección transversal de esta secuencia de plegamiento es tipo angular (Figura 13.a).

Al NO de la imagen se observa como la estructura principal, que contiene estas estructuras menores en uno de sus flacos, se va cerrando en esa dirección.

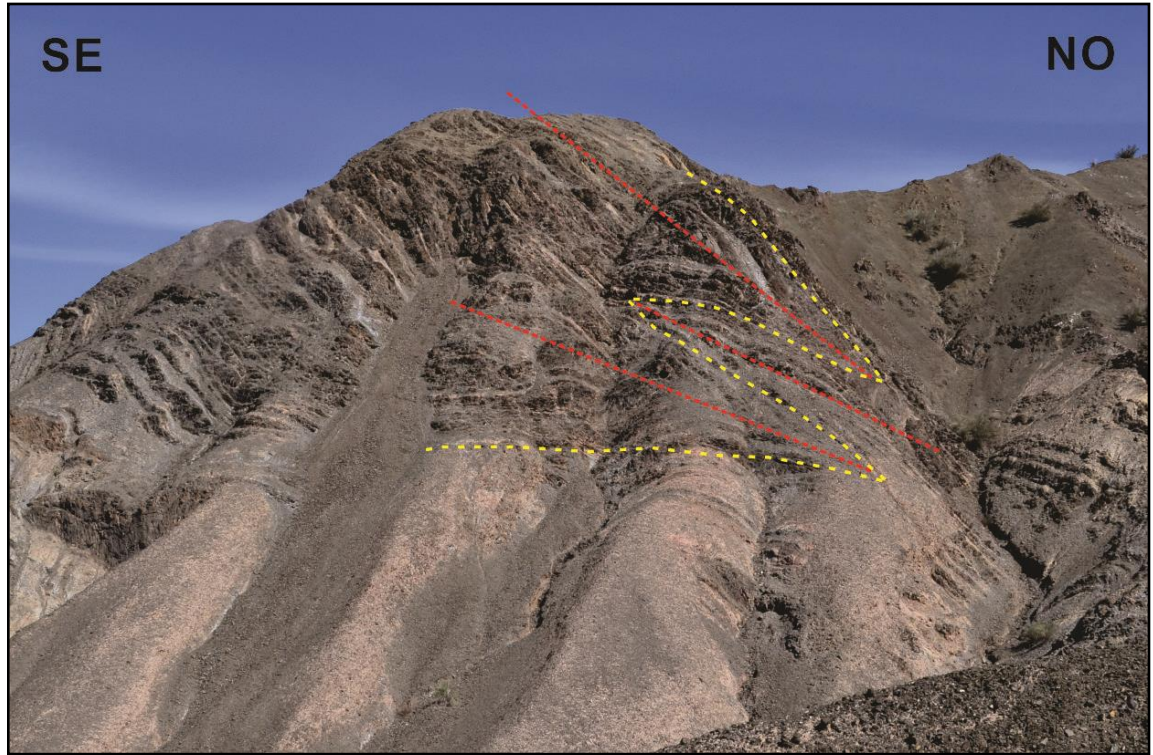


Figura 14: Secuencia de sinforma- antiforma- sinforma con línea de trazos amarillo y planos axiales volcados con línea de trazos roja.

En otro sector de la zona de estudio, se observó a distancia y realizando una reconstrucción una serie de pliegues que de norte a sur corresponden a anticlinal- sinclinal- anticlinal- sinclinal (Figura 15), debido a la polaridad que muestran las capas. Los planos axiales de todos los pliegues se encuentran buzando hacia el norte por lo que su posición permite clasificarlos como pliegues inclinados. El ángulo de interflanco de todo los casos es inferior a 70° , correspondiente con pliegues de tipo cerrados, mientras que su sección transversal muestra una forma asimétrica.

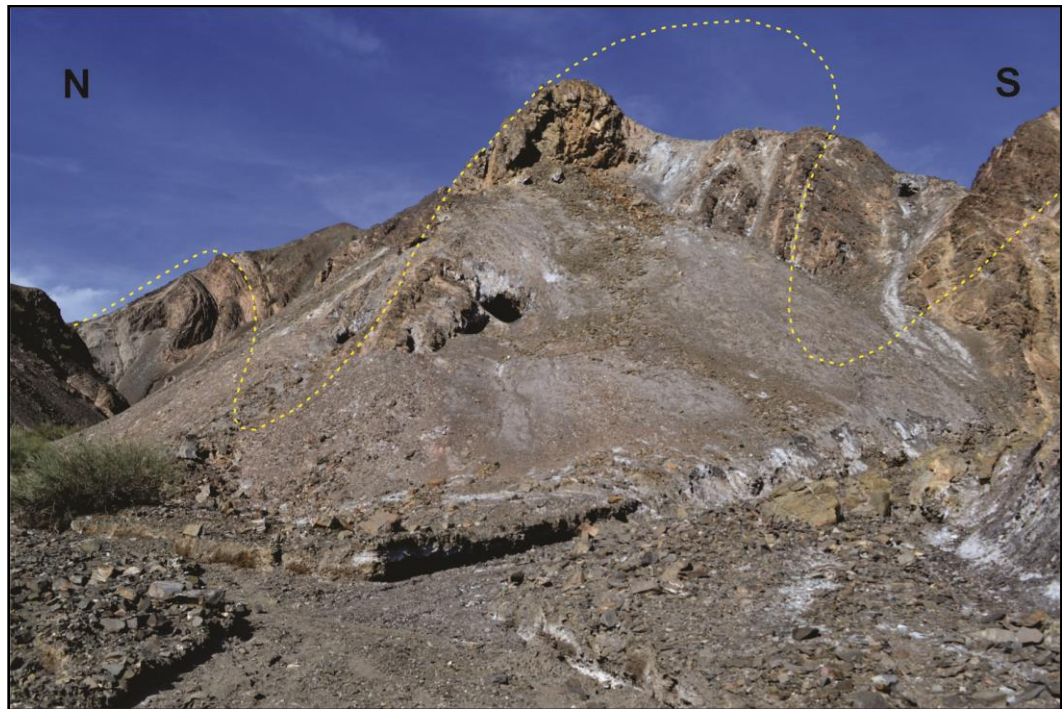


Figura 15: Secuencia de anticlinales y sinclinales marcados con línea de trazos amarilla.

El plegamiento en la zona se observa a toda escala, al igual que su complejidad. En algunas áreas se identificaron secuencias de anticlinales y sinclinales en secciones que no superan los 7 m de largo, es el caso de la Figura 16.a y b, donde las longitudes de onda son inferiores a 1 m.

La Figura 16.a, muestra tres pliegues, anticlinal- sinclinal- anticlinal de noroeste a sureste, con ejes levemente inclinados; los ángulos de interflanco son 80° , 120° y 100° respectivamente, lo que permite clasificarlos como pliegues abiertos.

Por otro lado en la Figura 16.b, se observa una secuencia de anticlinal-sinclinal-anticlinal de sureste a noroeste, con ejes que inclinan suavemente y ángulos de interflanco de 70° para los anticlinales, clasificándolos como cerrados y de 80° aproximadamente para el sinclinal, lo que permite denominarlo como un pliegue abierto.

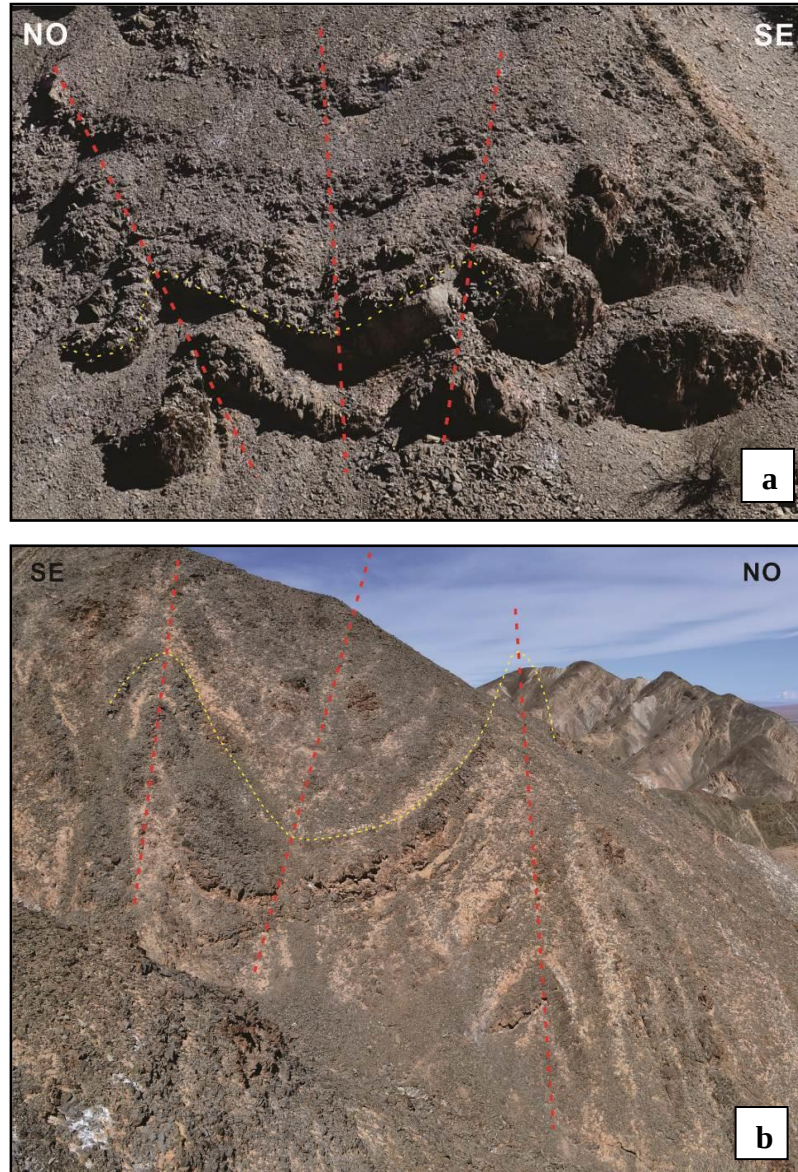


Figura 16: Secuencia de anticlinales y sinclinales asimétricos.

En uno de los afloramientos sedimentarios (Figura 17) se identificó un pliegue anticlinal con una longitud de onda de 2,5 m aproximadamente, cuyo ángulo de interflanco no supera los 2° por lo que recibe el nombre de pliegue isoclinal. La sección transversal muestra una forma de champiñón o en cofre (Figura 17.a), que por producto de la erosión no se preservó la charnela, sin embargo a través de los datos obtenidos en los flancos se pudo realizar la reconstrucción y clasificación del mismo.



a) Pliegue en Cofre o Champiñón.

Figura 17: Pliegue anticlinal isoclinal.
a) Dibujo esquemático de pliegue en "cofre" o "champiñón"

En la quebrada ubicada al este de la zona de estudio se visualizó un pliegue anticlinal convergente (Figura 18), con el eje buzando al suroeste, el ángulo de interflanco medido es de 25° , por lo que se clasifica la estructura como un pliegue apretado. La forma apreciada es compatible con un pliegue cónico y como en el caso anterior debido a la erosión no se halla preservada la charnela.



Figura 18: Pliegue anticlinal cónico convergente (con eje buzante hacia el SO).

En el caso de la Figura 19 los pliegues involucrados corresponden a un sinclinal-anticlinal, de este a oeste, con ejes levemente inclinados y forma asimétrica. El ángulo de interflanco de ambos pliegues oscila entre los 75° y 85°, por lo que se consideran pliegues de tipo abiertos.



Figura 19: Pliegue sinclinal-anticlinal con línea de trazos amarillo y plano axial indicado con línea de trazos roja.

El reconocimiento de los pliegues descritos, cuyas dimensiones abarcan diferentes escalas pone de manifiesto que el desarrollo de los estos ha sido controlado por la litología de las capas involucradas, ya que los pliegues con longitudes de onda entre 5 y 10 m se observan en niveles de rocas sedimentarias, mientras que aquellos que tienen longitudes de onda mayores a 50 m involucran tanto rocas mixtas, como filones capa, de mayor competencia. La posición espacial de los planos axiales varía entre NNO-SSE y N-S.

Los pliegues se desarrollan simultáneamente a diferentes escalas, de manera que grandes pliegues incluyen pliegues más pequeños en sus limbos y en sus zonas de charnela. Los de mayor longitud de onda son pliegues de primer orden y generalmente se observan a escala regional, en este caso corresponde a un gran pliegue sinclinal que presenta una zona de cierre (nariz del pliegue) hacia el extremo NO y un eje buzante en dirección SE (Figura 7.c). Se asigna un número de orden mayor a medida que va disminuyendo su tamaño.

Los pliegues de segundo orden son los determinados en la sección A-A' (Lamina 2) conformados por rocas mixtas e ígneas; dentro de estos se desarrollan pliegues con longitudes de

ondas inferiores que alcanzan algunos metros, 7-8 m aproximadamente (Figura 13, 14 y 15) representando pliegues de tercer orden. Finalmente los pliegues de mayor orden (cuarto) denominados también pliegues parásitos, corresponden a estructuras con longitud de onda menores a 2 m que es el caso de aquellos observados en las Figuras 16 y 17.

La existencia de un plegamiento que alcanza el 4ºorden, dentro de un área relativamente pequeña pone en evidencia la gran complejidad de la zona de estudio y la intensidad de la deformación.

Cabe mencionar la importancia litológica, ya que es frecuente que las sucesiones sedimentarias en las que alternan paquetes competentes (rocas ígneas o mixtas) con paquetes de sedimentitas incompetentes (rocas sedimentarias), desarrollen pliegues menores (segundo orden, tercer orden, etc.), preferentemente en los niveles incompetentes, como las secuencias pelíticas aflorantes en la zona, y en los flancos de los anticlinales y sinclinales (Figura 20).

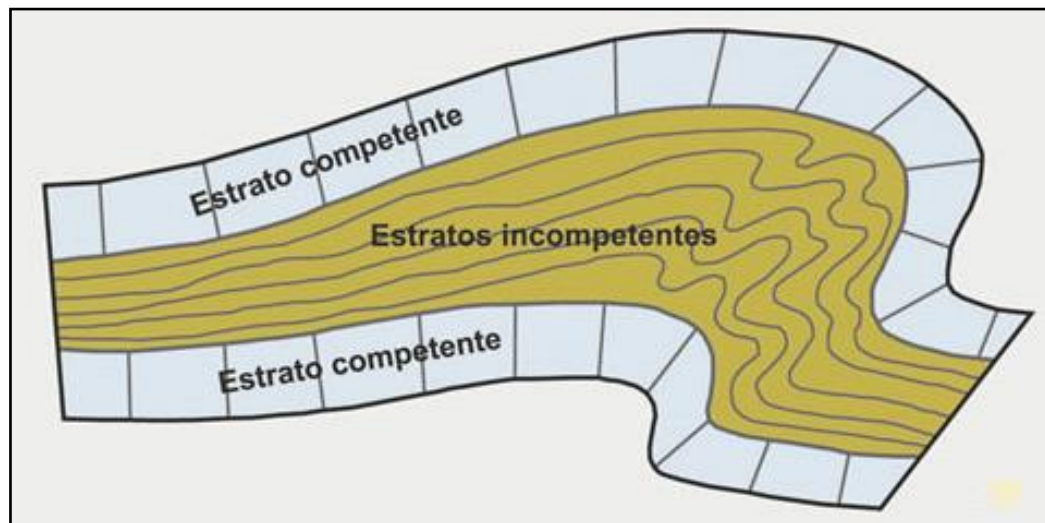


Figura 20: Esquema de plegamiento con distintos órdenes, en función de la competencia de los estratos involucrados. Tomado de Aubouin *et al.*, 1980.

Cabe mencionar que esta interpretación se realizó de manera preliminar en el análisis de las imágenes satelitales, adquiridas del Google Earth, con las que se elaboró el mapa base.

Sin embargo, debido a la diferencia de escala, muchos de los pliegues reconocidos en afloramiento no fueron identificados en las imágenes satelitales ni fueron representados en el mapa geológico de escala 1:6500.

Con el objetivo de un análisis más profundo aquellos pliegues que pudieron observarse en forma completa, es decir, que no han sido erosionados y poseen longitudes de onda de algunos metros, fueron analizados con el método de Williams (1967). Este método es simple de aplicar y permite estimar el acortamiento producido por la deformación, considerando que los estratos en un estadio inicial de depositación, presentaban un “espesor uniforme

El procedimiento consistió en la comparación de los pliegues identificados en la zona, con un gráfico (Figura 21) que muestra un área delimitada por un semicírculo aplanado en un 10, 20, 30 y 40 por ciento, 1, 2, 3 y 4 respectivamente.

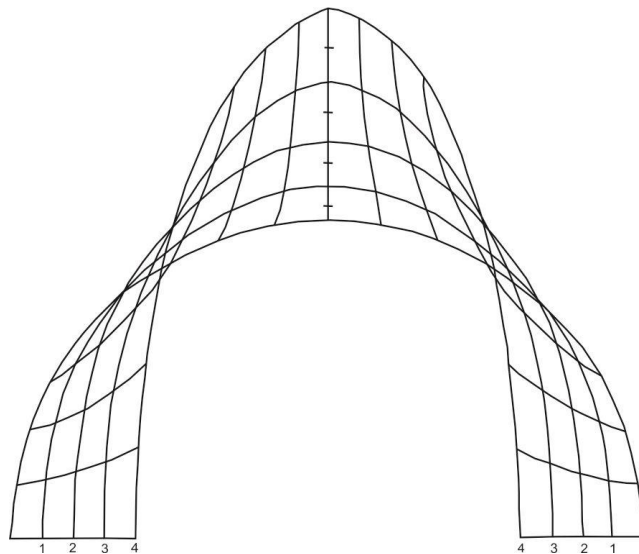


Figura 21: Semicírculo aplanado en un 10%(1), 20%(2), 30%(3) y 40%(4) para la determinación del acortamiento. Tomado de Williams (1967).

El método pudo ser aplicado en 12 estructuras de plegamiento, antiformas y sinformas indistintamente, de composición litológica mixta; que se visualizaron en forma completa, es decir, flancos y charnela, para lograr una comparación directa con la gráfica.

Los valores de acortamiento obtenidos fueron volcados en una tabla (Figura 22), para un mejor análisis y visualización.

Acortamiento	N° de Pliegues
1 (10%)	1
2 (20%)	2
3 (30%)	2
4 (40%)	7
TOTAL	12
Máxima	4
Mínima	1
Moda	4
Media	3,25

Figura 22: Tabla con valores de acortamiento.

El acortamiento mínimo medido fue del 10%(1), reconocido solo en una estructura, mientras que el máximo corresponde a pliegues con un acortamiento del 40%(4), este último valor y como era de esperarse fue el más reiterado entre los pliegues observados en el campo.

Según los datos obtenidos, el acortamiento de las secuencias mixtas varía entre un 30 y un 40%, con un promedio general de 32,5%, que para la escala que plantea el método y el número de observaciones, estaríamos en presencia de valores elevados denotando un importante acortamiento producto de una gran deformación.

10.2.b- Estructura de Fallamiento

El fallamiento en la zona es otra de las características que suman complejidad estructural, dificultando la interpretación de la evolución tectónica. Y al igual que los pliegues, fue posible identificar a través del análisis de las imágenes satelitales, fallas de carácter regional, otras de menor envergadura y otras que solo se pudieron observar y caracterizar a nivel de afloramiento.

La falla más importante que afecta la zona es de tipo inversa y tiene carácter regional. Se emplaza al oeste, atravesando la zona en sentido noroeste-sureste y afectando en forma directa los afloramientos de rocas mixtas e ígneas (Lámina 1).

En este sector se observó una zona de cizalla que por la combinación de estructuras internas puede considerarse como dúctil con una superposición de deformación frágil.

Esta falla podría tener un origen profundo, lo cual se pone de manifiesto por la presencia de indicadores cinemáticos de deformación dúctil asociados a la zona de cizalla (Figura 23.a). Esta observación se desprende de la presencia de lentejones producto de la deformación, se observaron distintos paquetes de roca con forma lenticular acunándose entre sí, también se distinguieron minerales (porfiroblastos) rotados en los que se visualizaron las colas de presión producto de los esfuerzos (Figura 23.b), permitiendo identificar la cinemática de los esfuerzos (Figura 23.c). Otro indicador de la condición dúctil son las estructuras internas como pliegues. En la Figura 24 se observa un pequeño pliegue isoclinal, con longitudes de onda de 40 cm aproximadamente.

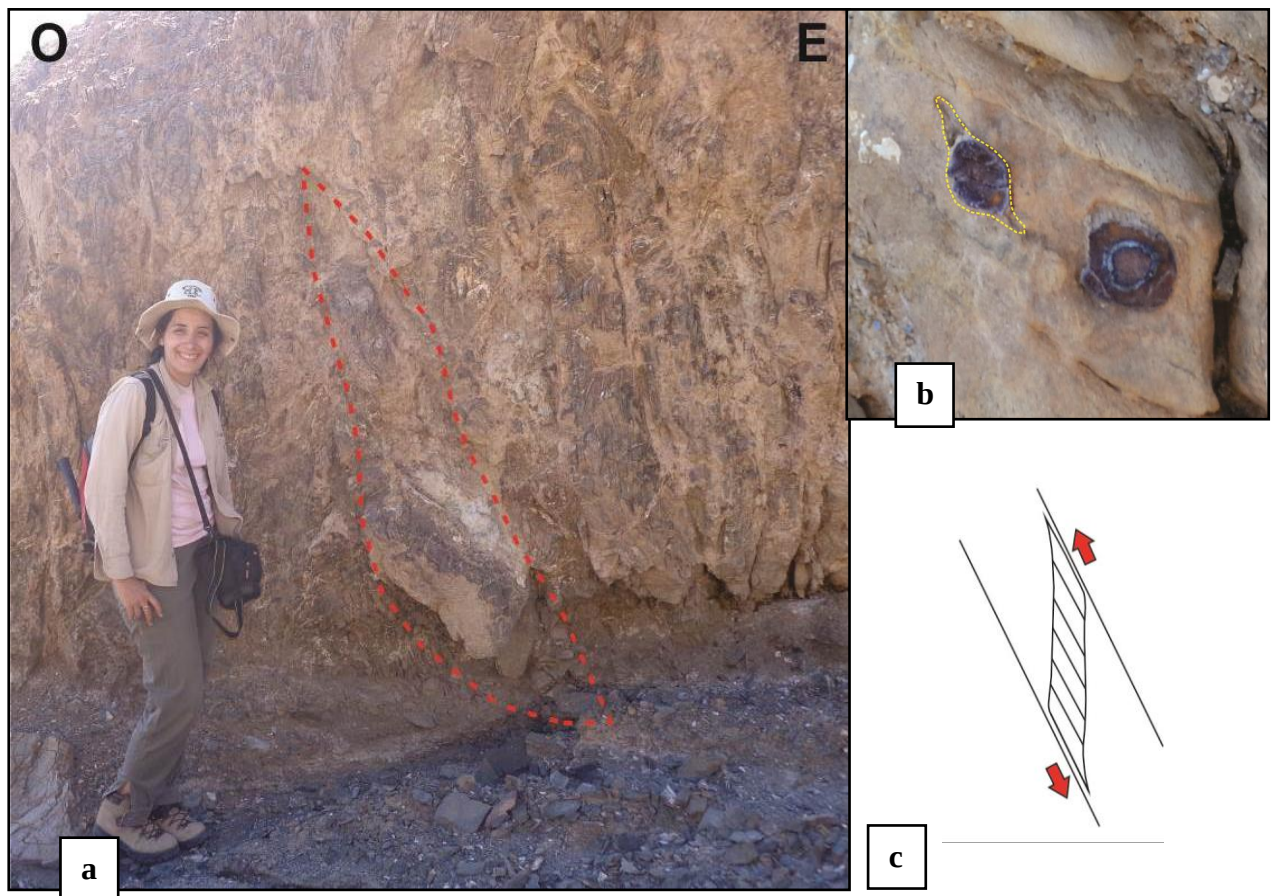


Figura 23: Zona de cizalla. a) Deformación de rocas mixtas como paquetes en forma lenticular marcados con línea de trazos roja, b) Porfiroblasto rotado de hierro y c) Dibujo esquemático de los esfuerzos de cizalla.



Figura 24: Pliegue isoclinal.

En el mismo sector se observa la sobreimposición de una deformación más frágil, definida por la superficie de fractura.

A través de dicha superficie, se observan evidencias de desplazamiento moderno. La presencia de afloramientos de roca totalmente brechada (Figura 25), marcan una gran discontinuidad, que caracteriza esta zona de cizalla frágil. Estas evidencias indicarían que los últimos pulsos de actividad de la falla, se desarrollaron en condiciones de baja presión y temperatura (en un nivel estructural superior).



Figura 25: Zona de brecha delimitada con línea de trazos amarilla.

Aquellas fallas de carácter local también son de tipo inversa (Figura 26) la dirección preferente de las mismas es NNO-SSE, e involucran capas sedimentarias e ígneas basálticas con un rechazo medido que varía entre 0,75 y 3 m.

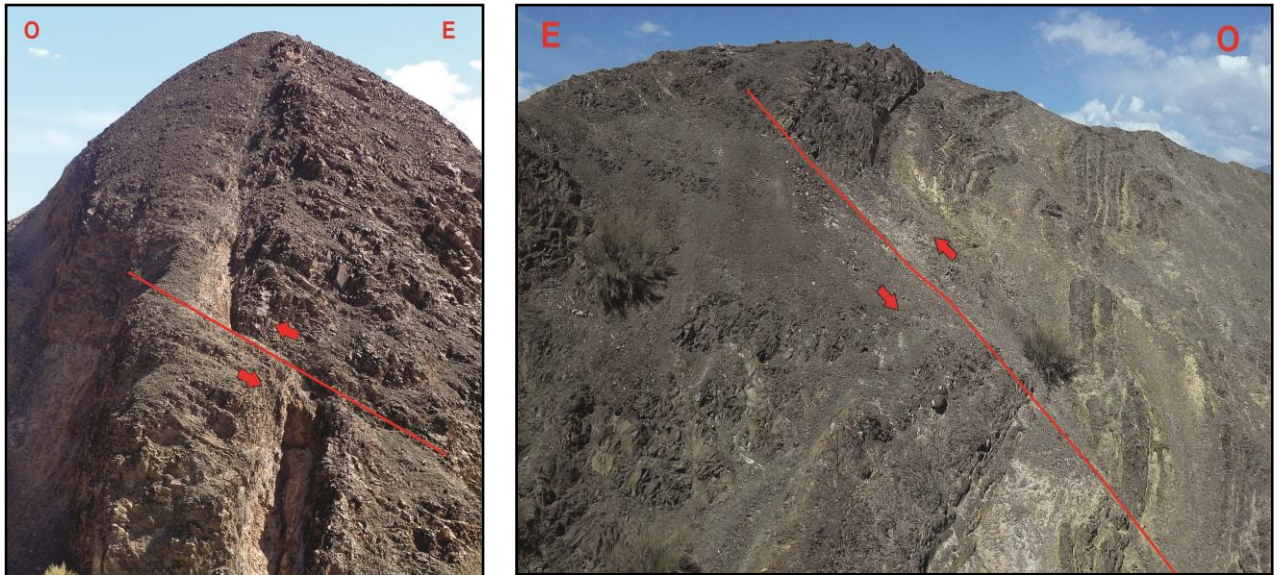


Figura 26: Fallas inversas de carácter local.

También se observaron estructuras que alcanzan algunos metros, identificadas en el análisis de las imágenes satelitales y con una orientación preferentemente noreste-suroeste (ver mapa geológico Lámina 1).

La Figura 27 muestra la combinación entre plegamiento y fallamiento que caracteriza todo el sector. Por un lado se distingue una falla que por su desplazamiento, se clasifica como inversa con componente de rumbo dextral; mientras que la sección correspondiente al techo forma parte del flanco de un sinclinal volcado (ver esquema en Figura 27.a).

Se elaboró el respectivo esquema de esfuerzo (Figura 27.a) para el flanco de un sinclinal volcado, mostrando σ_1 y σ_3 , las grietas de tensión que se generarían (naranja) y el sistema de venilleo (verde) asociado; resultando similar al sistema de venilleo que se identificó sobre los estratos, el ángulo agudo dibujado por el venilleo posee 30° aproximadamente.

El relleno de las venillas tiene una composición silícea y los espesores de las mismas van desde pocos milímetros a 1 cm aproximadamente.

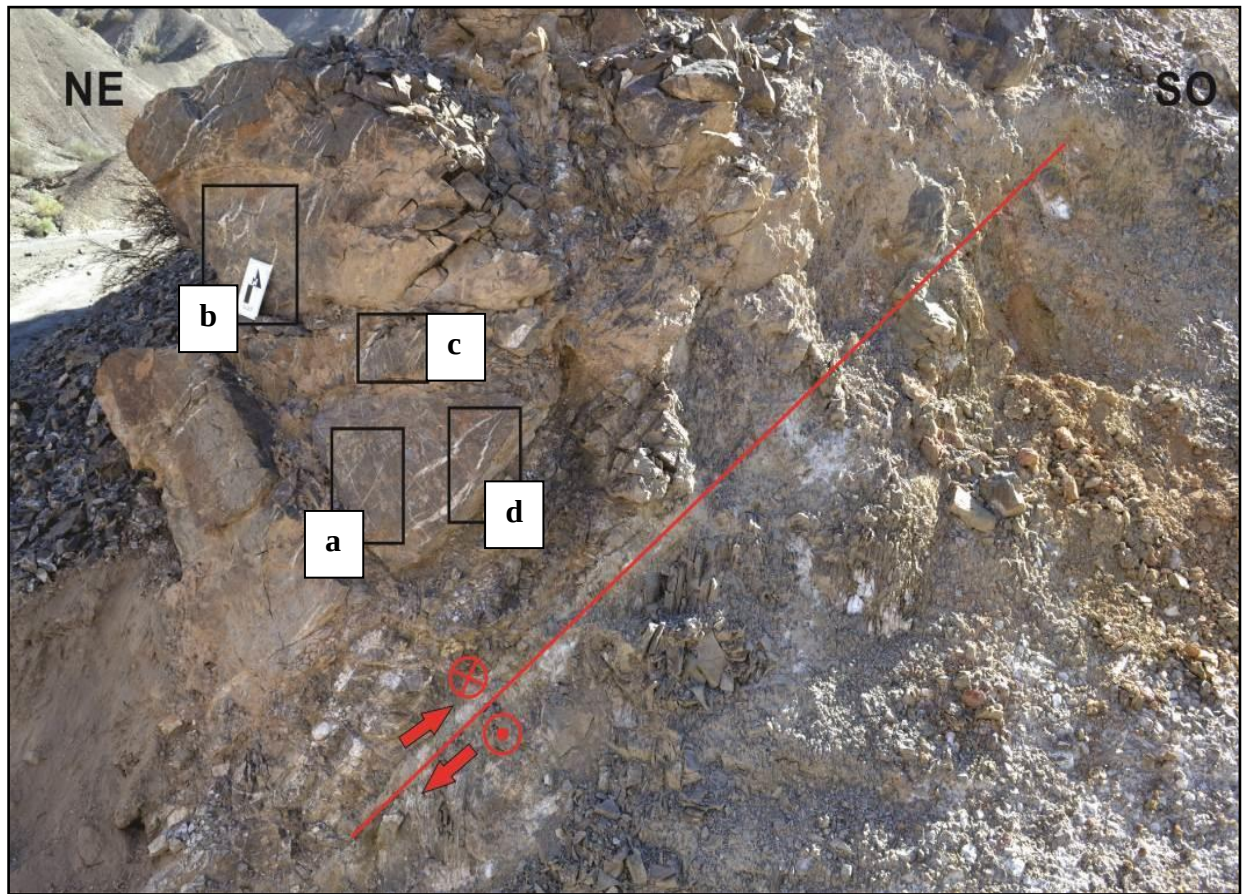


Figura 27: Falla inversa y de rumbo, dextral, afectando el flanco de un pliegue sinclinal volcado.

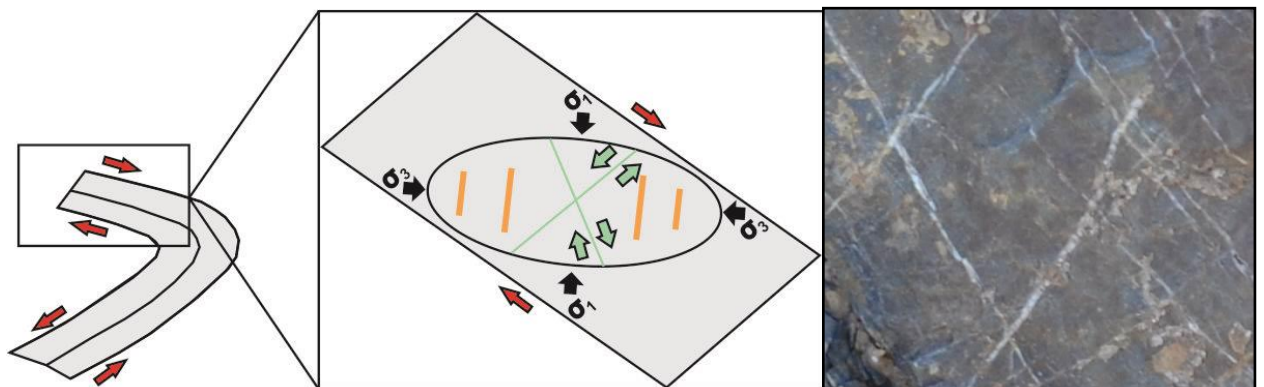


Figura 27.a: Dibujo esquemático de un pliegue sinclinal volcado con su respectivo esquema de esfuerzo y el sistema de venillas observado en la roca.

Además del sistema de venillas, se observó una serie de diaclasas rellenas y plegadas, cuyo origen es producto de una etapa de plegamiento inicial en un estadio de metamorfismo, que tiene

como resultado la disolución y migración de la sílice y posterior redepositación en planos de debilidad (Figura 27.b.1), al continuar los esfuerzos deformacionales las venillas comienzan a rotar y dicha rotación se manifiesta en los bordes de cada una de estas venas, los cuales indican la dirección de los esfuerzos que las están deformando (Figura 27.b.2). A medida que el proceso continúa, la deformación adquiere un carácter más dúctil hasta que las venillas logran plegarse completamente (Figura 27.b.3).

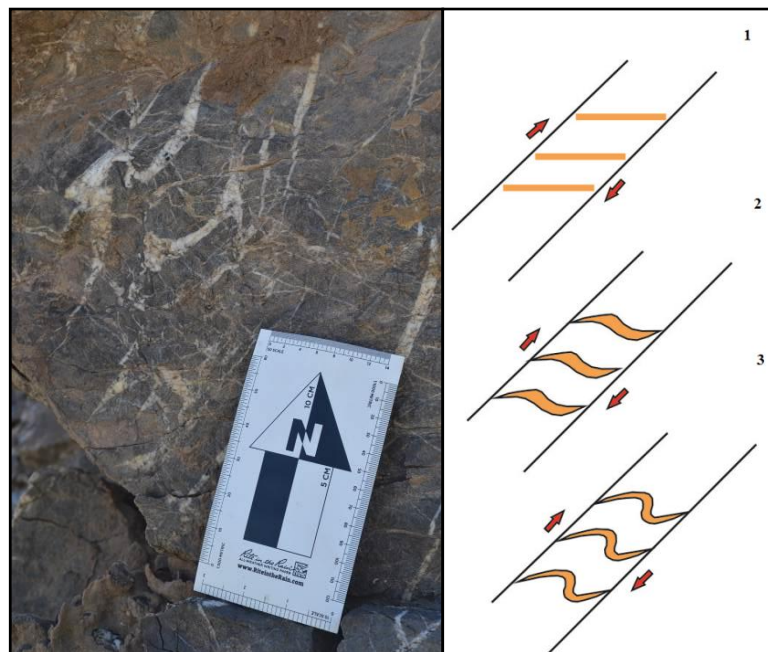


Figura 27.b: Izquierda: sistema de diaclasas rellenas y plegadas. A la derecha esquema evolutivo de deformación señalado en tres etapas.

También es notable en el afloramiento, juntas de cizallamiento dispuestas en “*echelón*” dando idea de un escalonamiento; dicha estructuración se desarrolla en zonas de cizalla e indica una deformación de tipo no rotacional como se observa en la Figura 27.c, donde se distingue una serie de venillas interrumpidas dando la idea de un escalonamiento. El análisis de todas estas venillas permitió determinar el sentido del movimiento que les dio origen, el cual es de tipo dextral, por lo que las juntas de cizallamiento son de tipo P (Passchier y Trouw, 2006).



Figura 27.c: Esquema de grietas en “*echelón*”.

En otras venillas la deformación visible es más frágil. El conjunto se halla afectado por dos sistemas de esfuerzos diferentes (Figura 27.d) evidenciado por los cortes que afectan las venillas, los cuales permiten inferir el orden de los esfuerzos.

En primera instancia se distingue la cizalla identificada con color verde, a la que se le sobreimpone la cizalla identificada con color morado.

El desarrollo del sistema tiene su origen con los ejes mayores de las elipses (σ_3) orientadas conforme el sentido del cizallamiento simple que da como resultado juntas de cizallamiento conjugadas derechas (sintéticas) e izquierdas (antitéticas), simétricas con relación al eje. Si los esfuerzos continúan se produce una rotación de los planos de cizallamiento, posicionando las juntas de cizalla en forma asimétrica respecto del eje. Los desplazamientos entre las primeras juntas (verde claro) y las segundas (morado) marcarían el ángulo de rotación y los desplazamientos entre ellas tendrían direcciones opuestas.

El origen del sistema puede ser producto de dos pulsos bien marcados, debido a que la zona delimitada por el ángulo de rotación, para el caso de que este movimiento hubiese sido continuo en el tiempo se observaría una zona caracterizada por brecha e incluso mineralizada, por el hecho de que los esfuerzos de ambos sistemas en ese sector son opuestos entre sí.

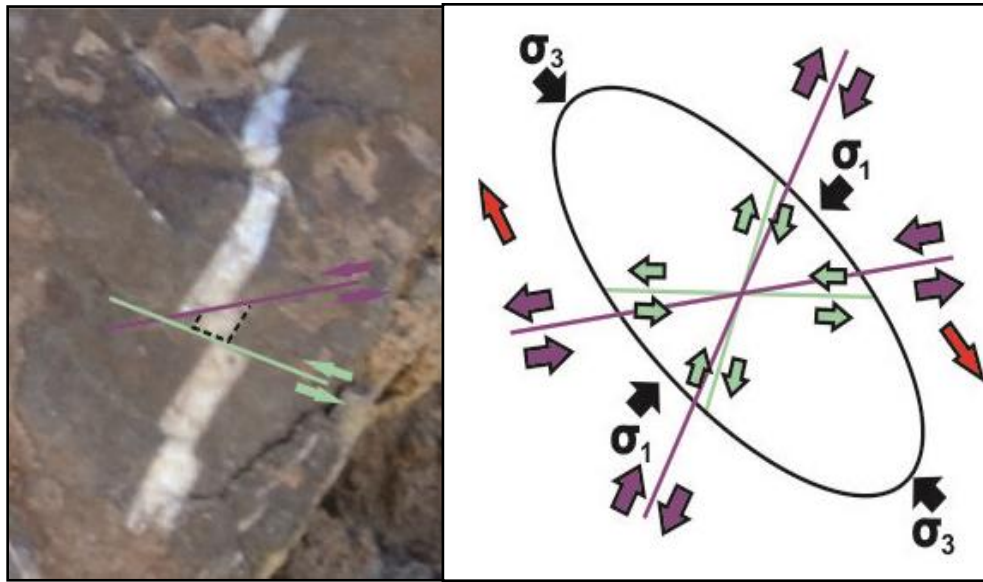


Figura 27.d: Izquierda: sistema de diaclasas rellenas y desplazadas por diferentes esfuerzos. Derecha: esquema del campo de esfuerzos que habría actuado en la formación de las estructuras mencionadas.

10.2.c- Estructuras Menores

Entre los puntos mapeados, se destaca el contacto de cuerpos intrusivo con las secuencias pelíticas-arenosas. Dicho contacto se observa en algunos sectores como una zona de tostación (Figura 28), la cual posee un color característico pardo amarillento, que contrasta con el color grisáceo de la roca.

Los contactos son netos y permitieron un mapeo más preciso de los diferentes cuerpos ígneos.

Tanto en los contactos de secuencias sedimentarias con filones capa basáltico, como en las estructuras de plegamiento, se buscaron indicadores de polaridad en las capas involucradas, para el entendimiento de la estructura general y su vinculación con el entorno.



Figura 28: Contacto intrusivo observado entre una secuencia pelítica-arenosa y un cuerpo máfico. En la misma, se destaca el metamorfismo térmico sobre los niveles clásticos.

Uno de los indicios de polaridad más útil y notorio fue la gradación, la cual se observó en secuencias sedimentarias con granulometría media a gruesa (sabulita). En ellas los clastos de cuarzo mostraban un tamaño y ordenamiento particular, indicando techo y base de las capas y si las mismas se encontraban en posición normal o invertida (Figura 29).

Otros indicio de polaridad reconocido fue la identificación de estructuras sedimentarias, como calcos de carga (Figura 12.c) o marca subestratales (Figura 12.e), con las que también se discriminaron techo y piso de la secuencia. Tales estructuras permitieron determinar si los afloramientos medidos estaban en posición normal o invertidos y si las diferentes estructuras de plegamiento respondían a sinclinales o anticlinales.



Figura 29: Secuencia sabulítica en la que se observa la gradación desde la parte superior (arenisca gruesa) hacia la inferior (arenisca fina), determinando piso y techo de la secuencia respectivamente. .

En uno de los puntos observados se identificó el contacto entre la secuencia sedimentaria y un cuerpo ígneo (filón capa). Se logró reconocer una estructura sedimentaria (Figura 30) que revelo la polaridad de la capa (normal), con lo que se infirió la polaridad del filón.

A partir de la identificación del techo y piso de la estructura principal fue posible determinar la naturaleza de los pliegues que se encuentran involucrados dentro del filón.

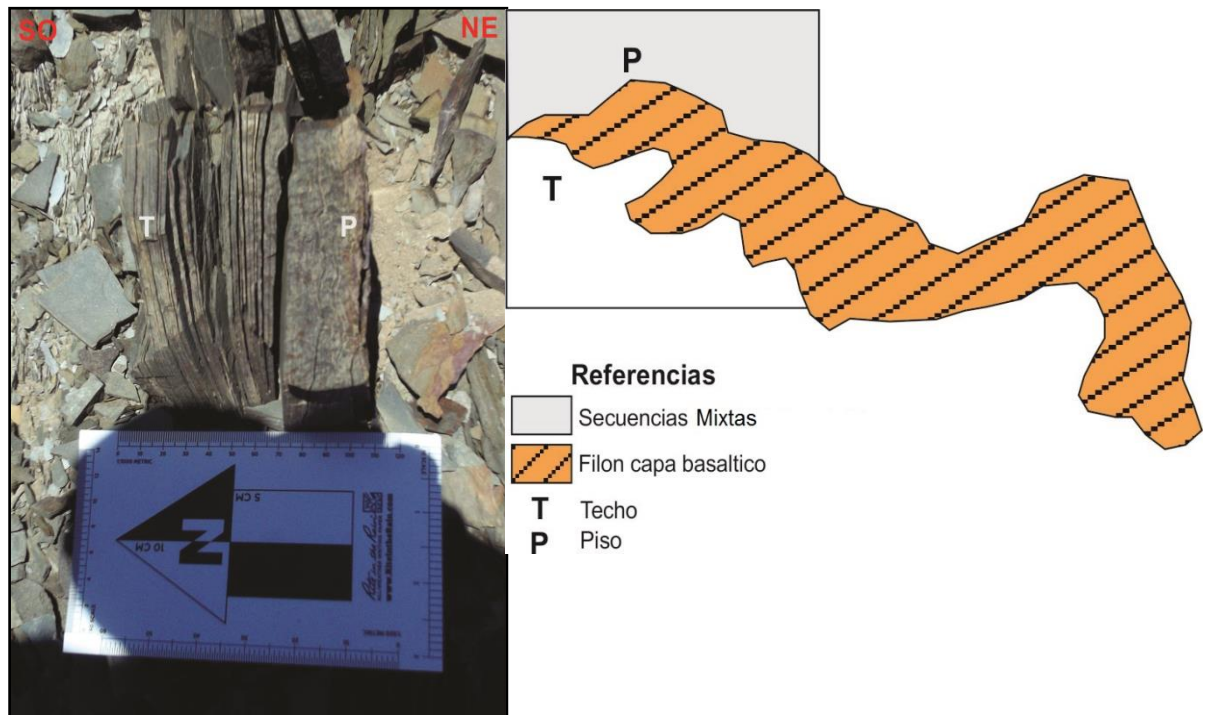


Figura 30: Imagen en el que se distingue techo y piso en secuencia pelítica- arenosa y dibujo esquemático del afloramiento visto en planta, donde se infiere la polaridad del filón capa basáltico.

Las foliaciones tectónicas, son estructuras que resultan de un proceso de deformación y metamorfismo asociado, por lo cual tienen gran importancia en la determinación de la historia tectonometamórfica de una región. Estas estructuras menores son de gran importancia para identificar las diferentes fases o episodios de deformación que han tenido lugar en una región y las características de las estructuras que se asocian a cada fase; son también estructuras claves como base de referencia para el establecimiento de las relaciones cronológicas entre cristalización metamórfica y deformación tectónica. Si a esto se añade el carácter espacial muchas veces generalizado de estas estructuras, su relación con los pliegues y con el propio elipsoide de deformación y su papel mecánico, al imprimir una fuerte anisotropía en las rocas, se comprende fácilmente el importante papel que tienen las foliaciones en el estudio de la zona.

Para el análisis de la foliación metamórfica se reunió la mayor cantidad de mediciones posibles de clivaje de plano axial, que pudo ser identificada en las unidades aflorantes. En la mayoría de los casos la foliación se reconoció en afloramientos de rocas sedimentaria con granulometría media a gruesa (sabulitas), donde los cristales de cuarzo se disponían alineados

siguiendo una dirección y estiramiento resultando ser muy buenos indicadores de la foliación (Figura 31).



Figura 31: Arenisca gruesa con granos de cuarzo estirados y alineados indicando el plano de foliación.

El procesamiento de los datos obtenidos en el campo se realizó a través del software STEREO 32, con el cual se elaboraron diferentes gráficas que permitieron caracterizar la estructura de la zona.

Los valores de rumbo de la estratificación (S_0) fueron volcados en una roseta (Figura 32), que mostro un rumbo principal, de la estructura, N-S, también se distinguen rumbos de carácter secundarios con orientación NNO-SSE y NNE-SSO no muy desfasados del rumbo principal.

El resto de los valores pueden atribuirse a estructuras de menor envergadura, con una orientación errática, sin embargo la gráfica muestra una tendencia de un rumbo con orientación casi E-O, este tipo de estructuras menores se encuentran espacialmente asociadas a zonas de cierre de estructuras o zonas de charnelas, como también en núcleos de pliegues mayores.

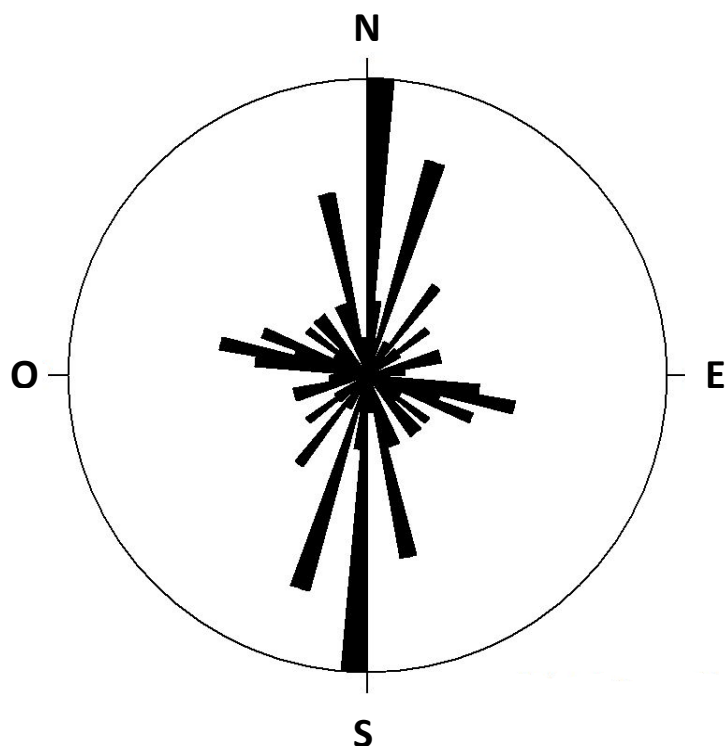


Figura 32: Gráfica de roseta, con los valores de rumbo de estratificación (S_0).

La gráfica correspondiente a los valores de rumbo de la foliación (S_1), muestra claramente una orientación predominante de los planos en sentido NO-SE (Figura 33) siguiendo la orientación de las estructuras de primer orden (sinclinal). Sin embargo, se distingue una orientación preferente en sentido NNO-SSE.

Por otra parte la gráfica en la que se volcaron los valores de buzamiento de los planos de foliación (Figura 34), revela un buzamiento predominante hacia el oeste y una tendencia principal, muy marcada, al SO, determinando así una vergencia hacia el NE en las estructuras y secuencias de la zona. Esto se visualizó anteriormente en la interpretación de la sección A-A', realizada sobre el mapa geológico local de la zona de estudio (Lámina 2), donde los diferentes pliegues (pliegues de segundo orden) involucrados presentan sus ejes verticales o inclinados hacia el SO, determinando así una vergencia al NE.

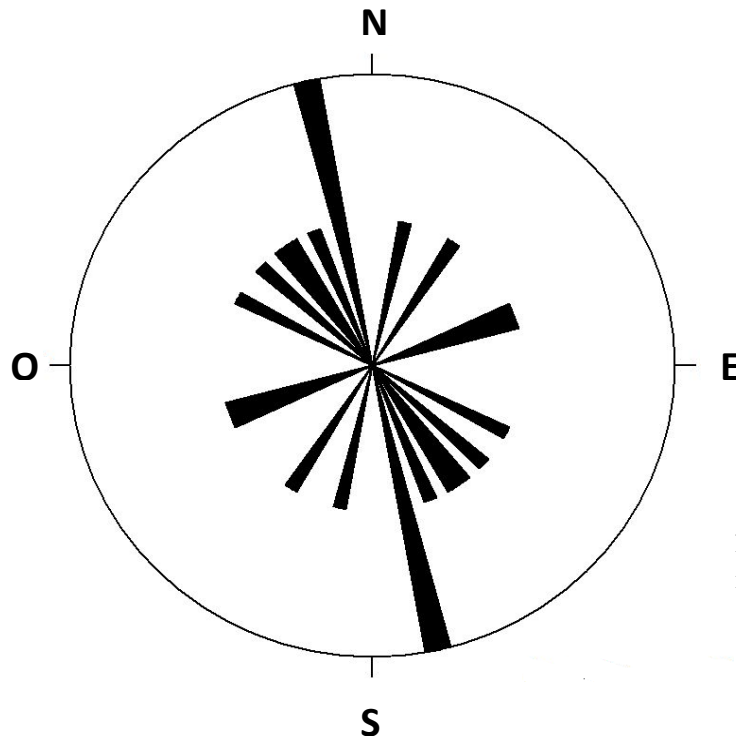


Figura 33: Roseta con los valores de rumbo correspondientes a la foliación (S_1).

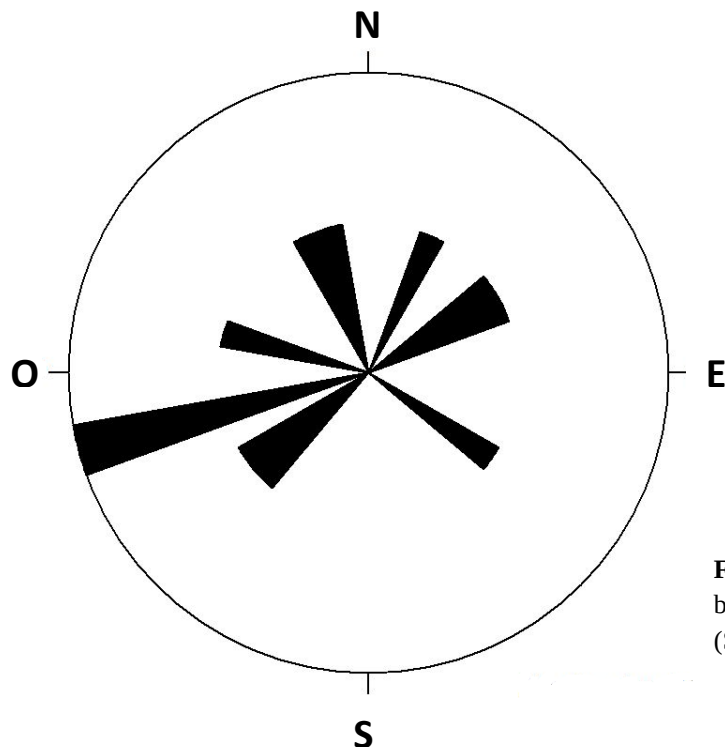


Figura 34: Roseta con los valores de buzamiento correspondientes a la foliación (S_1).

En forma comparativa se llevó a cabo una roseta donde se volcaron tanto los valores de rumbo de la estratificación (S_0), como el rumbo de los planos de foliación (S_1) (Figura 35). El resultado mantuvo una tendencia en sentido N-S, con una mayor incidencia de los rumbos secundarios de orientación NNO-SSE, asociado a la incorporación de los datos de la foliación.

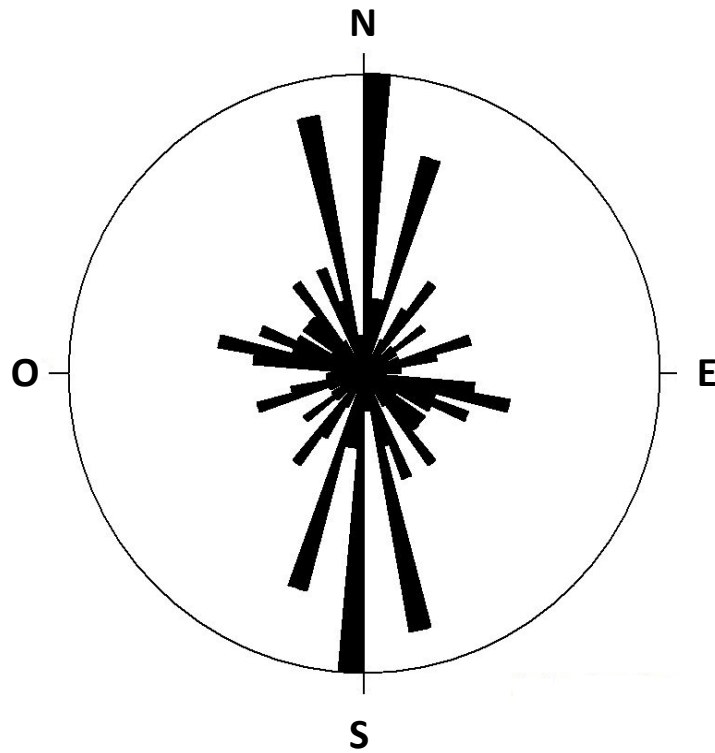


Figura 35: Grafica de roseta, con los valores de rumbo, de estratificación (S_0) y foliación (S_1).

También se realizó un diagrama de densidad de rumbo y sobre este se incorporaron los diferentes valores de la estratificación (S_0) y foliación (S_1) (Figura 36), la distribución de los datos muestra dos focos de concentración, uno ubicado al este y otro más marcado en el tercer cuadrante (SO), con mayor peso en el oeste. Sin embargo, se observan valores dispersos en todos los cuadrantes, principalmente los valores asociados a la estratificación (S_0).

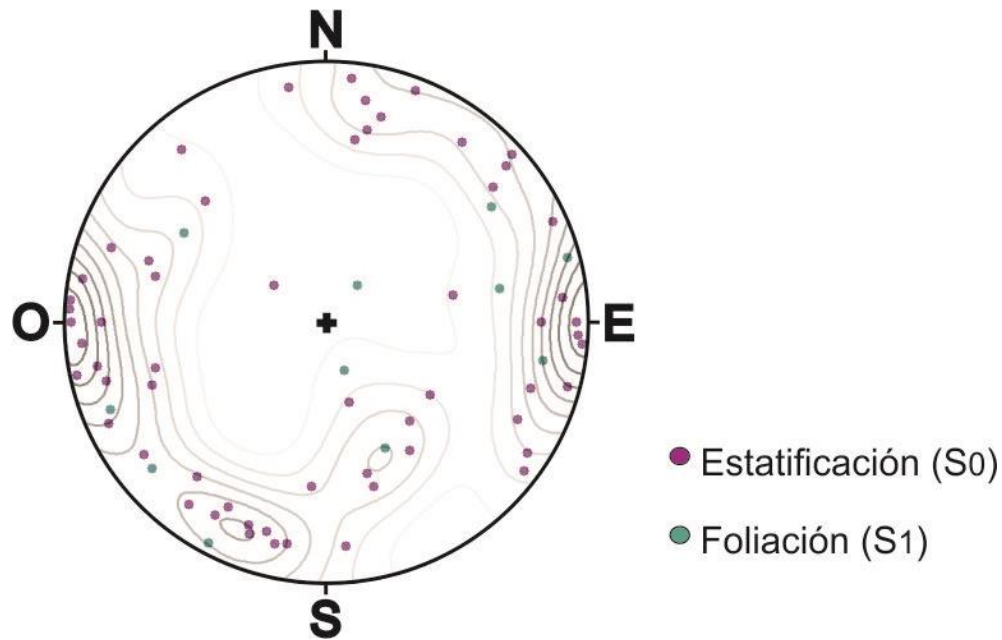


Figura 36: Gráfica de densidad de polos, con los valores de rumbo, de estratificación (S_0) y foliación (S_1).

11- Descripción y Análisis de muestras

La extracción de muestras no se realizó bajo un criterio espacial, sino que estuvo en función de las características observadas en cada uno de los afloramientos. Se llevó a cabo la selección de cuatro muestras GCH15, CH15, CH22 y CH40 (Figura 37); la distribución de las mismas queda indicada en la Figura 8.

Todas las muestras fueron orientadas en el campo siguiendo una técnica clásica, con el fin de reproducir la disposición en gabinete.

La extracción de muestra se realizó ubicando en primer lugar la línea de rumbo e indicando el norte y la dirección de inclinación de la estratificación, con la simbología correspondiente, es decir, indicando si la capa se halla en posición normal o invertida (Figura 42.a y b).

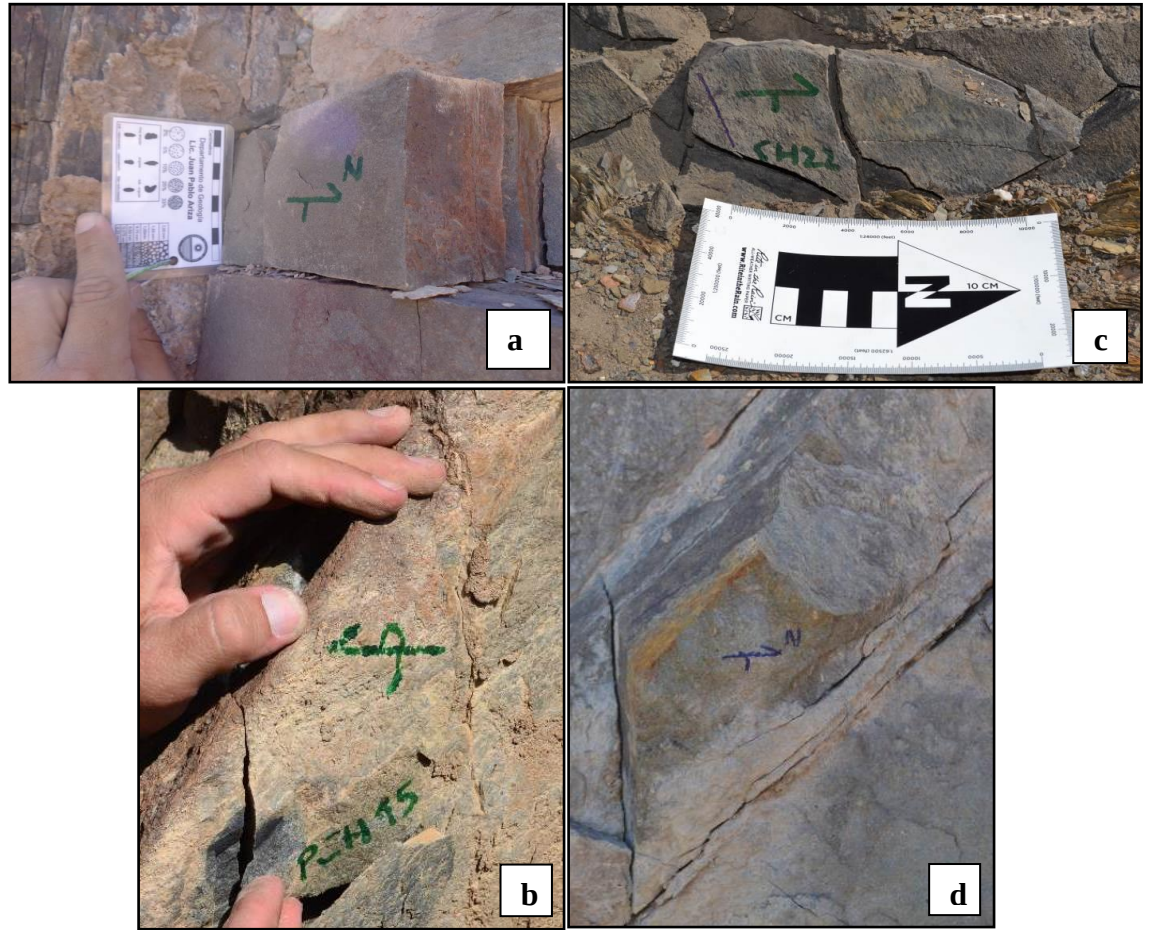


Figura 37: Muestras orientadas. El símbolo en color verde o azul indica rumbo y dirección de buzamiento de la estratificación. a) Muestra GCH15, b) muestra CH15, c) muestra CH22 y d) muestra CH40.

11.1- Descripción y Análisis macroscópico de muestras.

En la Figura 37.a, se observa una foliación oblicua al plano de estratificación (foliación de plano axial), evidenciado por una serie de cristales de cuarzo elongados y orientados de tamaños milimétricos con orientación ($N55^{\circ}E, 76SE^{\circ}$). También fue posible obtener el valor de lineación de intersección entre la superficie de estratificación y la foliación que coincide con el eje del pliegue al cual se asocia, la orientación es $45^{\circ}/32^{\circ}$ (dirección/inclinación), (Figura 38).

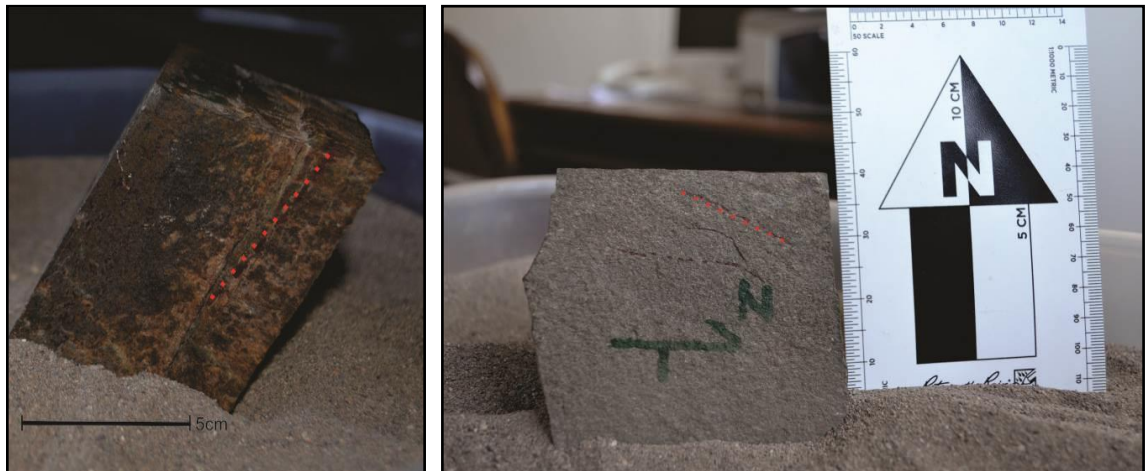


Figura 38: A la derecha se muestra el plano de foliación y a la izquierda, marcado con línea discontinua de color rojo, la lineación de intersección de la foliación con el plano de estratificación.

La muestra CH15 (Figura 37.b) está conformada por arenisca de granulometría media a gruesa (sabulita), se observa bien marcada una foliación con forma anastomosada (Figura 39) y cristales de cuarzo elongados. Para realizar mayores observaciones y un análisis más completo se obtuvo el corte delgado de la muestra.



Figura 39: Foliación anastomosada.

La muestra CH22 (Figura 37.c), de composición sedimentaria (arenisca grano fino), se extrajo del flanco de un pliegue anticlinal cónico convergente (Figura 18) donde se observó, sobre el plano de estratificación (S_0) todos los minerales estirados, indicando la lineación de estiramiento (L_s) (Figura 40), además de una sutil asimetría identificada con lupa binocular en los minerales, que podrían estar indicando la dirección del desplazamiento. La orientación de la lineación de estiramiento medida es ($S40^\circ E/44^\circ$).

La muestra se sometió al proceso adecuado para la obtención del corte delgado.

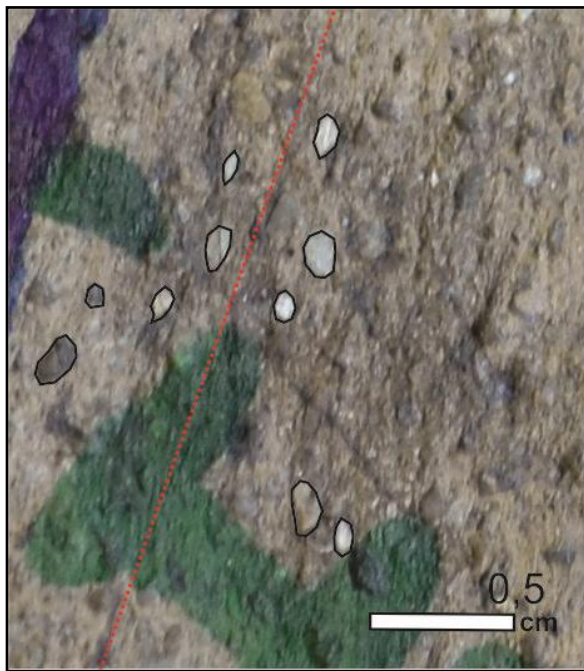


Figura 40: Minerales elongados indicando la lineación de estiramiento (línea punteada de color rojo).

La muestra CH40 (Figura 37.d) corresponde a una arenisca de grano fino a medio, donde se aprecia los cristales de cuarzo estirados evidenciando el plano foliación (S_1) ($N27^\circ E/87^\circ$), (Figura 41) debido a las condición de la muestra no se observó la lineación de intersección, sin embargo se determinó la extracción de un corte delgado de la misma para un mejor análisis.

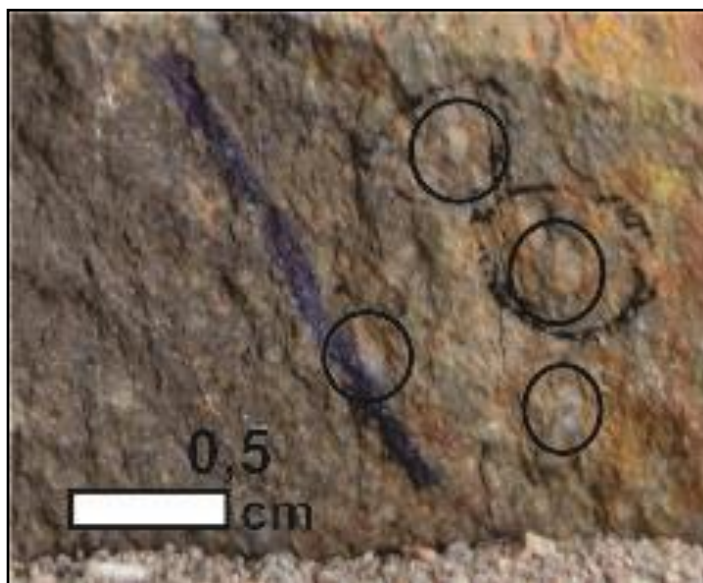


Figura 41: Minerales elongados (circulo negro) y plano de foliación (línea continua azul).

11.2- Descripción y Análisis microscópico de muestras.

Las muestras empleadas para realizar los cortes delgados fueron CH15, CH22 y CH40 (Figura 37.b, c y d), todas fueron orientadas en gabinete que en función del sentido de la cizalla, elongación de los minerales y características de interés, se procedió a determinar el lugar de corte más conveniente (Figura 42.c) y el sentido en el que se pegaron los portaobjetos sobre las pastilla (Figura 42.d), para realizar las descripciones póstumas una vez pulida la sección (Figura 42.e).

También se contó con tres muestras correspondiente a sectores aledaños a la zona estudiada (CAPRI30-2, Lj55(b) y Lj55(c)), provistos por el proyecto “Aporte geofísico al estudio geológico de la faja ofiolítica en una porción de la Precordillera Occidental. Calingasta. San Juan. ”. Las muestras al igual que las de la zona, se encuentran orientadas, por lo cual, sirvieron para ampliar la caracterización microscópica de los factores cinemáticos implicados en las secuencias de la Formación Alcaparrosa.

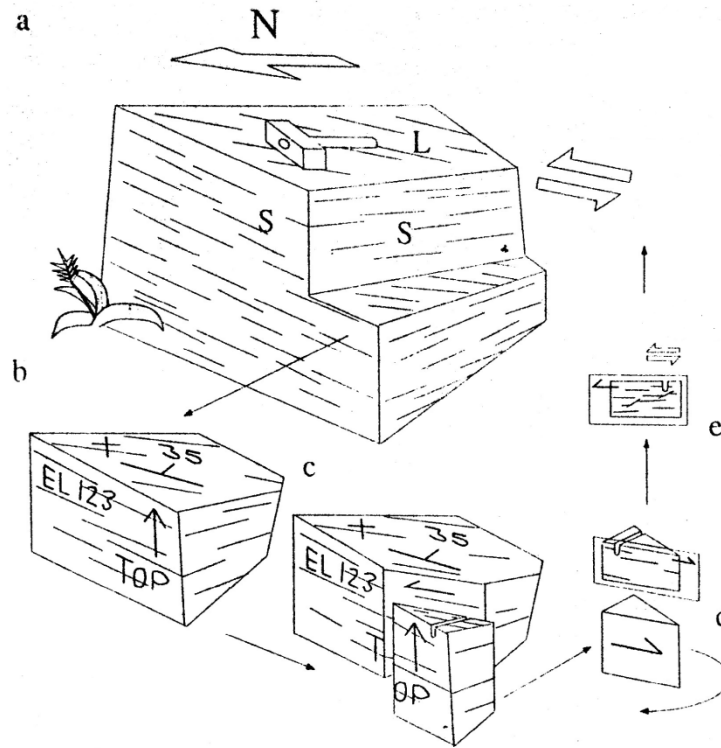


Figura 42: Dibujo esquemático de la metodología aplicada para la extracción de muestras orientadas en el campo y posterior obtención de corte delgado. Tomado de Passchier y Trouw, (2006).

Todas las muestras corresponden a metasedimentitas, con diferentes granulometrías y porcentajes de cuarzo. El protolito está vinculado con areniscas mayormente cuarzosas. Sin embargo, se realizó la caracterización individual de cada una de estas, utilizando la abreviación de minerales propuesta por Kretz (1983).

Muestra CH15

A simple vista se distingue sobre el portaobjetos una lineación penetrativa, pero no continua.

La muestra se caracteriza por cristales subhedrales e inequigranulares. Mineralógicamente se observa cuarzo (80%), líticos (9%), plagioclasas (4%), calcita (2%), máficos (1%) y minerales accesorios (1%).

Los cristales de cuarzo muestran bordes muy irregulares, en algunos casos bordes suturados. Se observó extinción ondulante, lo que propone una temperatura de formación entre 300 y 400°C

(Passchier y Trouw, 2006). También se distinguen texturas de engolfamiento y nucleación, formación de subgranos, deformación de bandas, cuarzo lamelar y sombras de presión.

Las sombras de presión son producto de la disolución de la sílice y posterior migración y redepositación en los bordes o zonas de debilidad; estos cristales pueden o no ser un indicador cinemático, ya que en el caso de que las colas de presión sean simétricas (ver Figura 43) la deformación se atribuye a una cizalla simple.

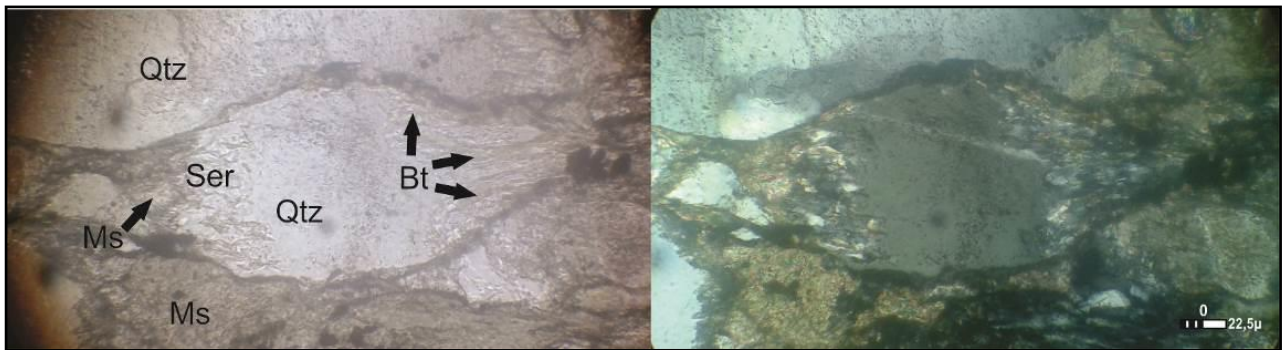


Figura 43: Mineral de cuarzo (Qtz) con sombras de presión, en las que se redeposita sílice, moscovita (Ms), sericita (Ser) y biotita (Bt). No se advierte indicadores cinemáticos.

En las plagioclasas se distinguieron maclas según la ley de la albita y otras esfumadas, además de la alteración sobre las mismas.

Dentro de los líticos se reconoció clorita, sericita, moscovita y biotita como mica *fish* o cola de pez (Figura 44), los indicadores cinemáticos muestran un movimiento dextral que responde al sentido de cizalla entre las capas, ya que la muestra corresponde al flanco de un pliegue (sinclinal) y cercana a una falla regional como muestra la Figura 8.

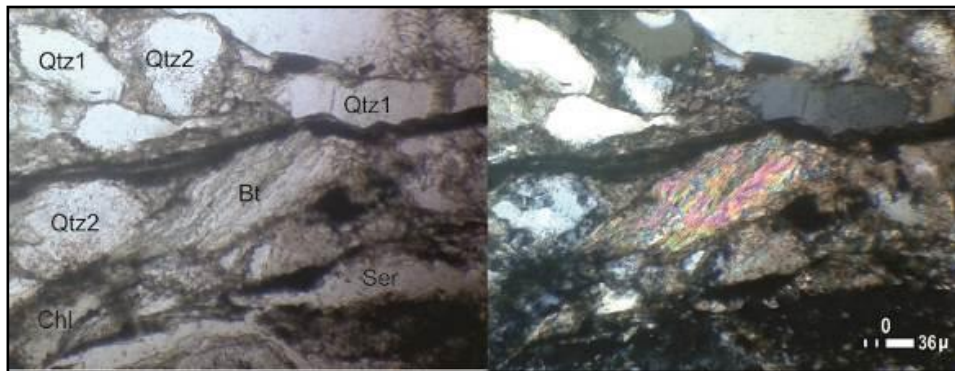


Figura 44: Mica *fish* o cola de pez (Bt), alterada a clorita (Chl), asociada a un plano de clivaje que afecta algunos cristales de cuarzo, desarrollando subgranos (Qtz2) y otros no deformados (Qtz1).

Se observaron cristales de cuarzo poiquiloblásticos con abundantes inclusiones (Figura 45), cuyos minerales son del grupo del epidoto (Ep) posiblemente clinozoicita, la cual se asociada a metamorfismo dinámico.

Este tipo de intercrecimiento solo se observó en cristales de cuarzo, con presencia escasa. Sin embargo pudo observarse en las muestras CH40 y CAPRI 30-2.

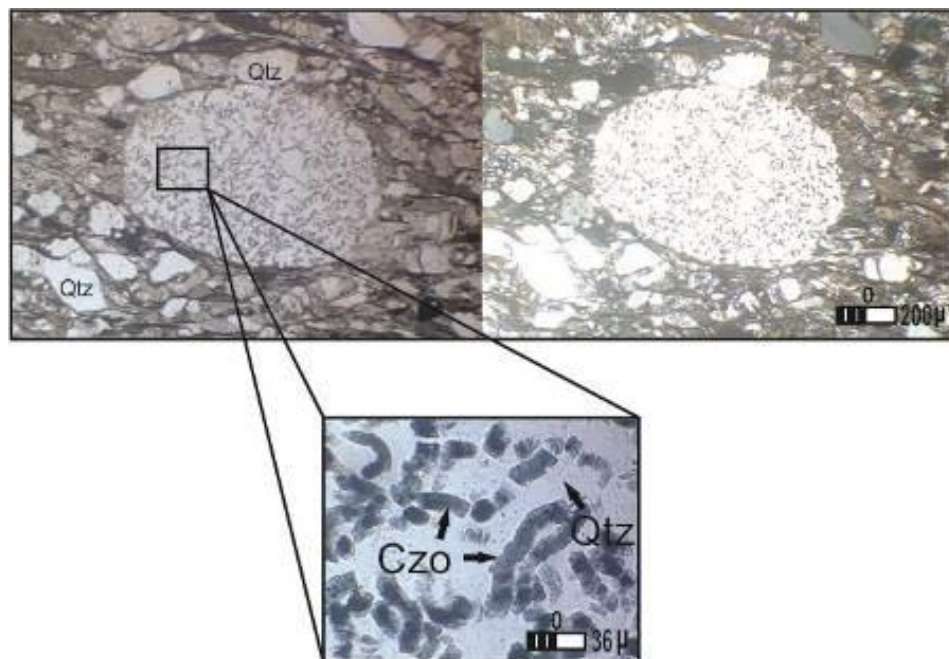


Figura 45: Mineral de cuarzo (Qtz) poiquiloblásticos, con intercrecimiento de mineral del grupo del epidoto, posiblemente clinozoicita (Czo).

Los minerales accesorios identificados corresponden a circón, calcita (Cal).

La foliación predominante es anastomosada, con una forma discontinua, un dominio del 70% y una transición gradual entre los microlitones y el clivaje.

En la muestra fue posible identificar cristales con una historia previa, marcada por la deformación dúctil. Se observó un pliegue dentro de un cristal de cuarzo (Figura 46), esto nos da idea del grado de deformación que habría afectado a las zonas de aporte que originaron los sedimentos de la Formación Alcaparrosa.



Figura 46: Microlitón de cuarzo (Qtz) plegado delimitado por el clivaje, en cuyos bordes cristaliza sericita (Ser) y algunos cristales de plagioclasa (Pl).

Muestra CH22

La mineralogía está representada principalmente por cuarzo (90%), también se observan líticos (5%), plagioclasas (4%) y minerales accesorios (1%). Los cristales poseen una forma subhedral, con una gran parte de los cristales de cuarzo redondeados, mientras que en conjunto el agregado es inequigranular.

El cuarzo se observa en forma lamelar, con formación de subgranos, deformación en bandas, engolfamiento y nucleación, colas de presión y extinción ondulante, indicando la temperatura de formación (300-400°C). Las plagioclasas se observan con maclas según la ley de albita y maclas esfumadas, con alteración argílica y sericitica.

Respecto a los minerales líticos, se distinguen clorita, moscovita y micas *fish* con extinción ondulante (Figura 47), características de sedimentos que han sido sometidos a un metamorfismo de bajo grado. Finalmente los minerales accesorios más notables consisten en parches de calcita de diversos tamaños y la presencia de opacos.

La foliación es en gran parte paralela, poco penetrativa con forma discontinua y un dominio del 5%. En algunos sectores se distingue una foliación anastomosada limitando microlitones de cuarzo-sericita de forma gradacional.



Figura 47: Biotita con extinción ondulante y principio de alteración a clorita (Chl), en presencia de gran cantidad de sericita (Ser) y algunos cristales de cuarzo (Qtz) de bordes muy irregulares producto de la disolución.

En la muestra no se observaron factor cinemáticos determinantes, debido a que las colas de presión, como los cristales elongados, tienen forma simétrica.

Muestra CH40

La composición mineralógica de la muestras es principalmente cuarzo (85%), líticos (10%), plagioclasas (4%) y máficos (1%). Los cristales presentan forma subhedral, mientras que el agregado es inequigranular.

En los cristales de cuarzo se observa extinción ondulante, cuarzo lamelar, sombras de presión como indicadores de movimientos cinemáticos, que evidencian una dirección dextral de los esfuerzos bajo un mecanismo normal (Figura 48), respondiendo a la cinemática general de la zona, propuesta como un gran sinclinal y a la ubicación de la muestra dentro de esta (flanco SE).



Figura 48: Cristales de cuarzo (Qtz) con bordes irregulares y sombras de presión de composición mayormente sericitica (Ser) indicadoras de desplazamiento. También se observan cristales de biotita (Bt) y moscovita (Ms), en menor proporción.

Otra característica es la formación de subgranos (*bulging*), debido a la presión ejercida en la deformación. En la Figura 49.a, se distingue un cristal de cuarzo “íntegro” sin analizador. Sin embargo con analizador se observan pequeños cristales de cuarzo, con bordes suturados, que conforman un cristal de mayor envergadura (Figura 49.b), esto se hace más evidente en el borde superior, más próximo al plano de clivaje.

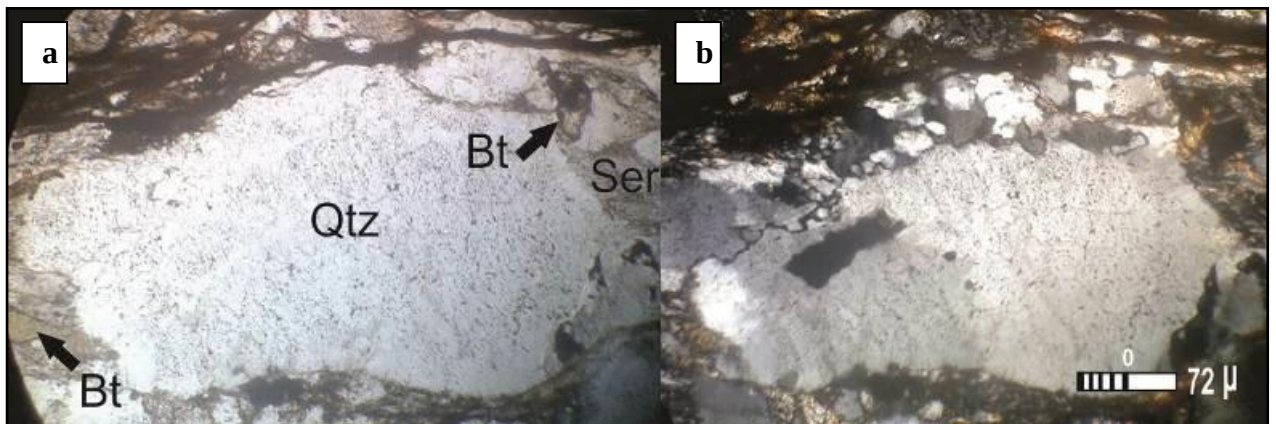


Figura 49: Formación de subgranos en grano de cuarzo.

Por otra parte los cristales de plagioclasa presentan maclas difusas, alteración argílica y feldespato alcalino con intercrecimiento perítico. Finalmente los líticos involucrados son clorita, sericita y mica en cola de pez (mica *fish*).

La fractura de clivaje es muy marcada y se distingue a simple vista en el portaobjetos. La muestra presenta una foliación paralela y continua, con un dominio del 70%; sin embargo también se distingue una foliación anastomosada menos penetrativa (Figura 50).

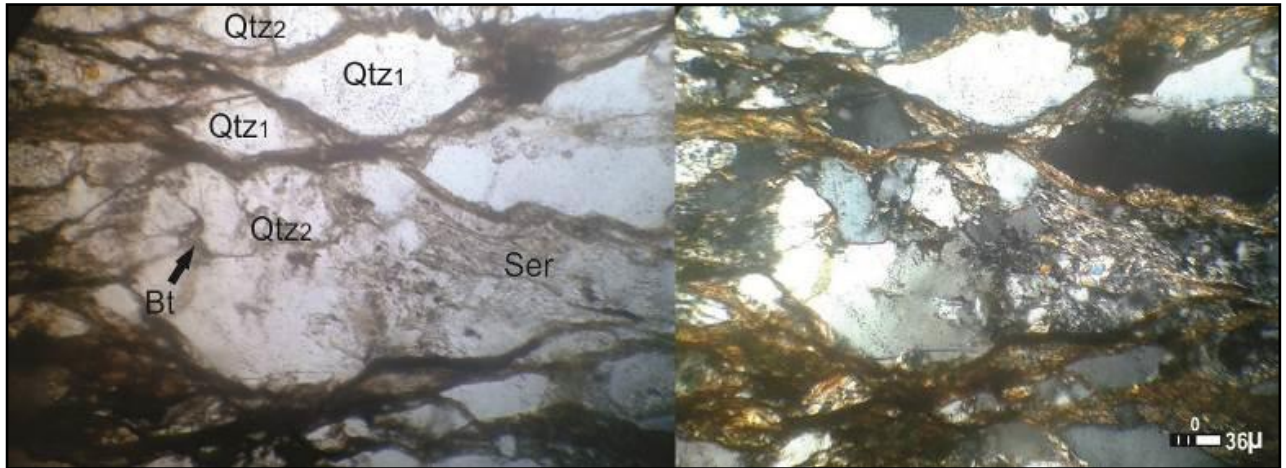


Figura 50: Foliación anastomosada conformada por microlitones de cuarzo (Qtz1) y cuarzo policristalino (Qtz2), con presencia de biotita (Bt) y sericita (Ser).

Muestra CAPRI 30-2

La composición determinada en la observación microscópica corresponde a cuarzo (88%), líticos (7%), plagioclasas (3%), minerales accesorios (1%) y máficos (1%). Los cristales son subhedrales y con diversos tamaños (inequigranular).

Los cristales de cuarzo como en el resto de las muestras se encuentran con extinción ondulante (temperatura de deformación baja), presencia de cuarzo lamelar, cuarzo poiquiloblástico (Figura 44), formación de subgranos, presencia de sombras de presión como indicadores cinemático (Figura 51), engolfamiento de minerales (*window*) y nucleación como muestra la Figura 52.

Dentro de los líticos se distinguieron cristales de biotita, clorita, moscovita y sericita. Las plagioclasas observadas además de presentar maclas según la ley de la albita, muestran maclas esfumadas. Finalmente como minerales accesorios se destaca la presencia de circones y calcita.

Se observó un clivaje de fractura muy penetrativo y homogéneo, con bordes irregulares (*wiggly*) pero continuo, el dominio del clivaje corresponde al 30%, mientras que la relación espacial del clivaje es paralela.



Figura 51: Cristales de cuarzo policristalino (Qtz2) y monocristalino (Qtz1) con sombra de presión como indicadores cinemático, en cuyas colas se deposita sericita (Ser).

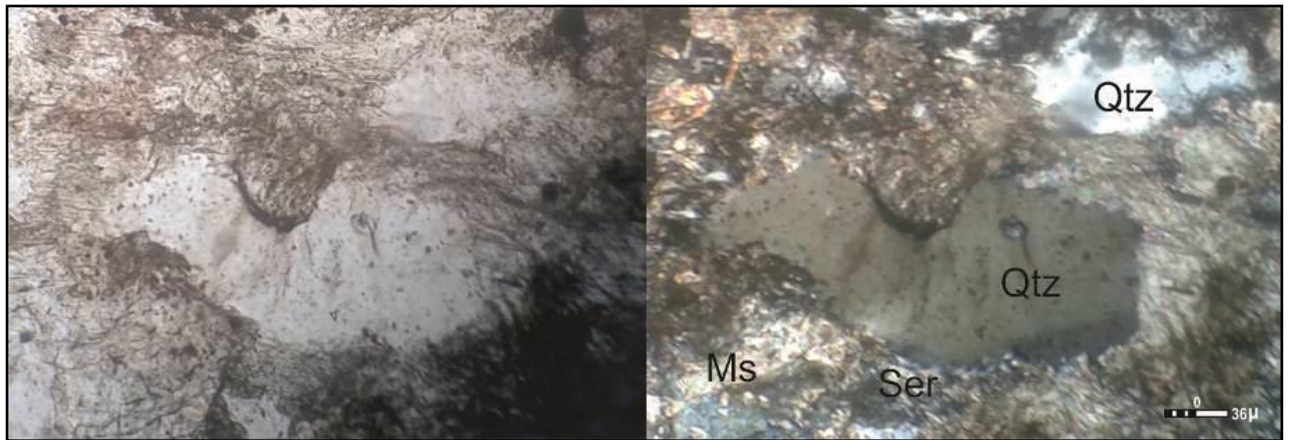


Figura 52: Proceso de engolfamiento (*window*) y nucleación en un cuarzo (Qtz).

Muestra Lj55(b)

La composición mineralógica es claramente cuarzosa con, cuarzo (95%), líticos (2%), plagioclasa (2%) y minerales accesorios (1%). Los cristales presentan poseen un tamaño similar (equigranular), mientras que los bordes son muy irregulares entre sí (anhedral).

La característica más persistente en los cristales de cuarzo es la extinción ondulante, aunque se aprecia cuarzo lamelar en menor proporción. Las plagioclasas se identificaron a partir de las maclas según la ley de la albita y los líticos predominantes son sericita, moscovita y biotita, como mineral accesorio se hallaron circones. Además de la presencia de calcita, como parches y como relleno de fracturas.

En la muestra se observa una foliación paralela y continua, con un dominio del 100%, asociado con una deformación dúctil, a la que se le sobreimpone un sistema de venillas conjugadas (Figura 53), originadas por una deformación más frágil. Dicho sistema de venillas se encuentra relleno con calcita recrystalizada.

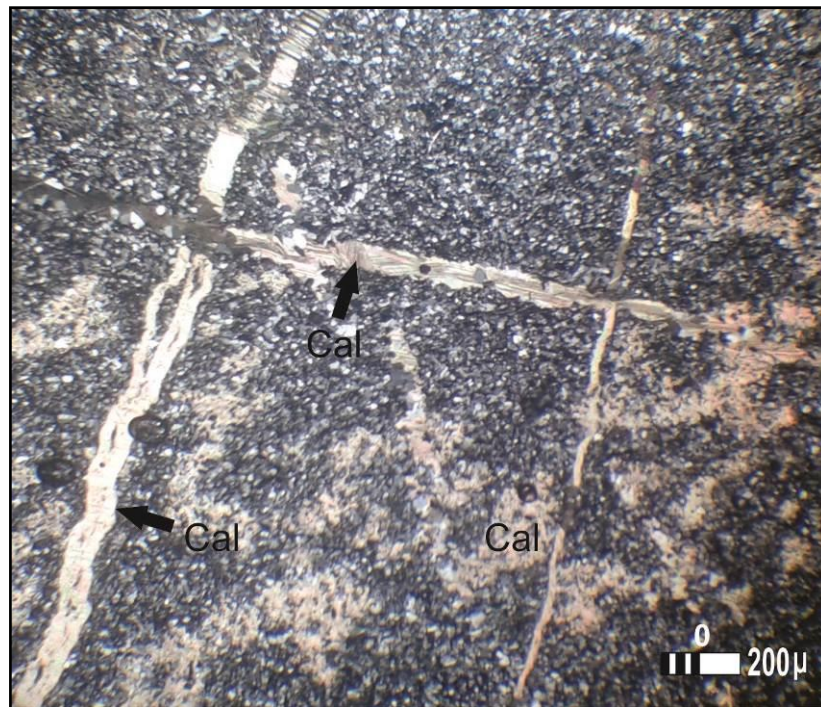


Figura 53: Sistema de venillas conjugadas rellenas con calcita y parches de calcita (Cal).

Muestra Lj55(c)

Mineralógicamente la muestra presenta cuarzo (95%), líticos (2%) y plagioclasas (3%). Los cristales son inequigranulares y en general presentan forma subhedral.

Predominan los cuarzoes con extinción ondulante, plagioclasas con maclas difusas y algunas maclas según la ley de la albita. Finalmente los líticos identificados corresponden a moscovita, sericita y biotita.

La foliación es paralela, penetrativa pero discontinua, el dominio de la misma es del 30% y se le sobreimpone un sistema de venillas conjugadas de bordes irregulares; algunas sin rellenar y otras con relleno silíceo (Figura 54). Las venillas rellenas de sílice presentan cristales de cuarzo

con bordes suturados, esto se asocia a que durante la depositación de la sílice en las venillas el sistema deformacional continuaba activo logrando la deformación del relleno.

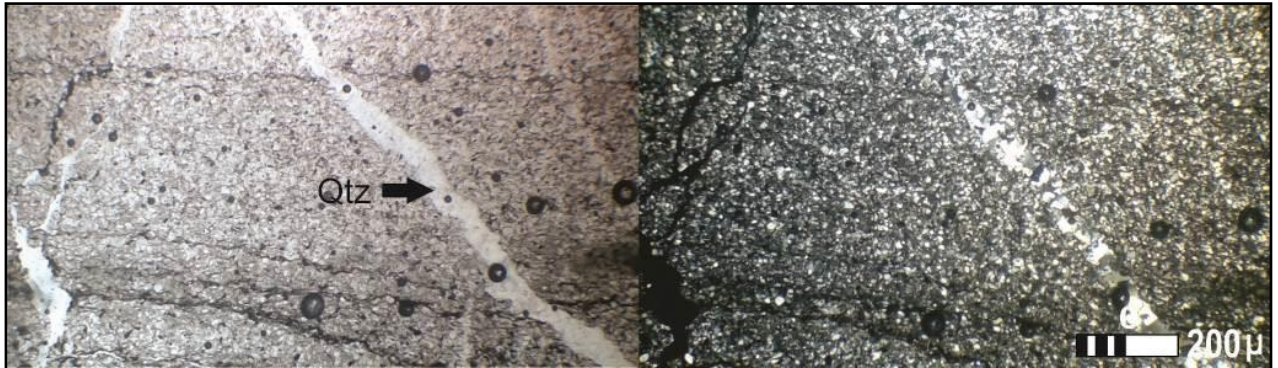


Figura 54: Sistema de venillas conjugadas rellenas con sílice en forma de cuarzo (Qtz).

12- Interpretación

El aspecto estructural de la zona de estudio, tiene como componente principal una serie de plegamientos y fallas, vinculadas a la mineralización de sulfatos.

Por un lado se distinguen pliegues con una orientación preferente NNO-SSE, caracterizados por una importante deformación la cual se pone de manifiesto regionalmente a partir del análisis de las imágenes satelitales y las observaciones de campo. El acortamiento estimado de las secuencias alcanzaría un valor medio de 32,5%. Las evidencias de movilización de sílice con el consecuente desarrollo de venillas, muestran que los estadios de deformación han sido progresivos. Todas las estructuras se encuentran asociadas a un metamorfismo de bajo grado que sumado a la deformación permite pensar un origen vinculado a zonas profundas, donde el comportamiento de las rocas es principalmente dúctil.

El orden de plegamiento identificado, es de cuarto grado, sin descartar la posibilidad de que existan órdenes superiores.

Aquellos con mayores órdenes no presentan un patrón en su orientación, ni en su forma; sin embargo se hallan dispuestos en sectores particulares que a través de la interpretación del mapa geológico local se determinaron como núcleos de pliegues mayores, explicando la discrepancia entre los valores.

Los pliegues de 2° orden, se muestran como una serie de sinclinales y anticlinales con longitudes de cientos de metros, involucrando secuencias de rocas mixtas e ígneas, todos estos asociados a una estructura más regional de primer orden, para la escala de trabajo, que responde a un gran sinclinal, con rumbo NO-SE.

Macroscópicamente las muestras extraídas muestran planos de foliación que pudieron ser descritos con mayor detalle en el análisis microscópico. Sin embargo, a esta escala solo se observó el desarrollo de fisilidad con evidencias de recristalización de micas.

Estas características indicarían que la estructura de las rocas se habría gestado en un nivel estructural medio-inferior (Figura 55). Tal ubicación entre dos niveles estructurales es evidenciada por la existencia de mecanismos deformacionales de transición frágil – dúctil, donde se reconocen pliegues por flexión-deslizamiento y pliegues por aplanamiento (Figura 56). El cambio de mecanismos de plegamiento no se produce de forma abrupta, sino que existe una evolución progresiva, en las que se tienen dominios donde intervienen ambos mecanismos, como es el caso de las secuencias de la Formación Alcaparrosa. Las características de esta fase de deformación, interpretadas en el contexto de deformación regional de la Precordillera Occidental es atribuida a la Fase Chánica (Figura 57.b), la cual condujo a la definitiva continentalización de la cuenca precordillerana y constituyó la principal fase diastrófica de deformación en la evolución del Paleozoico de la Precordillera.

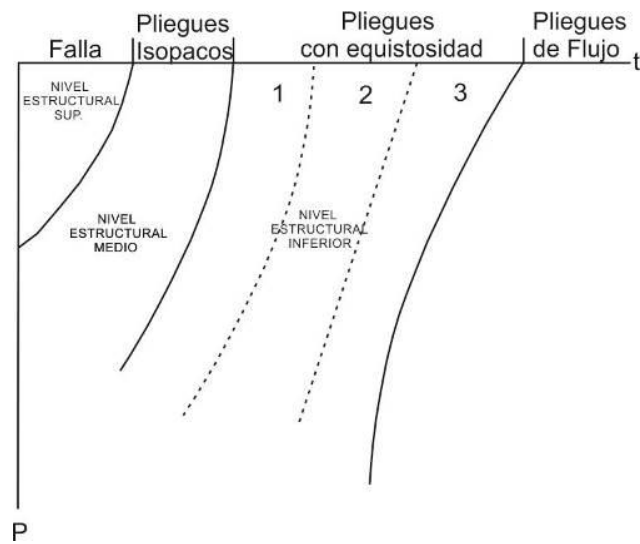


Figura 55: Esquema de los dominios en función de la presión (P) y temperatura (t) y mecanismos elementales de las deformaciones correspondientes. Tomado de Mattauer, (1976).

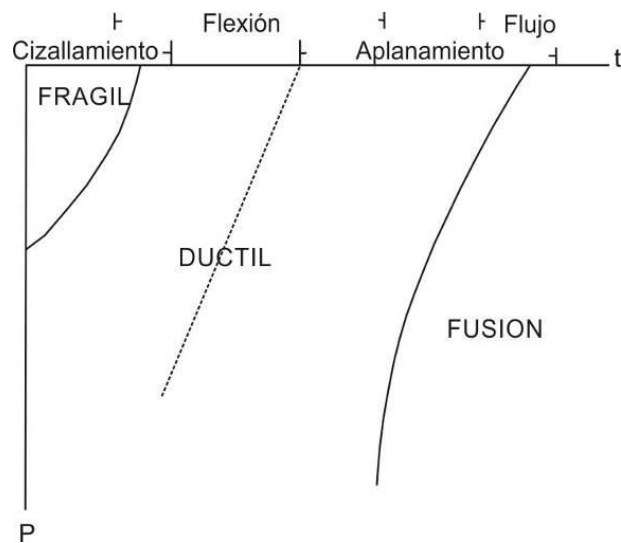


Figura 56: Esquema de los dominios en función de la presión (P) y temperatura (t) y mecanismos elementales de las deformaciones correspondientes. Tomado de Mattauer, (1976).

Las fallas de tipo inverso, tanto locales como regionales, que afectan a la secuencia eopaleozoica presentan evidencias de comportamiento frágil como rasgo general. Sin embargo, se han reconocido vestigios de deformación dúctil asociados a estos planos. Esta superposición de

indicadores de deformación, sería el resultado de antiguas fajas de cizalla dúctil, probablemente contemporánea o ligeramente posterior al plegamiento, a la cual se le sobre impone un episodio de activación de los planos de cizalla en condiciones frágiles o superficiales. Este último episodio sería el resultado de la reactivación de antiguas fallas durante la tectónica andina. La orientación de las mismas es principalmente NO-SE, paralelo a la orientación principal de los pliegues de la región.

En la comarca se reconocieron muchos laboreos rudimentarios de sulfatos de aluminio y magnesio de tipo exploratorios y de explotación, los sulfatos son el resultado de la descomposición de sulfuros hipogénicos por acción de ácido sulfúrico procedente de la disociación de piritita en condiciones oxidantes durante el Cuaternario.

La posición y distribución de los diferentes laboreos permite establecer una asociación directa con litologías finas (areniscas muy finas y pelitas), que además, concentran una importante deformación tectónica siendo en muchos casos imposible reconocer la estructura primaria de la roca. Finalmente, se observa que estas fajas de deformación por cizalla frágil se distribuyen siguiendo un patrón similar al que describen los grandes pliegues de la región. Este aspecto, permite suponer que la percolación de soluciones meteóricas vinculadas a la génesis de sulfatos ha estado fuertemente controlada por aspectos litológicos y estructurales antiguos. Sin embargo, no se descarta la participación de estructuras de fallamiento moderno que se ha desarrollado en muchos casos siguiendo los patrones estructurales y zonas de debilidad previas.

Modelo geológico evolutivo propuesto en este trabajo

Se presenta el modelo geotectónico local en el cual se habrían generado las rocas eopaleozoicas de Precordillera Occidental, basado en interpretaciones previas realizadas por otros autores (por ej. Ramos *et al.*, 1986)

El esquema geotectónico donde se depositaron las unidades de la Formación Alcaparrosa correspondería al de una cuenca oceánica extensional de profundidad moderada (Figura 57.a), a juzgar por la presencia de estructuras *hummocky cross stratification* (Figura 12.b), las cuales son tradicionalmente asociadas con ambientes de plataforma externa. La presencia de ondulitas asimétricas (Figura 12.d) propone un ambiente de baja energía para la depositación de las diferentes secuencias. La estructura dúctil y el metamorfismo asociados reconocidos en las

unidades de Paleozoico inferior, serían el resultado del cierre de esta cuenca oceánica. Este proceso se habría desarrollado hacia fines del Devónico como lo indican las edades del pico metamórfico estimadas en otros sectores de Precordillera Occidental (Cucchi 1971, Buggisch et al., 1994, Davis et al., 1999, entre otros).

En la actualidad no existe consenso en los mecanismos que condujeron al cierre de la cuenca oceánica (véase Davis *et al.*, 1999, Robinson *et al.*, 2005). Sin embargo, en este trabajo se adoptó con algunas modificaciones el esquema propuesto por Ramos *et al.* (1986) ya que constituye uno de los modelos de mayor aceptación.

En este modelo, el cierre de la cuenca oceánica sería el resultado de la instalación de un margen de subducción por debajo del terreno de Cuyania en el cual se habría consumido la litosfera oceánica que separaba a este último del terreno de Chilenia. En este contexto las rocas del área de estudio se habrían estructurado inicialmente en un orógeno marginal que habría evolucionado a un orógeno de tipo colisional (continente-continente).

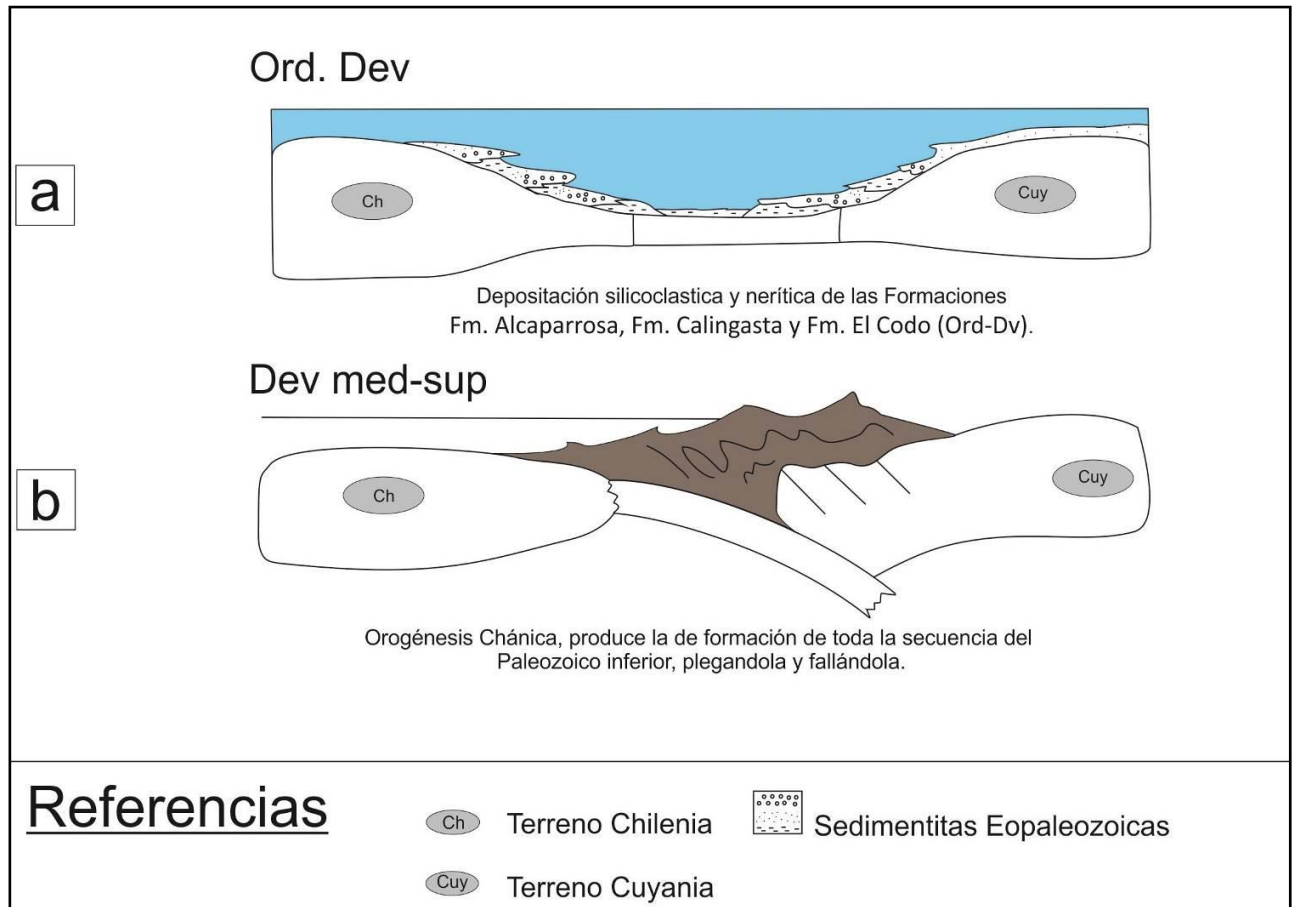


Figura 57: Esquema geotectónico a) Cuenca oceánica en donde tuvo lugar la depositación de la Formación Alcaparrosa, b) colisión del terrane de Chilenia y Cuyania, originando la Orogenia Chénica.

13- Conclusiones

- Las imágenes satelitales muestran la variabilidad estructural poniendo de manifiesto la existencia de pliegues de diferentes escalas y formas, cuyo desarrollo ha sido aparentemente controlado por la litología de las capas involucradas. También fue posible delinear cuerpos intrusivos de rocas máficas de magnitud considerable (filones capa) que sirvieron de niveles guías para evaluar y comprender la estructura general de la zona de estudio.
- La estructura general está representada por un gran sinclinal con orientación NO-SE y eje buzante al SE; enmarcando una serie de anticlinales y sinclinales de menor escala, los cuales alcanzan el cuarto orden. La clasificación de estas estructuras mostró una gran heterogeneidad entre las mismas.
- Todas las fallas identificadas en el área, regionales o locales son inversas y algunas presentan componente de rumbo.
- Los criterios de polaridad estratigráfica (gradación normal, calcos de carga, marcas subestratales, entre otros) permitieron determinar techo y piso de las estructuras mayores y con ello fue posible inferir la naturaleza de los pliegues menores identificados en la zona.
- Las diferentes estructuras sedimentarias permitieron establecer que el esquema geotectónico donde tuvo lugar la depositación de las unidades de la Formación Alcaparrosa correspondería a una cuenca oceánica de profundidad moderada.
- La estimación de acortamiento asociado a la deformación, obtenido a través del método de Williams (1979), es de 32,5%. Dicho valor se asociada a la Fase Chánica y pone en evidencia la gran deformación a la que ha sido sometida la zona de estudio.
- El plegamiento está en función de variabilidad de espesores, la competencia de las distintas capas y el posterior estructuramiento, conformando zonas de gran deformación, en las que se observó mineralización de sulfato de aluminio y magnesio.

- Los diagramas de roseta mostraron una dirección de rumbo preferente N-S, para la estructura de plegamiento.
- La gráfica de roseta en la que se volcaron los valores de buzamiento correspondiente a los planos de foliación determinó una vergencia NE de la estructura representada en la sección A-A' obtenida del mapa geológico local.
- El análisis macroscópico de las muestras permitió determinar la composición de las rocas ígneas y clasificarlas como basaltos. Debido a su aspecto textural reciben el nombre de diabasas. Mientras que en las rocas sedimentarias el análisis permitió determinar planos de foliación, lineación de intersección, lineación de estiramiento y la dirección de los esfuerzos a través de la observación de cristales de cuarzo.
- El análisis microscópico de las muestras determinó que la composición de las secuencias sedimentarias es principalmente cuarzosa y la presencia de cuarzo con extinción ondulante se asocia a temperaturas de formación entre 300 y 400°C.
- La foliación observada en el análisis microscópico responde a la dinámica deformacional regional de la zona.
- En la imagen procesada se observa una orientación de los pliegues (antiformas y sinformas) N-S, al igual que la orientación de las estructuras de la zona de estudio, es decir, que estas responden a los patrones regionales.
- Los patrones de deformación detectados permiten inferir que la deformación de plegamiento se habría producido de manera continua durante el Devónico tardío.
- La interpretación de las diferentes observaciones, permite establecer que el esquema de esfuerzos tectónicos permaneció constante en el tiempo. Mientras que las estructuras con valores

incoherentes o caóticos se encuentran asociadas a zonas de cierre, zonas de charnela o núcleos de estructuras mayores.

- El ambiente geotectónico donde se habrían estructurado las rocas de la zona de estudio correspondería a una zona de cierre de cuenca marina producto de una colisión de tipo continente-continente. Las masas continentales involucradas en esta colisión corresponden a los terrenos de Chilenia (al oeste) y Cuyania (al este). Este proceso colisional conocido como Fase Chánica, se habría originado hacia fines del Devónico.

14- Trabajos citados en el texto

Aubouin, J., Brousse, R. y Lehman, J.P. 1980. Tratado de Geología, 3: Tectónica, tectonofísica, morfología. Ediciones Omega. Barcelona.

Alonso, J., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farias, P., Rodríguez Fernández, L., Ramos, V., 2008. Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research* 13 (2008) 204–215.

Ariza, J.P., 2012. Técnicas de sensoramiento remoto aplicadas al estudio geológico estructural de la Precordillera de San Juan. 1º Encuentro de Investigadores Jóvenes de San Juan y 2º Jornada de Becarios de Investigación de la UNSJ. Actas digitales (p.4).

Ariza, J., Molina M., Mendoza, N., Martinez, M., Vujovich, G., Boedo, F., y Pérez, S., 2015. Reconstrucción estructural de una sección de la Precordillera occidental argentina (31°08'LS-69°24'LO) a partir de datos aeromagnéticos. *Revista Geociencias Latinoamericanas Aplicadas (EAGE)*. (Aceptado, en prensa).

Ariza, J.P., Vujovich, G.I., Boedo, F.I., Martinez M.P, Pérez Luján, S. y Ramos V.A., 2013. Spectral evidence of paleozoic structure in the western Precordillera, San Juan (31°15'S), Argentina. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 54(2), 39-41.

Astini, R., Ramos, V., Benedetto, J., Vaccari, N. y Cañas, F., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:293-324. Buenos Aires.

Baldis, B., 1964. Estratigrafía y estructura al sur del arroyo las Cabeceras, estancia El Leoncito. *Boletín Informaciones Petroleras*, 365: 28-33.

Baldis, B., 1964. Nota sobre la estratigrafía y estructura al sur del Arroyo de las Cabeceras. Estancia el Leoncito. *Bol. Inf. Petrol.* N°365, Buenos Aires

Baldis, B. y Chebli, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas, I:47-66. Buenos Aires.

Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas IV: 399-445.

Baldis, B., Bordonaro, O., Beresi, M. y Uliarte, E., 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico inferior de San Juan. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 419-434.

Baldis, B., Martinez, R., Villegas, C., Pereyra, M. Perez, A., 1990. Estructura, Provincialismo Geológico y Unidades Tectonoestratigráficas. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan. (p 186 – 210).

Barredo, S. y Ramos, V.A. 2010. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco, Cuenca Cuyana: una síntesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(1-2): 133-145.

Bodenbender, G., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 18:203-262.

Boedo, F., Ariza, J., Pérez Luján, S. y Vujovich, G., 2012. Análisis de imágenes Landsat 7 ETM+ aplicado al mapeo de rasgos estructurales en el norte de la precordillera mendocina. XV Reunión de Tectónica, San Juan (p32-33).

Bordonaro, O., 1999. Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera y Bloque de San Rafael. Geología Argentina. Anales 29 (8): 189-204, Buenos Aires.

Borrello, A.V., 1963. Fremontellainopinatan.sp. del Cámbrico de la Argentina. Ameghiniana 3(2): 51-55.

Boyer, S. y Elliott, D., 1982. Thrust Systems. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. V 66 No 9. P 1196-1230.

Bracaccini, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, Revista Instituto Argentino del Petróleo 10(6): 57-69.

Bracaccini, O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras 23(258): 81-105; (260): 259-274; (261): 361-384; (262): 455-473; (263): 22-35; (264): 103-125 y (265): 171- 192.

Bracaccini, O., 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. Asociación Geológica. Revista 5(1):1-14. Buenos Aires.

Brackebusch, L., 1892. Die Kordilleren paessez wischen der Argentinischen Republik und Chile, von 22°-35° s. Br. Zeitschrift Deutsche Gesellschaft für Erdkunde XXVII: 250-348, Berlín.

Brussa, E., Mitchell, C., Astini, R. 1999. Ashgillian (Hirnantian?) graptolites form the western boundary of the Argentine Precordillera. Acta Universitatis Carolinae Geologica, 43: 199-202. Praga.

Brussa, E., Toro, B. y Benedetto, J., 2003. Biostratigraphy. En: J.L. Benedetto (ed.), Ordovician fossils of Argentina. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, (p. 75-90).

Burmeister, H., 1876. Description physique de la Republique Argentine, d'apres des observations personnelles et etrangeres. F. Sav y 1-395, Paris.

Buggish, W., von Gosen, W., Henjes-Kunst, E., and Krumm, S., 1994. The age of early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera: Evidence from K-Ar data. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, teil 1:275-286.

Carrizo, H. A., 1998. Estudio de floras eocarboníferas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Nacional de Salta.

Cortés, J., Yamín, M., Pasini, M. 2005. La Precordillera Sur, provincias de San Juan y Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 395- 402.

Cortés, J.M., Casa, A., Y Pasini, M, Yamin, M. 2006. Fajas Oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30'-33°-30'LS: Controles Paleotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(4):639-646(2006)

Cristallini, E. y Ramos, V., 1995. Structural cross-section of Río San Juan. En: Ramos, V. A. (Ed.), Field guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes). ICL-COMTEC-AGA, Buenos Aires.

Cristallini, E. y Ramos, V., 2000. Thin-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan Argentina (32°SL). Tectonophysics (317) 205-235.

Cucchi, R.J., 1971. Edades radiométricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera de San Juan y Mendoza, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26:503-515.

Davis, J.S., Moores, E., Roeske, S.M., Kay, S., McClelland, W. y Snee, L., 1995. New data from the western margin of Precordillera Terrane, Argentina: constrain scenarios for the middle Paleozoic tectonics of western South America. Laurentian-Gondwanan connections before Pangea Field Conference, Program with Abstracts 15-16, San Salvador de Jujuy.

Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. y Snee, L. 1999. Closing an ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.), Laurentia-Gondwana Connection before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336: 115-138.

Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.M. y Kay, S.M. 2000. Mafic and ultramafic crystal fragments of the SW Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in Western Argentina. Geology 28: 171-174.

Furque, G. y Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Geología Regional Argentina, Vol. 1, Acad. Nac. Cienc., Córdoba.

Furque, G. y Caballé, M., 1986. Descripción Geológica de la Hoja 20b – Calingasta, Provincia de San Juan. Buenos Aires, (inérito).

Gad, S., Kusky, T. 2006. Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). Journal of African Earth Sciences 44: 196–202.

Groeber, P., 1948. Datos geológicos de la provincia de San Juan. Min. Int. Com. Nac. Climat. Y Aguas Minerales de la República Argentina. IX: 27-42. Buenos Aires.

Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Rev. Cienc. Geol. Mus. Arg. de Cienc. Nat. ``B. Rivadavia``. I.5. Buenos Aires.

Guerstein, M., Laya, H. y Pezzutti, N., 1965. Bosquejo Fotogeológico de la zona de Las Juntas (Depto. Calingasta, Provincia de San Juan). Acta Geológica Lilloana. T. VII, 231-242. Tucumán.

Haller, M. y Ramos, V., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83.

Haller, M. y Ramos, V., 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(4): 31-40.

Harrington, H. y Leanza, A., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Universidad de Kansas, Departamento de Geología. Publicación 1, 259. Lawrence Kansas.

Heim, A., 1952. Estudio tectónico de la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Asociación Geológica Argentina, Revista 7:11-70, Buenos Aires.

Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. y Allmendinger, R., 1983. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26.

Kay, S., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. y Gordillo, C., 1987. Tertiary and Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. Journal South American Earth Sciences 1(1):21-38, South Carolina.

Kay, S., Ramos, V., Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera occidental; basaltos de rift oceánico temprano (?) próximo al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65.

Kay, S.M., Orrell, S. y Abbruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology* 104: 637-648.

Keidel, J., 1921b. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan-Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 15(2): 1-103.

Kerlleñevich, S., 1967. Hallazgo del Devónico marino, en la zona de Calingasta, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XXII (4): 291-294.

Kokogian, D., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. 9º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Relatorio I* (7): 65-78.

Kokogian, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavattieri, A. y Papú, O., 1999. Los depósitos continentales triásicos. En: *Geología Argentina*. Caminos, R. (Ed.), Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29, 15: 377-398, Buenos Aires.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277 - 279.

Lech, R y Aceñolaza, F.G., 1990. Braquiópodos en el Peñoniano de la Formación Del Salto (Carbonífero superior – Pérmico inferior), provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán, 1990), 1: 83-88.

Lech, R. 1993. El género *Septosyringothyris* Vandercammen, 1955, (Brachiopoda) en el carbonífero-Pérmico del centro-oeste de Argentina. 12º Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifere et Permien (Bs. As. 1991), *Comptes Rendus*, 1:563-571.

Lech, R. 1995. Nueva especie y clave sistemática para las especies de Argentina del genero *Septosyringothyris* Vandercammen, 1955, (Brachiopoda). 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. *Actas*: 155-159.

Leveratto, M.A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullúm-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 23(2): 129-157.

Limarino, C. y Césari, S., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 47 (6): 61-72.

López Gamundí, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), Western Argentina. 14th International Sedimentological Congress, Abstracts S1: 6-7. Recife.

Lopez, R., 2013. Las Rocas Básicas de un sector de la Precordillera Occidental de San Juan, Departamento Calingasta. Caracterización y su vinculación con fenómenos de mineralización de Sulfuros. Trabajo de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan. (Inédito). San Juan.

Manceñido, M. y Sabattini, N., 1974. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte II. Gastropoda. Ameghiniana. 10(4): 326-338.

Manceñido, M., 1973. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la Provincia de San Juan). Parte I. Introducción y estratigrafía. Ameghiniana, 10(3): 235-253.

Manceñido, M., Gonzales, C. y Damborenea, S., 1976. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico superior de la provincia de San Juan). Parte III. Bivalvia. Ameghiniana. 13(2): 85-107.

Marquetti, C. *et al*, 2005. Datos Aster en la Quebrada de Alcaparrosa, Calingasta, Provincia de San Juan, Argentina. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasi, (p. 1823-1830).

Mattauer, M. 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. España, Editorial Omega, p.193-200, Barcelona.

Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74.

Passchier C. W. y Trouw R. A., 2006. Microtectonics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag p.232.

Peralta, S., 1990. Silúrico de la Precordillera de San Juan – Argentina. Relatorio 11º Congreso Geológico Argentino, (p. 48-64).

Pérez Luján, S., Boedo, F., Ariza, J., Vujovich, G., Alvarado, P. y Martino, R., 2012. Procesamiento de imágenes satelitales aplicado al estudio geológico de sucesiones del Paleozoico inferior de Precordillera central y occidental, San Juan. XV Reunión de Tectónica, San Juan (p112-113).

Poblete A.G. y Minetti J. L., 1989. Los mesoclimas de San Juan - Primera parte. Informe Técnico N° 11 del Centro de Investigaciones de San Juan. U.N.S.J. San Juan.

Poblete A.G. y Minetti J. L., 1989. Los mesoclimas de San Juan - Segunda parte. Boletín N° 4 del Centro de Investigaciones de San Juan. U.N.S.J. San Juan.

Quartino, B., Zardini, R., Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Monog. N°1, 184 pp.

Ramsay, N., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. New York, McGraw- Hill.

Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Cong. Geol. Arg., Actas 2: 84-106.

Ramos, V.A., Jordan, T.C., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5(6): 855-880.

Ramos, V., 1995b. Field guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes). Andean Thrust Tectonics, San Juan. 64p.

Ramos, V.A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°- 36°S latitude). Tectonophysics 259: 185-200.

Robinson, D. Bevens, R., Rubinstein, N. 2005. Subgreenschists facies metamorphism of metabasites from Precordillera of western Argentina ; constrains on the later stages of accretion onto Gondwana. European. J. Mineral. 17: 441-452.

Rolleri, E.O., 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 24(4): 408- 412.

Sabins, F.F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. Ore Geology Reviews 14: 157–183.

Sessarego, H., 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédito).

Schiller, W., 1912. La alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Anales del Ministerio de Agricultura Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, VII, 5. Buenos Aires.

Sillitoe, R., 1977. Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooper-type mineralization in the Argentinian Andes. Economic Geology 72: 99-103.

Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4(3): 1-187.

Stelzner, A., 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En Napp, R., Die argentinischen Republik, 71 ff. Buenos Aires.

Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischer Theil. Cassel. Berlin. Trad. Al castellano; (1924). Contribución a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes Chilenos, entre los 32° y 33° S. Actas de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba VIII (1-2):1-227. Córdoba.

Stephen, G., Nullo, F., Hanger, R. and Baldauf, P., 1995. The Calingasta Allochthon in the Western Precordillera of Argentina: A Taconic tie between North and South America. Geological Society of America, Annual Meeting with Programm, Abstract.

Stipanovich, P., 1979. El Triásico del Valle del Río de los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1: 695-744.

Strobel, P., 1869. Viaggio nell'Argentina meridionale nel biennio 1865-67. I. Relazione della visita da Curiconel Chili a San Rafael nella Pampa del Sur. da. Deis. Parma

Sultan, M., Arvidson, R.E., Sturchio, N.C. 1986. Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. Geology 14: 995-999.

Suess, E., 1909. Das Antlitz der Erde (versión francesa). Tomo III: 1-335, París.

Taboada, A.C., 1997. Bioestratigrafía del Carbonífero marino del valle de Calingasta – Uspallata, provincia de San Juan y Mendoza. Ameghiniana 34(2): 215-246.

Turco Greco, E. y Zardini, R., 1984. Un equinodermo de Paleozoico inferior en la Precordillera de San Juan, Departamento Calingasta, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39 (3-4):300-333.

Von Gosen, W., 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: Journal of Structural Geology, v. 14, no. 6 p. 643-667.

Von Gosen, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. Journal of South American Earth Sciences 8: 377-404.

Wilson, G., 1961. The tectonic significance of small scale structure, and their importance to the geologist in the field. Annales de la Societe Geologique de Belgique.

Williams, E., 1967. Notes on the determination of shortening by flexure folding modified by flattening. Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania 101: 37-41.

Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.-J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N., Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by

the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162: 303-327.

Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino*. J.Peuser, II: 1-645, Buenos Aires.

Yrigoyen, M. y Stover, L., 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *Actas Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*. 2: 427-447.