



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz

Guido, Diego Martín

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Schalamuk, Isidoro Bernardo

Co-dirección: Barrio, Raúl E. de

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2002

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000158>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO



TESIS DOCTORAL

**GEOLOGIA Y METALOGENESIS DEL SECTOR
ORIENTAL DEL MACIZO DEL DESEADO,
PROVINCIA DE SANTA CRUZ**

DIEGO MARTIN GUIDO

Director: Dr. ISIDORO B. SCHALAMUK
Co-Director: Dr. RAUL E. de BARRIO

2002

A MI FAMILIA

(Papá, mamá, Pablo, Vivi y Mariel, el amor de mi vida)

INDICE

	Página
RESUMEN	
AGRADECIMIENTOS	
CAPITULO 1- INTRODUCCION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS	
INTRODUCCION	1
ASPECTOS GEOGRAFICOS	4
Ubicación y accesos	
Geomorfología	
Clima y vegetación	
CAPITULO 2- METODOLOGIA DE TRABAJO	
INTRODUCCION	7
TRATAMIENTO DE IMAGENES SATELITALES	8
Georeferenciación y mosaico de imágenes	
Procesamiento digital de imágenes	
CONFECCION DEL MAPA GEOLOGICO-METALOGENICO	12
Tareas de campo	
Cartografía digital	
TRABAJOS DE LABORATORIO Y GABINETE	14
Análisis geoquímicos	
Estudios con microsonda electrónica	
Determinaciones geocronológicas	
Estudios de inclusiones fluidas	
Estudios de isótopos estables	
CAPITULO 3- GEOLOGIA	
GEOLOGIA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO	17
GEOLOGIA DEL SECTOR ESTUDIADO	20
Antecedentes geológicos	
Estratigrafía	
COMPLEJO RIO DESEADO	22
Antecedentes geológicos	
Afloramientos del sector estudiado	
Geoquímica	
Relaciones estratigráficas y geocronología	
Discusiones	
FORMACION LA GOLONDRINA	38
Antecedentes geológicos	
Afloramientos del área estudiada	
Relaciones estratigráficas y edad	
Ambiente de formación	
Discusiones	
FORMACION CERRO LEON	47
Antecedentes geológicos	
Afloramientos del área de estudio	
Geoquímica	
Relaciones estratigráficas y geocronología	
Discusiones	
FORMACION BAJO POBRE	51
Antecedentes geológicos	
Afloramientos del área de estudio	
Geoquímica	
Relaciones estratigráficas y geocronología	
Discusiones	
GRUPO BAHIA LAURA	60
Antecedentes geológicos	
Afloramientos del área de estudio	
Edificios volcánicos	
Geoquímica	

Relaciones estratigráficas y geocronología	
Discusiones	
FORMACION BAQUERO	103
Antecedentes geológicos	
Afloramientos del área de estudio	
FORMACION LAGUNA TORDILLO	107
Introducción	
Descripción de los afloramientos	
Geoquímica	
Relaciones estratigráficas y geocronología	
Discusiones	
DEPOSITOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS	113
Formación Sarmiento	
Formación Monte León	
Formación La Avenida	
Depósitos Cuaternarios	
GEOLOGIA ESTRUCTURAL	118
Marco geotectónico del Macizo del Deseado	
Geología estructural del área estudiada	
CAPITULO 4-METALOGENESIS	
DEPOSITOS EPITERMALES	130
Generalidades	
Macizo del Deseado	
MINERALIZACIONES PRINCIPALES	135
Ubicación y descripción	
Mineralogía y geoquímica mineral	
Alteraciones hidrotermales	
Geoquímica	
MINERALIZACIONES MENORES	163
ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS	167
Introducción	
Estudios microtermométricos	
Caracterización del fluido hidrotermal	
ESTUDIO DE ISOTOPOS ESTABLES	173
Isótopos de oxígeno	
Isótopos de azufre	
EDAD DE LAS MINERALIZACIONES	176
RELACION ENTRE ESTRUCTURA Y MINERALIZACION	177
CAPITULO 5- DISCUSION Y CONCLUSIONES	
EVOLUCION GEOLOGICA	179
Complejo Río Deseado	
Formación La Golondrina	
Evento Magmático Jurásico	
Evolución post-jurásica	
ESQUEMA METALOGENICO	188
Ubicación de las mineralizaciones en el modelo epitermal de baja sulfuración	
Subtipos de depósitos epitermales de baja sulfuración	
Origen de las soluciones hidrotermales	
Perspectivas económicas del sector oriental del Macizo del Deseado	
CONCLUSIONES	202
ANEXO	
BIBLIOGRAFIA CITADA	206
CUADRO ESTRATIGRAFICO	
MAPA GEOLOGICO-METALOGENICO	
MAPA CERRO MORO	
MAPA VETAS DEL DIQUE (BUENA ESPERANZA)	

RESUMEN

El presente trabajo fue realizado en un área de 3.706 km², ubicada en la porción oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

Los pilares donde se sustenta este estudio fueron: la metodología de trabajo, la geología de detalle y el estudio de las manifestaciones metalíferas del sector, siempre tratados en forma comparativa con respecto a la provincia geológica Macizo del Deseado.

El paisaje del sector estudiado es el resultado de la interacción de procesos fluviales, eólicos, marinos y de remoción en masa que actuaron durante el Cuaternario para conformar un relieve invertido, conformado por bajos (ventanas erosivas) rodeados de altas mesetas de rodados, remanentes de una extensa planicie neógena. El único curso de agua presente es el río Seco, el cual es acompañado por múltiples cursos menores, también intermitentes, que desaguan en pequeñas cuencas endorreicas.

Se detallan las metodologías de trabajo que condujeron al desarrollo del presente estudio. Dentro de ellas se destaca la georeferenciación y procesamiento de las imágenes satelitales y su utilización como base para el mapeo de detalle y la implementación de una cartografía digital basada en la aplicación de un SIG (Sistema de Información Geográfica).

La geología del sector investigado resultó ser muy variada y su estudio detallado permitió arribar a importantes interpretaciones.

Se hallaron dos nuevos asomos del Complejo Río Deseado, los afloramientos de Bahía Laura y Laguna Dulce, prolongando de esta forma la extensión del basamento ígneo-metamórfico del Macizo del Deseado alrededor de 70 Km. al sudeste del Bajo de La Leona.

El afloramiento de Bahía Laura registra un conjunto de metamorfitas (esquistos, anfibolitas, gneises y migmatitas) que incrementan su grado metamórfico desde bajo en el extremo sudoeste hasta medio-alto en el noreste. En el centro del asomo se determinó la presencia de una posible faja de cizalla que puso en contacto dos niveles estructurales diferentes. Estas metamorfitas tuvieron protolitos sedimentarios marinos e ígneos, basaltos toleíticos y granodioritas meta y peraluminosas. Las rocas ígneas (granitoides e inyecciones cuarzo-feldespáticas peraluminosas) del Complejo Río Deseado del sector estudiado se encuentran intruyendo a las metamorfitas.

Se interpreta para el asomo Bahía Laura que en el NeoProterozoico hubo generación de corteza oceánica y sedimentación marina de plataforma, la cual estuvo vinculada al desarrollo de un arco magmático de islas de tipo calcoalcalino. En el límite NeoProterozoico-Cámbrico, se produjo el metamorfismo (evento metamórfico Pampeano) del conjunto, posiblemente por efecto de la dinámica del arco magmático y posteriormente (en el período Ordovícico-Devónico inferior) se inyectan los granitoides peraluminosos, los cuales constituyen las rocas ígneas (deformadas y ligeramente metamorfizadas posteriormente) del Complejo Río Deseado y se correlacionan con el arco magmático Famatiniano postulado para este sector.

En el sur de la Laguna Dulce se han determinado dos pequeños asomos; uno constituido por gneis micáceo deformado, correlacionable con los de Bahía Laura y otro formado por un cuerpo de leucogranito foliado.

Se estudiaron las rocas de la Formación La Golondrina, determinando la presencia de dos nuevos afloramientos (Bahía Laura y Estancia Cerro Mojón) constituidos por un tipo litofacial diferente. Se trata

de una facies brechosa, matriz-soportada y mal seleccionada que indica un proceso local de deslizamientos o avalanchas, que se ubicaría en la base del Miembro Dos Hermanos, evidenciando también la reactivación tectónica propuesta para el Pérmico superior de esta cuenca.

Se estudiaron las rocas hipabisales de la Formación Cerro León halladas en el afloramiento Bahía Laura y Bajo Leonardo. Se trata de diques de diabasas calcoalcalinos, con una ligera tendencia alcalina, que se emplazaron en el Jurásico inferior alto ($180,3 \pm 1,8$ Ma) en rocas pre-Jurásicas, marcando el inicio del magmatismo del rift Jurásico de la Patagonia extrandina.

Fueron estudiadas las rocas volcánicas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre halladas en el área oriental del Macizo del Deseado, poniendo en evidencia la presencia de este volcanismo hasta la costa atlántica. De este estudio surge que se trata de lavas basandesíticas a andesíticas calcoalcalinas que se encuentran estratigráfica y geocronológicamente intercaladas entre los depósitos del Grupo Bahía Laura. Se han formado en el Jurásico medio a superior (170 ± 10 y $151,3 \pm 3,4$ Ma) casi coincidiendo con el intervalo de fechados de esta unidad en toda la provincia geológica, demostrando que no existe zonación geográfica de las edades de la Formación Bajo Pobre en el Macizo del Deseado.

Las rocas que componen el Grupo Bahía Laura fueron subdivididas con un enfoque litofacial de sucesiones volcánicas. Se ha determinado una facies magmática, con dos subfacies: lávica (coladas y domos ácidos) y subvolcánica (diques, criptodomas y pórfidos) y una facies volcanoclástica, que comprende la subfacies piroclástica (a la cual se puede diferenciar genéticamente en: flujo, caída o surge) y la subfacies volcanoclástica retrabajada (tuffitas). Como consecuencia de esta subdivisión podría considerarse la reutilización del término Complejo Bahía Laura para agrupar a este conjunto de rocas ácidas.

Las rocas que componen las diferentes litofacies fueron descritas detalladamente y posteriormente se mencionaron los remanentes de edificio volcánicos jurásicos (la caldera del Cerro Torta y los diferentes domos y complejos de domos volcánicos) que se observaron en el área estudiada. De esta forma se interpreta que el volcanismo fue inicialmente explosivo, con una elevada proporción de ignimbritas de alto grado y en el techo de la secuencia se ubican preferentemente los depósitos tuffíticos junto con rocas de la facies magmática, producto de la desgasificación tardía del mismo magma. Por otro lado, se determinó que estas rocas fueron formadas por magmas ácidos (riolíticos y en menor medida dacíticos), peraluminosos y calcoalcalinos, con alto contenido en potasio y pobres en titanio, calcio y ferromagnesianos.

Los fechados radiométricos realizados en las rocas de este complejo magmático se corresponden muy bien con el rango de edades preexistentes. Sin embargo, el hecho de haber realizado un muestreo teniendo en cuenta la estratigrafía de estas rocas, ha permitido definir que las lavas ($163,6 \pm 0,5$ Ma) y pórfidos ($164,3 \pm 0,3$ Ma) de la facies magmática del este del área son coetáneos con la parte alta de la secuencia de ignimbritas ($162,3 \pm 1$ Ma y 160 ± 3 Ma) en el sector occidental y que la base del conjunto piroclástico tendría una edad Jurásico inferior alto ($176,9 \pm 1,6$ Ma) en este mismo sector oeste del área de estudio. Todas estas edades son relativamente más antiguas que las determinadas en rocas del sudoeste del Macizo del Deseado, hecho que se explica por el efecto combinado del alto estructural del este de la provincia geológica y la mayor denudación del paisaje en el sector costero.

La combinación de las relaciones estratigráficas con los fechados radiométricos realizados permitieron definir una interdigitación entre la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura en el sector estudiado, confirmando que se trata de un magmatismo bimodal calcoalcalino, que se ajusta a la teoría genética denominada MASH, que propone una mezcla, asimilación y homogeneización de magmas básicos fraccionados con fundidos de la corteza inferior. Para integrar las rocas magmáticas de las Formaciones Cerro León, Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura se propone el Evento Magmático Jurásico, producido en el período Jurásico inferior alto - Jurásico superior y que podría comprender otras unidades volcánicas o intrusivas no aflorantes en el área oriental del Macizo del Deseado. Este importante evento bimodal surgió en respuesta de un muy importante ambiente extensivo de retroarco producto del efecto combinado de una velocidad de subducción lenta a muy lenta en el margen pacífico de Gondwana y la presencia de una anomalía térmica vinculada a la pluma Karoo-Antartic-Tasmania, que puso en evidencia el inicio del desmembramiento de Gondwana.

Las rocas de la Formación Baqueró se presentan en inmediaciones del río Seco. Se trata de una secuencia poco potente que corresponde al borde Cretácico de la cuenca.

Se determinó una nueva entidad formacional, la Formación Laguna Tordillo, que agrupa a lavas y filones capa de edad eocena (Paleógeno) de composición dacítica y tendencia calcoalcalina que afloran en inmediaciones de la Laguna Tordillo, al sur del área estudiada. Su génesis puede vincularse con mezcla de magmas (proceso similar al producido en el Jurásico) básicos, correlacionables con el Basalto Cerro del Doce, con fundidos corticales más evolucionados en un ambiente extensional de retroarco.

El estudio estructural del sector oriental del Macizo del Deseado se realizó teniendo en cuenta la separación en ciclos tectónicos y los antecedentes publicados del Macizo del Deseado. En el ciclo Pampeano (NeoProterozoico a Cámbrico inferior) se produjo el metamorfismo de los protolitos ígneos y sedimentarios del Complejo Río Deseado, generando una foliación S1 que no se ha preservado inalterada en los asomos del área investigada. El ciclo Famatiniano (Ordovícico a Devónico medio) se caracteriza por un evento magmático de larga duración (Ordovícico a Devónico inferior), simultáneo con un evento de deformación fragil-dúctil que generó la foliación S2 de rumbo NNO a NO; ambos eventos afectan a las metamorfitas del Complejo Río Deseado. El ciclo Gondwánico (Carbónico superior-Triásico inferior) se caracteriza por un régimen extensional SO-NE que generó en el Pérmico medio-superior, depocentros localizados en el este del Macizo del Deseado, dando lugar a la depositación de las sedimentitas continentales de la Formación La Golondrina. En este mismo régimen, precisamente en el Pérmico superior (251 ± 3 Ma), se reactiva la cuenca por un levantamiento del Complejo Río Deseado que deja evidencias sedimentarias (Miembro Dos Hermanos y litofacies paraconglomerádica de Bahía Laura y Estancia Cerro Mojón) y mineralógicas (recristalización de las micas). Más tarde, la fase Huárpica fue la responsable del plegamiento de las rocas pérmicas. El ciclo Patagonídico (Triásico superior-Cretácico) se caracteriza por un importante régimen extensional producto de una baja velocidad de subducción en el margen occidental de Sudamérica. Esta extensión dio lugar a la formación de las estructuras en bloques de los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande, los que se caracterizan por reactivar las estructuras preexistentes. Más tarde, en el Cretácico, se produce una variación en el régimen de subducción debido al inicio de la apertura del Océano Atlántico, que da lugar a un aumento de la velocidad de convergencia y por lo tanto a una disminución de la extensión en el retroarco, tornándose

francamente compresivo hacia los 100 Ma. Sin embargo, en este sector, en el Cretácico inferior, se producen pequeñas cuencas E-O a ONO-ESE de un sistema que se propone denominar Bahía Laura, las cuales se rellenan con las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Baqueró. El ciclo Ándico no afecta de forma significativa a la zona de estudio, aunque es el responsable de la ingresión y regresión marina atlántica del Terciario y reactiva algunas estructuras previas.

El conjunto de mineralizaciones determinadas en el sector oriental del Macizo del Deseado son descritas en detalle, haciendo especial hincapié en las de mayor extensión y contenido en metales. En ese contexto se definieron cinco mineralizaciones principales (los sectores Cerro Moro, Henriette, Bajo Leonardo, Buena Esperanza y Chispas) y varias de menor envergadura.

Cerro Moro se ubica al norte de la zona de estudio y comprende un conjunto de 15 vetas de cuarzo (vetas Moro, Nini, Escondida, Tres Lomas, Esperanza, Susy, Dora, Romina, Lourdes, Bárbara, Ana, Belén, Deborah, María y Michelle), un stockwork de venillas de cuarzo (Loma Stockwork) y varios sectores con venillas y silicificación penetrativa, alojados en rocas piroclásticas del Grupo Bahía Laura. Henriette se encuentra al sur de Cerro Moro y se caracteriza por presentar abundantes venillas de cuarzo, un pequeño stockwork (Stockwork del Domo), brechas hidrotermales y zonas con silicificación penetrativa, alojadas en rocas piroclásticas (esencialmente tobas y tufitas) y lávicas del Grupo Bahía Laura. Bajo Leonardo se presenta en el noroeste del área estudiada y comprende 6 vetas (Del camino, Corta, Cruzada, Larga, Larga en Y y Laguna Salada) y varios sectores con venillas de cuarzo, dentro de los cuales se destacan las Venillas del Este. La mineralización afecta a la Formación La Golondrina y rocas volcánicas (lavas e ignimbritas) del Grupo Bahía Laura. Buena Esperanza se encuentra al oeste del sector estudiado, 8 km. al sudeste de Bajo Leonardo y comprende 18 vetas y algunos sectores con venillas de cuarzo, afectando a rocas ignimbríticas, lávicas y diques del Grupo Bahía Laura y a sedimentitas de la Formación La Golondrina. De este conjunto de vetas, las 9 vetas del Dique son las de mayor importancia. Chispas se ubica al sur de las otras áreas y está formado por la veta Sur y un stockwork de venillas de cuarzo alojados en rocas piroclásticas del Grupo Bahía Laura.

El conjunto de características (texturas de cuarzo, minerales de alteración hidrotermal, presencia de adularia, los tipos de minerales metalíferos, la signatura geoquímica y las características del fluido mineralizante) de todas las mineralizaciones estudiadas permitió definir las claramente como pertenecientes al modelo de baja sulfuración o adularia-sericita de los depósitos epitermales.

Con la intención de caracterizar los fluidos que dieron lugar a estas mineralizaciones epitermales se realizaron estudios microtermométricos y de isótopos estables sobre las cinco mineralizaciones principales que condujeron a definir que se trata de fluidos bastante uniformes neutros a ligeramente alcalinos, con composición $H_2O-NaCl$, de salinidad promedio de 4,23% en peso de NaCl y que han precipitado cuarzo y minerales metalíferos a temperaturas de homogeneización en el rango 240°-300°C. Además, la participación de aguas meteóricas en su composición es muy importante, aún más que en el resto de los depósitos conocidos del Macizo del Deseado. Estos fluidos circularon a través de los sistemas de fracturación de la estructura extensional jurásica, dando lugar a la formación de vetas, stockworks y silicificaciones estructuralmente controladas.

Las evidencias más concluyentes de procesos de ebullición se presentan en la veta Escondida del área Cerro Moro. Sin embargo, no se descarta ebullición en otras vetas de las áreas Cerro Moro, Buena Esperanza (en especial en las vetas del Dique) y Chispas.

Se ha determinado, mediante un estudio abarcativo de todas las características de las cinco mineralizaciones principales del este del Macizo del Deseado, que las mineralizaciones epitermales del área de estudio se emplazaron en un nivel intermedio a profundo (aproximadamente 400 a 1000 metros bajo el nivel paleofreático). Del conjunto de cinco mineralizaciones principales se destacan Cerro Moro y las vetas del Dique como la más superficiales, seguidas de Henriette y Chispas y Bajo Leonardo sería la de mayor profundidad de emplazamiento. Este nivel de exposición de las vetas jurásicas puede vincularse con el alto estructural y el elevado grado de denudación determinado para el sector oriental del Macizo del Deseado en función de las observaciones geológicas (mayor exposición de unidades pre-jurásicas y la presencia de los fechados más antiguos del complejo volcánico ácido).

Las cinco mineralizaciones estudiadas en detalle tienen afinidades con los diferentes subtipos de depósitos epitermales de baja sulfuración determinados: pobre en sulfuros y asociados a rocas riolíticas subalcalinas de **Sillitoe (1993a)**, Au-Ag-(Te) con tendencia a Au-Ag-metales base de **White y Poizat (1995)**, dentro del miembro final de baja sulfuración, con tendencia a los depósitos de sulfuración intermedia de **Hedenquist et al. (2000)** y a los depósitos de Au-Ag (Cerro Moro y Henriette), Ag-Au (Buena Esperanza, Chispas) y Au-Ag-metales base (Bajo Leonardo) de la subdivisión de **Albinson et al (2001)**.

La mineralización de Au y Ag (especialmente representada en las vetas de baja Th de Cerro Moro y en las vetas del Dique) se vincula a las vetas de menores Th (230°-270°C), salinidades más bajas (4,07% y 4,13% respectivamente), rumbo predominante NO, con presencia de adularia, evidencias de "mixing" (cuarzo amatista y hematita) y texturas de cuarzo bandeadas crustiformes, que representan episodios cíclicos de ebullición y precipitación.

La génesis de los depósitos epitermales de baja sulfuración del sector oriental del Macizo del Deseado estuvo íntimamente ligada al desarrollo del Evento Magmático Jurásico de carácter bimodal, donde la fuente de volátiles y de algunos metales (por ejemplo Mo) pudieron haber sido los magmas riolíticos de alta sílice y alto potasio del Grupo Bahía Laura y gran parte de los metales preciosos (principalmente el Au) provendrían de la lixiviación de las rocas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre. La vinculación de las mineralizaciones con el magmatismo bimodal se debe a:

- La relativamente elevada salinidad en relación a otros depósitos similares de ambientes diferentes.
- La relación espacial y temporal de las mineralizaciones ricas en metales preciosos en presencia de rocas volcánicas bimodales.
- El hecho de que el magmatismo andesítico haya generado una barrera de densidad que no permitió el ascenso de los mismos, con la consecuente generación de importantes anomalías térmicas durante un prolongado período de tiempo que produjo celdas convectivas profundas, lixivando los importantes volúmenes de rocas volcánicas jurásicas.

Las perspectivas económicas del sector estudiado están vinculadas a la potencialidad de hallar mineralizaciones epitermales del tipo bonanza, las cuales se caracterizan por estar fuertemente controladas estructuralmente, presentar altos tenores en metales preciosos en bajos volúmenes de vetas

y presentar pocas evidencias de alteración hidrotermal. Estas características se reúnen en varias de las vetas estudiadas, potenciando aún mas la posibilidad de nuevos descubrimientos. Las vetas del Dique del área Buena Esperanza son un claro ejemplo de este tipo de mineralización.

AGRADECIMIENTOS

El autor del presente trabajo de investigación agradece a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (FONCyT), quien a través del proyecto de investigación BID 802/OC.AR. PID 32/98 otorgado al Instituto de Recursos Minerales (INREMI), posibilitó el presente estudio.

Por otra parte agradezco a las siguientes instituciones, compañías y colegas que han colaborado con el presente trabajo:

-A mis directores (Abel y Raúl).

-A mis compañeros del INREMI.

-A Fomicruz S.E., compañía minera de la provincia de Santa Cruz, que ha apoyado el proyecto de investigación por el cual se ha podido llevar adelante la presente contribución científica.

-A Mincorp Exploraciones S.A., donde me he iniciado profesionalmente y donde pude comprobar la potencialidad geológica y económica de la provincia geológica Macizo del Deseado.

-A la Dra. Mónica Escayola, por su infinita colaboración en las tareas de campo y estudios de laboratorio.

-A los Licenciados Gustavo Potás, Leduar Ramayo y Ramiro Lopez por su colaboración y valioso aporte durante parte de las tareas de campo.

-Al Dr. Eduardo Domínguez y su grupo de trabajo y la Dra. Graciela Mas del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, por su capacitación, asesoramiento y hospitalidad durante la realización de los estudios de inclusiones fluidas de los cuarzos mineralizados del área investigada.

-Al Dr. Clemente Recio y su grupo de trabajo del Instituto de Geología Isotópica, de la Universidad de Salamanca, España, por su enseñanza y guía para la realización de los estudios de isótopos estables de las mineralizaciones del área estudiada.

-Al Dr. Colombo Tassinari y su grupo de trabajo del Centro de Pesquisas Geocronológicas, perteneciente al Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo, Brasil, donde pude aprender y llevar adelante la metodología Ar/Ar para realizar fechados a las rocas estudiadas.

-Al Dr. Leo Hartmann y su grupo de profesionales del Laboratório de Microsonda Eletrônica del Instituto de Física de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil, donde pude familiarizarme con la técnica de estudio geoquímico de minerales.

-Al Lic. Fabricio Mengo, por su desinteresado asesoramiento en la cartografía digital del área, mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG).

-A los investigadores y profesionales de los laboratorios de la Universidad Nacional de Salta, Technische Universität de Berlín (Alemania) y de la Universidad de Trieste (Italia), por su colaboración en los estudios geoquímicos.

-A los profesionales del Laboratorio de Fomicruz S.E., por el trabajo realizado de análisis geoquímico de muestras.

-A los investigadores y profesionales del Laboratorio de Geocronología de la Freie Universität de Berlín (Alemania), donde se han realizado dos fechados radimétricos por el método K/Ar.

-Al Lic. Juan Carlos Gómez quien ha proporcionado, mediante la cesión del Servicio Geológico Minero (SEGEMAR), las imágenes Thematic Mapper (TM) utilizadas para el mosaico del área estudiada.

-A los Licenciados Adolfo Genini y Mario Zubia, quienes han facilitado algunas de las corridas de fotografías aéreas (IGM) correspondientes al área estudiada.

-A Adriana, por su enorme colaboración en la realización de los gráficos que acompañan la tesis.

-A los señores Mario De Giusto y José Luis Molina del laboratorio del Instituto de Recursos Minerales, por su trabajo de preparación de cortes delgados y pulidos de rocas.

-A los directivos del CETMIC, donde he realizado muchos de los procesamientos a las muestras estudiadas.

CAPITULO 1

INTRODUCCION

Y

ASPECTOS

GEOGRAFICOS

INTRODUCCION

El Macizo del Deseado es una provincia geológica ubicada en el sur de la Patagonia Argentina, en la provincia de Santa Cruz, abarcando un área de unos 60.000 km², que se extiende entre el río Deseado (límite norte que lo separa de la cuenca del Golfo San Jorge) y el río Chico (que limita al sur con la cuenca Austral) y desde la costa Atlántica en el este hasta los Andes Patagónicos Australes ([Figura 1-1](#)). Esta provincia geológica ha sido estudiada con mayor intensidad desde el descubrimiento del yacimiento de oro y plata “Cerro Vanguardia”, hecho que ha incrementado el interés por la geología del Macizo del Deseado, en especial la del evento volcánico Jurásico y sus mineralizaciones epitermales asociadas. Esto motivó la realización del presente trabajo, que tiene como objetivo el estudio geológico, con especial énfasis en las rocas volcánicas jurásicas y en el aspecto metalogénico del sector oriental del Macizo del Deseado.

La investigación realizada presenta tres pilares fundamentales: la metodología de trabajo (Capítulo 2), la geología de detalle del área (Capítulo 3) y el estudio de las manifestaciones metalíferas (Capítulo 4). Por otra parte se pretendió vincular toda la información obtenida con la existente en el Macizo del Deseado y de esa manera obtener conclusiones que permitirán incrementar el conocimiento de la geología regional y de las manifestaciones epitermales presentes en la mencionada provincia (Capítulo 5).

El capítulo de metodología de trabajo (Capítulo 2) abarca tanto los motivos que han llevado a la elección del sector oriental del Macizo del Deseado como área de trabajo, como todos los aspectos referentes al procesamiento de imágenes satelitales, el trabajo de campo, la cartografía digital (utilizando un Sistema de Información Geográfica y representada en el [Mapa Geológico-Metalogénico](#)) y las diferentes tareas y metodologías de laboratorio y gabinete (estudios petrográficos, calcográficos, de rayos X, geoquímicos, de microsonda electrónica, geocronológicos, de isótopos estables y de inclusiones fluidas).

El capítulo de geología (Capítulo 3) comprende una revisión de los antecedentes de las unidades localizadas en el área de trabajo y expone todos los estudios geológicos de campo, de laboratorio y gabinete realizados, además de un estudio estructural de la zona. Se ha llevado a cabo una detallada investigación de las formaciones geológicas pre-neógenas aflorantes y en algunas de ellas se han hecho importantes avances de interés geológico. Las unidades geológicas estudiadas fueron:

- El basamento cristalino del Macizo del Deseado (Complejo Río Deseado). Se realizaron estudios petrográficos y geoquímicos con el objetivo de determinar las rocas que los componen y definir el protolito de las rocas metamórficas. Además se realizaron fechados radimétricos de los eventos deformacionales, mediciones de las relaciones estructurales y estudios de la relación entre las metamorfitas y las inyecciones ígneas de modo de poder esbozar la evolución de esta compleja unidad.
- La Formación La Golondrina, donde se determinó un tipo litofacial diferente de la secuencia permo-triásica de la Cuenca La Golondrina.
- La Formación Cerro León, donde se realizaron estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de los diques básicos a intermedios que se alojan en rocas pre-jurásicas. Se plantea además una hipótesis genética de este importante y poco estudiado evento magmático hipabisal.
- La Formación Bajo Pobre, donde se realizaron estudios estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, con el objetivo de definir su génesis, edad y confirmar las relaciones estratigráficas que

apoyan la hipótesis de coetaneidad entre las rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre y las del Grupo Bahía Laura.

- El Grupo Bahía Laura, donde se ha realizado una subdivisión de las rocas del complejo volcánico en litofacies y se propone la reutilización de una antigua nomenclatura de esta misma litología. Además, se realizaron estudios estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de un importante conjunto de rocas representativas del conjunto de rocas ácidas.
- La Formación Laguna Tordillo, entidad formacional creada a partir de un conjunto de lavas dacíticas del Paleógeno que no se correlaciona con unidades preexistentes de la provincia geológica Macizo del Deseado. Se caracterizó petrográficamente, geoquímicamente y geocronológicamente y se planteó su correlación con rocas basálticas de similar edad, ubicándolas dentro del marco geotectónico Paleógeno.

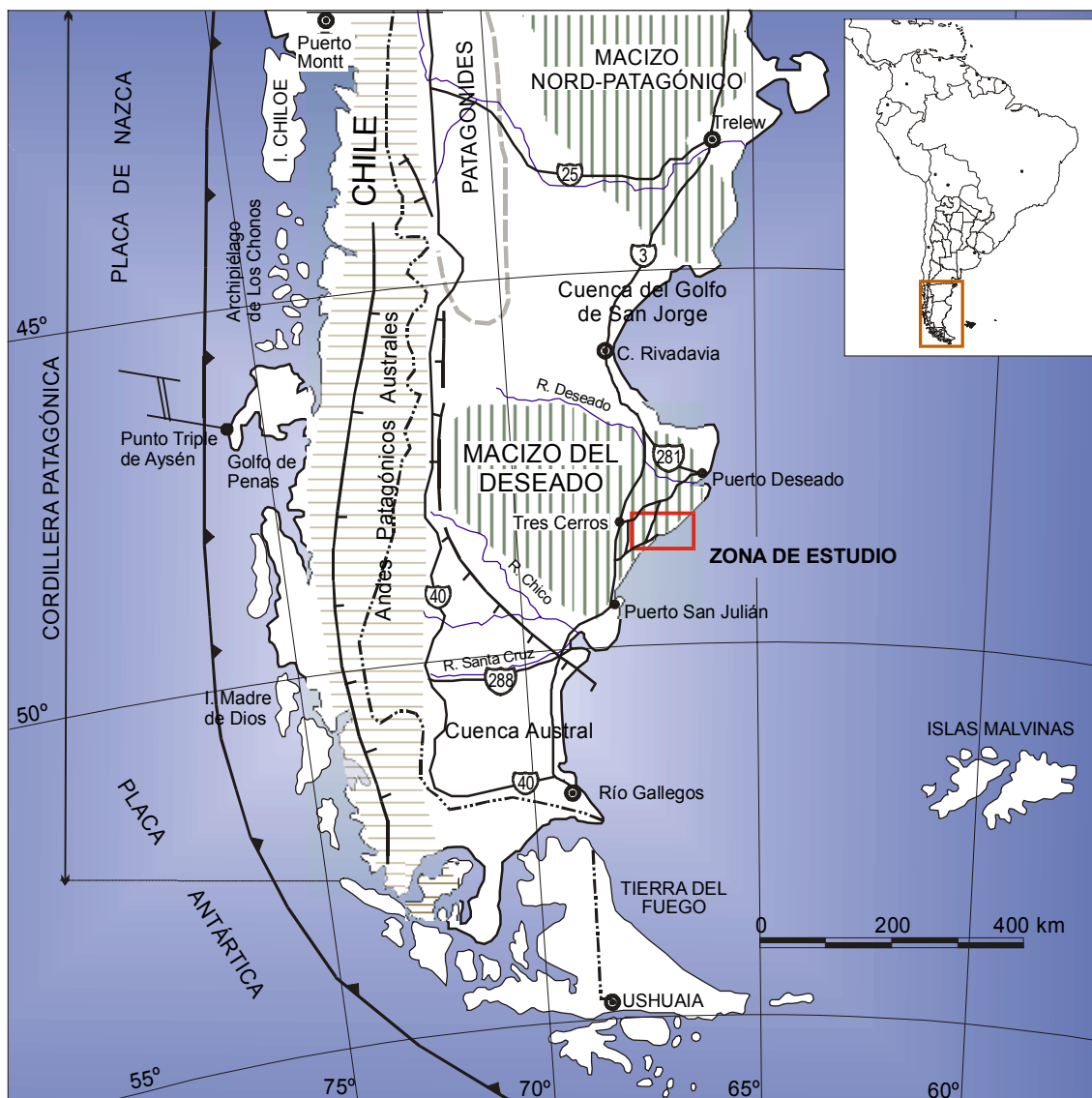


Figura 1-1: Mapa físico de la Patagonia Argentina, con ubicación de la provincia geológica Macizo del Deseado y el área investigada.

En el capítulo de metalogénesis (Capítulo 4) se estudian las mineralizaciones del sector oriental del Macizo del Deseado. En primer lugar se las diferencia en cinco mineralizaciones principales (áreas Cerro Moro, Buena Esperanza, Bajo Leonardo, Henriette y Chispas) y varias mineralizaciones menores. Todas estas manifestaciones minerales son descritas y en las de mayor relevancia se las trata en detalle.

Las cinco mineralizaciones principales del área estudiada se tratan detalladamente, brindando mapas de mayor escala de las mismas. Además, se describe la mineralogía de las estructuras vetiformes, se muestran e interpretan los resultados de los estudios microtermométricos, de isótopos estables y geoquímicos realizados sobre las mismas con la finalidad de dilucidar su génesis.

Se determina mediante la caracterización de las mineralizaciones (forma, mineralogía, caracterización geoquímica y composición de los fluidos que la originaron) que son de tipo epitermal y de baja sulfuración, ajustándose al modelo propuesto para la provincia geológica Macizo del Deseado.

En el último capítulo (Capítulo 5) se resume la información obtenida en el presente trabajo de investigación, se discute e integra con la preexistente para la provincia geológica. La generación de nuevas interpretaciones permite finalmente elaborar un modelo geológico-metalogenético evolutivo de la zona oriental del Macizo del Deseado.

ASPECTOS GEOGRAFICOS

Ubicación y accesos:

El sector estudiado se encuentra en el nordeste de la provincia de Santa Cruz, ocupando territorios de los departamentos Deseado y Magallanes. Comprende una superficie total de 6.468 km², de los cuales 3.706 km² son de tierra firme, mientras que el resto corresponde al Océano Atlántico que limita por el este al sector ([Figura 1-1 - Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Las coordenadas limitantes (Campo Inchauspe faja 2) son: N 4.611.375 a N 4.674.725 y E 2.630.950 a E 2.733.050. Expresados en coordenadas geográficas, los vértices del área estudiada son:

Noroeste: 48° 04' 04" de Latitud Sur, 67° 14' 39" de Longitud Oeste.

Noreste: 48° 02' 16" de Latitud Sur, 65° 53' 05" de Longitud Oeste.

Sudoeste: 48° 38' 26" de Latitud Sur, 67° 13' 28" de Longitud Oeste.

Sudeste: 48° 36' 41" de Latitud Sur, 65° 50' 58" de Longitud Oeste.

La zona de estudio se encuentra al este de la Ruta Nacional N° 3 a la altura del paraje Tres Cerros (Km 2.116); se accede a la misma por el norte a través de la Ruta Provincial N° 66 que comunica Tres Cerros con Tellier y Puerto Deseado y desde el sur por la Ruta Provincial N° 47 que comunica la ruta 3 en el paraje Río Salado (70 km. al norte de San Julián) con Puerto Deseado y Bahía Laura. La zona no cuenta con centros poblacionales. Los únicos habitantes son los dueños, encargados o peones de los 27 establecimientos ganaderos del lugar.

Geomorfología:

Los procesos exógenos que modelaron el paisaje actual del área de trabajo son: la acción fluvial, la acción eólica, los procesos de remoción en masa y la erosión marina.

El relieve de la región está caracterizado por presentar extensas mesetas (que localmente denomino Meseta de la Costa, La Julia, Central y del Oeste) como remanentes erosivos de una extensa superficie de pedimento que presenta una pendiente regional al este y noreste, con una altura media de 160 a 180 metros sobre el nivel del mar (**Panza et al, 1995**). Esta planicie del Plioceno inferior ha sido recortada por erosión fluvial retrocedente desde que se modificó el nivel de base con el descenso en el nivel del mar y con posterioridad han actuado los demás procesos erosivos modeladores del paisaje hasta producir el actual relieve de ventanas erosivas ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Estas ventanas erosivas presentan un relieve suave, de lomadas y mesetas bajas, con algunas elevaciones entre los 100 y 170 msnm. (cerros Mojón, Montevideo, Cebruno, Negro y Blanco) y extensos bajos ocupados por lagunas, algunas de las cuales alcanzan grandes dimensiones, como Laguna Dulce, Tordillo, Mac Cay, Salada del Rincón, Montevideo y El Mosquito.

El origen de estos bajos ha sido un tema de discusión por varios años, sin embargo varios autores (**Feruglio, 1929; Fidalgo y Riggi, 1965; Methol, 1967 y Fidalgo, 1973**) están de acuerdo con el origen múltiple de los mismos, sin embargo según **Schiller (1929)** y **Panza et al. (1995)** estos bajos se han originado por sublavado de materiales, aprovechando sectores controlados estructural o litológicamente, y posteriormente ensanchados y profundizados por la acción de las lluvias, meteorización física y química, escasa acción fluvial y una intensa deflación eólica.

La hidrografía está representada por el río Seco, curso anastomosado y efímero que cruza la zona por el sur en sentido meridional y que desagua en el Océano Atlántico. Este río desarrolla una amplia planicie aluvial y un nivel de terraza fluvial, producto del rejuvenecimiento del relieve por ascensos producidos durante el Holoceno (**Panza et al, 1995**). Además hay varios cursos de agua intermitentes, de menor envergadura, que desaguan en los bajos sin salida, conformando pequeñas y numerosas cuencas endorreicas, ocupadas en su sector más profundo por barreales, salinas y salitrales (**Foto 1-1**) o lagunas en primavera (**Foto 1-2**).



Foto 1-1: Vista de los salitrales en el área la Estancia La Henriette.



Foto 1-2: Vista de una laguna en el sector de afloramientos del basamento Bahía Laura.

La región incluye 137 Km. de costa marina. La costa es muy recortada debido a una gran cantidad de cabos, promontorios y puntas rocosas de materiales resistentes a la erosión (**Foto 1-3**). En la zona costera se pueden encontrar playas de cantos rodados o en menor medida arena, depósitos eólicos de dunas, cabos, escollos y restingas de rocas duras e islotes conformados por rocas bajas, batidas por el oleaje y que suelen cubrirse en pleamar. En la costa se pueden reconocer por lo menos tres terrazas de acreción marina o cordones litorales: una interior antigua y elevada, una intermedia y una reciente o exterior donde la erosión marina es activa (**Panza et al, 1995**).

Codignotto (1983), señala que la costa patagónica desde Chubut a Tierra del Fuego está en proceso de emersión, en la que los ascensos discontinuos estuvieron acompañados de fenómenos de acreción. Sin embargo, **Panza et al. (1995)**, indican que la costa actualmente puede ser considerada en sumersión, pues registra fuerte erosión y acreción restringida a unos pocos sectores.

Como accidentes costeros importantes se reconocen bahías (de Los Nodales, Desvelos y Laura), la Ensenada de Ferrer, las puntas Medanosa y Mercedes y los cabos Guardián y Vigía (**Foto 1-4**).

En general la costa es baja, mostrando solo un acantilado en la zona del Faro Campana, extremo sur de la Bahía Laura y un paleoacantilado ubicado entre la estancia Malacara y el cabo Vigía (**Panza et al, 1995**). La Ensenada de Ferrer presenta otro rasgo geomórfico, la planicie de marea. Se trata de una laguna delimitada por cordones litorales recientes y comunicada con el océano por intermedio de un canal de marea. Esta laguna se inunda con tormentas o períodos de máxima pleamar.

Clima y vegetación:

El clima de la región del Macizo del Deseado es desértico a semidesértico, de poca pluviosidad y con fuertes vientos, con temperaturas promedio en verano de 15° a 20° C y en invierno de 10° a 15° C bajo cero. El invierno es la estación de lluvias. La vegetación, debido al condicionamiento climático y de agua, es de ambiente semidesértico, salvo en las vertientes donde hay abundancia de agua (**De Giusto et al., 1980**).



Foto 1-3: Vista de uno de los tantos cabos y promontorios que asoman en la costa marina.



Foto 1-4: Vista de la costa marina en el Cabo Guardián.

CAPITULO 2

METODOLOGIA DE TRABAJO

INTRODUCCION

El presente capítulo describe las técnicas empleadas para llevar a cabo la presente investigación. El objetivo fue plantear una metodología de trabajo que ha permitido al autor reconocer (a escala 1:50.000) la geología y las manifestaciones metalíferas de un importante sector del este del Macizo del Deseado.

La elección del sector oriental se ha basado en el reducido conocimiento que existía tanto de sus características geológicas y estratigráficas como de las mineralizaciones existentes. Esto se debe, en parte, a las características de sus afloramientos (asomos muy bajos y erosionados) que hacen que el reconocimiento de unidades y de manifestaciones minerales sea muy dificultoso. Por ello, en muchos casos hizo falta determinar las unidades en los bordes de lagunas o en las márgenes de pequeños cursos de agua, debido a que los cerros están casi totalmente cubiertos por regolito con incipiente desarrollo de suelo. Este hecho, conjuntamente con la sola existencia en el área de una hoja geológica 1:250.000, ha permitido el hallazgo de unidades geológicas nuevas o no reconocidas en el área hasta ese momento. Lo mismo ocurre con las mineralizaciones vetiformes, las cuales en muchos casos se encuentran subaflorantes o se confunden entre la vegetación, principalmente la que se desarrolla en la zona costera.

Por otro lado, en el sector oriental no había antecedentes publicados de manifestaciones epitermales y es, aún hoy, uno de los sectores con menor densidad de cateos mineros de la provincia geológica Macizo del Deseado, lo que le confirió un mayor potencial de hallazgo de mineralizaciones.

TRATAMIENTO DE IMAGENES SATELITALES

Previamente al tratamiento de imágenes del sector estudiado y, con la finalidad de obtener una visión integral del Macizo del Deseado y dar un marco regional a las observaciones realizadas en el sector oriental, se ha confeccionado un mosaico de ocho imágenes Landsat Thematic Mapper (TM) que comprenden la totalidad de la provincia geológica ([Figura 2-1](#)). Las imágenes utilizadas (227-93, 227-94, 228-93, 228-94, 229-93, 229-94, 230-93 y 230-94) han sido georeferenciadas mediante el empleo de las hojas topográficas, los catastros de estancias y mineros de la provincia de Santa Cruz y algunas mediciones con posicionador satelital (GPS) realizadas en el campo.

Posteriormente, con el objetivo de servir como base para el [Mapa Geológico-Metalogénico](#), se ha realizado un mosaico utilizando dos imágenes satelitales Landsat TM y cinco imágenes SPOT. El tratamiento de las imágenes se ha realizado íntegramente con el software de procesamiento digital ERMapper 6.1. Se ha trabajado con el objetivo de generar una única imagen que integre la información espectral (7 bandas del espectro electromagnético) que proporciona la imagen Landsat con la resolución espacial (10 metros) de las imágenes SPOT.

Esta imagen se la procesó digitalmente creando varias combinaciones de bandas que realzan diferentes caracteres litológicos, estructurales y de alteración de las rocas. Además, mediante la combinación de la información estructural con posibles sectores de alteración hidrotermal y litologías favorables se han marcado un conjunto de blancos propicios para el hallazgo de manifestaciones metalíferas. Todos estos rasgos determinados con las imágenes fueron posteriormente chequeados en el campo.

Georeferenciación y mosaico de imágenes:

Durante la primera campaña en la zona se han tomado 31 puntos GPS en sectores bien distantes de las imágenes y que eran claramente diferenciables en las mismas (cruce de caminos, crestones o cerros puntiagudos, cruce de caminos con arroyos, entre otros). Estas mediciones, si bien no han sido realizadas con GPS de precisión ni utilizando la técnica de corrección diferencial (uno fijo y otro móvil al mismo tiempo), permiten alcanzar una buena precisión en la georeferenciación debido a que la cantidad de puntos promedian el error y a que se trata de una cartografía regional (realizada a escala 1:50.000 y representada a escala 1:100.000) en donde los errores se minimizan.

La imagen ha sido georeferenciada con coordenadas métricas Gauss Krugger, con datum Campo Inchauspe en faja 2, de manera de poder superponerle el catastro de minería y el catastro rural realizado por la provincia de Santa Cruz en dicho formato.

En primer lugar, se han georeferenciado las imágenes SPOT en forma individual y con los puntos de campo, debido a que son las que poseen mayor resolución espacial (pixel de 10 metros), por ende donde se pueden determinar con mayor precisión los sectores de toma de punto GPS. Posteriormente se procedió a la confección del mosaico de las cinco (689-447, 690-447, 690-448, 691-448 y 692-447) imágenes SPOT ([Figura 2-2](#)). Basándose en este mosaico fueron luego georeferenciadas cada una de las dos imágenes Landsat TM (227-93 y 227-94) y más tarde unidas en un mosaico de imágenes TM ([Figura 2-3](#)).

Finalmente se han superpuesto ambos mosaicos en una única imagen que permite visualizar con la resolución espacial de las imágenes SPOT, las 7 bandas del espectro de las Landsat TM ([Figura 2-4](#)).

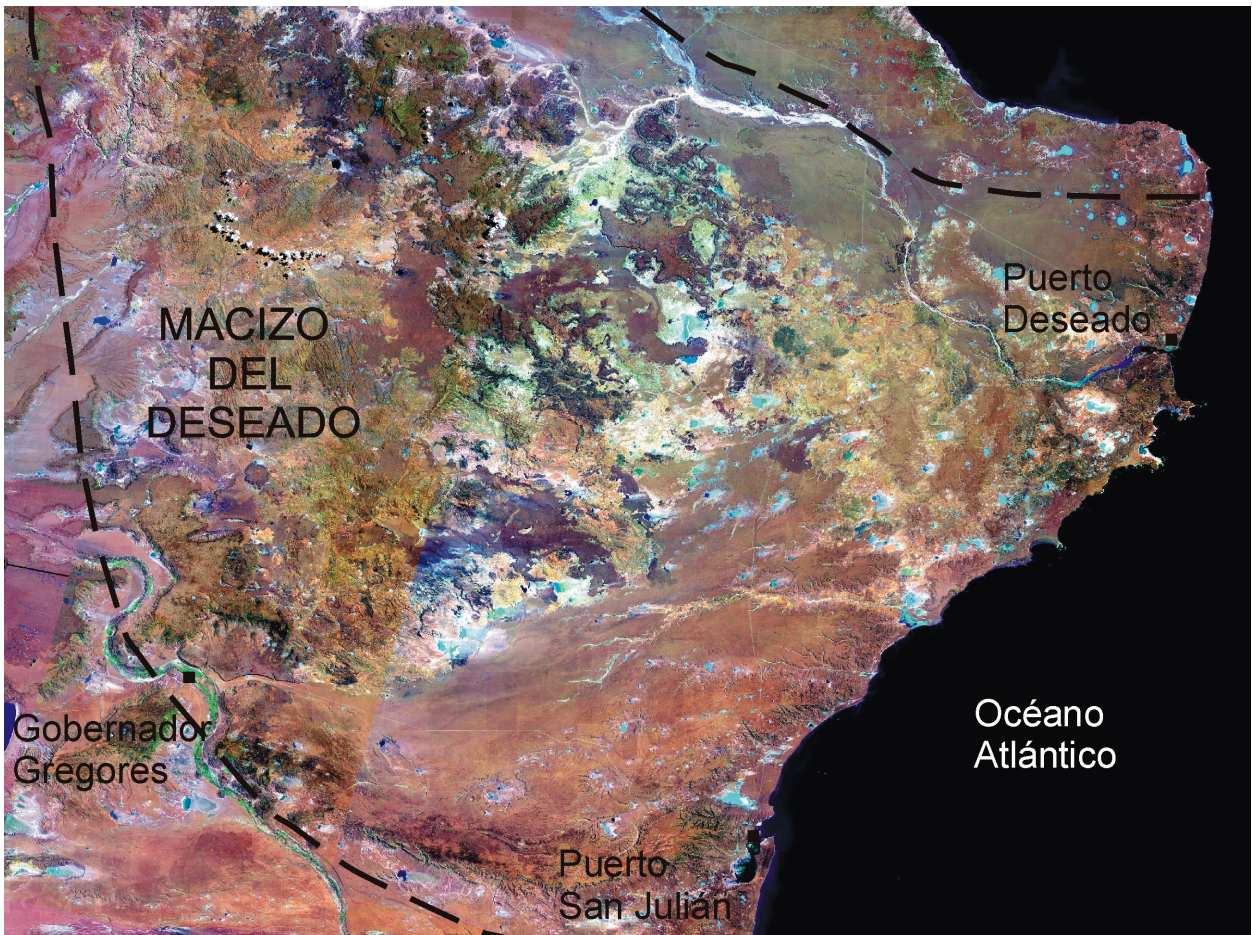


Figura 2-1: Mosaico de imágenes TM del Macizo del Deseado.



Figura 2-2: Mosaico de imágenes SPOT del área estudiada.

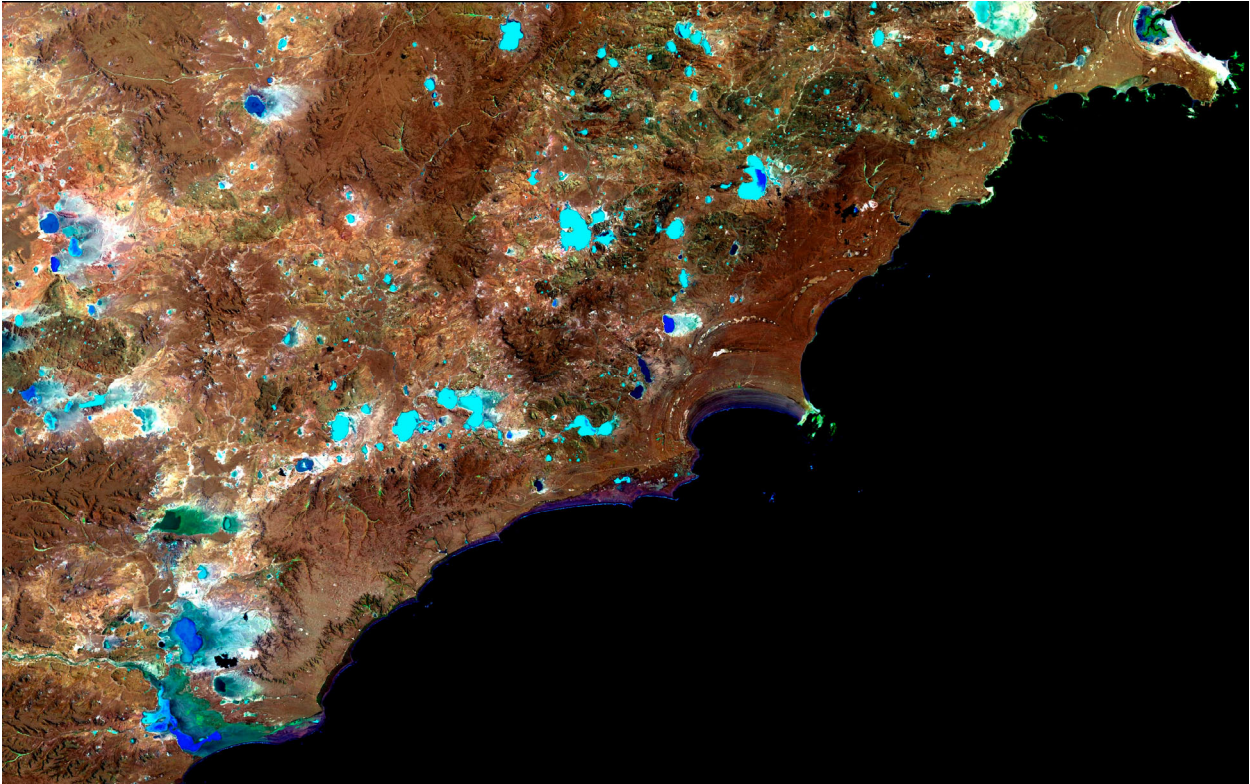


Figura 2-3: Mosaico de imágenes TM (combinación de bandas 742) del área de trabajo.

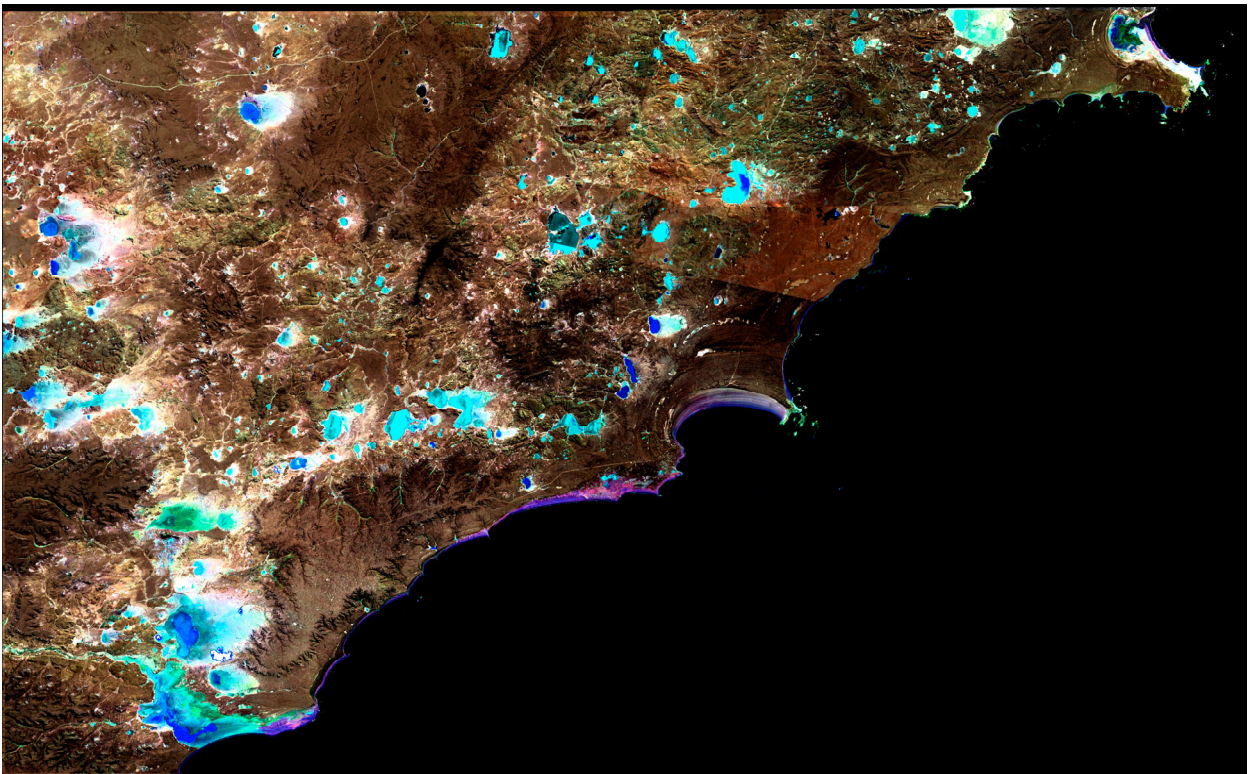


Figura 2-4: Combinación del mosaico de imágenes TM (742) con el de imágenes SPOT en la región oriental del Macizo del Deseado.

Procesamiento digital de imágenes:

A partir de la imagen lograda se han realizado diferentes combinaciones de bandas, cocientes entre bandas y procesamientos tales como clay-iron, con el objetivo de determinar diferencias que puedan reflejar variaciones entre las diferentes litologías, alteraciones hidrotermales o rasgos lineales.

Diferenciación litológica: El trabajo de procesamiento de las imágenes para discriminación de unidades geológicas ha tenido dos etapas, una previa a la tareas de mapeo y la segunda durante la realización del mapa. En la primera etapa solo se han diferenciado unidades por variación de colores, texturas o estructuras sin conocimiento acabado de las litologías a que correspondían, en cambio en la segunda etapa es donde se han obtenido los mejores resultados. Durante esta etapa se han extrapolado las observaciones de campo realizadas en ciertos sectores al resto de las zonas con similares características de color, textura o estructura. Esto ha permitido hallar una gran cantidad de afloramientos de rocas máficas de la Formación Bajo Pobre y asimismo ha facilitado la delimitación de las unidades volcánicas, ya sea domos lávicos, complejos de domos lávicos, cuerpos subvolcánicos, diques y mantos de ignimbritas. Incluso se pudieron diferenciar las ignimbritas de composiciones riolíticas de las dacíticas. Las combinaciones de bandas de mayor utilidad han sido las: 457, 541 y 754, conjuntamente con la 742 que fue la empleada como base para la cartografía.

Discriminación de rasgos lineales: Con la ayuda de la imagen obtenida se han marcado lineamientos a escala 1:50.000 en una primera etapa y posteriormente se ha densificado a una escala 1:20.000. Todos estos rasgos se han agrupado en un único mapa de lineamientos, discriminados en función de la litología a la que afectan (en el apartado de Geología Estructural del Capítulo 3). Por otro lado, la combinación de distintas bandas, así como otros accesorios del software (variación en la inclinación de la iluminación por ejemplo) han permitido mejorar las observaciones de rasgos lineales y mejorar algunas interpretaciones estructurales.

Alteraciones Hidrotermales: La discriminación de las zonas con alteraciones hidrotermales se ha comportado de similar modo que la discriminación de unidades. En una primera etapa se han seleccionado zonas con posible silicificación, argilización y hematitización, muchas de las cuales resultaron ser inexistentes. En cambio en la segunda etapa, luego de comprobar las alteraciones en el campo, se han podido discriminar con claridad las zonas silicificadas o con grandes estructuras de cuarzo. Las argilizaciones (no muy extendidas en depósitos epitermales de baja sulfuración) no se han detectado con un patrón definido.

CONFECCION DEL MAPA GEOLOGICO-METALOGENICO

En esta sección se detallarán las tareas realizadas durante los dos primeros años de trabajo y que condujeron a la confección del [Mapa Geológico-Metalogénico](#) que se incluye en el [ANEXO](#).

Trabajo de campo:

Para las tareas de campo se han realizado un total de ocho viajes a la zona oriental del Macizo del Deseado, totalizando cerca de 110 días de campaña. En los primeros dos viajes (20 días) se ha realizado un reconocimiento de la estratigrafía aflorante en el sector oriental y es en estos viajes donde se circunscribió el área de trabajo al sector estudiado, por poseer mayor potencial de hallazgos de tipo geológico y metalogénico. En las seis campañas restantes (desde Diciembre de 1999 hasta Enero de 2001) se completó con los trabajos de campo, en un período de 90 jornadas de trabajo.

Para llevar adelante las tareas de carteo se ha contado con la base de la imagen TM-SPOT previamente descrita y algunas fotografías aéreas, de escala aproximada 1:60:000, del Instituto Geográfico Militar. La imagen, con superposición de una grilla de coordenadas, se imprimió a dos escalas de trabajo. Una al 1:100.000, que es la escala a la que se presenta en el presente trabajo y otra al 1:50.000, pero con la particularidad de haberse subdividido en hojas tamaño A4. La primera imagen, conjuntamente con el mosaico de la provincia geológica, ha sido de gran importancia para visualizar a escala regional las observaciones realizadas a mayor escala y para ubicar los rasgos planimétricos (caminos, estancias, cerros importantes). La imagen 1:50.000 es la que se utilizó durante las tareas de campo, se numeraron las hojas en forma correlativa de oeste a este y de norte a sur y sobre ellas se fueron volcando todos los datos tomados durante el mapeo. Esta modalidad de trabajo ha resultado muy útil en una región como el Macizo del Deseado, e incluso puede ser efectiva para toda Patagonia, donde los fuertes vientos impiden la manipulación de grandes mapas.

Para facilitar la ubicación de las observaciones de campo se realizaron dos reglillas (una para 1:50.000 y otra para 1:100.000) de modo de poder volcar los datos GPS sobre las imágenes previamente georeferenciadas y con grilla de coordenadas.

Es importante destacar el hecho de que al realizar el carteo con hojas a escala 1:50.000, se han podido tomar muchos más datos que los representados en el mapa final (1:100.000) que acompaña esta presentación y que han sido de mucha utilidad durante la redacción del mismo y serán de utilidad para futuros trabajos de detalle.

Cartografía digital

Toda la información cartográfica preexistente, más la recolectada durante la etapa de campo fue volcada en un mapa ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)) utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG). El mapa fue digitalizado sobre la base de la imagen georeferenciada TM-SPOT y por ende está totalmente georeferenciado.

En este mapa se han discriminado las unidades geológicas por nombres formacionales, aunque en la base de datos correspondiente a la geología se han incluido descripciones más detalladas de las litologías halladas. Por ejemplo: Dentro de las rocas de la Formación Bajo Pobre, de color azul en el

mapa geológico, se pueden diferenciar aquellas rocas que están por encima o subyaciendo al Grupo Bahía Laura.

Lo mismo sucede para los rasgos planimétricos, tales como las rutas, estancias, ríos, cursos de agua, cerros, lagunas, donde a cada uno de estos rasgos le acompaña una base de datos con información referente a ellos. Por ejemplo en el caso de las lagunas, se incluye en la base de dato el nombre local con el que se la conoce.

En el caso de las muestras tomadas, no representadas en el mapa incluido en esta presentación, se anexa la base de datos donde figura la descripción de campo, los estudios que se le han hecho y los resultados de estos estudios. Por ejemplo la muestra 8, de anfibolitas del afloramiento del Complejo Río Deseado en Bahía Laura, tiene estudios petrográficos, geoquímicos (se incluyen los resultados), de microsonda electrónica e incluso se ha tomado muestra para datar por U-Pb en un futuro. En todos estos casos se pueden utilizar los diferentes datos para hacer mapas temáticos. Por ejemplo, se pueden resaltar todas las muestras que tienen más de 1 ppm de Au, aquellas muestras que tienen estudios geoquímicos de elementos mayoritarios y traza e infinidad de variantes.

Además, se le puede adicionar información suplementaria actualizada, la cual es brindada por organismos o empresas que trabajan con un SIG o con AutoCAD, tal como el catastro rural (ubicación, límites y nombres de las estancias de toda la provincia de Santa Cruz) o el catastro minero (ubicación, límites, propietarios, fechas de pedido y caducidad de cateos, manifestaciones descubrimiento y pertenencias mineras) que actualiza periódicamente la provincia de Santa Cruz.

Esta discriminación de la información permite visualizar en forma conveniente los datos que sean útiles y crear cientos de mapas diferentes en función de las necesidades. Por ejemplo se puede obtener un plano con la imagen satelital y el catastro minero superpuesto o se puede superponer la geología del área con las muestras tomadas y miles de combinaciones posibles a gusto del solicitante de la información.

Finalmente, y no menos importante, es que este sistema de cartografía digital permite una actualización permanente de la información, agregar datos, modificar interpretaciones y sobre todo es una herramienta para la futura integración de los datos geológicos existentes del Macizo del Deseado e incluso de la República Argentina.

TRABAJOS DE LABORATORIO Y GABINETE

En el marco de la presente investigación se han llevado adelante estudios de diferente naturaleza que han permitido mejorar el conocimiento de las unidades geológicas y manifestaciones minerales del sector oriental del Macizo del Deseado.

Los estudios petrográficos y calcográficos fueron realizados en el laboratorio del Instituto de Recursos Minerales (INREMI), dependiente de la Universidad Nacional de La Plata. En total se han tomado cerca de 600 muestras de rocas, de las cuales se han estudiado, con diferente grado de detalle, 250 cortes petrográficos y 50 pulidos. Las fotos de láminas delgadas que acompañan a la presente contribución tienen un diseño tal que permite visualizar la misma sección sin nicoles (arriba) y con nicoles cruzados (abajo). Como complemento del estudio petro-calcográfico se han realizado análisis por difracción de rayos X en el difractómetro del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) y en el de la Facultad de Ciencias Naturales (UNLP).

Los estudios de laboratorio consistieron en determinaciones geoquímicas de rocas, análisis con microsonda electrónica, determinaciones geocronológicas, estudios de isótopos estables y de inclusiones fluidas. A continuación se detallan las metodologías empleadas en cada caso.

Análisis geoquímicos

Se han realizado estudios geoquímicos en las rocas del área investigada con dos finalidades; con el objetivo de caracterizar geoquímicamente a las rocas de las diferentes unidades pre-neógenas y para determinar anomalías en metales en las diferentes mineralizaciones.

Los análisis de elementos mayoritarios y trazas se han realizado en cuatro laboratorios diferentes: Universidad Nacional de Salta, Technische Universität de Berlín (Alemania), Universidad de Trieste (Italia) y Actlabs Canadá. Para diferenciar los resultados analíticos, se han utilizado diferentes tipos de letra en las tablas donde se muestran, siendo normal para el de Salta, negrita para los realizados en Alemania, itálica para los de Actlabs e itálica y negrita para Trieste.

Las muestras realizadas en el Laboratorio de la Universidad Nacional de Salta, en el Laboratorio de la Technische Universität de Berlín y en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Trieste han sido procesadas en el mismo laboratorio y analizadas por el método de fluorescencia de Rayos X. En cambio, las muestras que se han enviado al Laboratorio Actlabs de Canadá se han procesado en el CETMIC (Centro de Tratamiento de Minerales y Cerámicos) de Gonnet y posteriormente analizadas por ICP (Induced Coupled Plasma) con fusión en metaborato/tetraborato de Li en Canadá.

Es importante destacar que todos los datos de elementos mayoritarios han sido recalculados en base anhidra a 100% antes de ser representados en los diferentes diagramas geoquímicos.

Los análisis químicos para determinación de anomalías metalíferas han sido realizados en los Laboratorios de Fomicruz S.E., ACME S.A. y en menor medida en Actlabs S.A. Muchos de estos análisis son chequeos en laboratorios internacionales de muestras realizadas en el Laboratorio de Fomicruz. Nuevamente, para diferenciarlos se han utilizado diferentes tipos de letra en las tablas correspondientes, siendo normal para Fomicruz, negrita para los realizados en ACME e itálica para los de Actlabs.

Las muestras han sido preparadas en todos los casos en los Laboratorios de Fomicruz S.E. Sin embargo, aquellas enviadas a otros laboratorios han sido molidas a tamaño más fino en el CETMIC. La

rutina para 5 elementos (Au, Ag, Cu, Pb, Zn) empleada en el Laboratorio de Fomicruz S.E. se ha realizado por digestión en agua regia, con extracción por MIBK (metil isobutil cetona) para el caso del oro, y con un equipo de absorción atómica Perkin Elmer Analyst 100. La rutina del Laboratorio Acme y Actlabs fue ICP (Induced Coupled Plasma) de 32 elementos y en varios casos se le sumó Au por extracción húmeda y Hg por vapor frío.

Estudios con microsonda electrónica

Los análisis con microsonda electrónica se han realizado en el Laboratorio de Microsonda Electrónica del Instituto de Física de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil. En dicho laboratorio se ha utilizado una microsonda CAMECA SX50, equipada con cuatro espectrómetros tipo WDS (wavelength dispersive spectrometer), un espectrómetro tipo EDS (energy dispersive spectrometer), un microscopio electrónico de barrido y un microscopio óptico acoplado con un aumento de 400X, en el modo luz reflejada y transmitida. Las condiciones analíticas para los minerales metalíferos estudiados se resumen en la [Tabla 2-1](#).

TAP	LIF	LIF	PET
Se $k\alpha$ (c499)	Fe $k\alpha$ (CUSF)	Cu $k\alpha$ (CUSF)	S $k\alpha$ (CUSF)
	Co $k\alpha$ (Coo)	Zn $k\alpha$ (ZNS)	Ag $L\alpha$ (C499)
	Ni $k\alpha$ (Nio)	As $k\alpha$ (AS)	Sb $L\alpha$ (C318)
	Au $L\alpha$ (CALA)	Pb $L\alpha$ (PBS)	Te $L\alpha$ (CALA)
			Bi $M\alpha$ (C499)

	keV	nA	ϕ	Se	Fe	Co	Ni	Au	Cu	Zn	Pb	As	S	Ag	Sb	Te	Bi
Rutina A	20	25	5	20	20	20	20	20	20	20		20	20	20	20	20	20
Rutina B	20	25	5	20	20	20	20	20	20	20	20		20	20	20	20	20

Tabla 2-1: Resumen de las características analíticas del estudio de microsonda en los minerales metalíferos. keV (kilo-electrovolts) es la tensión de aceleración de haz de electrones, nA (nanoamper) es la corriente de haz y ϕ es el diámetro (en μm) del haz. La rutina B es la para minerales metalíferos con Pb y rutina A es para el resto.

Determinaciones geocronológicas

Se han realizado dos tipos de determinaciones geocronológicas. En una primera etapa fueron enviadas dos muestras al Laboratorio de Geocronología de la Freie Universität de Berlín, Alemania, donde se les realizó una determinación por el método K/Ar en roca total.

Posteriormente, se llevaron, procesaron y analizaron diez muestras por el método Ar/Ar en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo, Brasil. Allí se separaron las fases minerales adecuadas (biotita, plagioclasa, sanidina, muscovita) para cada litología a datar, salvo un caso donde el grano fino de la roca condicionó a realizar un análisis de roca total.

Estudios de inclusiones fluidas

Las mediciones microtermométricas de las inclusiones fluidas en cuarzo de las vetas del sector estudiado han sido realizadas en las instalaciones del Departamento de Geología de la Facultad de

Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional del Sur, con una platina de calentamiento/enfriamiento ChaixMeca -180/600°C montada sobre un microscopio Leitz, modelo Ortholux con objetivos de 16X y 32X y oculares de 10X y 25X e iluminación por fibra óptica. Para el enfriamiento se ha utilizado Nitrógeno líquido.

Estudios de isótopos estables

Los análisis de isótopos estables de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) han sido realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España.

La extracción del oxígeno y carga de la muestra se efectuaron siguiendo los principios de **Clayton y Mayeda (1963)** y **Friedman y Gleason (1973)**. El reactivo empleado fue ClF_3 (**Borthwick y Harmon, 1982**). Las muestras fueron molidas y homogeneizadas, y alrededor de 10 mg fueron cargados en recipientes de reacción de níquel en una línea de vacío y tratadas con ClF_3 en exceso a 650°C durante una noche (mínimo 15 horas) para liberar el oxígeno. El O_2 molecular liberado fue convertido a CO_2 por reacción con una barra de grafito de grado espectrográfico calentado mediante una resistencia de platino. El CO_2 así generado se mide manométricamente en un volumen conocido, para determinar el rendimiento en extracción. Si éste fue superior al 95% del esperable, se recogió el gas y fue analizado en un espectrómetro de masas Micromass SIRA-II. La precisión obtenida es mejor que $\pm 0,2\text{‰}$, basada en análisis repetidos de standards internos e internacionales, así como en el análisis por duplicado de algunas de las muestras. Los resultados se dan en la notación delta habitual referidos a SMOW. El valor obtenido para NBS-28 en el laboratorio citado es $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +9,6\text{‰}$.

La técnica empleada para el azufre es similar a la descrita por **Robinson y Kusakabe (1975)**. Las muestras fueron molidas y homogeneizadas, y entre 5 y 10 mg (pirita) o 10 a 15 mg (calcopirita) fueron mezclados con 200 mg de Cu_2O . Esa mezcla se introduce en una línea de vacío, donde se calcina a 1075°C durante 25 minutos con el objeto de liberar SO_2 . Durante la combustión de muestras naturales es habitual que se formen SO_3 y otros contaminantes, tales como H_2O y CO_2 . El SO_3 se convierte en SO_2 mediante reducción en caliente (750°C) sobre Cu metálico (calidad electrolítica). El agua es atrapada por métodos criogénicos, y CO_2 y SO_2 se separan mediante destilación fraccionada por medio de n-pentano inmerso en nitrógeno líquido. El SO_2 puro se mide por medios manométricos, y aquellas muestras cuyo rendimiento sea satisfactorio, se recogen para análisis isotópico.

Adicionalmente, algunas muestras cuya granulometría era excesivamente pequeña como para permitir la separación física de concentrados minerales fueron analizadas mediante una sonda Láser. El Láser empleado es de tipo Nd:YAG ($\lambda = 1060 \text{ nm}$), capaz de alcanzar 12W de potencia. El área analizada fue en torno a los 100 μm , mínimo necesario para obtener gas suficiente para su análisis espectrométrico. El O para producir SO_2 proviene de O_2 gaseoso de alta pureza. Una vez producido el SO_2 , este es purificado según lo anteriormente descrito y remitido al espectrómetro conectado en línea.

Tanto en uno como en otro caso, las relaciones $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ fueron determinadas en un espectrómetro de masas Micromass SIRA-II. La precisión obtenida es mejor que $\pm 0,27\text{‰}$, basada en análisis repetidos de standard internos e internacionales (incluyendo la extracción), así como en el análisis por duplicado de algunas de las muestras. Los resultados se dan referidos a CDT. El valor obtenido para NBS-123 en el laboratorio citado es $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = +17,0\text{‰}$.

CAPITULO 3

GEOLOGIA

GEOLOGIA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO

El Macizo (**Leanza, 1958**) o Nesocratón (**Harrington, 1962**) del Deseado es una provincia morfoestructural ubicada en Santa Cruz, abarcando un área de aproximadamente 60.000 km² (**De Giusto et al., 1980**). Se extiende entre los ríos Deseado y Chico, que conforman los límites norte y sur, respectivamente, y desde la costa Atlántica en el este a la denominada Dorsal del Río Mayo en el oeste (**Figura 3-1**). Es una unidad que se caracteriza por un comportamiento temporalmente positivo y rígido, en contraste con una subsidencia marcada al norte y al sudoeste que origina cuencas pericratónicas bien definidas, como la del Golfo de San Jorge y la Austral o Magallánica, respectivamente (**Panza et al., 1995**). Esta provincia geológica es ya considerada como un macizo antiguo e independiente del Nord-patagónico por **Feruglio (1949)**.

Las rocas que conforman el basamento del Macizo del Deseado corresponden a las unidades Complejo Río Deseado (**Viera y Pezzuchi, 1976**) y Formación La Modesta (**Di Persia, 1962**).

El Complejo Río Deseado se compone de varios asomos reducidos de rocas ígneas y metamórficas que se ubican en el sector oriental del Macizo del Deseado, al este de la Ruta Nacional 3. Se trata de rocas metamórficas de edad Neoproterozoico a Cámbrico (**Pezzuchi, 1978** y **Pankhurst et al., 2001**), intruidas por rocas ígneas de edad Ordovícico a Carbonífero inferior, según **Chebli y Ferello (1975)**; **Loske et al. (1999)** y **Pankhurst et al. (2001)**.

La Formación La Modesta corresponde a dos asomos aislados de rocas leptometamórficas halladas por **Di Persia (1962)** en la zona centro-occidental del macizo.

Sobre este conjunto de rocas basamentales y, ocupando un sistema de grabens y hemigrabens de orientación NO-SE (**Uliana y Biddle, 1987**), se apoyan en relación de discordancia sedimentos continentales gondwánicos (permo-triásicos) correspondientes a las Formaciones La Golondrina (**Archangelsky, 1967**), La Juanita (**Arrondo, 1972**) y El Tranquilo (**Di Persia, 1965**), localizados en el sector oriental de esta provincia geológica.

A partir del Triásico se produce un cambio en el régimen tectónico del macizo (**de Barrio et al., 1999**), iniciándose un período extensivo que tiene su pico máximo en el volcanismo ácido del Grupo Bahía Laura (**Lesta y Ferello, 1972**). A fines del Triásico y principios del Jurásico se produce, en el sector oriental del macizo, el plutonismo ácido a intermedio calcoalcalino correspondiente a la Formación La Leona (**Godeas, 1985**; **Pankhurst et al., 1993a**), también denominado Batolito Patagónico Central por **Stipanivic y Methol (1972)** y **Rapela et al. (1991)**. Se trata de un complejo granítico-granodiorítico integrado por facies plutónicas e hipabisales, de edad Jurásico inferior (**Varela et al., 1991**; **Pankhurst et al., 1993a**), antes considerado Triásico superior por **Stipanivic et al. (1971)** y **Chebli et al. (1976)**.

Este fenómeno distensivo del Jurásico inferior también se manifiesta en la zona central del macizo con un evento epi-piroclástico (tobas, areniscas, tufitas y pelitas de colores gris a gris verdoso y rosado) asignado a la Formación Roca Blanca (**Di Persia, 1956** y **De Giusto, 1956**). Esta unidad, debido a su contenido paleontológico, fue atribuida al Jurásico inferior (Liásico medio a superior, pudiendo llegar al Dogger inferior) por **Herbst (1965)** y al período Toarciano a Aaleniano por **Stipanivic y Bonetti (1970)**.

Posteriormente, se desarrolla el volcanismo de composición intermedia a básica denominado Formación Bajo Pobre (**Lesta y Ferello, 1972**) y el complejo volcánico-sedimentario de carácter ácido denominado Complejo de Bahía Laura por **Feruglio (1949)**, Grupo Bahía Laura por **Lesta y Ferello (1972)** o

Complejo Chon Aike por **Pankhurst et al. (1993a)**. Ambos episodios volcánicos son de edad Jurásico medio a superior (**Alric et al., 1996; Féraud et al., 1999; Tessone et al., 1999; Pankhurst et al., 2000**). Últimamente, **Echeveste et al. (2001)**, han propuesto volver a agrupar las rocas de la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura.

Este régimen extensional, instalado sobre una corteza adelgazada (**Kay et al., 1989**), culminaría con la separación de Sudamérica y África (**Uliana et al., 1985**) a fines del Jurásico y principios del Cretácico. Cabe destacar que en los últimos años varios autores (**Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998; Bertrand et al., 1999; Féraud et al., 1999; Riley et al., 2000 y Echeveste et al., 2001**) proponen la coetaneidad y cogénesis de las rocas de ambas unidades. Incluido dentro de este período efusivo del Jurásico estarían las rocas hipabisales intermedias a básicas de la Formación Cerro León (**Di Persia, 1956; Pezzi, 1970**). Se considera a estas rocas correlacionables a la Formación Bajo Pobre, por lo tanto tendrían la misma edad.

A partir de ese momento se produce una nueva reactivación de la tectónica extensional en el Cretácico inferior (**Palma, 1989**) que genera la evolución de pequeñas cuencas cerradas en las que se depositaron sedimentos de origen epi-piroclástico continentales correspondientes a las Formaciones Bajo Grande y Baqueró. La Formación Bajo Grande (**Di Persia, 1958**) está compuesta por sedimentitas y piroclastitas varicolores (tobas, tufitas, areniscas y conglomerados) que se desarrollaron en el sector central y sur del Macizo del Deseado en el Jurásico superior (Kimmeridgiano)-Cretácico inferior (Hauteriviano). La Formación Baqueró (**Archangelsky, 1967**) está compuesta por piroclastitas y sedimentitas, de gran dispersión en el sector central del Macizo del Deseado, con abundante flora fósil que permite ubicarlas temporalmente en el Cretácico inferior, precisamente en el Barremiano alto-Aptiano (**Archangelsky, 1967; Archangelsky et al., 1984**).

Culminando el Cretácico y, posiblemente extendiéndose hasta el Paleógeno, se producen las erupciones basálticas de la Formación Las Mercedes (**Panza, 1982**) en el sector central del macizo. Esta unidad marca el inicio de un largo magmatismo basáltico que continuará durante gran parte del Cenozoico como consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos (**de Barrio et al., 1999**).

Posteriormente, se depositan tobas y bentonitas continentales de la Formación Sarmiento (**Feruglio, 1949**), asignadas al Oligoceno inferior. Sobre estos sedimentos se encuentran aflorando depósitos de transgresiones marinas del Oligoceno superior, correspondientes a la Formación Patagonia o Monte León (**Zambrano y Urien, 1970; Bertels, 1970**) y depósitos continentales Terciario superior de la Formación Santa Cruz (**Ameghino, 1898**). La columna se completa con los denominados "Rodados Patagónicos", constituidos por las Formaciones Mata Grande (**Panza y de Barrio, 1987; 1989**) y La Avenida (**Marín, 1982**), que corresponden a un delgado manto de gravas arenosas Plioceno superior - Pleistoceno inferior que cubre en discordancia a las unidades antes mencionadas.

Cabe señalar que durante el Terciario y Cuaternario se han generado extensos mantos basálticos (Basalto Alma Gaucha, Cerro del Doce, Formación San Agustín, Chapalala, Basalto Belgrano, Meseta del Lago Buenos Aires, Basalto Tres Cerros y equivalentes), producto de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Pacífica y Nazca (**Ramos y Kay, 1992**).

Finalmente, depósitos aluviales, coluviales, de bajos y costeros se distribuyen irregularmente en toda la provincia geológica.

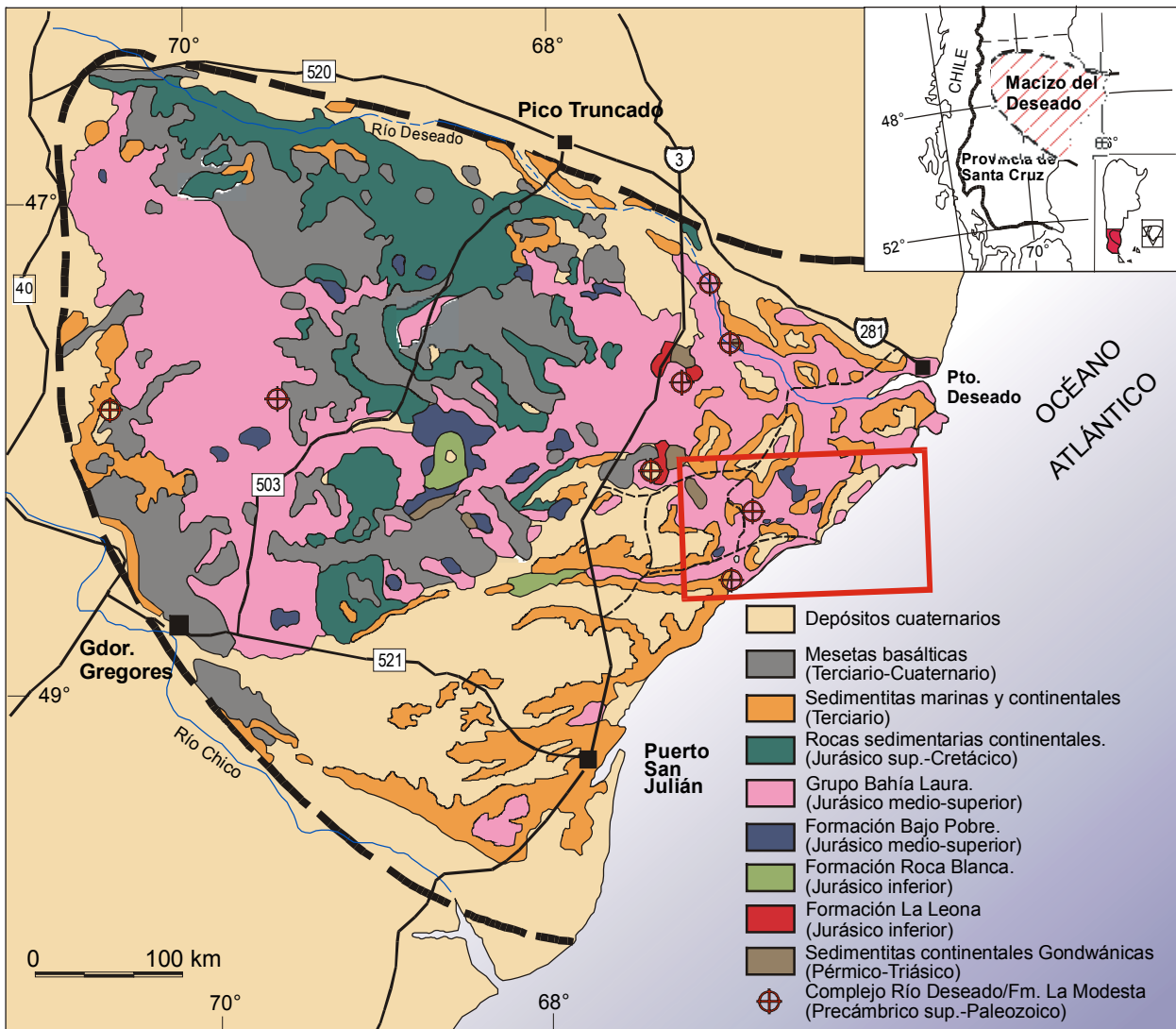


Figura 3-1: Mapa geológico regional del Macizo del Deseado con ubicación del sector de estudiado (rectángulo rojo).

GEOLOGIA DEL SECTOR ESTUDIADO

Antecedentes geológicos:

El área en estudio se encuentra comprendida íntegramente en la hoja geológica 4966-I y II, Bahía Laura (**Panza et al., 1995**), del Programa Nacional de las Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000, Dirección Nacional del Servicio Geológico.

Los trabajos más antiguos, que hacen referencia a ciertos aspectos geológicos de la región estudiada son los de **Wichmann (1927)**; **Windhausen (1931)** y **Feruglio (1949)**. Posteriormente se realizaron mapas en escala 1:100.000 (**Criado Roque, 1953**; **Di Persia, 1954**; **1955**; **1956**) de la zona como parte de los trabajos de geología de superficie de la empresa petrolera estatal Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF).

Los depósitos pérmicos fueron estudiados en este sector por **Suero y Criado Roque (1955)**; **Jalfin (1987)**; **Belosi y Jalfin (1989)** y **Archangelsky et al. (1991)**, su flora fósil por **Archangelsky (1960a; 1960b; 1965)**; **Archangelsky y De La Sota (1960)** y **Archangelsky y Cúneo (1984)**. Por otro lado, la fauna de anuros de la secuencia jurásica fue estudiada por **Stipanovic y Reig (1955; 1957)** y los niveles carbonosos de la zona por **Borrello (1947; 1949)**, **Xicoy (1949)** y **Ugarte (1956)**.

Posteriormente, el Servicio Geológico Nacional, como parte del levantamiento regional, aportó conocimientos de la región con los trabajos de **Panza (1984)** en las hojas 54f Bajo de la Leona y 54g Bahía Laura. En las mismas el estudio petrográfico fue realizado por **Sacomani (1986)**, la megafauna fue estudiada por **Rossi de García y Levy de Caminos (1982, 1984)** y la microfauna por **Náñez (1988)** y **Echevarría (1984)**.

Finalmente, en el marco del presente trabajo, se ha descrito el hallazgo de un nuevo afloramiento del Complejo Río Deseado, el afloramiento Bahía Laura (**Guido et al., 2000**).

Estratigrafía:

En el sector estudiado se encuentran aflorando gran parte de las unidades formacionales que componen la estratigrafía de la provincia geológica Macizo del Deseado ([Mapa Geológico-Metalogénico - Cuadro Estratigráfico](#)).

Las rocas del basamento (Complejo Río Deseado) se ubican en la parte central (afloramiento Bahía Laura) y sur (pequeños afloramientos al sur de la Laguna Dulce) del área y corresponden a rocas metamórficas atribuibles al límite NeoProterozoico-Paleozoico inferior, afectadas por una inyección ígnea paleozoica. Por encima, se encuentran las sedimentitas pérmicas de la Formación La Golondrina, único representante en la zona de estudio de la secuencia continental gondwánica. Estas rocas asoman en el noroeste del área (en el Bajo Leonardo), a lo largo de un alto estructural de rumbo NO a NNO y en el sector de Laguna Dulce. Además, se han encontrado dos pequeños asomos de rocas brechosas correlacionables con esta unidad del Pérmico superior, en el afloramiento Bahía Laura del basamento y en inmediaciones de la Estancia Cerro Mojón.

Cabe señalar que, intruyendo a las sedimentitas del pérmico en el sector de Laguna Dulce, se presentan asomos muy pequeños y discontinuos de rocas ígneas atribuidas por **Panza et al. (1995)** a la Formación La Leona (Jurásico inferior). Sin embargo, algunos de estos asomos se han redefinido como plutonitas del Complejo Río Deseado, quedando solo delgados filones leucograníticos y aplíticos como

posiblemente pertenecientes a la Formación La Leona, los cuales no son representables en el mapa al 1:100.000, motivo por el cual no serán tratados en detalle.

Posteriormente, se encuentran los diques básicos a intermedios de la Formación Cerro León, las basandesitas a andesitas de la Formación Bajo Pobre y las rocas volcánicas y subvolcánicas del complejo volcánico-sedimentario ácido (Grupo Bahía Laura). Este volcanismo Jurásico es el acontecimiento de mayor extensión en el área estudiada, así como lo es para todo el Macizo del Deseado.

En forma discordante cubren a las volcanitas jurásicas, las piroclastitas y sedimentitas del Cretácico inferior de la Formación Baqueró y estratigráficamente por encima se encuentra un nuevo conjunto de rocas dacíticas paleógenas (Formación Laguna Tordillo), determinadas en el presente trabajo. Por encima se presentan escasos asomos de tobas finas y bentonitas de la Formación Sarmiento del Oligoceno inferior. Cabe señalar que estas tres unidades se ubican exclusivamente en el sudoeste del área de trabajo.

Por encima, y cubriendo en forma de manto a todas las demás unidades, se encuentran las sedimentitas marinas Oligoceno superior-Mioceno superior de la Formación Monte León, las que se presentan subyaciendo a los denominados "Rodados Patagónicos", formalmente llamados Formación La Avenida, de edad Plioceno superior.

En el Cuaternario encontramos los depósitos modernos. Al Pleistoceno y Holoceno se asignan depósitos de terrazas fluviales, de pedimento, cordones litorales y terrazas marinas. Los depósitos de planicie de marea, planicie aluvial, conos aluviales, coluviales, eólicos y de bajos y lagunas se atribuyen al Holoceno.

COMPLEJO RIO DESEADO

Antecedentes geológicos:

Los afloramientos del Complejo Río Deseado (**Viera y Pezzuchi, 1976**) son asomos reducidos y de pobre exposición de rocas ígneo-metamórficas ubicadas en el sector oriental del Macizo del Deseado, al este de la Ruta Nacional 3. **Giacosa (1999)**, menciona la existencia de cuatro asomos del Complejo Río Deseado en el sector nordeste del Macizo del Deseado: Tres Hermanas, Dos Hermanos, Bajo de la Leona y El Laurel-El Sacrificio. Recientemente, **Giacosa et al. (2002)**, suma a los afloramientos mencionados el de Bahía Laura, hallado en el marco de la presente investigación (**Guido et al., 2000**).

El primer afloramiento del Complejo Río Deseado fue hallado en la Estancia Tres Hermanas por **Chebli y Ferello (1975)**. Posteriormente, **Viera y Pezzuchi (1976)** hallaron las rocas que afloran en la Estancia Dos Hermanos y proponen el nombre actual para este conjunto de rocas ígneo-metamórficas. En 1986 se produce el hallazgo de un colgajo de basamento sobre los plutones mesozoicos del Bajo de La Leona (**Márquez y Panza, 1986; Panza et al., 1995**) y **Giacosa et al. (1990)**, describen el cuarto afloramiento del Complejo Río Deseado en el área de las estancias El Sacrificio y El Laurel.

En el sector estudiado, varios autores han mencionado la posible existencia de rocas ígneo-metamórficas. **Wichmann (1927)** menciona un mapa realizado por el Ingeniero Miguel Olmos en 1903, donde se muestra una sierra granítica 40 Km. al oeste de Bahía Laura. **Windhausen (1931)** advierte sobre la posible existencia en el macizo de terrenos antiguos, consignando un afloramiento de granito biotítico de color rosado, 40 Km. al sur de Bahía Laura, en los alrededores de la Laguna Tordillo y **Feruglio (1949)** señala afloramientos de rocas cristalinas en la zona costera de Bahía Laura, donde, inmediatamente al oeste de la casa de la estancia El Malacara, obtuvo muestras de "granito-pegmatita". Ninguna de estas observaciones presenta una ubicación precisa, lo que ha llevado a **Panza et al. (1995)** a asumir que:

- Los afloramientos a los que hace referencia Wichmann corresponden a las plutonitas de la Formación La Leona, que afloran en el Bajo de La Leona (ubicado a 68 Km. al oeste-noroeste de Bahía Laura).
- El afloramiento granítico que menciona Windhausen, correspondería a los pequeños asomos de rocas graníticas de la Formación La Leona ubicados al sur de la Laguna Dulce (5 Km. al sur de la Laguna Tordillo y 50 Km. al sudoeste de Bahía Laura).
- Las rocas que Feruglio menciona no han sido localizadas por los numerosos geólogos que recorrieron posteriormente la comarca.

La [Tabla 3-1](#) resume las características litológicas, de grado metamórfico y protolito de estas rocas en sus 6 ocurrencias.

Afloramientos del sector estudiado:

En el marco del desarrollo del presente trabajo se han hallado dos nuevos asomos de rocas del Complejo Río Deseado, que se denominaron afloramiento Bahía Laura (**Guido et al., 2000**) y afloramiento Laguna Dulce ([Figura 3-2](#)).

Afloramiento	Metamorfitas	Grado metamórfico	Protolito	Plutonitas
Tres Hermanas (Chebli y Ferello, 1975)	Esquistos micáceos, micacitas, anfibolitas, cuarcitas, esquistos marmóreos, mármoles, migmatitas. -Metacuarcitas y esquistos anfibólicos (Giacosa et al., 2002)	Facies de anfibolitas epidóticas, grado medio del metamorfismo regional (Giacosa, 1999)	Metacuarcitas y esquistos anfibólicos son metasedimentos (Giacosa et al., 2002) .	Inyecciones magmáticas difusas graníticas, con diferenciaciones aplíticas y pegmatíticas. -Inyecciones plegadas y foliadas tectónicamente (ortogneises graníticos) (Giacosa et al., 2002) .
Dos Hermanos (Viera y Pezzuchi, 1976)	Filitas, esquistos micáceos, micacitas, cuarcitas, anfibolitas, migmatitas e inyecciones de cuarzo lechoso (Pezzuchi, 1978) . -Esquistos anfibólicos, cuarzo filitas, filitas micáceas y ortoanfibolitas (Giacosa et al., 2002)	-Facies de esquistos verdes a anfibolita con epidoto (Palma, 1991)	Secuencia arenopelítica muy rica en cuarzo, con intercalaciones de margas (Palma, 1991) . -Las anfibolitas son ortoderivadas y los esquistos anfibólicos metasedimentitas (Giacosa et al., 2002) .	Inyecciones de granito y de pegmatita. -Dacitas silúricas (Palma, 1991) . -Granito 2 micas (Dos Hermanos), filón capa gabro-diorítico y granitos muscovíticos (tardíos) con facies pegmatíticas (Giacosa et al., 2002) .
Bajo de La Leona (Panza et al., 1995)	Esquistos cuarzo feldespáticos, micáceos, metacuarcitas, gneises, migmatitas (embrequitas) e inyecciones cuarzosas. -gneises y migmatitas son "rocas gneisicas" y las características mineralógicas están obliteradas por los granitoides Mesozoicos (Giacosa, 1999) .	Facies esquistos verdes a facies de anfibolitas con epidoto.	Secuencia de areniscas cuarzo feldespática muy poco pelítica e incluso rocas tobáceas y/o volcánicas porfíricas.	Inyecciones graníticas tardío-cinémáticas. Tonalitas sintectónicas.
El Sacrificio-El Laurel (Giacosa et al., 1990; Giacosa, 1995; Giacosa et al., 2002)	Esquistos cuarzo feldespáticos inyectados por venas leucograníticas y anfibolitas (como enclaves dentro de las plutonitas).		Las metamorfitas son metasedimentos.	Stock tonalítico hornbléndico (El Laurel) intruido por granito 2 micas foliado (El Sacrificio). Tardíamente leucogranitos con muscovita, biotita y granate.
Bahía Laura (Guido et al., 2000 y este trabajo)	Esquistos micáceos, cuarcíticos y serpentínicos inyectados por venas cuarzo-feldespáticas, anfibolitas, gneises micáceos, granatíferos y hornbléndicos, ortogneises y migmatitas.	Grado bajo (facies de esquistos verdes), grado medio (facies de anfibolitas) y grado alto en las migmatitas.	Esquistos micáceos y cuarcíticos y gneis granatífero derivan de secuencia sedimentaria marina. El resto son ortoderivadas.	Granito Bahía Laura y filones tonalíticos a granodioríticos (con diferenciados aplíticos y pegmatíticos).
Laguna Dulce (este trabajo)	Gneises.	Grado medio en los gneises.		Leucogranito foliado.

Tabla 3-1: Principales características de los afloramientos del Complejo Río Deseado.

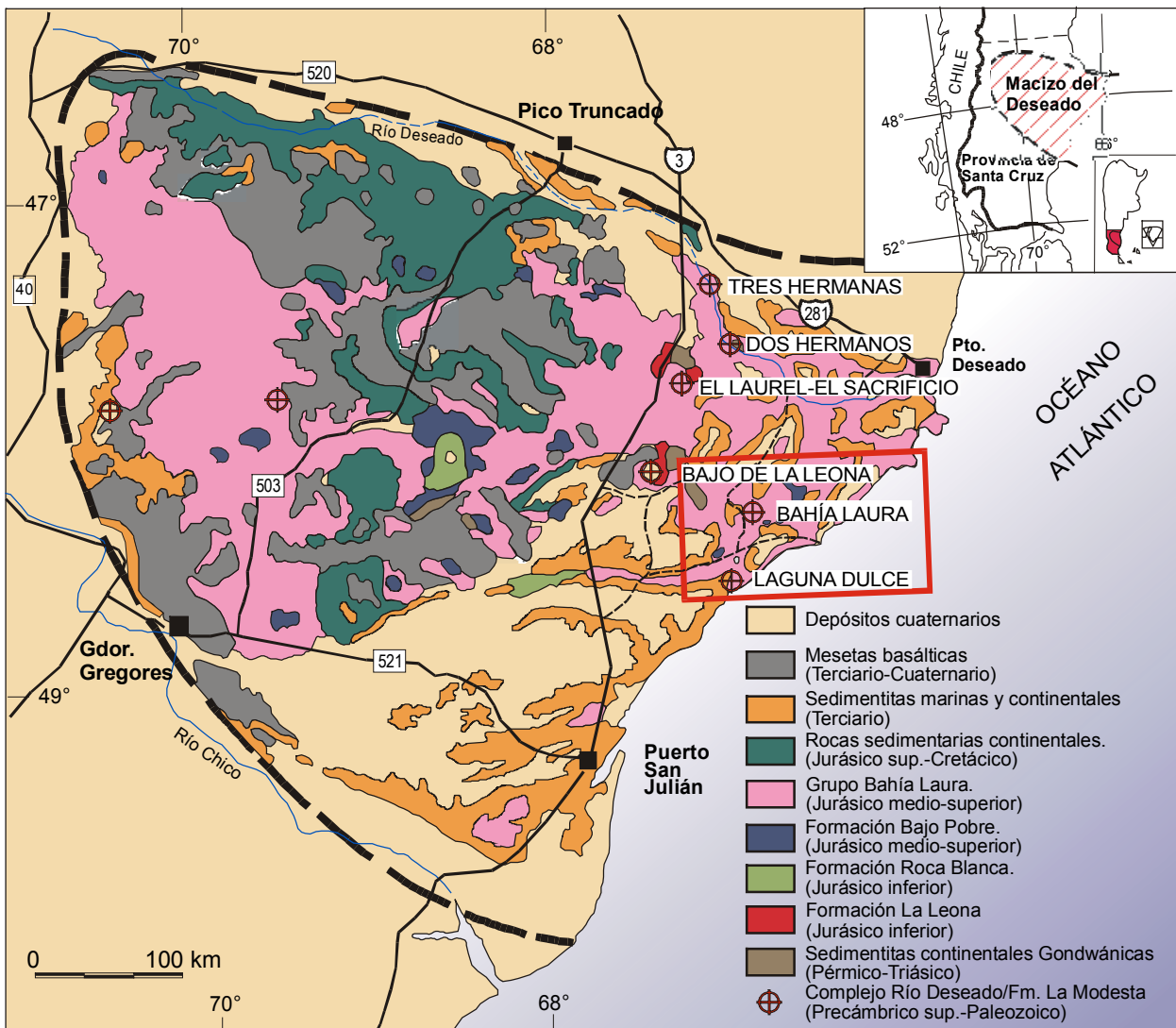


Figura 3-2: Ubicación de los afloramientos del Complejo Río Deseado en el mapa geológico regional del Macizo del Deseado.

Afloramiento Bahía Laura:

Esta unidad (Figura 3-3) se sitúa 30 Km. al oeste de la bahía homónima y 1 Km. al este de la Ruta Provincial 62, quedando comprendida en terrenos de la Estancia No te admires, actualmente denominada La Juanita. Las rocas afloran en un área de aproximadamente 10 Km², 4 Km. en dirección NE por 2,5 Km. en dirección NO y estos asomos constituyen el afloramiento de basamento más oriental del Macizo del Deseado.

El afloramiento Bahía Laura se caracteriza por presentar un paisaje de suaves lomadas que alternan con niveles mesetiformes de rodados. Son asomos discontinuos y muy cubiertos por regolito y materiales modernos, encontrándose las mejores exposiciones en las barrancas que bordean a los bajos y lagunas. El basamento de Bahía Laura se compone de rocas metamórficas e ígneas. Las metamorfitas que se han reconocido son: esquistos, anfibolitas, gneises y migmatitas con una foliación general de rumbo NNO. Las rocas ígneas que afectan al basamento metamórfico son rocas leucocráticas representadas por inyecciones ígneas (con diferenciados aplíticos y pegmatíticos) que intruyen concordante y

discordantemente a la foliación de las rocas metamórficas y un granito de dos micas (granito Bahía Laura) que intruye a los esquistos micáceos y se encuentra levemente foliado.

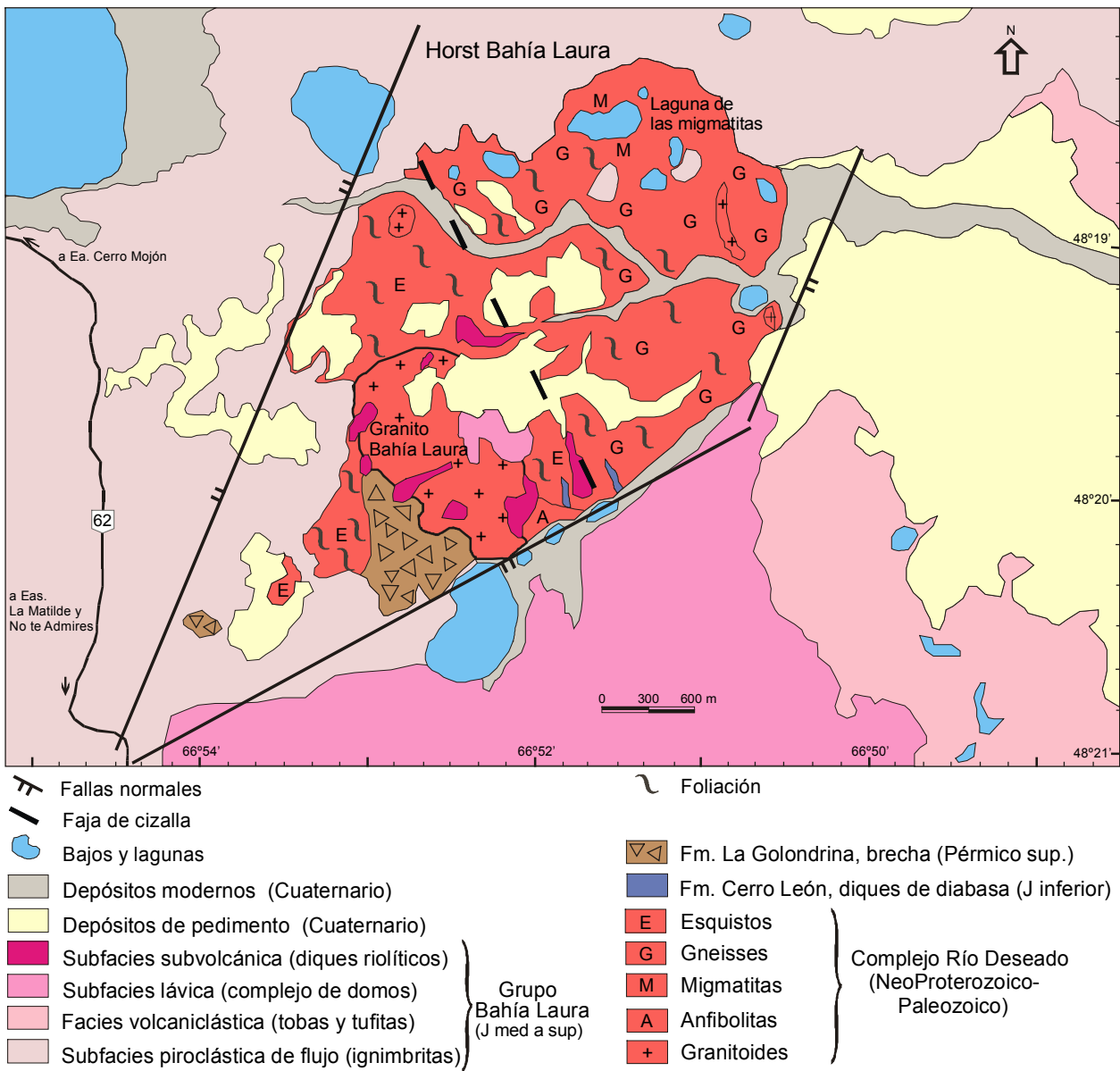


Figura 3-3: Mapa geológico detallado del afloramiento Bahía Laura (modificado de Guido et al., 2000).

Los **esquistos** se encuentran ubicados en el borde occidental del afloramiento y se han determinado tres variedades: los esquistos micáceos, los cuarcíticos y, en forma muy subordinada, los serpentínicos.

Los **esquistos micáceos** son rocas de color gris verdoso a negro en las que es posible distinguir una esquistosidad muy marcada con una crenulación superpuesta. Al microscopio, presentan una textura lepidogranoblástica a granolepidoblástica con dos fábricas superpuestas: una foliación S1 típicamente anastomosada y aproximadamente planar, con una fuerte reducción del tamaño del grano que indicaría origen milonítico y la foliación de plano axial S2 que micropliega y crenula a S1, produciendo además blastesis de muscovitas en los flancos de los micropliegues (Foto 3-1). Los esquistos micáceos están

compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, clorita y como accesorios apatita y circón. Algunas muestras presentan además cristales prismáticos iso-orientados de turmalina, variedad chorlita. El cuarzo tiene extinción ondulosa y forma cintas policristalinas en formas de usos (cuarzo mortero), en donde los individuos se orientan en forma subparalela (Foto 3-2). Los feldespatos son escasos y los filosilicatos limitan a los cristales de cuarzo. La mineralogía indica un grado metamórfico bajo, en facies de esquistos verdes. Se observa en estas rocas un incremento progresivo en el grado hacia el nordeste, siempre dentro del bajo, representado fundamentalmente por un incremento en el tamaño de los granos.

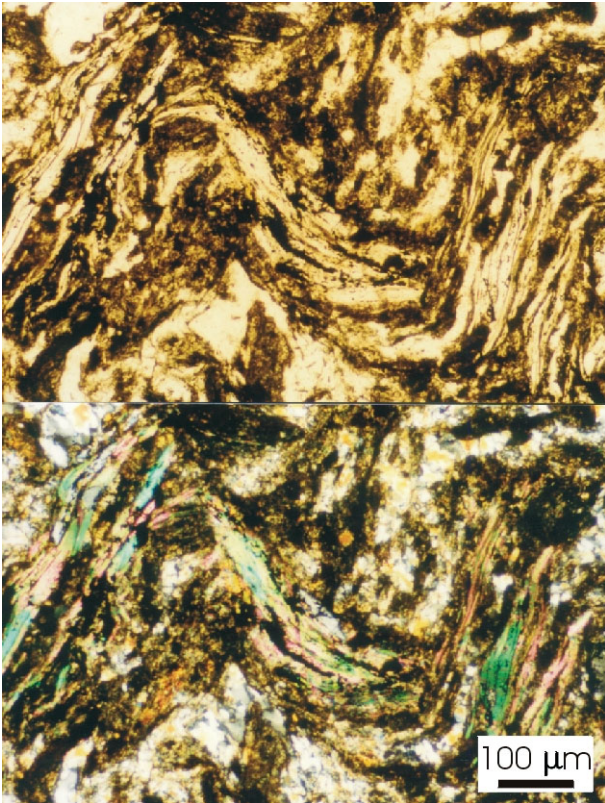


Foto 3-1: Microfotografía que muestra la fábrica del esquisto micáceo.

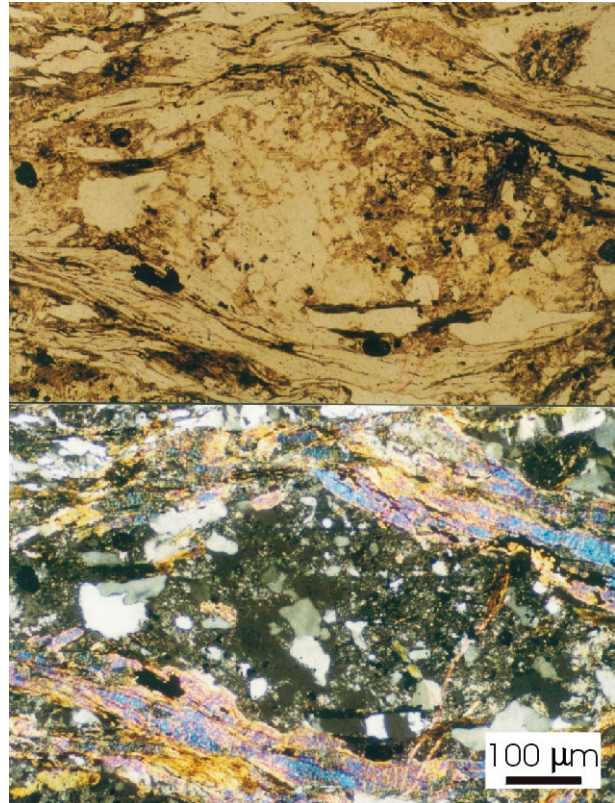


Foto 3-2: Microfotografía del cuarzo mortero.

Los **esquistos cuarcíticos** son rocas de color gris a blanco, presentan una marcada esquistosidad con incipiente crenulación superpuesta y representan una variedad de los esquistos micáceos en donde se incrementa la proporción de cuarzo y disminuye la de filosilicatos y que estaría reflejando variaciones composicionales en el protolito sedimentario.

Los **esquistos serpentínicos** se hallaron en un asomo muy reducido en el centro de la zona de esquistos, al norte del contacto con el granito Bahía Laura. Es un asomo delgado de rumbo NNO que posee unos 15 metros de largo por 1,5 metros de ancho y que está compuesto de una roca de color ocre, muy alterada y oxidada. Al microscopio, se reconocen cloritas, del tipo penninas y serpentinas (antigorita y venillas de crisotilo) en una textura obliterada por alteración hidrotermal, evidenciada por abundantes venillas de cuarzo. Estas rocas se interpretan, con ayuda de las anomalías geoquímicas en

Cr (1.813 ppm), Ni (679 ppm) y Mg (1,15%), como posible producto de metamorfismo en grado bajo de una roca ultramáfica.

Las **anfibolitas** se encuentran en un reducido afloramiento en la parte central y sur del área. Son rocas melanocráticas, de color verde oscuro a negro, que poseen una marcada foliación y están inyectadas con venas de cuarzo y calcita. Microscópicamente presentan un bandeo composicional en capas de 2 a 5 mm de anfíboles orientados subparalelamente y capas más finas (menos de 1 mm) de plagioclasa y cuarzo. Son rocas de textura granonematoblástica, donde se han determinado dos asociaciones minerales. La primera (Foto 3-3) indica metamorfismo de grado bajo, en facies de esquistos verdes y está dada por cristales subhedrales de anfíbol, plagioclasa macladas de composición An_{10} y recrystalizadas con puntos triples en el contacto con los anfíboles, cuarzo intersticial, cristales poiquilíticos de clinzoicita asociados a las plagioclasas, epidoto asociado a los anfíboles y como accesorios apatita, abundante esfena y circón. La segunda asociación (Foto 3-4) resulta de una progradación hacia el grado medio representada por la blastesis de granate a expensas de la clorita y epidoto.



Foto 3-3: Microfotografía de la anfibolita.

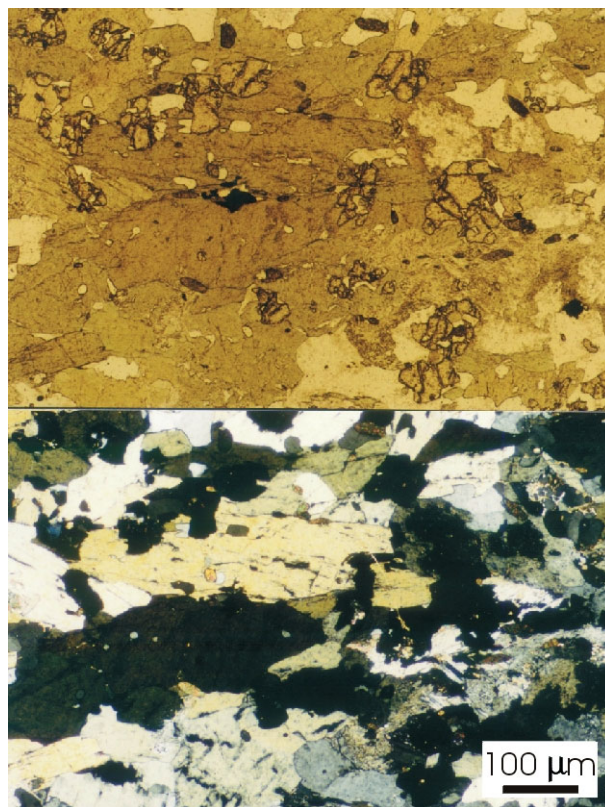


Foto 3-4: Microfotografía de la anfibolita granatífera.

Los **gneises** conforman la metamorfita de mayor representación; ocupan desde el centro del afloramiento (Figura 3-3) hasta el borde nordeste. Conforman suaves lomadas de color castaño con una foliación muy marcada y se encuentran frecuentemente inyectados por materiales leucocráticos. Microscópicamente presentan una textura granoblástica a granolepidoblástica y es posible distinguir

cuatro tipos: los gneises granatíferos, los gneises micáceos, los gneises hornbléndicos y los ortogneises granodioríticos.

Los **gneises granatíferos** son rocas grises que se encuentran inmediatamente al nordeste de los esquistos micáceos. La transición de éstos a los gneises granatíferos de grado medio (facies de anfibolitas) está indicada por la blastesis de granate a expensas de la clorita. Están formados por granate postcinemático y levemente poiquilítico (con finas folias de biotita) que corta la fábrica planar principal. Esta fábrica está representada por cintas de filosilicatos (biotita y en menor medida muscovita) que rodean a cintas de cuarzo o de cuarzo y plagioclasa de formas anastomosadas. Una segunda generación de muscovitas con evidencias de kinking corta las cintas de filosilicatos descriptos con ángulos de 45° (Foto 3-5).

Los **gneises micáceos** son rocas de color gris a rosado y se caracterizan por presentar al microscopio cristales de cuarzo xenoblásticos con extinción ondulante, feldespato potásico, plagioclasas, biotita en casos alterada a clorita, escasa muscovita y como accesorios cristales xenoblásticos a esqueléticos de apatita, circón y titanita.

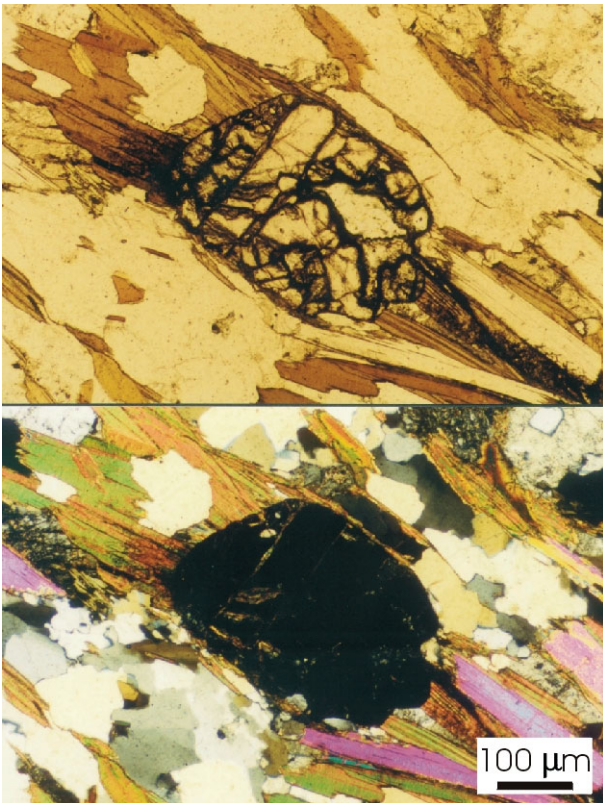


Foto 3-5: Microfotografía del gneis granatífero.

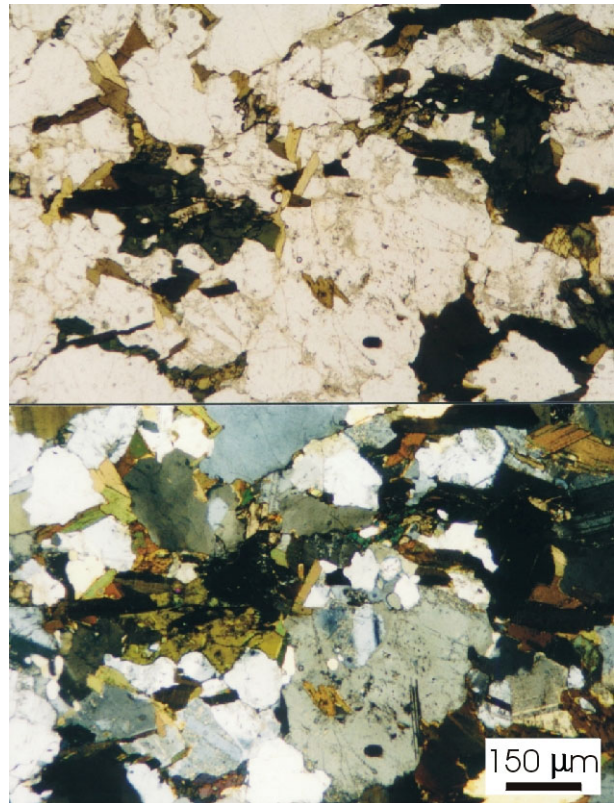


Foto 3-6: Microfotografía del gneis hornbléndico.

Los **gneises hornbléndicos** son rocas de color gris oscuro a verdoso que se ubican localmente entre los gneises granatíferos y los micáceos. Están formados por cuarzo de bordes lobulados y extinción ondulante, plagioclasas con leve zonación de centro a bordes de tipo relíctica, escaso feldespato alcalino, hornblenda de dos generaciones (una verde azulada, tabular y con inclusiones de cuarzo y otra de pleocroismo marrón a verde, generalmente en secciones basales y que cortan a las folias de biotita), láminas de biotita formando glomerocristales no orientados, epidoto y como accesorios esfena, apatita y

circón (Foto 3-6). La presencia de hornblenda verde azulada y plagioclasa ($An_{25}-An_{28}$) indican en estas rocas un grado metamórfico medio a alto, equivalente a la presencia de granate en rocas metapelíticas.

Los **ortogneises granodioríticos** son rocas de color rosa a gris que se ubican principalmente en el borde oriental del asomo. Se componen de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, muscovita y apatitas y abundantes circones como accesorios. El cuarzo se presenta como cristales xenoblásticos de extinción ondulante y bordes lobulados o con evidencias de incipiente subgranulación (textura en mortero). Las plagioclasas son xenoblásticas y suelen presentar maclas acuñadas y/o inclusiones de cuarzo. Los feldespatos alcalinos son xenoblásticos, están levemente alterados a sericita y presentan en ocasiones pertitas en “tablero de ajedrez”. La biotita se presenta en dos generaciones, la primera son folias prismáticas con algunas inclusiones de cuarzo y la segunda son láminas xenoblásticas de color verdoso, con bordes lobulados que se adaptan a los contornos de cristales de cuarzo y plagioclasas.



Foto 3-7: Migmatitas deformadas e inyectadas.

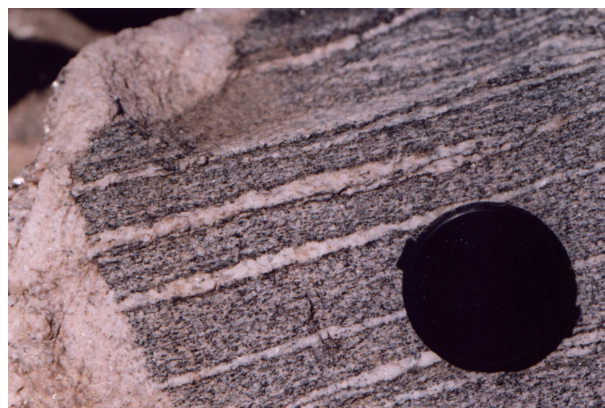


Foto 3-8: Estructura bandeada en las migmatitas.

Las **migmatitas** se definen siguiendo la nomenclatura de **Mehnert (1968)** y **Johannes (1983)**. Estas rocas se ubican en el nordeste del asomo y están claramente expuestas en los bordes de una laguna al norte del área (Laguna de las Migmatitas), aflorando junto con gneises micáceos inyectados. Estas se encuentran intensamente deformadas, replegadas e inyectadas (Foto 3-7), de modo que es imposible medir la foliación regional. La foliación de las migmatitas se organiza en una estructura estromatítica y bandeada con capas de leucosomas, melanosoma y mesosoma desarrollados a escala de centímetros a decímetros (Foto 3-8).

El leucosoma se presenta en capas alternantes, de grano grueso y con cierta continuidad. Está compuesto esencialmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa y la textura es granoblástica inequigranular. El cuarzo es xenoblástico con bordes suturados o lobulados y con extinción ondulante, bandas de deformación y formación incipiente de subgranos. Los feldespatos incluyen cristales de cuarzo con puntos triples; el feldespato alcalino es xenoblástico a intersticial y está levemente alterado a sericita; en casos presenta textura micropertítica. Las plagioclasas son porfiroblastos de bordes lobulados y presentan en casos antipertitas.

El melanosoma forma bandas de 1 a 2 mm con texturas lepidoblásticas, que delimitan a los leucosomas. Se componen de láminas subidioblásticas de biotita y algo de cuarzo (Foto 3-9).

Los mesosomas (Foto 3-10) tienen anchos variables entre 1 y 5 cm, son de color gris, de grano medio a fino y poseen una estructura foliada bien desarrollada. La asociación mineral es cuarzo, plagioclasa,

feldespato potásico, biotita, muscovita y apatita, circón y opacos. El cuarzo es xenoblástico, de contornos lobulados y con extinción ondulante. La plagioclasa es xenoblástica, de bordes lobulados y posee inclusiones de cuarzo y biotita. Los feldespatos alcalinos son escasos, de contornos irregulares y forman mirmequitas con hábito “en llamas” en los contactos con las plagioclasas. La biotita se presenta con dos hábitos diferentes, el primero como láminas con inclusiones de cuarzo, circón y apatita y el segundo como folias anchas que forman ángulos de 45° con la dirección de foliación de las anteriores. La muscovita se forma a expensas de biotita o de feldespatos alcalinos. Las rocas migmatíticas representan condiciones metamórficas dentro del grado alto, en facies de anfibolitas alta.

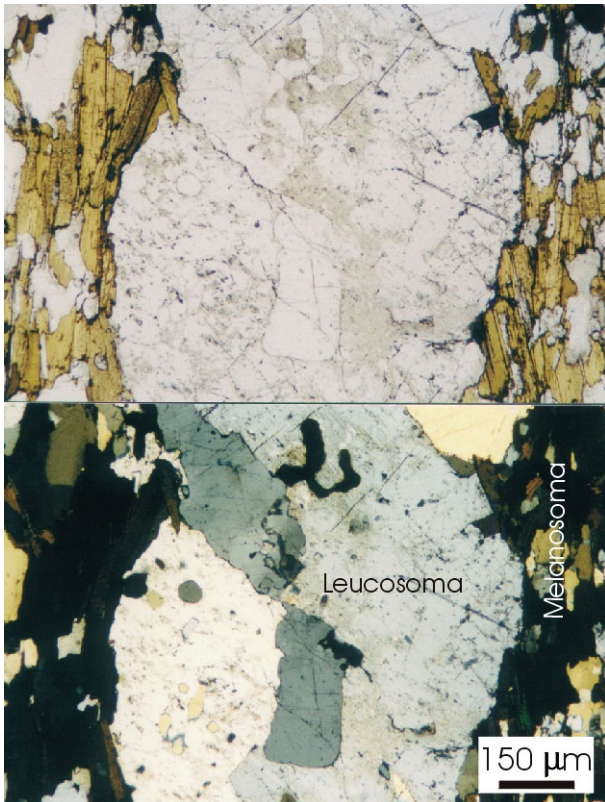


Foto 3-9: Microfotografía donde se muestran el leucosoma y el melanosoma de la migmatita.

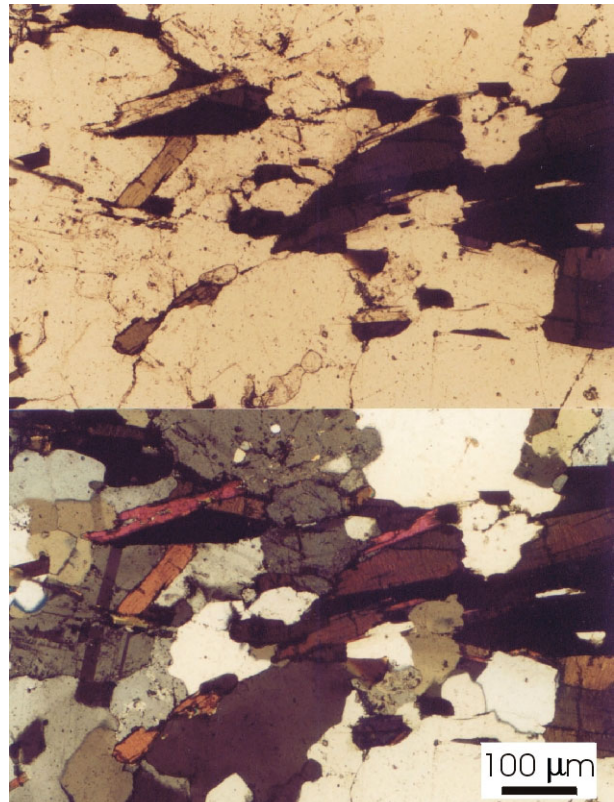


Foto 3-10: Microfotografía del mesosoma de la migmatita.

El **granito Bahía Laura** se ubica al oeste de la mencionada faja de cizalla y posiblemente (no se ven los contactos) intruyendo a rocas esquistosas. Es una roca leucocrática que conforma un cuerpo subcircular de unos 1.000 metros de largo por 800 de ancho, elongado en el rumbo de la foliación. Posee una textura porfirogranoblástica a granoblástica suturada; se compone de cristales xenomórficos de cuarzo de bordes lobulados y extinción ondulante; microclino con macla en enrejado e inclusiones de cuarzo; plagioclasa; escasa muscovita, biotita y clorita por alteración de biotitas y como accesorios apatita y circón. En sectores este granito presenta grano grueso, con grandes cristales de feldespato potásico (hasta 5 cm) y muscovita.

Las **inyecciones ígneas** se presentan en forma concordante y discordante (Foto 3-11) respecto de la foliación de las metamorfitas que se encuentran al nordeste de la faja de cizalla, la cual divide a los asomos de metamorfitas de grado bajo, de los de grado medio y alto. Al microscopio, presentan una

textura granuda con minerales anhedrales por recristalización debida a deformación a alta temperatura. Entre los minerales esenciales se observa cuarzo con bordes lobulados, extinción ondulosa y textura fragmental; microclino con macla en enrejado; plagioclasa con maclas albita periclino y polisintética y escasa muscovita y biotitas algo orientadas preferencialmente. Entre los accesorios hay circón y también minerales opacos. Entre estos filones se han determinados diferenciados pegmatíticos y aplíticos. Estos últimos presentan una textura microgranuda (Foto 3-12), con cuarzo lobulado, extinción ondulante y algo fragmentados, microclino con macla en enrejado, plagioclasa con maclas polisintéticas y albita-periclino, escasas muscovitas y granates, los cuales tienden a agruparse formando glomero cristales. En el caso de los diferenciados pegmatoideos son prácticamente cuarzo feldespáticos con megacristales de hasta 10 cm.



Foto 3-11: Inyección granítica discordante con la foliación de los gneises.

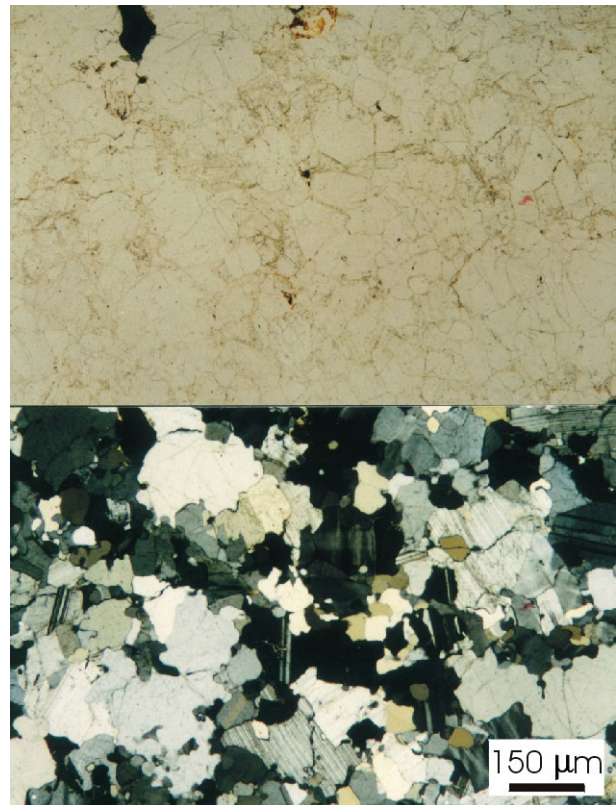


Foto 3-12: Microfotografía del diferenciado aplítico de las inyecciones graníticas.

Afloramiento Laguna Dulce:

En el sur de la Laguna Dulce se hallaron dos pequeños afloramientos de rocas del Complejo Río Deseado. Un muy pequeño asomo (de 10 m²) de gneis deformado y alterado y un cuerpo de unos 1000 m² de leucogranito foliado, que asoman entre bancos de psefitas y areniscas de la Formación La Golondrina. Además se hallan en la zona filones graníticos y aplíticos de mala exposición, que intruyen a las sedimentitas pérmicas, y que fueron adjudicados por **Panza et al. (1995)** a la Formación La Leona. Estos filones son pequeños y no se pueden representar a la escala del [Mapa Geológico-Metalogénico](#). Todos estos asomos se encuentran muy cubiertos con materiales detriticos de la Formación La Golondrina y con materiales eólicos costeros, confiriéndole malas características al afloramiento.

El **gneis** presenta al microscopio una textura granolepidoblástica, con cristales xenoblásticos de cuarzo con extinción ondulante, cristales quebrados de feldespato, mirmequitas, plagioclasa con inclusiones de biotita, tablillas de biotita orientadas y como accesorios apatita y circón (Foto 3-13).

El **leucogranito foliado** posee una textura porfirogranoblástica a granoblástica suturada con incipiente poligonización (Foto 3-14); se compone de cuarzo con bordes lobulados y extinción ondulante, microclino con inclusiones de cuarzo y exsoluciones mirmequíticas (exsolución de cuarzo en feldespato), plagioclasa, escasa biotita alterada en casos a clorita y muscovita y como accesorio circón.

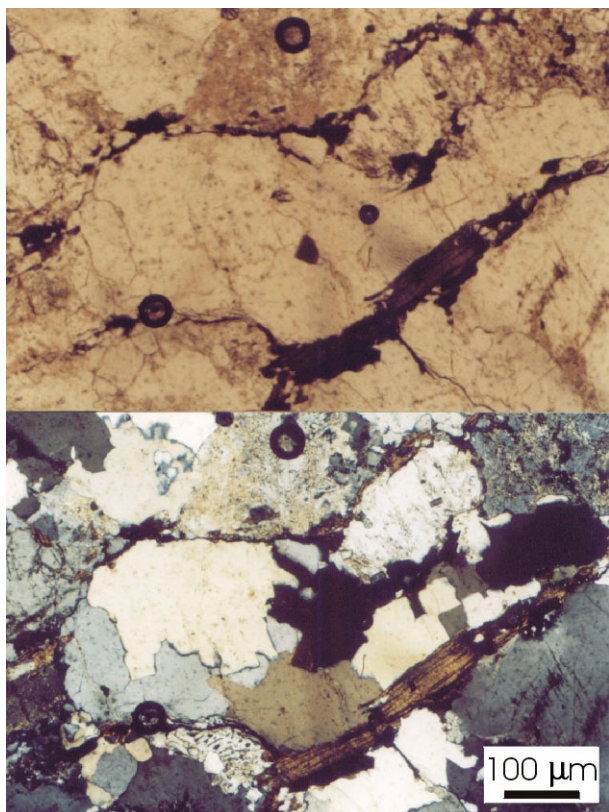


Foto 3-13: Microfotografía del gneis del afloramiento Laguna Dulce.

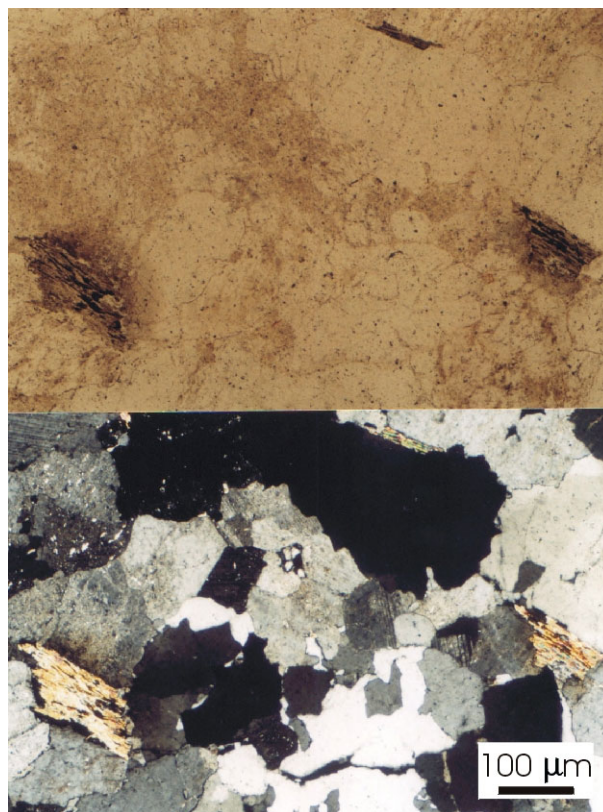


Foto 3-14: Microfotografía del leucogranito foliado de Laguna Dulce.

Geoquímica:

Se han analizado por elementos mayoritarios y traza, en el Laboratorio de la Universidad Nacional de Salta, las 10 muestras más representativas del Complejo Río Deseado en el afloramiento Bahía Laura. Los resultados se muestran en la [Tabla 3-2](#).

Las metamorfitas se han ploteado en el diagrama de **Garrels y Mackenzie (1971)**, que sirve para diferenciar rocas ortoderivadas de metaderivadas ([Figura 3-4 A](#)). Sumando las evidencias de campo, petrográficas y geoquímicas, los esquistos micáceo y cuarcítico, los gneises granatífero y micáceo y las migmatitas provendrían de sedimentitas metamorizadas. Estas dos últimas litologías no han sido representadas en el diagrama geoquímico por ser rocas de mezcla, con abundantes inyecciones ígneas. Las rocas ortoderivadas son los ortogneises granodioríticos, los gneises horbléndicos y las anfibolitas. Tanto las rocas de protolitos ígneos, como las plutónicas (inyección ígnea y granito Bahía Laura) del Complejo Río Deseado se han clasificado químicamente mediante los diagramas TAS de **Le Maitre**

(1989) y el homólogo catiónico del QAP de **La Roche (1992)** (Figura 3-4 B y C) resultando en rocas de composición basáltica para las anfibolitas, monzogranitos para el granito Bahía Laura, granodioritas para el ortogneis granodiorítico y el gneis hornbléndico y tonalitas para la inyección ígnea.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{total}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	V	Th	Co	Ni	Cr	LOI
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
Gneis micáceo (241)	71.92	14.35	1.98	0.03	0.89	0.33	4.62	3.62	0.08	0.23	623	118	272	131	27	8	4	8	130	8	5	1.08
Gneis hornbléndico (242)	62.68	15.45	5.69	0.11	3.29	4.60	3.24	2.54	0.23	0.72	206	111	233	164	29	12	3	12	93	41	70	0.87
Esquisto micáceo (237)	60.04	15.51	5.16	0.09	1.67	2.30	2.15	2.69	0.18	0.71	587	94	152	161	30	13	33	9	65	29	56	4.86
Anfibolita granatífera (8g)	49.12	13.24	13.13	0.19	6.93	10.75	2.91	0.67	0.12	1.09	491	12	153	38	23	3	128	n/d	72	76	216	1.90
Ortogneis granodiorítico (244)	70.97	14.86	1.88	0.03	0.96	1.68	4.17	3.43	0.14	0.32	1411	86	995	215	16	7	127	2	110	10	8	0.74
Migmatita (246)	70.28	12.46	5.08	0.07	2.37	1.74	2.83	2.50	0.21	0.80	560	99	395	244	32	10	343	6	121	30	60	0.91
Gneis granatífero (239)	64.83	14.96	6.24	0.06	3.15	1.81	2.51	3.03	0.11	0.82	662	110	308	217	26	11	41	8	105	42	70	2.53
Anfibolita (8)	48.63	13.27	13.17	0.18	7.53	11.08	2.33	0.70	0.11	1.07	371	12	124	35	23	3	87	n/d	71	83	222	1.55
Inyección ígnea (245)	71.94	16.35	0.97	0.02	0.65	2.83	5.32	1.23	0.15	0.13	346	46	989	124	24	2	114	5	119	8	4	0.53
Granito Bahía Laura (238)	73.50	13.28	1.52	0.02	0.53	1.37	2.97	4.84	0.05	0.20	766	127	263	135	16	4	344	15	94	1	3	2.00

Tabla 3-2: Elementos mayoritarios y traza de rocas del Complejo Río Deseado, afloramiento Bahía Laura.

Mediante los diagramas de **Irvine y Baragar (1971)** se ha determinado que todas las rocas ígneas y ortoderivadas (Figura 3-4 D) pertenecen a la serie subalcalina, siendo las rocas anfibolíticas de tipo toleíticas (Figura 3-4 E), según el diagrama de **Miyashiro (1974)**. Por otro lado, mediante el diagrama de **Maniar y Piccoli (1989)**, es evidente que todas los granitoides muestran afinidades peraluminosas, salvo el gneis hornbléndico que es metaluminoso (Figura 3-4 F).

En el diagrama petrogenético de **Pearce et al. (1984)**, los granitoides se ubican en el campo de los granitoides de arco volcánico (Figura 3-5 A). En el diagrama tipo spider normalizado a MORB (Figura 3-5 B), se observa que las anfibolitas han tenido un enriquecimiento en Ba, K, Th y Rb, patrón típico de rocas de zonas de suprasubducción, similares a rocas de arcos inmaduros. Estos conceptos, apoyados por el diagrama geotectónico de **Pearce y Norry (1979)** de la Figura 3-5 C, indican un ambiente de formación en arcos de islas para estas rocas básicas metamorizadas.

Las rocas de origen sedimentario (esquistos micáceos y gneises granatíferos) han sido ploteadas en el diagrama ACF de **Winckler (1978)** evidenciando que derivan de sedimentitas del tipo grauvacas y arcillas marinas (Figura 3-5 D).

Relación estratigráfica y geocronología:

Pezzuchi (1978) correlacionó las rocas del basamento del Macizo del Deseado con las rocas metamórficas del Macizo Nord-Patagónico y de las Sierras Pampeanas, ubicándolas en el Precámbrico a Paleozoico superior. Los datos radimétricos del Complejo Río Deseado (Tabla 3-3) son muy escasos y no definen con claridad la edad del metamorfismo. La edad de las rocas metamórficas se podría correlacionar con la edad K/Ar realizada por **Pezzuchi (1978)**, de modo que sería cercana al límite NeoProterozoico-Paleozoico. Para las rocas metasedimentarias, la edad de sedimentación estaría comprendida en el intervalo 580 a 540 Ma, con aporte de materiales de diversas edades, desde los 580 a 1200 Ma (**Pankhurst et al., 2001**). En cuanto a las plutonitas que intruyen a las metamorfitas, se han

obtenido edades U/Pb y U/Pb-SHRIMP que varían entre 402 y 472 Ma (Chebli y Ferello, 1975; Loske et al., 1999). Pankhurst et al. (2001) definen un evento ígneo, para Tres Hermanas y El Laurel-El Sacrificio, de tipo anatéctico a los 420 ± 5 Ma y confirman la edad Carbónico inferior para el leucogranito del Bajo de La Leona.

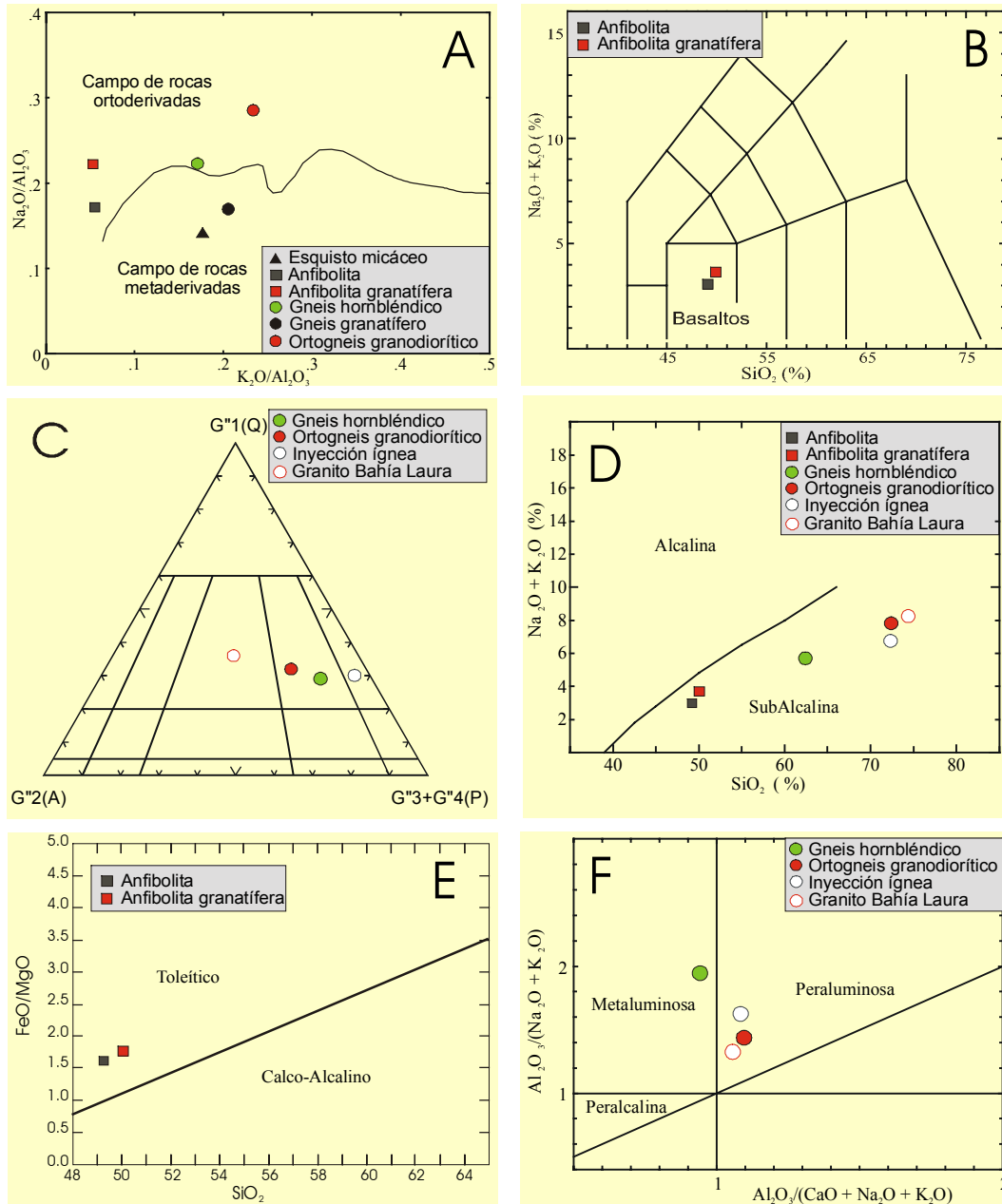


Figura 3-4: Diagramas que caracterizan geoquímicamente a las rocas del Complejo Río Deseado del afloramiento Bahía Laura.

Estratigráficamente, tanto las rocas del Complejo Río Deseado de los asomos Bahía Laura como las de la Laguna Dulce, son pre-Pérmico superior debido a que están cubiertas por sedimentitas de la Formación La Golondrina. En el caso de las metamorfitas se asume que tienen una edad próxima al límite NeoProterozoico-Cámbrico, en cambio las rocas plutónicas que las intruyen serían

correlacionables con las dataciones realizadas por **Loske et al. (1999)** y **Pankhurst et al. (2001)**, quienes las adjudican al período Ordovícico-Devónico inferior.

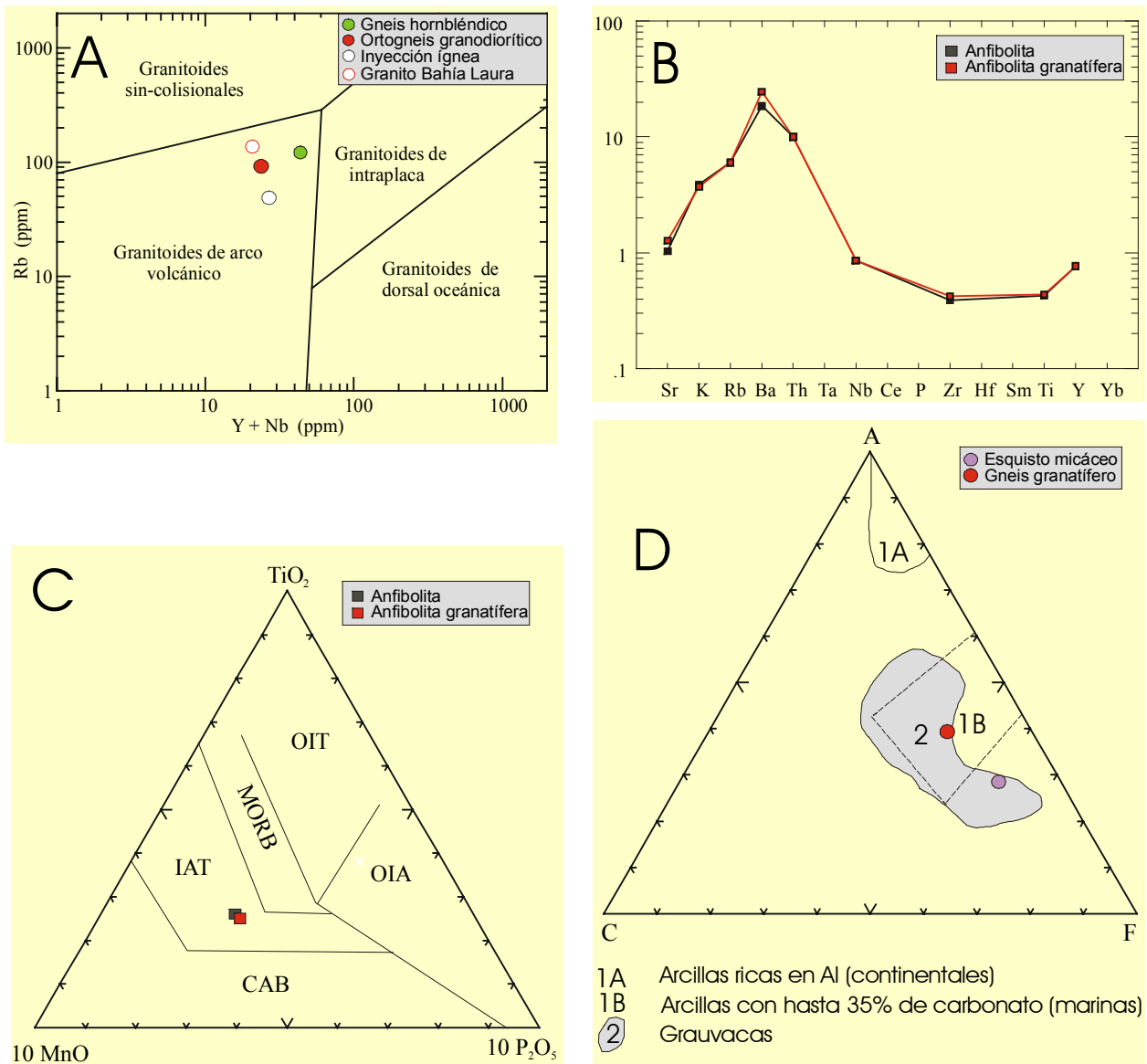


Figura 3-5: Diagramas que caracterizan petrogenéticamente a las rocas del Complejo Río Deseado del área estudiada.

Discusiones:

Los afloramientos de Bahía Laura se estima que podrían corresponder a la sierra granítica, ubicada unos 40 Km. al oeste de Bahía Laura, que fue señalada por Olmos en **Wichmann (1927)**. Esto se asume teniendo en cuenta que estas rocas ígneo-metamórficas se hallan a 30 Km. al oeste en línea recta y a 40 Km. por camino del paraje Bahía Laura.

Se observa en este asomo un incremento del grado metamórfico hacia el noreste. En el extremo sudoeste los esquistos y anfibolitas muestran condiciones metamórficas de grado bajo en facies de esquistos verdes, inmediatamente al noreste se encuentran anfibolitas granatíferas, gneises granatíferos y micáceos que indican el grado medio en facies de anfibolitas y en el borde noreste

tenemos representado el grado medio y hasta el alto con los gneises hornbléndicos, las migmatitas y los ortogneises granodioríticos.

LOCALIDAD	METAMORFITAS	PLUTONITAS
Estancia Tres Hermanas	-U/Pb en circón detrítico de metacuarcita: 903 Ma (Loske et al, 1999).	-Rb/Sr en difusión leucogranítica: 406±10 Ma (Chebli et al., 1976). No es isocrona Rb/Sr. -U/Pb en filón granodiorítico: 424 Ma (Loske et al., 1999). -U/Pb en dique granítico discordante con metamorfitas: 423±6 Ma (Pankhurst et al., 2001).
Estancia Dos Hermanos	-K/Ar en anfibolita (roca total): 540±20 Ma, edad mínima (Pezzuchi, 1978). -Sm/Nd en circones detríticos de metamorfitas: 1200 Ma (Pankhurst et al., 1994). -U/Pb SHRIMP en circones detríticos filita: edades entre 508 y 1370 Ma, con picos en 580, 640, 800 y 1100-1200 Ma (Pankhurst et al., 2001).	-U/Pb en granito muscovítico alterado (rodado de Formación La Golondrina): 454 y 472 Ma (Loske et al., 1999). -Rb/Sr en granito Dos Hermanos: 395±30 Ma (edad mínima según Pankhurst et al., 2001). -U/Pb en granito Dos Hermanos: 460±6Ma (dudoso según Pankhurst et al., 2001).
Estancias El Sacrificio-El Laurel		-U/Pb en granodiorita: 420 Ma (Loske et al., 1999). -U/Pb en Tonalita El Laurel: 402 a 407 Ma (Loske et al., 1999). -U/Pb en Tonalita hornbléndica El Laurel: 405±6 Ma (Pankhurst et al., 2001). -U/Pb SHRIMP en granito 2 micas El Sacrificio: 412±11 y 419±5 Ma (Pankhurst et al., 2001).
Bajo de La Leona		-K/Ar en leucogranito: 350±10Ma (Godeas, 1985). -Rb/Sr en leucogranito: 350±22 Ma (Pankhurst et al., 1993a). -U/Pb SHRIMP en leucogranito: 346±4 Ma (Pankhurst et al., 2001).

Tabla 3-3: Resumen de los fechados geocronológicos del Complejo Río Deseado.

Por otro lado, entre las rocas de grado bajo y medio a alto, se ha podido reconocer una zona con intensa deformación que se ha propuesto como una posible faja de cizalla que puso en contacto estos dos niveles estructurales. El conjunto de rocas al sudoeste de esta faja tiene escasas inyecciones de cuarzo-feldespato, pero al nordeste las rocas se encuentran intensamente intruidas por filones graníticos con diferenciados pegmatoides y aplíticos, correlacionables con las inyecciones paleozoicas.

Las rocas metamórficas del Complejo Río Deseado son, por lo tanto, de origen sedimentario e ígneo. Las sedimentitas corresponden a rocas marinas (grauvacas, arcillas, areniscas y cuarcitas) posiblemente depositadas en el NeoProterozoico (580 a 540 Ma), en un margen pasivo y con materiales detríticos de variables edades, entre 580 y 1200 Ma (**Pankhurst et al., 2001**). Las rocas ortoderivadas son rocas basálticas y granodioríticas; las primeras son rocas toleíticas con afinidades composicionales con arcos de islas inmaduros y las granodioritas son rocas metaluminosas y peraluminosas que posiblemente han formado parte de un arco magmático.

Este evento ígneo también se evidencia en las ortoanfibolitas del asomo Dos Hermanos (**Giacosa et al., 2002**) y en las rocas metamórficas de protolitos volcánicos, mencionadas por **Panza et al. (1995)** en el Bajo de la Leona.

Las rocas ígneas del Complejo Río Deseado que se encuentran intruyendo (sin evidencias de metamorfismo de contacto) a las esquistos, son granitos (granito Bahía Laura) e inyecciones cuarzo feldespáticas. Además, hay varias inyecciones granitoides afectando a los gneises. El granito Bahía Laura y las inyecciones son rocas peraluminosas que probablemente han formado parte del arco magmático Famatiniano (Ordovícico a Silúrico) propuesto por **Ramos (2002)** para la Patagonia.

El evento magmático de edad Carbónico inferior (representado por el leucogranito de la Mina, en el Bajo de La Leona) no ha podido ser explicado hasta el momento, pero posiblemente se encuentren nuevas evidencias de este magmatismo eocarbonífero en otras rocas del Complejo Río Deseado, que ayuden a dilucidar su génesis.

Con estos datos disponibles podemos asumir:

- Una primera etapa de generación de corteza oceánica evidenciada por los basaltos toleíticos y serpentinitas, asociada a sedimentación marina (grauvacas, pelitas, cuarcitas y en menor medida carbonatos).
- Una segunda etapa donde se ha desarrollado un arco magmático de islas de tipo calcoalcalino por subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica.
- Una tercera etapa donde se produce metamorfismo de hasta alto grado.
- Una cuarta etapa representada por un evento magmático que produce la intrusión de los granitoides peraluminosos.

Evolución geológica del asomo Bahía Laura:

Teniendo en cuenta que, hasta ahora, la edad más confiable del evento metamórfico es de 540 Ma, las etapas de formación de corteza oceánica y arco magmático de islas deben tener una evolución NeoProterozoica.

El arreglo regional de las diferentes rocas descritas en el asomo de Bahía Laura ([Figure 3-3](#)), permite deducir una dirección de subducción desde el sector sudoeste (bajo grado) al noreste (alto grado). Posiblemente por la misma dinámica del arco magmático se ha formado una anomalía que produjo metamorfismo que ha alcanzado hasta el alto grado en las raíces del arco de islas. Esto fue seguido del desarrollo de un arco magmático Famatiniano, como fue propuesto por **Ramos (2002)**, representado por los granitoides del Ordovícico - Devónico inferior.

FORMACION LA GOLONDRINA

Antecedentes geológicos:

La primera comunicación acerca de esta potente secuencia de areniscas, conglomerados y pelitas continentales pertenece a **Criado Roque (1953)**. Este autor diferencia de esta secuencia un conjunto de psefitas al que llamó “Estratos de Leonardo”, asignándolas con dudas al Triásico. Con posterioridad **De Giusto (1954)** llama a las sedimentitas “Paleozoico-Serie de La Leona” y a las psefitas triásicas como “Conglomerados de la Laguna Salada” y este mismo autor reconoce las psefitas del sur de la Laguna Dulce como “Serie de Leonardo” (**De Giusto 1955**). Más tarde, **Suero y Criado Roque (1955)**, la correlacionan con la “Serie de Nueva Lubecka”; mantienen la idea de los “Estratos de Leonardo” e introducen el concepto de la Cuenca Central Patagónica (**Amos, 1964**) que comprende una amplia faja NNO-SSE que vincula secuencias gondwánicas de Chubut, Santa Cruz y Malvinas. Posteriormente, **Ugarte (1956)**, también las compara con la secuencia suprapaleozoica del río Genoa, Chubut.

Ya **Stipanovic (1957)** presenta las primeras descripciones paleobotánicas que ratifican las asignaciones, hechas por De Giusto, de estas rocas al Pérmico, pero es **Archangelsky (1958a)** quien realiza el primer estudio geológico-paleontológico del área, al sur del Bajo La Leona. Este autor llama a las rocas “Serie de La Golondrina”, atribuyéndole un espesor mínimo de 700 metros con una base no visible y descarta además a los estratos triásicos. También subdivide a la Serie de La Golondrina para todos los asomos al norte de la Estancia Leonardo en dos secciones: una inferior (200 metros de potencia, en los alrededores de la Laguna Polina) constituida por areniscas muy finas a medianas de color gris claro a oscuro, con gran cantidad de niveles plantíferos y una sección cuspidal (500 metros) en la que predominan conglomerados, asociados a areniscas medianas a gruesas y con pocos niveles plantíferos muy separadas entre sí. Este mismo autor formaliza el nombre Formación La Golondrina (**Archangelsky, 1967**).

Investigaciones posteriores de **Viera y Pezzuchi (1976)**; **Godeas (1982, 1985)**; **Panza (1984)**; **Archangelsky et al. (1991)** y **Panza et al. (1995, 1996)** mejoraron notablemente el conocimiento litoestratigráfico de esta Formación y paralelamente a estas investigaciones, **Jalfin y Bellosi (1984)**, distinguen tres subunidades dentro de la Formación La Golondrina: los Miembros Laguna Lillo, Laguna Polina y Dos Hermanos. El Miembro Laguna Lillo está compuesto de 650 metros de conglomerados macizos y polimícticos en bancos lenticulares de base erosiva, abundantes areniscas finas a gruesas con estructura entrecruzada y en artesa y ocasionales intercalaciones pelíticas laminadas y fosilíferas. El Miembro Laguna Polina está formado por 800 metros de areniscas medianas a finas y pelitas, con escasa participación de capas conglomerádicas y el Miembro Dos Hermanos que comprende 900 metros de conglomerados medianos a gruesos, con intercalaciones de areniscas gruesas a medianas y pelitas negras fosilíferas. Los conglomerados son ortoconglomerados polimícticos, con estratos potentes de estructura maciza, entrecruzada u horizontal.

Estos mismos autores, en investigaciones posteriores, agrupan a las Formaciones La Golondrina y La Juanita (que aflora al norte de la zona en estudio) en el Grupo Tres Cerros (**Jalfin, 1987**; **Jalfin et al., 1990**; **Bellosi y Jalfin, 1989**) de la Cuenca La Golondrina.

Afloramientos del área estudiada:

Ubicación:

En el sector estudiado esta secuencia se encuentra aflorando en cuatro sectores: en el Bajo Leonardo, al oeste de la Laguna Dulce, en el afloramiento Bahía Laura y en campos de la Estancia Cerro Mojón ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Los afloramientos del Bajo Leonardo fueron los primeros asomos de esta secuencia encontrados y han sido intensamente estudiados por varios autores (**Criado Roque, 1953; De Giusto, 1954; Suero y Criado Roque, 1955; Archangelsky, 1958a, 1960b, 1967; Panza, 1984; Panza et al., 1995**); lo mismo sucede con los asomos del oeste de la Laguna Dulce, donde **Panza et al. (1995)** y **Panza et al. (1996)** han hecho buenas descripciones de la secuencia aflorante.

En el marco del presente trabajo se han determinado dos nuevos afloramientos de esta Formación. El primero se ubica en el borde sudoccidental del afloramiento Bahía Laura del Complejo Río Deseado y el segundo, de menor tamaño, se encuentra en campos de la Estancia Cerro Mojón, cerca de la huella que comunica con la Estancia Buena Esperanza. Ambos afloramientos son más pequeños que los previamente reconocidos en la zona oriental y son litológicamente diferentes, pues presentan una facies brechosa (paraconglomerados), diferente a las conocidas hasta el momento para la secuencia del Pérmico superior.

Descripción:

Bajo Leonardo: Este afloramiento ocupa una superficie aproximada de 300 Km², con una forma alargada en dirección NO, de 25 Km. por 10 Km. de ancho. Ocupa los campos de las estancias El Águila, La Golondrina, La Porteña y Buena Esperanza y principalmente se ubica en el bajo topográfico sin salida denominado Bajo Leonardo.

Las capas de la Formación La Golondrina forman una estructura aparentemente homoclinal de rumbo predominantemente NO e inclinación variable hacia el NE. Según **Panza et al. (1995)**, estas capas posiblemente representen partes de un plegamiento de primer orden que no puede ser reconstruido por estar afectado por fallamiento posterior. Este afloramiento es el que presenta los mayores espesores de la secuencia pérmica, con un máximo ligeramente superior a 700 metros (**Archangelsky, 1958a**) en el borde nordeste de la Laguna Polina (ubicada fuera del área de estudio, 1 Km. al oeste de Laguna Dos Hermanas). Sin embargo **Jalfin (1987)** ha atribuido espesores mayores para esta secuencia en el Bajo Leonardo, citando 1800 m, pero **Panza et al. (1995)** lo considera muy elevado.

Las sedimentitas se presentan formando lomadas bajas y redondeadas, de colores grises, verdosos a rojizos, muy cubiertas de materiales regolíticos (lajas de areniscas o pelitas o pavimentos de rodados de conglomerados) y solo sobresalen en el paisaje los crestones de los estratos más resistentes.

En el noroeste del área dominan los niveles de conglomerados con intercalaciones de areniscas y escasas pelitas. Estos son potentes bancos (1 a 2 metros) macizos con estratificación paralela o con estructuras entrecruzadas de conglomerados polimícticos, de buena selección, con clastos redondeados de variada naturaleza (cuarzo, esquistos, gneises, granitoides) en una matriz arenosa de grano fino a mediano y de composición cuarzo-feldespática, en ocasiones con biotita ([Foto 3-15](#)).

En el resto de los afloramientos de la Formación La Golondrina del Bajo Leonardo abundan las areniscas con escasos lentes de conglomerados y pelitas intercalados. Las areniscas varían desde finas hasta sabulíticas, predominando las de grano medio a grueso y presentan una selección variable, desde buena a mala. Son de color gris, con tonalidades verdosas, amarillentas y rojizas. Se encuentran formando bancos tabulares bien estratificados con espesores desde las decenas de centímetros a poco más de un metro (Foto 3-16). Se pueden encontrar también estructuras entrecruzadas y ondulitas.



Foto 3-15: Vista de los estratos de conglomerados.



Foto 3-16: Banco de areniscas subaflorante en el Bajo Leonardo.

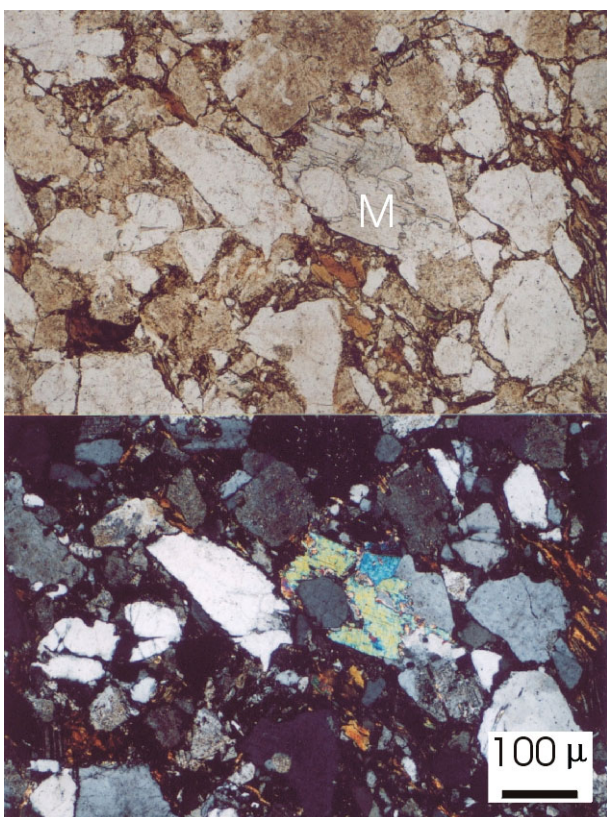


Foto 3-17: Microfotografía de arenisca de la Formación La Golondrina. M = muscovita.

En las areniscas, al microscopio, se diferencia una textura clastosostenida, con individuos redondeados de cuarzo con extinción ondulante, feldespato potásico (microclino), plagioclasas (principalmente de tipo andesina) y micas orientadas, algo deformadas (principalmente biotita) y clastos líticos de composición granítica. Además se ha observado blastesis de muscovita, con lo cual se infiere un evento térmico postdiagenético que afectó a los sedimentos (Foto 3-17).

Las fracciones pelíticas son escasas, se encuentran principalmente en el oeste del área, en inmediaciones de las lagunas Groeber y Dos Hermanas. Son delgados paquetes, en el orden de la decena de centímetros, de rocas grises a negras (lutitas) muy micáceas. Los conglomerados se presentan en bancos menores (20 a 30 cm de potencia) pero con similares características a los del noroeste.

Laguna Dulce: Los asomos de sedimentitas pérmicas se encuentran al oeste de la Laguna Dulce, en un afloramiento alargado en el rumbo NNO. Ocupan un área de 15 Km² en campos de las estancias Los Cisnes y La María. Estos conforman lomadas bajas grises a rojizas, de aspecto redondeado. Los afloramientos son muy escasos, pues toda la zona costera está muy cubierta de materiales aluviales, coluviales y eólicos.

El comportamiento general de las capas es homoclinal con un azimut variable entre 70° y 110° e inclinaciones al S en el sur del afloramiento, sector donde está mejor expuesto. El asomo está formado por bancos resistentes de conglomerados rosados a grises que forman niveles macizos del orden de 2 a 3 metros de potencia. Los clastos son redondeados, de cuarzo y de rocas ígneas (granitoides) y metamórficas (gneises, esquistos) y la matriz es arena fina a mediana cuarzo-feldespática. Intercalados entre estos bancos hay areniscas, limolitas y arcillas que suelen estar totalmente cubiertas por el regolito del conglomerado. Las areniscas son arcósicas, de colores verdosos, pardos a rojizos, con estratificación entrecruzada o estructura maciza. Las limolitas son de colores verdosos y las arcillas son grises a negras y en ocasiones intercalan niveles carbonosos y fosilíferos.

Panza et al. (1995), describen detalladamente un perfil de 40 metros ubicado al sudoeste de la Laguna Dulce, en un lugar donde la secuencia tiene un rumbo NE con inclinación entre 25° y 30° al SE. En este perfil se encontraron restos vegetales de dos niveles fosilíferos, en el nivel inferior se reconocieron *Sphenophyllum* sp., *Glossopteris* sp., *Pecopteris* sp.1 y una fructificación de Glossopterid del género *Dictyopteridium* y en el nivel superior se reconocieron *Pecopteris* sp.1 y sp.2, *Sphenophyllum* sp. y *Gangamopteris* sp.



Foto 3-18: Facies brechosa de la Formación La Golondrina en afloramiento Bahía Laura.



Foto 3-19: Facies brechosa de la Formación La Golondrina en afloramiento Bahía Laura.

Afloramiento Bahía Laura: En este sector se encuentra apoyando sobre las rocas ígneo-metamórficas del Complejo Río Deseado (Ver Figura 3-3). Se encuentra en campos de la Estancia No te Admires, ahora llamada La Juanita, ocupando un área de 1.200 por 800 metros, alargado en dirección NO. Es un depósito caótico, matriz soportado, brechoso (paraconglomerado), polimíctico, de color verdoso. Presenta una muy mala selección, con clastos (guijas y bloques) de variada litología del Complejo Río Deseado (esquistos, gneises, anfibolitas, migmatitas, granitoides, cuarzo blanco) en una matriz de arenisca arcósica alterada, de color verde. Los clastos son generalmente angulosos a subredondeados,

aunque hay algunos muy redondeados, similares a los del conglomerado de la Formación La Golondrina. Varían su tamaño desde escasos centímetros hasta bloques mayores a 1 m de diámetro (Fotos 3-18 y 3-19).

Al microscopio se observa la misma textura brechosa, matriz soportada, con clastos angulosos de variado tamaño (Foto 3-20). Los clastos son de cuarzo con extinción ondulante, plagioclasas y feldespatos muy alterados, granate y líticos de granitoide deformado, esquistos, gneises y agregados de cuarzo con bordes lobulados. La matriz (Foto 3-21) está básicamente formada por filosilicatos (cloritas y sericitas muy deformadas).

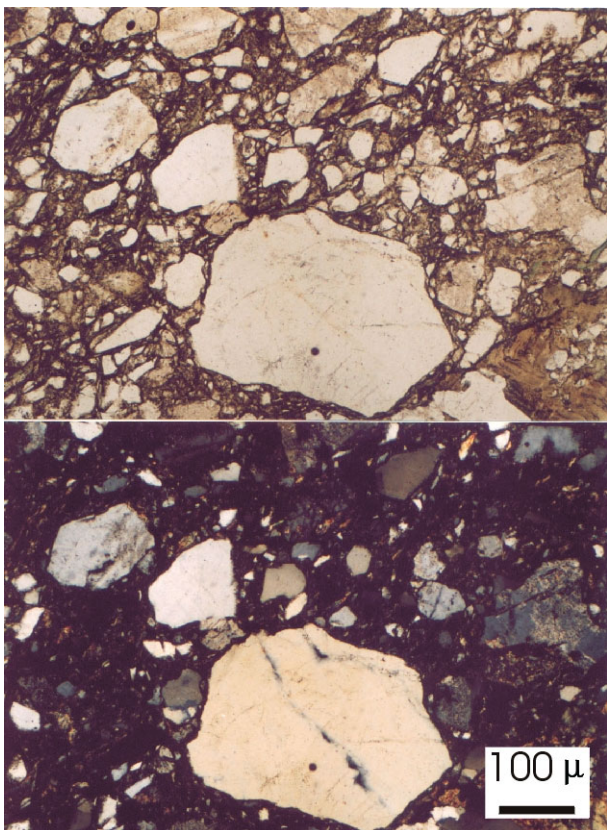


Foto 3-20: Microfotografía que muestra la textura de la brecha en Bahía Laura.

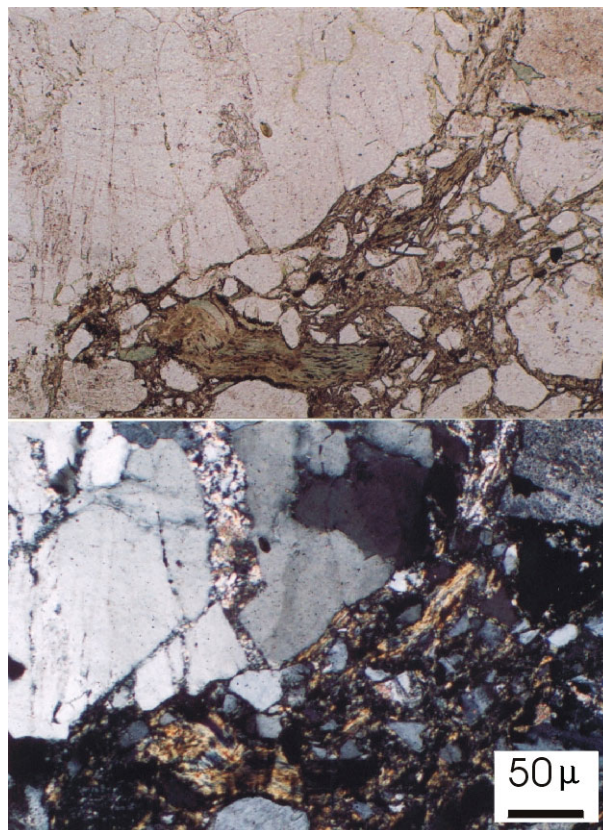


Foto 3-21: Microfotografía mostrando matriz de la brecha en Bahía Laura.

Ea. Cerro Mojón: En campos de la Estancia Cerro Mojón se halló un pequeño asomo muy cubierto de regolito de una brecha polimíctica de similares características a la referida para el asomo de Bahía Laura. Se trata de un afloramiento de 700 metros de largo por 300 de ancho, alargado en el rumbo NO, que se encuentra en el camino que une a las estancias Cerro Mojón con Buena Esperanza, a 4.300 metros al este de ésta última. Por su similitud litológica se considera a estas rocas como correlacionables con las anteriores.

Relación estratigráfica y edad:

La Formación La Golondrina apoya discordantemente sobre las rocas del Complejo Río Deseado en la Estancia Dos Hermanos (Pezzuchi, 1978; Palma y Ubaldón, 1988). Por otra parte está intruida por las

plutonitas de la Formación La Leona (Triásico superior) en la Estancia La Juanita (**Chebli et al, 1975**) y en el Bajo La Leona (**Godeas, 1982; 1985**), donde se forman aureolas de contacto. Esto permite ubicarlas estratigráficamente entre el Paleozoico superior (post-Carbónico inferior) y el Jurásico inferior. Otro carácter a tener en cuenta es la procedencia de los clastos en los conglomerados de la Formación La Golondrina. Este tema ha sido estudiado por **Godeas (1982; 1985); Panza (1984) y Palma y Ubaldón (1988)**, determinando para la secuencia pérmica las siguientes litologías: cuarzo, granitoides, esquistos, gneises, areniscas arcósicas, cuarcitas, conglomerados (con clastos de vulcanitas y granitoides de 2 a 4 cm en matriz arenosa) y vulcanitas (andesitas porfíricas, piroclastitas afaníticas y pastas ácidas). Estos autores atribuyen las metamorfitas y granitoides al Complejo Río Deseado (Proterozoico superior-Carbónico inferior) pero la presencia de sedimentitas (areniscas arcósicas, cuarcitas y conglomerados) y vulcanitas mesosilíceas a ácidas indica la existencia de secuencias de esa naturaleza previas al Pérmico que no han sido localizadas. Las vulcanitas podrían correlacionarse con rocas volcánicas carbónicas de áreas cordilleranas, como lo sugieren **Stipanivic y Reig (1957)** y de esa forma las sedimentitas de la Formación La Golondrina quedan circunscriptas aún más al período Carbónico alto - Jurásico inferior.

Para las brechas polimícticas halladas, la posición estratigráfica fue difícil de determinar. Aparentemente están apoyando sobre las rocas del Complejo Río Deseado y por contener únicamente clastos del Complejo Río Deseado (con características muy similares a las rocas que afloran en las inmediaciones) se lo ha atribuido al mismo intervalo que los conglomerados, Carbónico alto-Jurásico inferior.

Los estudios realizados en la flora fósil presente en la Formación La Golondrina permite ajustar su edad. **Archangelsky (1958a); Archangelsky y de la Sota (1960) y Arrondo (1972)** asignan esta Formación al Artinskiano-Kunguriano (Pérmico inferior); estudios posteriores de **Archangelsky y Cúneo (1984)** la ubican en el Ufimiano-Kazaniano (parte baja del Pérmico superior) y finalmente **Archangelsky (1992)** indica una posible edad pérmica superior, entre los 253 y 263 Ma.

Ambiente de formación:

Ambiente sedimentario:

Según **Jalfin, (1987); Bellosi y Jalfin (1989) y Archangelsky et al. (1991)**, la Formación La Golondrina fue depositada en un ambiente continental fluvial (**Figura 3-6**). Las psamitas y psefitas de la base de la Formación (Miembros Laguna Lillo y Laguna Polina) se habrían generado en una llanura aluvial de ríos entrelazados de sinuosidad variable y poca profundidad, por la acción de corrientes de energía variable (moderada a alta). Estos sistemas entrelazados son gravosos en la base de la Formación y se hacen arenosos en su parte media. Las intercalaciones pelíticas se habrían formado como consecuencia de encharcamientos o lagunas de baja energía formadas entre barras transversales fluviales durante los períodos de crecida (**Jalfin y Bellosi, 1984**). Este sistema fluvial tiene direcciones de paleocorrientes hacia el SSE, paralelo al eje de la cuenca.

Por otra parte, los conglomerados (que dominan el techo de la unidad, Miembro Dos Hermanos) se habrían depositado en conos aluviales y sistemas fluviales entrelazados de alta energía, producto de un ascenso tectónico regional que modificó las pendientes de la cuenca. Esta modificación queda también reflejada en las paleocorrientes, que cambian al SSO.

En el caso de la brecha polimíctica de los afloramientos Bahía Laura y Cerro Mojón, el gran tamaño de los clastos, su angulosidad, el carácter matriz-soportado y la muy mala selección del depósito permite definir un subambiente diferente al conocido hasta el momento en la Formación La Golondrina. Se define a este depósito como un depósito proximal de avalancha o deslizamiento, que se produjo durante la depositación de la secuencia continental fluvial del Pérmico superior (atestiguado por algunos clastos redondeados de conglomerado, mezclados con los demás componentes de la brecha). Otra característica que contribuye con el carácter proximal es que los fragmentos de la brecha están formados por las mismas litologías que afloran en el asomo Bahía Laura, inmediatamente al este y bajo este mismo depósito. Por lo tanto estas brechas han sido producto de un evento violento, de corta duración que afectó a las rocas del Complejo Río Deseado.

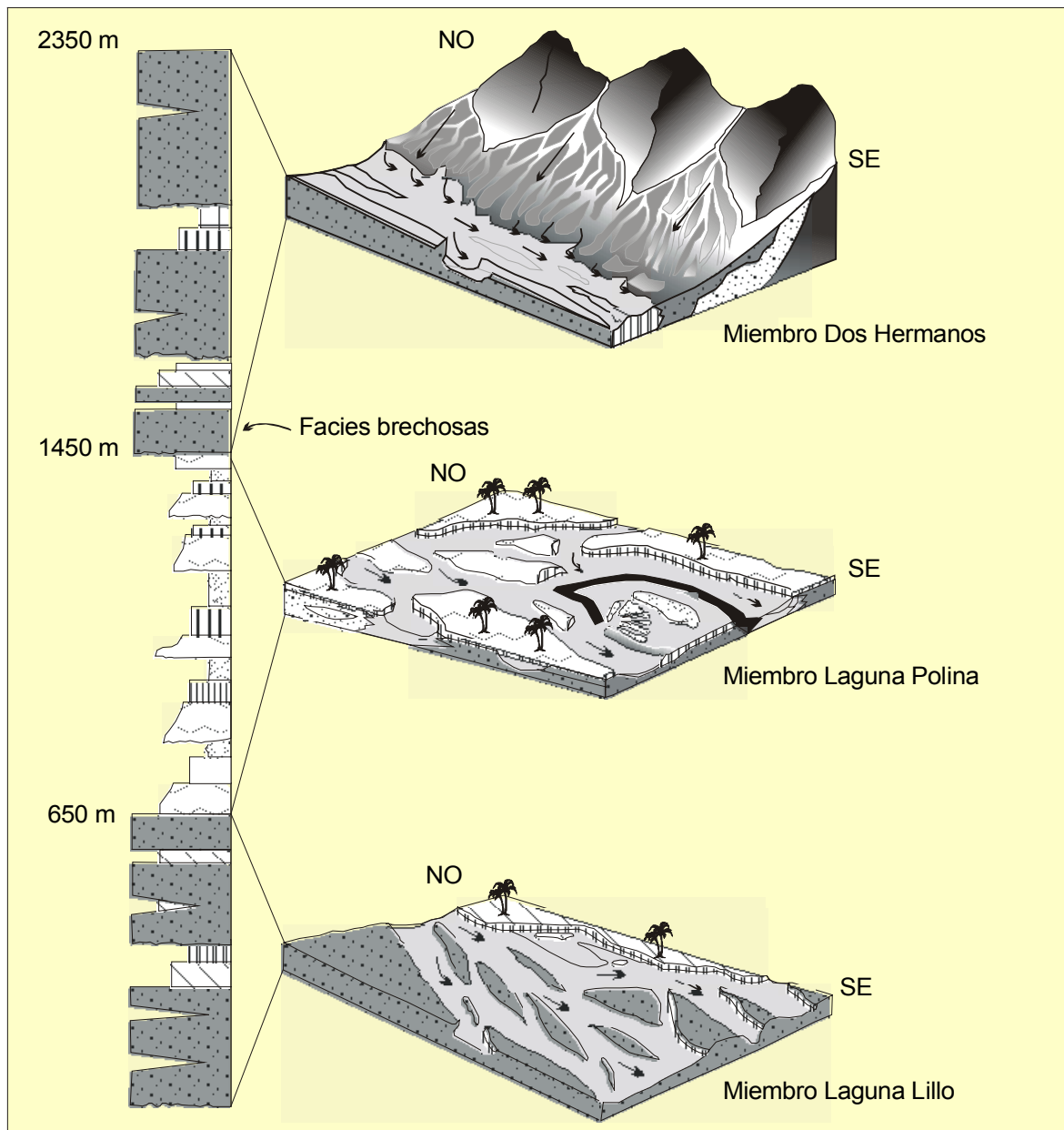


Figura 3-6: Perfil columnar de la Formación La Golondrina (con sus tres Miembros), acompañado de diagramas de evolución de la cuenca sedimentaria (modificado de **Jalfin, 1987**).

Taoflora:

La Formación La Golondrina posee gran cantidad de flora fósil en las areniscas finas y en las pelitas, que en su conjunto es una de las taofloras más ricas del Pérmico de Gondwana. Estos restos vegetales fueron estudiados por varios autores (**Archangelsky 1957a; 1957b; 1958a; 1958b; 1960a; 1960b; 1965; 1992; Archangelsky y de la Sota, 1960; Archangelsky y Bonetti, 1963; Herbst, 1978; Archangelsky y Cúneo, 1984 y Archangelsky et al., 1991**), quienes determinaron que se trata de una flora con típicos elementos gondwánicos (con más de 20 especies de Glossopteridales) mezclados con representantes de la flora nórdica Marattiales de la familia Asterothecaceae, que tiene subordinado otras Pteridofitas, tales como Sfenópsidas y Licópsidas y carece de coníferas.

Además se propone una zonación bioestratigráfica, definiendo la Superzona *Dizeugoteka* para toda la cuenca pérmica de Santa Cruz, con una Zona *Dizeugoteka waltonii* para la parte inferior de la Formación La Golondrina, también caracterizada por *Anularia kurzii*, *Pecopteris hirundinis*, *Eremopteris golondrinensis*, *Glossopteris stricta*, *Glossopteris retifera* y *Gangamopteris castellanosii*. La parte superior de la Formación está caracterizada por la Zona *Asterotheca singeri* y otros elementos como *Glossopteris damudica* y *Dizeugoteka neuburgiae* (**Archangelsky et al., 1991**). Estos autores propusieron además el Piso Golondrinense (y la Edad Golondriniano) para el Pérmico de Santa Cruz.

Paleoclima:

El paleoclima de la región para el Pérmico (**Jalfin, 1987; Bellosi y Jalfin, 1989 y Archangelsky et al., 1991**), ha sido subtropical húmedo, con inviernos fríos con mínimas no menores a 0°C y veranos calurosos.

Ubicación geodinámica

La Cuenca La Golondrina es una cuenca continental, intermontana, desarrollada en el interior de un arco magmático paleozoico (intraarco) de subducción occidental, sobre un substrato leptometamórfico atenuado (**Jalfin, 1987; Bellosi y Jalfin, 1989**). Este substrato se convierte en área depositacional con los movimientos de la Fase San Rafael (**Ramos y Palma, 1991**) y estos mismos autores relacionan el relleno de la cuenca con procesos extensionales producidos en el Pérmico, reconociendo a la Formación La Golondrina como depósitos sinextensionales de la etapa de sinrift.

Discusión:

Todos los asomos de sedimentitas pérmicas del área estudiada tienen un rumbo preferencial NO, coincidiendo con las apreciaciones de **Uliana y Biddle (1987)** acerca de un sistema de grabens y hemigrabens de orientación NO-SE como depocentro de la secuencia gondwánica.

Como resultado de los estudios realizados se determinó el hallazgo de un nuevo tipo litofacial para la Formación La Golondrina. Se trata de una facies brechosa, matriz-soportada y mal seleccionada que indica un proceso local de deslizamientos o avalanchas, que se habrían producido en el borde oriental (los asomos de esta facies brechosa se ubican alineadas en el rumbo NO, al este de los afloramientos Bajo Leonardo y Laguna Dulce) del depocentro del Bajo Leonardo. En la [Figura 3-6](#) se podrían ubicar a

estos depósitos en la base del Miembro Dos Hermanos, debido a que evidencian una rápida e importante reactivación tectónica, tal como fue planteado por **Jalfin (1987)**.

Otra hipótesis de trabajo, que aún no queda descartada, es la de considerar a las brechas como un depósito diamictítico. Este depósito se correlacionaría con las diamictitas de la Formación Sauce Grande (Carbonífero superior-Pérmico inferior) de la Cuenca Ventania, con las diamictitas de las Formaciones Lafonia y Port Sussex (Carbónico tardío-Pérmico temprano) de la Cuenca neopaleozoica de Islas Malvinas y las diamictitas del Carbónico superior de la Formación Pampa de Tepuel, o su similar Valle Chico y Salinas, en la Cuenca Central Patagónica. De esta forma se estaría tratando de un evento glacial neopaleozoico que se ha registrado en una amplia región de Gondwana y que no había sido identificado hasta el momento en la región del Macizo del Deseado.

FORMACION CERRO LEON

Antecedentes geológicos:

Las rocas que componen la Formación Cerro León son rocas hipabisales básicas a intermedias que intruyen a unidades triásicas y jurásicas en el sector El Tranquilo y Cerro León y son vinculadas genética y temporalmente al episodio volcánico de la Formación Bajo Pobre (**Pezzi, 1970; Panza, 1982**).

Son escasas las menciones de este tipo litológico en el Macizo del Deseado. Las primeras citas de esta unidad fueron hechas por **Di Persia (1956)**, quien identificó estas rocas como “diabasas” en los alrededores del anticlinal El Tranquilo. **Pezzi (1970)**, las designa informalmente como “Diabasa Cerro León” y posteriormente, **Panza (1982)**, las denomina Formación Cerro León por comprender varias litologías en su localidad tipo (el Cerro León).

Afloramientos del área de estudio:

Ubicación:

Se han encontrado dos grupos de diques máficos correlacionables con la Formación Cerro León. El primero de ellos y el más numeroso, se encuentra en el Bajo Leonardo y el segundo en el afloramiento Bahía Laura del Complejo Río Deseado ([Mapa Geológico-Metalogénico - Figura 3-3](#)).

Descripción:

El afloramiento del Bajo Leonardo consiste en 13 diques y 1 filón capa máficos que se encuentran intruyendo a las sedimentitas de la Formación La Golondrina. Estos tienen una longitud promedio de 300 metros, alcanzando los 600 metros en el caso del filón capa y con anchos promedio de 1,5 metros. El rumbo general de estos diques es ONO, con algunos ejemplos de rumbo NO y OSO. Los contactos de los diques con las areniscas son netos y producen compactación de las sedimentitas ([Foto 2-22](#)) y ocasionales asimilaciones de granos de cuarzo.

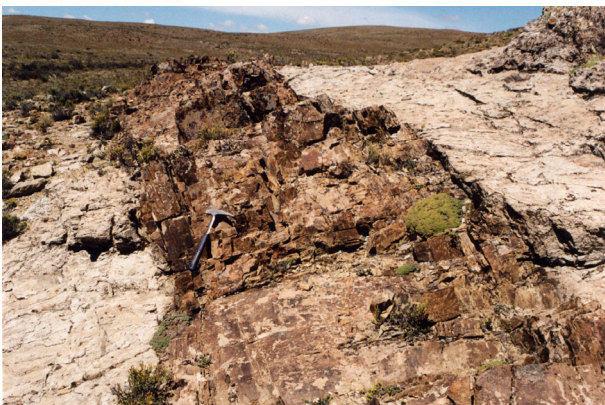


Foto 3-22: Dique de diabasa intruyendo a areniscas (Formación La Golondrina) en el Bajo Leonardo.

En el asomo Bahía Laura, se presentan 3 diques de rumbo NO a NNO intruyendo a las rocas del Complejo Río Deseado. Tienen longitudes menores, desde 50 a 200 metros y potencias de hasta 80 cm. Los contactos son también netos, intruyéndose concordantemente con la esquistosidad de las metamorfitas.

En general los diques están formados por rocas oscuras (negras a verdosas), microgranudas, levemente porfíricas, con fenocristales prismáticos de plagioclasa y mafitos frecuentemente alterados. En algunos de ellos se pueden reconocer a simple vista las secciones basales de anfíboles.

Petrografía:

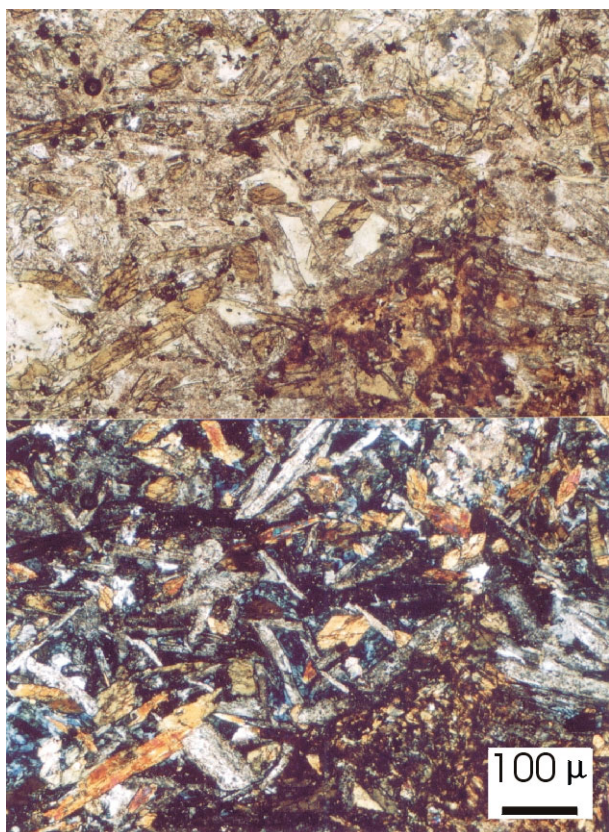


Foto 3-23: Microfotografía de textura diabásica en dique básico de la Formación Cerro León.

Los diques máficos son rocas holocristalinas, con textura diabásica (Fotos 3-23). Los fenocristales de piroxenos son clinopiroxenos, alcanzan tamaños de 2,5 mm en secciones tabulares, presentando buenas secciones basales y generalmente alterados a clorita, calcita y epidoto. El resto de la roca está compuesto de cristales de plagioclasa, levemente alteradas, de hasta 1 mm de largo, piroxenos alterados, anfíboles y abundantes minerales opacos.

Geoquímica:

Se han realizado cinco análisis geoquímicos por elementos mayoritarios y traza en los diques de la Formación Cerro León hallados en el área de estudio. Las muestras presentan en casi todos los casos una importante alteración, lo cual se ve reflejado en el elevado LOI (pérdida por calcinación) de los análisis. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 3-4.

En el diagrama TAS (Figura 3-7 A) de **Le Maitre (1989)**, los diques se clasifican geoquímicamente como basaltos, basandesitas, traquibasandesitas y traquiandesitas y mediante el gráfico de **Irvine y Baragar (1971)**, muestran una tendencia alcalina en la muestra 240 (Figura 3-7 B). Sin embargo, el diagrama de elementos trazas normalizados a MORB (**Pearce, 1981**) apoya un carácter calcoalcalino para estas rocas con enriquecimientos en los elementos livianos (LILE) y valores bajos de Nb y Ti (Figura 3-7 C).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{total}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	U	Th	Ce	Hf	Sm	LOI	
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	
Dique-(142)	57.39	15.47	6.98	0.120	2.17	4.29	3.06	3.42	0.33	0.902	1748	-	587	172	24	-	-	-	-	-	-	-	6.00
Dique-(146)	51.1	17.06	8.37	0.131	6.34	6.48	3.52	1.74	0.358	1.13	1014	40	1150	149	16	8	<9	<20	52	<6	<6	2.9	
Dique-(149)	49.79	14.68	8.01	0.129	8.10	8.19	2.49	1.46	0.28	0.893	1155	-	685	113	15	-	-	-	-	-	-	-	6.11
Dique (240)	48,2	15,83	8,44	0,109	3,75	5,29	4,89	2,7	0,465	1,27	965	146	693	189	13	7	<9	<20	99	<6	7	8	
Dique-(390)	46.41	14.16	8.11	0.148	8.89	7.52	2.63	1.25	0.27	0.846	1367	-	717	96	14	-	-	-	-	-	-	-	9.15

Tabla 3-4: Resultados geoquímicos obtenidos en los diques de la Formación Cerro León.

Relación estratigráfica y geocronología:

Relaciones estratigráficas:

Los diques máficos del área oriental intruyen a unidades pre-Pérmico superior (Formación La Golondrina y Complejo Río Deseado) y no afectan a las abundantes rocas volcánicas del Jurásico medio a superior, por lo tanto por relación estratigráfica son posteriores al Pérmico superior y anteriores al Jurásico medio.

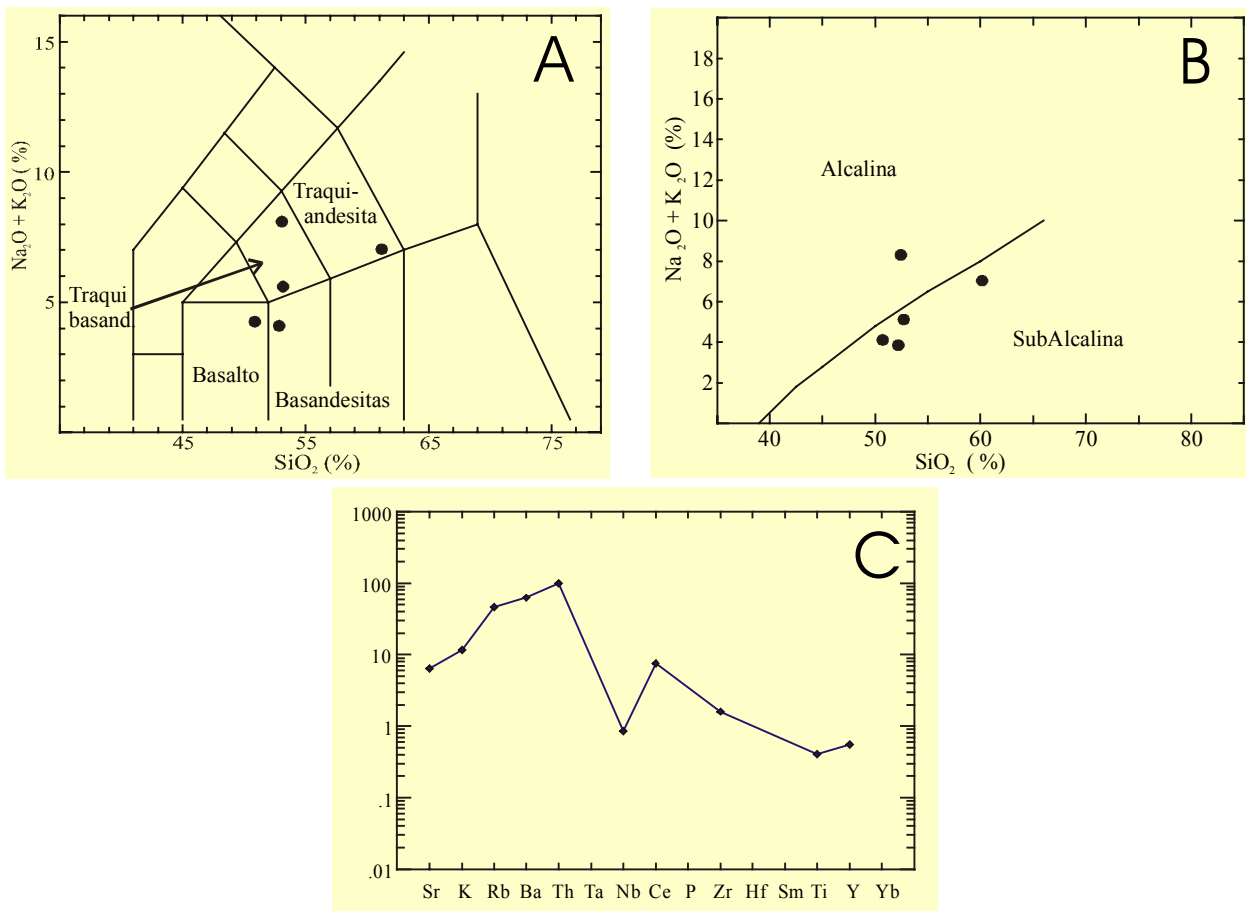


Figura 3-7: Principales diagramas utilizados para la caracterización geoquímica de las rocas de la Formación Cerro León en el sector estudiado.

Sin embargo, **Di Persia (1956)** y **Panza (1982)**, mencionan que estas rocas intruyen a las rocas de la Formación Roca Blanca (de edad Jurásico inferior, Toarciano-Aaleniano según **Stipanivic y Bonetti (1970)**), en el anticlinal El Tranquilo. Por lo tanto quedan perfectamente acotadas a la parte más alta del Jurásico inferior (Toarciano) y la parte baja del Jurásico medio (Aaleniano).

Geocronología:

No hay antecedentes de estudios geocronológicos realizados sobre estas rocas. Por este motivo es que se ha realizado una datación sobre la muestra 146 (traquibasandesita), en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo, mediante el método Ar/Ar en roca total (**Figura 3-8**). Esta muestra ha dado como resultado una buena edad, obtenida del ideograma, de $180,3 \pm 1,8$ Ma (Toarciano, parte alta del Jurásico inferior).

Esta edad es más antigua que la mayoría de los fechados de la Formación Bajo Pobre, los cuales varían entre 173 ± 8 y $150,6 \pm 2,0$ Ma (**Tessone et al., 1999** y **Pankhurst et al., 2000**), permitiendo separar temporalmente a esta unidad de la anterior y confirma a su vez las relaciones estratigráficas observadas.

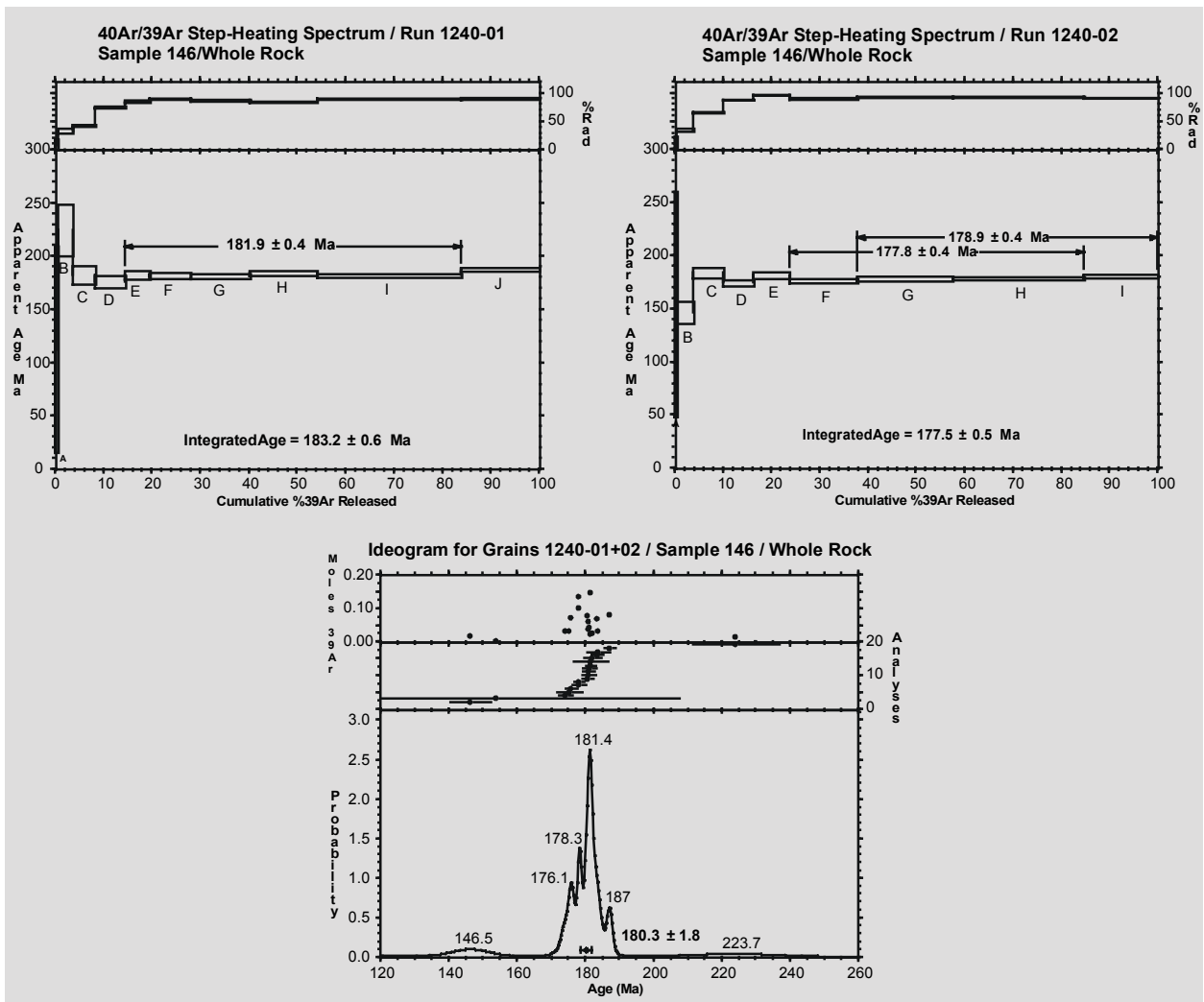


Figura 3-8: Step-heating e ideograma del análisis Ar/Ar realizado en la muestra 146 de la Formación Cerro León.

Discusiones:

La Formación Cerro León del sector oriental del Macizo del Deseado, se compone de diques basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos, con una ligera tendencia alcalina. Por otro lado, se descarta su correlación con las rocas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre debido a las diferencias en la yacencia, petrografía, geoquímica y en la edad, siendo estas últimas ligeramente más jóvenes que las diabasas.

Para determinar la génesis de estas rocas se cuenta, hasta el momento, con poca información. Sin embargo, se puede considerar que estos diques podrían corresponder a material básico que ha ascendido por fracturas (sin llegar a superficie) en el inicio del proceso de rifting Jurásico, que continuaría posteriormente con las importantes efusiones de la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura. El carácter subvolcánico de estas rocas confirma su emplazamiento en profundidades intermedias. A su vez, se pueden diferenciar dos niveles de emplazamiento:

- El profundo, representados por los escasos diques que afectan a las rocas esquistosas del Complejo Río Deseado y que son los de tendencia alcalina.
- El más somero, dado por los numerosos diques que afectan a las rocas de la Formación La Golondrina.

FORMACION BAJO POBRE

Antecedentes geológicos:

Las rocas que integran esta unidad (andesitas, basandesitas, basaltos, aglomerados volcánicos básicos y escasas sedimentitas y tobas) fueron reconocidas por primera vez en el área central del Macizo del Deseado por **Di Persia (1956)** y **De Giusto (1956)** y publicadas por **Herbst (1965)**. Estos autores las incluían dentro de la "Serie de Roca Blanca", considerándola como el episodio cuspidal de la sedimentación liásica.

El término Bajo Pobre fue introducido por Suero y Rolleri en una compilación geológica interna de YPF, pero son **Lesta y Ferello (1972)** quienes excluyen a estas rocas del ciclo liásico y dan el nombre de Formación Bajo Pobre al considerar que hay una diferencia en la naturaleza del magma de origen entre las piroclastitas de la Formación Roca Blanca y los productos efusivos de la misma. Por otro lado estos autores incluyen a estas rocas dentro del Grupo Bahía Laura, considerándolas parte del gran ciclo efusivo.

Sin embargo, **De Giusto et al. (1980)** sostiene que esta Formación debe ser excluida del Grupo Bahía Laura por encontrarla intercalada con rocas tobáceas de la Formación Roca Blanca y por lo tanto considerarla en concordancia con ésta, a pesar de su particularidad composicional y su analogía con términos similares del norte del Chubut. Este autor ya menciona la amplia distribución (desde la desembocadura del Río Pinturas hasta el meridiano 66°) de las volcanitas dentro del Macizo del Deseado y estima espesores variables desde 200 a 600 metros en El Tranquilo. Aunque cabe señalar que espesores de hasta 1.200 metros fueron estimados por sísmica y perforaciones (**Homovc et al., 1996**).

Por su parte, **Panza (1982; 1984)** estudia regionalmente a esta unidad y la desvincula estratigráficamente de las unidades sub y suprayacentes, reconociendo a la Formación Bajo Pobre como una unidad independiente.

De Giusto et al. (1980) y **Panza et al. (1995)** ubican a la Formación Bajo Pobre en el Dogger inferior (Aaleniano-Bayociano), ya que las unidades limitantes están temporalmente bien ubicadas: la Formación Roca Blanca y el Grupo Bahía Laura.

Actualmente se pone en duda su edad y su relación con el Grupo Bahía Laura. Varios autores (**Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998; Bertrand et al., 1999; Féraud et al., 1999; Riley et al., 2000 y Echeveste et al., 2001**) han propuesto la coetaneidad y cogénesis de estos dos eventos volcánicos del Jurásico medio-superior.

Afloramientos del área de estudio:

Ubicación:

En el área estudiada se han reconocido varios asomos de rocas lávicas máficas correlacionables con la Formación Bajo Pobre. Ninguno de estos asomos, salvo un dique básico (en este trabajo correlacionado con la Formación Cerro León) ubicado en el Bajo Leonardo y mencionado por **Panza et al. (1995)**, habían sido identificados anteriormente.

Los afloramientos de la Formación Bajo Pobre hallados en el área oriental del Macizo del Deseado son pequeños y saltuarios, por ello se los ha agrupado en conjuntos de asomos. Estos son: los asomos

ubicados entre la Laguna Mosquito y Bahía Laura, los del oeste de la Laguna Tordillo y los del borde norte de la Meseta de la Costa ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

De todos estos sectores, el de mayor representación es el conjunto de afloramientos que van entre la Laguna Mosquito y Bahía Laura. Se trata de un conjunto de asomos dispersos que ocupan una superficie total de 300 km², siendo las ocurrencias más importantes las que se ubican al oeste de la Laguna Hartig, en los alrededores de la Laguna Montevideo, el conjunto de asomos de las estancias El Mosquito y San Jorge y los asomos del este de la Estancia 27 de Marzo.

Es importante señalar que todos estos hallazgos de volcanitas de la Formación Bajo Pobre son de gran importancia, pues extienden el desarrollo del volcanismo básico a intermedio del Jurásico medio-superior al sector costero. Previamente a estos hallazgos se consideraban a los afloramientos del Bajo La Leona como los más orientales en el Macizo del Deseado (**Panza 1984; Panza et al., 1995; de Barrio et al., 1999**).

Descripción:



Foto 3-24: Asomo de lavas de la Formación Bajo Pobre en el área de la Laguna Mosquito.

Los afloramientos de rocas de la Formación Bajo Pobre del sector oriental del Macizo del Deseado se ubican generalmente en sectores deprimidos del paisaje y forman frecuentemente lomadas bajas y redondeadas, cubiertas por regolito de colores oscuros (morados, rojizos a verdosos) que los hace fácilmente reconocibles ([Foto 3-24](#)). Se destacan dentro de estas lomadas sectores con crestones donde se pueden observar afloramientos de estas rocas lávicas.

Macroscópicamente, estas rocas presentan un intenso grado de alteración y fracturación. Se trata, en todos los casos, de lavas afaníticas a porfíricas, de colores oscuros (gris oscuro a negro o gris verdoso a morado cuando alteradas), donde se pueden reconocer fenocristales de plagioclasas de hábito tabular y de mafitos negros, verdes a rojizos en una pasta afanítica. En general las rocas afaníticas son más oscuras y las porfíricas suelen ser de color verdoso (variedad más andesítica).

Es muy difícil determinar el espesor de la Formación Bajo Pobre debido a que no se encuentra bien expuesta, pero se trata de asomos parciales y reducidos que no superan los 100 metros. Sin embargo, es importante considerar que el espesor promedio de esta formación según estudios de **Panza (1982)** sería de 150 a 200 metros para el sector central del Macizo del Deseado, habiéndose determinado espesores de hasta 600 metros al norte de la Estancia Cañadón Largo (**Pezzi, 1970**).

Petrografía:

Las rocas lávicas de la Formación Bajo Pobre son hipocristalinas, con textura porfírica, porfírica seriada a glomeroporfírica con fenocristales o microfenocristales de plagioclasas y piroxenos, en una pasta o base de textura intersertal (Foto 3-25).

Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasas son euhedrales a subhedrales, de hábito tabular a prismático, con macla polisintética y frecuente zonación. Presentan individuos de hasta 4,5 mm de largo y su composición, calculada por el método Michel-Levy, varía entre An_{25} y An_{60} (oligoclasa a labradorita), siendo en general de composición labradorítica. La alteración es de tipo propilítica donde se pueden observar los minerales de alteración: clorita, calcita y epidoto.

Los fenocristales de piroxenos son subedrales a euedrales, de hábito tabular o en secciones basales y con individuos de hasta 5 mm de largo. Se trata de clinopiroxenos, los cuales generalmente se encuentran fracturados y alterados a clorita, calcita o epidoto, siendo escasos los individuos frescos.

En algunas lavas ubicadas en la Estancia San Jorge se han determinado microfenocristales subhedrales de biotita, de hasta 2 mm de longitud y parcialmente alterados a sericita y también se han determinado en estas rocas, fragmentos de otra lava de composición basáltica a andesítica.

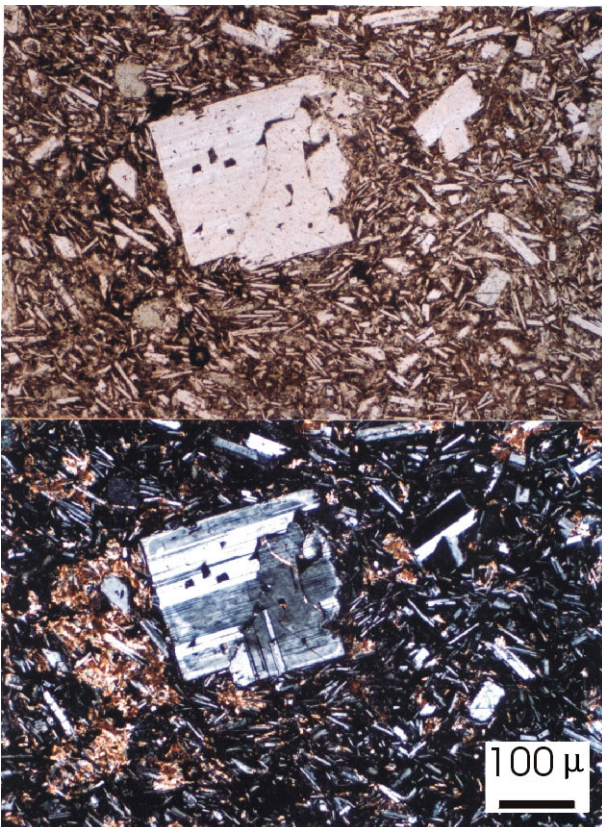


Foto 3-25: Microfotografía: Textura porfírica en las lavas de la Formación Bajo Pobre.

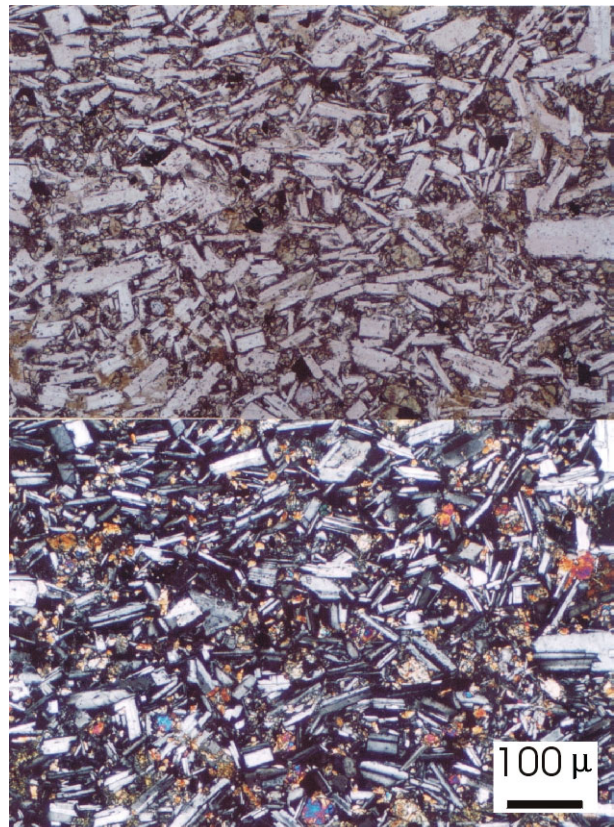


Foto 3-26: Microfotografía: Textura intersertal en pasta de las lavas de Bajo Pobre.

La pasta de estas rocas presenta principalmente una textura intersertal, que presenta tablillas de plagioclasa no orientadas, cristales de piroxenos, escasos y pequeños olivinos (solo determinados en la muestra 182) y minerales opacos con hasta 30 % de vidrio volcánico intersticial (Foto 3-26). También es

posible determinar otras variedades de roca lávica con textura microlítica fluidal, con una fuerte orientación de los microlitos de plagioclasa (Foto 3-27).

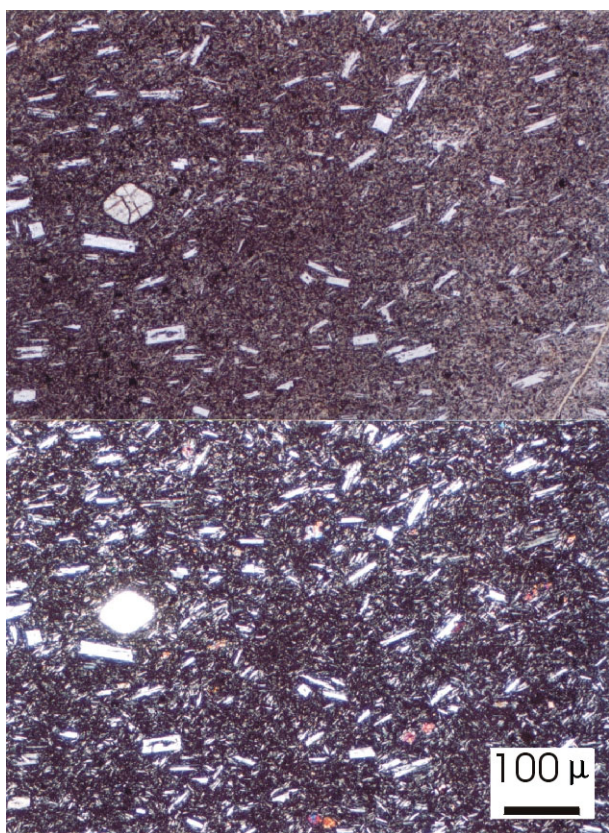


Foto 3-27: Microfotografía de textura microlítica fluidal en lava de la Formación Bajo Pobre.

Geoquímica:

Se han realizado cinco análisis geoquímicos por elementos mayoritarios y traza en las lavas de la Formación Bajo Pobre. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 3-5.

Algunas de las muestras estudiadas presentan alteración (elevado LOI). Sin embargo, mediante el diagrama TAS (Figura 3-9 A) de Le Maitre (1989), estas rocas se clasifican como basandesitas y andesitas y a través del gráfico de Irvine y Baragar (1971) se evidencia que corresponden a la serie subalcalina (Figura 3-9 B). Por otro lado, en función de lo observado en el diagrama de elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1981), se concluye que las lavas presentan un carácter calcoalcalino, con enriquecimientos en los elementos livianos y valores bajos de Nb y Ti (Figura 3-9 C).

Esta situación es similar a lo que se ha determinado en otros asomos de esta misma unidad en otras zonas del macizo y similar también al comportamiento de las diabasas de la Formación Cerro León.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{total}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	U	Th	Ce	Hf	Sm	LOI
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm	Ppm	%
Lava (122)	53,21	15,96	7,89	0,155	4,32	5,6	2,93	2,39	0,307	0,86	808	100	833	179	18	10	<9	<20	49	<6	7	5,35
Lava-(125)	54,91	15,66	7,75	0,117	4,24	7,99	2,23	0,28	0,307	0,83	909	<30	822	184	19	9	<9	<20	51	<6	<6	5,02
Lava-(206)	53,77	16,92	8,83	0,151	4,54	8,02	2,76	1,5	0,536	1,05	997	51	973	197	25	20	<9	<20	89	<6	8	1,16
Lava-247	54,51	15,18	7,9	0,111	4,59	7,69	1,98	1,15	0,337	0,86	968	35	705	172	21	7	<9	<20	68	<6	<6	4,4
Lava-(182)	54,94	19,00	7,35	0,116	2,35	7,99	3,20	2,02	0,27	0,759	659	81	520	107	20	6	1,5	7,1	44,3	3,0	4,7	1,88

Tabla 3-5: Resultados geoquímicos obtenidos en lavas de la Formación Bajo Pobre.

Para confirmar la geoquímica de la muestra 182 (la única que muestra olivinas en la pasta), se han realizado análisis de tierras raras (REE), cuyos resultados se presentan en la Tabla 3-6. Estos valores se representan en el diagrama tipo spider de la Figura 3-9 D, conjuntamente con dos muestras de andesitas de la Formación Bajo Pobre del sector central del Macizo del Deseado obtenidas del trabajo de Pankhurst y Rapela (1995). Esta comparación confirma la afinidad de estas rocas con las lavas clásicas de la Formación Bajo Pobre, con ninguna a muy baja anomalía negativa en Eu.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	Ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	pppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
182	22,0	44,3	5,10	21,6	4,7	1,40	3,9	0,6	3,5	0,7	2,1	0,30	2,0	0,29

Tabla 3-6: Resultados del análisis de REE realizado sobre la muestra 182.

Por otro lado, mediante la utilización del diagrama petrogenético de **Pearce y Cann (1973)**, resulta concluyente la afinidad de las rocas lávicas de composición basandesítica a andesítica con basaltos calcoalcalinos (Figura 3-9 E).

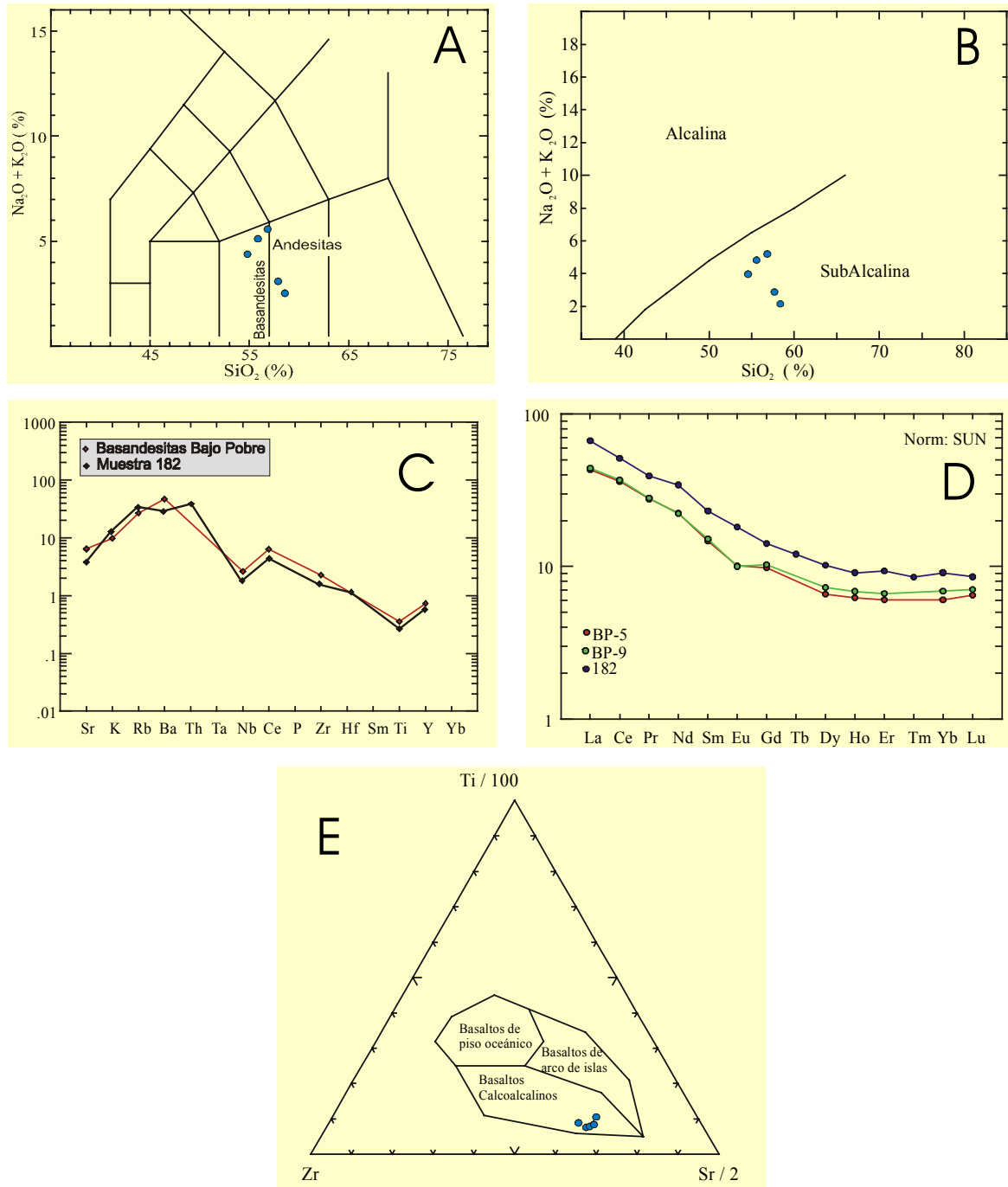


Figura 3-9: Principales diagramas utilizados para la caracterización geoquímica de las rocas de la Formación Bajo Pobre en el sector oriental del Macizo del Deseado.

Relación estratigráfica y geocronología:

Relaciones estratigráficas:

En el área oriental no están bien expuestos los depósitos de la Formación Bajo Pobre. La mayoría de los asomos de lavas se encuentran aislados, sin relación estratigráfica clara respecto de las volcánitas ácidas del Grupo Bahía Laura, aunque en algunos casos, es posible inferirla. Hay asomos donde las lavas de la Formación Bajo Pobre están claramente por debajo de las volcánitas ácidas, lo cual resulta esperable si tenemos en cuenta los antecedentes de esta unidad que la dan como Doggeriana (Jurásico medio). Sin embargo, hay dos afloramientos de rocas de la Formación Bajo Pobre que están claramente por encima de rocas del complejo volcánico ácido. Uno de estas relaciones se da en un pequeño sector al sur de una laguna en la Estancia San Jorge, donde las rocas máficas apoyan sobre lavas riolíticas del Grupo Bahía Laura (Foto 3-28) y la otra se encuentra en el sudeste de la Laguna Mac Cay, donde las volcánitas (muestra 182) apoyan sobre tufitas del mismo complejo ácido (Foto 3-29).



Foto 3-28: Lavas máficas (Fm Bajo Pobre) apoyando sobre riolitas del flujo (Gr. Bahía Laura).



Foto 3-29: Vista (al fondo de la laguna) del asomo de lavas basandesíticas que apoya sobre tufitas del complejo volcánico ácido.

Geocronología:

Las dataciones radimétricas realizadas en los últimos años (Tabla 3-7) ubican a la Formación Bajo Pobre dentro del intervalo 173 ± 8 a $150,6 \pm 2,0$ Ma (Tessone et al., 1999 y Pankhurst et al., 2000), correspondiente al Jurásico medio a superior (Aaleniano a Oxfordiano), confirmando la posición estratigráfica variable respecto al Grupo Bahía Laura (también de edad Jurásico medio a superior) observada en este trabajo.

En el marco de la presente investigación se han realizado dos dataciones radimétricas: una sobre la muestra 182 (estratigráficamente encima del Grupo Bahía Laura y de probada afinidad litológica y geoquímica con la Formación Bajo Pobre) y la otra sobre la muestra 206, claramente ubicada por debajo de las volcánitas ácidas.

El fechado de la muestra 182 fue realizado por el método K/Ar, sobre roca total, en el Laboratorio de Geocronología de la Freie Universität de Berlín y ha dado como resultado una edad de $151,3 \pm 3,4$ Ma. El de la muestra 206 fue realizado en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo, mediante el método Ar/Ar en plagioclasa (Figura 3-10).

Edad	Roca	Ubicación en el Macizo	Método	Autores
173 ± 8	Andesita	Sector central	Rb/Sr (roca total)	Tessone et al., 1999
164 ± 2	Basandesita	desconocida	Ar/Ar (plagioclasa)	Mertz et al., 1998
164,1 ± 0,3	basandesita	Bajo Pobre	Ar/Ar (roca total)	Féraud et al., 1999
160,5 ± 0,5	basandesita	Bajo Pobre	Ar/Ar (roca total)	Féraud et al., 1999
156,7 ± 2,3	andesita	Bajo Pobre	Ar/Ar (plagioclasa)	Alric et al., 1996
152,8 ± 2,6	andesita	Sector central	Ar/Ar (plagioclasa)	Féraud et al., 1999
152,7 ± 1,2	andesita	Sector central	Ar/Ar (plagioclasa)	Féraud et al., 1999
150,6 ± 2,0	Andesita basáltica	Bajo Pobre	Ar/Ar (biotita)	Pankhurst et al., 2000

Tabla 3-7: Resumen de los datos radimétricos de la Formación Bajo Pobre.

Esta muestra no ha dado un resultado muy preciso debido a que la plagioclasa estaba levemente alterada, sin embargo evidencia edades integradas de 167 ± 2 y 174 ± 3 Ma, que se resumen en una edad obtenida mediante un ideograma de 170 ± 10 Ma.

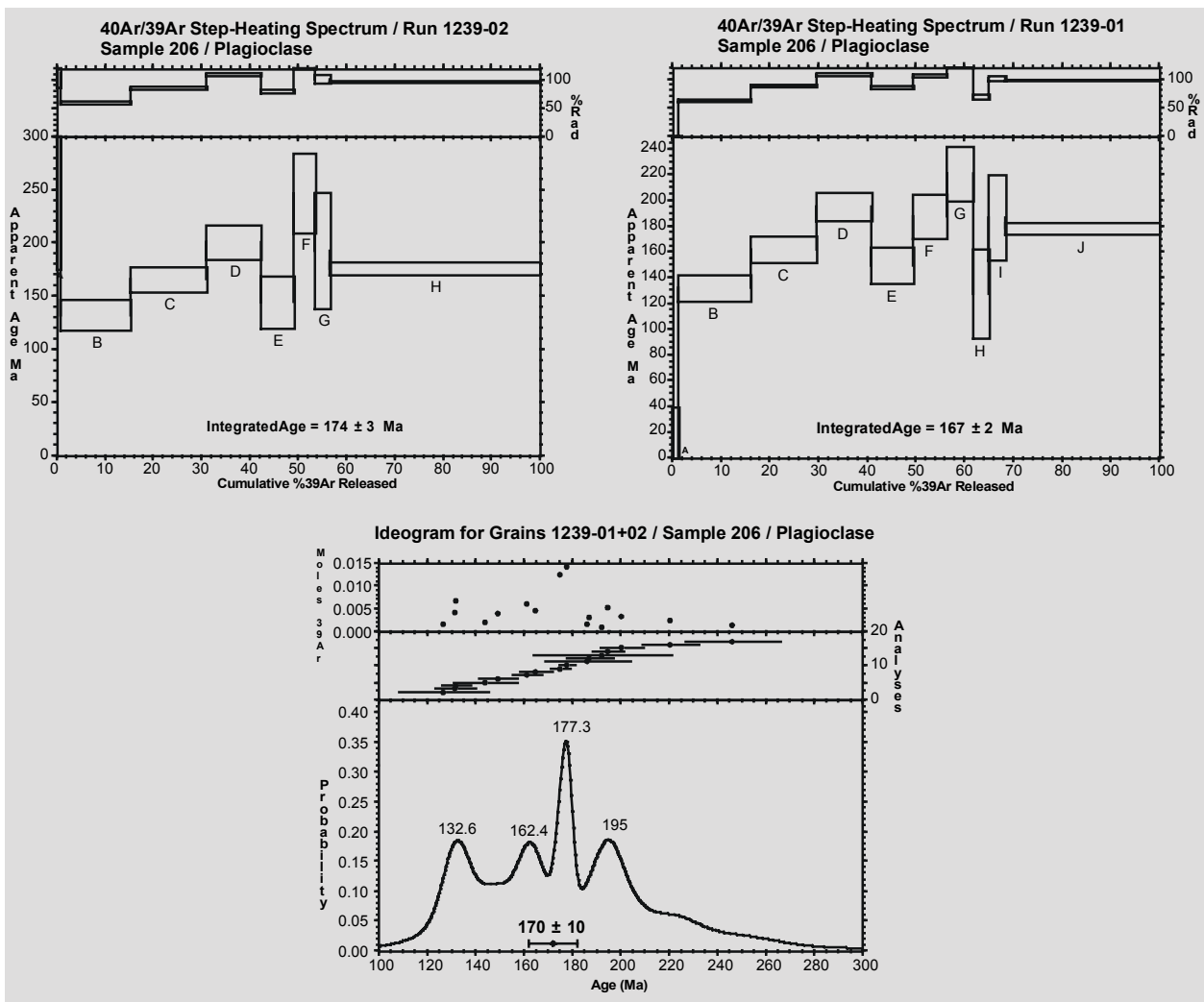


Figura 3-10: Step-heating e ideograma del análisis sobre la muestra 206 (lava basandesítica de la Formación Bajo Pobre).

Los datos geocronológicos concuerdan con los datos preexistentes de la Formación Bajo Pobre y con las relaciones de campo descriptas, confirmando la prolongación de los asomos de esta unidad hacia el

sector oriental del Macizo del Deseado. Ambas edades han resultado coherentes con las relaciones estratigráficas observadas.

Con el objetivo de evaluar la variabilidad regional de los datos radimétricos de la Formación Bajo Pobre en toda la provincia Macizo del Deseado, se han volcado los rangos de edades en el mapa regional del macizo (Figura 3-11) y de allí se deduce que, a pesar de contar con muy escasos datos, no hay ninguna zonación espacial de las mismas, sino que el volcanismo se habría producido regionalmente en un intervalo de aproximadamente 23 Ma en el Jurásico medio a superior.

La relación entre las volcanitas de la Formación Bajo Pobre con las rocas del Grupo Bahía Laura es una cuestión que últimamente está siendo revisada y que será abordada con mayor detalle en el Capítulo 5.

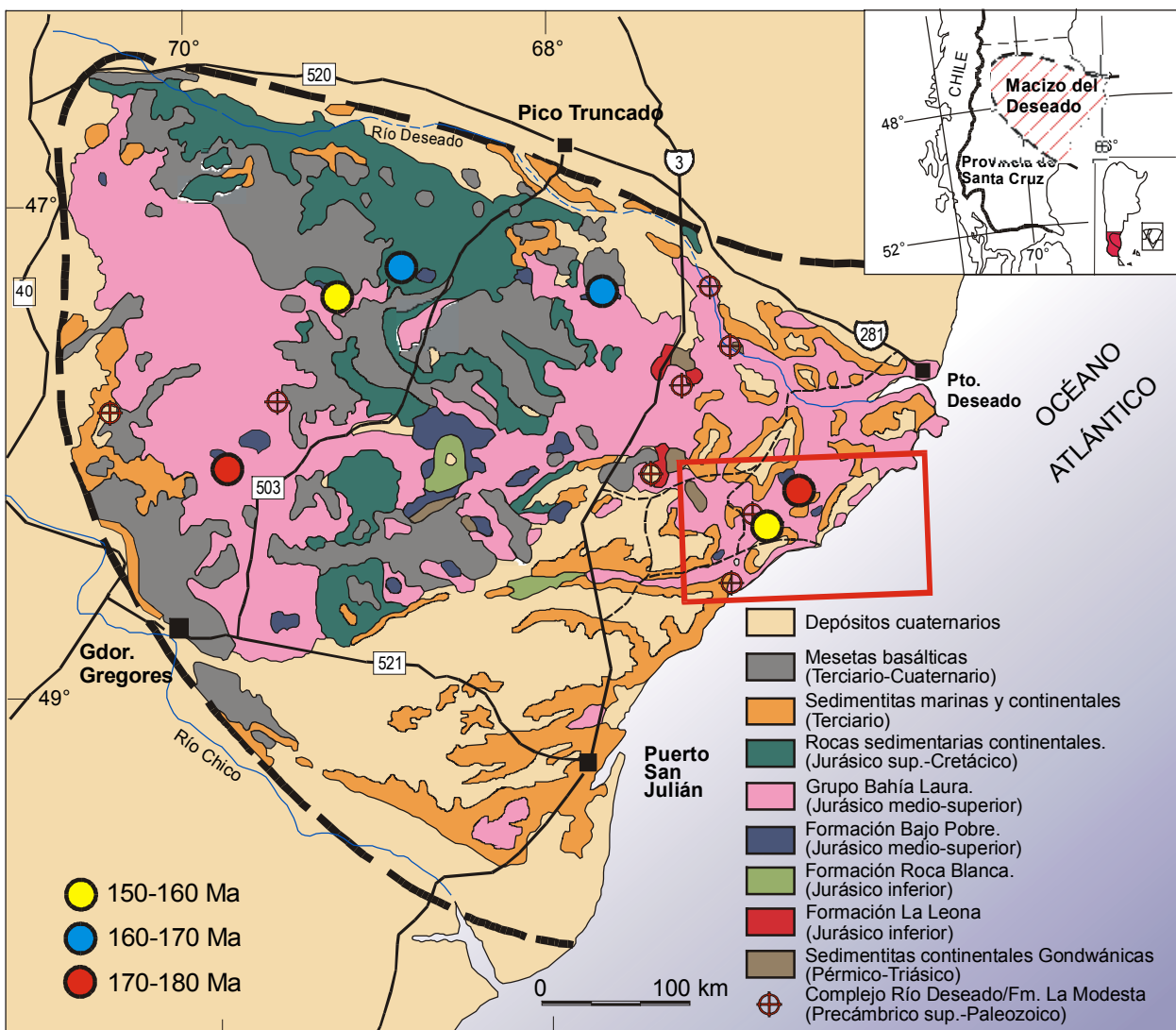


Figura 3-11: Mapa regional del Macizo del Deseado, donde se han ubicado las edades radimétricas de la Formación Bajo Pobre.

Discusiones:

La Formación Bajo Pobre en el sector estudiado se compone de coladas lávicas basandesíticas a andesíticas, subcalcinas y con tendencia calcoalcalina que se han desarrollado en el período Jurásico

medio a superior (170 ± 10 Ma a $151,3 \pm 3,4$ Ma), llamativamente casi el mismo intervalo que en todo el Macizo del Deseado.

Respecto de la génesis de estas lavas, se comparte la hipótesis de que corresponden a erupciones de tipo fisural producida por fracturación profunda vinculada al inicio del proceso de rifting que culminaría con la efusión del Grupo Bahía Laura y preanunciarían el desmembramiento del Gondwana y la apertura de Océano Atlántico (**Sacomani, 1982; Panza, 1982; Panza et al., 1995; de Barrio et al., 1999**) y que se habrían producido a partir de la fusión parcial de una corteza juvenil o pobre en elementos litófilos de radio iónico grande (LIL-elements) que evoluciona paulatinamente hacia productos más ácidos (**Pankhurst y Rapela, 1995**).

GRUPO BAHIA LAURA

Antecedentes geológicos:

Estas rocas volcánicas ácidas fueron reconocidas desde principios del siglo pasado en los afloramientos de la costa atlántica del norte de la provincia de Santa Cruz, siendo el primero que las menciona **Darwin (1838)**, quien las describe como pórfidos rojos, a veces vitrofíricos.

Ameghino (1906), brinda detalles del complejo volcánico, reconociendo pórfidos y traquitas y asigna, con dudas, una edad precretácica a posiblemente jurásica. En una perforación efectuada en Puerto San Julián, **Delhaes (1913)**, encontró *Estheria mangaliensis* Jones del Neotriásico (Rético), de modo que este autor, junto con **Wichmann (1922)**; **Windhausen (1924, 1931)** y **Frenguelli (1933)** consideraron a las volcanitas de edad rética o Triásico superior, a pesar de la reserva hecha por **Hermitte (1916)**, quien creía que la *Estheria* hallada no era de la especie conocida en el Rético, sino una especie del Cretácico inferior. Para **Frenguelli (1933)** la serie eruptiva porfírica sería parte de un complejo que se extendería del Triásico al Terciario e incluyó a las rocas retrabajadas dentro de los "Estratos Réticos" de su "Paganziano superior".

Otros autores ponen en duda estas edades, como **Gothan (1925)** (quien al estudiar estróbilos de *Araucaria* encontrados al sur del Río Deseado por Windhausen aceptó atribuirlos al Triásico, pero indicó que él se hubiese inclinado en suponer una edad más reciente). Posteriormente, **Feruglio (1949)**, analiza en conjunto a este "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y llega a la conclusión que en su mayor parte pertenece al Jurásico superior (Wealdense) y propone el nombre Complejo Bahía Laura.

Este complejo fue dividido posteriormente por **Criado Roque (1953)** y **Di Persia (1954)** en dos unidades: la "Serie Vulcanítica Inferior" o "Serie de Bahía Laura" compuesta por efusivas mesosilícicas a ácidas, de edad carniano-noriana y la "Serie Tobífera Superior" o "Serie de Malacara", en discordancia sobre la anterior y compuesta por elementos piroclásticos, tobas arenosas, areniscas, conglomerados y lutitas con restos florísticos.

Stipanivic y Reig (1955, 1957) y **Stipanivic (1957)** subdividen al complejo en dos pisos: el Chonaikense y el Matildense, que se corresponderían, respectivamente, con las dos "series" antes mencionadas. Para ellos el Chonaikense comprendía el complejo efusivo basal que estaba compuesto por grandes masas de pórfidos cuarcíferos y riolíticos, queratófiros varicolores y cuarcíferos, riolitas, andesitas, vitrofíros, porfiritas y por mantos de tobas porfíricas y porfiríticas muy compactas y brechas volcánicas ácidas y mesosilícicas de colores rojizos, violáceos y verdosos. Su perfil tipo se encuentra en el Cerro Chon Aike u Ordóñez, ubicado 15 km al sudoeste de Bahía Laura y sus afloramientos se extienden desde el Río Deseado al Bajo de San Julián y desde la costa al paralelo 68° 30' (**De Giusto et al., 1980**), donde se reemplaza gradualmente por tobas e ignimbritas. Posteriores referencias (**Herbst, 1965**; **Archangelsky, 1967**; **Stipanivic y Bonetti, 1970**) le confieren un valor regional, redefiniendo su litología a ignimbritas riolíticas, brechas, etc. de modo de cubrir las variaciones litológicas que se producen hacia el oeste del macizo, que temporalmente fueron incluidas dentro de la Formación Los Pirineos (**Pezzi, 1970**; **De Giusto et al., 1980**).

El Matildense (**Stipanivic y Reig, 1955; 1957**; **Stipanivic, 1957**; **Archangelsky, 1967**) incluye un conjunto de tobas arenosas, limosas y lutíticas, conglomerados, tobas porfíricas y porfiríticas, pórfidos

cuarcíferos y porfiritas. En las áreas relevadas por los citados autores, las relaciones estratigráficas entre ambas unidades no aparecen claramente expuestas por lo que ellos postulan una posible relación discordante.

En los años subsiguientes, los geólogos de Y.P.F., aclaran el problema del contacto entre ambas unidades y postulan una relación de continuidad, considerándolas como parte de un único ciclo piroclástico-efusivo con tendencia a hacerse sedimentario hacia la parte cuspidal (**Di Persia, 1956; 1957; 1958; 1959; De Giusto, 1956; 1958 y Bianchi, 1960**).

Ugarte (1966) denomina Serie de Chon Aike a la facies volcánica y Serie de La Matilde a la facies sedimentaria y sostiene que es conveniente considerar dichas unidades como integrantes de una unidad-roca mayor para la que mantiene el denominativo de Complejo Bahía Laura, de aplicación cuando no se distinguen dichos miembros. Este autor apoya la idea que ambas series engranan lateralmente y desecha la idea de un contacto discordante. Al año siguiente, **Archangelsky (1967)** adecúa las series de **Stipanovic y Reig (1957)** a la nomenclatura estratigráfica, denominándolas Formaciones Chon Aike y La Matilde.

Pezzi (1970) considera a las volcanitas ácidas constituidas por tres unidades diferentes y sincrónicas. Ellas son las Formaciones Chon Aike, La Matilde y Los Pirineos. Esta última fue propuesta para agrupar exclusivamente la potente sucesión de mantos ignimbríticos que, según dicho autor, afloran al oeste del meridiano 68° 30' de Longitud Oeste y reserva para la Formación Chon Aike solamente los términos lávicos que se encuentran en la zona de la costa.

El término Grupo Bahía Laura fue propuesto por **Lesta y Ferello (1972)**, quienes realizaron un trabajo de compilación de los estudios realizados en la región de Chubut Extraandino y norte de Santa Cruz en un trabajo que sostiene la coetaneidad de las Formaciones Chon Aike y La Matilde por hallarlas interestratificadas e incluso incluyen a la Formación Bajo Pobre en este grupo.

Posteriormente, **De Giusto et al. (1980)** señalan al Grupo Bahía Laura como el acontecimiento geológico principal del Macizo del Deseado y también incluye dentro de este grupo a la Formación Los Pirineos. Por otro lado define a la Formación La Matilde como un depósito cuya composición está relacionada con un ambiente fluvio-lacustre en que se origina y lo que le otorga una geometría lenticular con engranajes laterales rápidos y una ubicación indefinida dentro de la columna del complejo volcánico, aunque con una tendencia a ocupar el techo del mismo. Además menciona varias observaciones regionales de asomos de La Matilde interestratificados con rocas volcánicas del grupo y concluye que la Formación La Matilde es una variación ambiental dentro del ciclo piroclástico efusivo y considera a los contactos de las tres Formaciones como concordantes y continuos.

Sacomani (1981), remarca la notable similitud petrológica entre las Formaciones Chon Aike y Los Pirineos y por prioridad propone como válido solamente al primer término, quedando el Grupo Bahía Laura nuevamente conformado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde.

Teruggi et al. (1981); Mazzoni et al. (1981); Spalletti et al. (1982) y Mazzoni et al. (1984) siguieron profundizando en el conocimiento geológico del Grupo Bahía Laura en el área del Gran Bajo de San Julián. Ellos señalan la gran predominancia de los mantos ignimbríticos sobre los verdaderos pórfidos. También **Panza (1982) y Sruoga y Palma (1984)** refuerzan el criterio de que la Formación Chon Aike, en el sector costero del área tipo, está compuesta por mantos ignimbríticos y consideran entonces como

válidas solamente las Formaciones Chon Aike y La Matilde. **Hechem y Homovc (1985)** trabajaron en el área de Bajo Grande y elaboraron el primer modelo de facies volcánicoclástico para el Grupo Bahía Laura, integrando a la Formación Bajo Grande en el grupo ya que desechan el contacto discordante entre ambas entidades. También **Palma (1987)** efectuó una investigación geológico-tectónica de la región adyacente al curso inferior del Río Deseado, allí formula una reestructuración formacional del Grupo Bahía Laura.

Rapela y Kay (1988); Kay et al. (1989) y Pankhurst y Rapela (1995) introducen los términos Grupo Chon Aike, provincia Chon Aike y provincia volcánica Jurásica respectivamente, para el conjunto de los asomos de volcanitas jurásicas de toda la Patagonia extrandina y **Pankhurst et al. (1993a)** utiliza el término Complejo Chon Aike exclusivamente para las volcanitas del Macizo del Deseado. Por otro lado **Pankhurst et al. (1998)** propone que las volcanitas jurásicas de Patagonia junto con las del oeste de Antártida conforman una de las mayores provincias ígneas silíceas (LIP) del mundo. Para el Macizo del Deseado estima una extensión de 100.000 km² y para todo el conjunto 235.000 km², con espesores mínimos de 500 m y máximos de 2.200 m (**Féraud et al., 1999**).

Finalmente, **de Barrio et al. (1999)** denomina a este conjunto como un complejo ignimbrítico-lávico sedimentario y emplea el término Grupo Bahía Laura, con sus dos formaciones. La Formación Chon Aike formada por espesos mantos ignimbríticos riolíticos a riodacíticos, aglomerados y brechas volcánicas subordinadas y escasas tobas vítreas y cristalinas y además menciona la presencia de facies magmáticas. Lateral y verticalmente interdigitados se encuentran los depósitos de la Formación La Matilde (tobas y tufitas, con delgados mantos ignimbríticos intercalados).

En cuanto al espesor de este grupo, **Turic (1969)** menciona una potencia de 895 metros para la Formación Chon Aike, **De Giusto (1956)** poco más de mil metros y **Panza (1982) y de Barrio et al. (1999)** consideran una potencia oscilante entre 200 y 600 metros, con marcadas variaciones locales. En el caso de la Formación La Matilde se mencionan espesores de 175 metros para su perfil típico en la Estancia La Matilde (**Criado Roque, 1953; Stipanivic y Reig, 1957**) y 320 metros para el sector del Bajo Grande (**Di Persia, 1958**). **Panza et al. (1995)**, proponen un espesor máximo de 150 metros para la Formación, aunque sus asomos expuestos casi nunca superan los 50 metros.

En el área estudiada las rocas efusivas del Grupo Bahía Laura fueron primero estudiadas por **Criado Roque (1953)** y luego fueron denominadas "Serie Porfírica" y "Serie Tobífera superior" por **Di Persia (1954)** y **Suero y Criado Roque (1955)**, "Serie Porfírica" por **Di Persia (1955; 1956)**, "Serie Volcánica Jurásica" por **Ugarte (1956)**, "Complejo Porfírico" por **De Giusto (1954; 1956)** y Grupo Bahía Laura por **Sruoga y Palma (1984); Panza (1984) y Panza et al., (1995)**.

Afloramientos del área de estudio:

Subdivisión litofacial del Grupo Bahía Laura:

Hechem y Homovc (1985; 1988) subdividieron en litofacies a las rocas volcánicas del Grupo Bahía Laura y de la Formación Bajo Grande para un sector muy restringido del Macizo del Deseado. Basándose en este concepto y en los avances en el conocimiento acerca de las sucesiones volcánicas, se empleará un criterio litofacial para diferenciar el conjunto de rocas volcánicas ácidas del Grupo Bahía Laura, proponiendo una nueva subdivisión de las rocas del complejo volcano-sedimentario.

Según **Cas y Wright (1982)**, los terrenos volcánicos son los que poseen mayor variedad de rocas. Por ello el concepto de facies (cuerpo de roca con caracteres únicos que lo distinguen de los demás y que se vinculan con un conjunto único de condiciones de formación) es la forma más adecuada para documentar e interpretar las características de las unidades de rocas de un complejo volcano-sedimentario, a diferentes escalas de trabajo (en función del grado de detalle del estudio), la información disponible y el nivel de conocimiento.

Durante las tareas de mapeo se han utilizado en general términos de tipo descriptivos con algunas connotaciones genéticas (lavas afáníticas, porfíricas, diques riolíticos, mantos de ignimbritas, tobas, tobas estratificadas, tobas con estructuras sedimentarias, rocas volcanoclásticas, entre otros). Posteriormente, con toda la información de campo (geometría, depósitos asociados, contactos, estructuras sedimentarias, descripción de muestra de mano y fundamentalmente experiencia en este tipo de rocas) y el estudio petrográfico, se han podido interpretar gran parte de los asomos del Grupo Bahía Laura mediante términos litofaciales genéticos, los cuales han sido representados en forma de facies y subfacies en el [Mapa Geológico-Metalogénico](#).

La **facies magmática** incluye toda roca coherente, no fragmentaria, formada por enfriamiento y solidificación del magma, sin eventos explosivos asociados. Debido a que se trata de magmas ácidos (con altos contenidos en volátiles), la cámara magmática tiene que desgasificarse para que ocurra este proceso. Esta desgasificación del magma se produce por escape de los gases a través de hot springs o fumarolas, mediante explosiones hidrotermales, erupciones explosivas o vesiculación previa a la erupción (**Cas y Wright, 1982; McPhie et al., 1993**). Esto coincide con las observaciones de campo, donde las rocas de las facies magmática tienden a ser menos abundantes y póstumas respecto de los materiales piroclásticos (producidos por las efusiones explosivas). Dentro de esta facies magmática se han reconocido rocas lávicas extrusivas (subfacies lávica), formadas por coladas o cuerpos dómicos que se formaron en la superficie o muy próximo a ésta y rocas hipabisales (subfacies subvolcánica), rocas que no extruyeron en superficie, que se han consolidado a profundidades someras y que están representadas por diques, criptodomas y pórfiros.

La **facies volcanoclástica**, según los lineamientos dados por **Cas y Wight (1982)** y **McPhie et al. (1993)**, incluye todos los depósitos volcánicos fragmentarios, indistintamente de su origen. Por lo tanto incluye las rocas piroclásticas (depósitos producidos por erupciones explosivas) y las rocas volcánicas redepositadas o retrabajadas (también llamadas rocas secundarias o tufitas). El conjunto de rocas volcanoclásticas se encuentran interestratificadas, tal como lo reconoce **Mazzoni et al. (1981)**, de modo que en ocasiones es casi imposible su diferenciación en las 4 subfacies propuestas (piroclástica de flujo, surge o caída y volcanoclástica retrabajada).

Las rocas de las subfacies piroclásticas están compuestas por piroclastos, dentro de los cuales se pueden diferenciar fragmentos juveniles del magma (pómez y trizas vítreas), cristaloclastos (cristales generalmente fragmentados de cuarzo, feldespatos y mafitos) y fragmentos líticos de variada composición. Durante las descripciones de campo se han empleado los límites granulométricos propuestos por **Cas y Wright (1982)** para depósitos volcanoclásticos antiguos ([Tabla 3-8](#)).

Las rocas piroclásticas se han subdividido genéticamente en tres subfacies en función del modo de transporte y depositación de los materiales: la subfacies piroclástica de flujo, de surge y de caída. Para

ello se han utilizado las características generales que han sido resumidas en la [Tabla 3-9](#). Las rocas piroclásticas de segundo ciclo se han reunido en la subfacies volcánoclastica retrabajada.

Tamaño de grano (mm)	Piroclastos	Agregado inconsolidado	Roca	
256	Grueso	Redondeados=Bomba	Bomba	Aglomerado
	Fino	Angulares = Bloques	Brecha	Brecha
64	Lapilli		Lapilli	Lapillita
2				
1/16	Grueso	Ceniza	Depósito cinéreo	Toba
	Fino			

Sin embargo, es importante señalar que al tratarse de rocas volcánicas jurásicas, con relaciones estratigráficas muy complejas y afectadas por procesos de alteración hidrotermal, erosión, meteorización y deformación, puede ser en ocasiones muy difícil poder distinguir su origen.

Tabla 3-8: Tabla granulométrica, extraída de **Cas y Wright (1982)**.

Por ello algunas rocas podrían quedar comprendidas indiscriminadamente dentro del complejo volcánosedimentario (Grupo Bahía Laura indiferenciado) o subdivididas solo en los términos faciales (facies magmática y volcánoclastica).

Ubicación de los afloramientos del Grupo Bahía Laura:

Los asomos de rocas del Grupo Bahía Laura representan cerca del 45 % (aproximadamente 1.600 km²) de los afloramientos de la superficie total mapeada y se encuentran aflorando en las ventanas erosivas que se producen entre las mesetas de rodados patagónicos ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)). De todas, la facies volcánoclastica es la de mayor representación dentro de las rocas del complejo volcánico, alcanzando más del 90 % (1.480 km²) de los afloramientos. Los depósitos de la facies magmática ocupan el resto, ocupando un área de 120 km².

El espesor del Grupo Bahía Laura es difícil de determinar debido a que sus asomos no son buenos, están muy cubiertos y modificados estructuralmente, sin presentar horizontes guía para correlacionar. Además, los espesores son muy variables regionalmente, dado que el complejo volcánico está limitado por discordancias (**Panza, 1982; 1984; Panza et al., 1995**). Sin embargo estos últimos autores mencionan un espesor de la Formación Chon Aike para el área de la Hoja Bahía Laura de menos de 200 metros.

Subfacies lávica:

Las rocas de la subfacies lávica se encuentran aflorando en el Cabo Guardián y la Isla Rasa (**Panza et al., 1995**) y en los abundantes cuerpos dómicos o complejos de domos que se detallan más adelante en el apartado de edificios volcánicos de este mismo capítulo. Las rocas de esta subfacies se han formado por magmas ácidos que han llegado a la superficie mediante erupciones volcánicas no explosivas. Las lavas del área son de composición ácida (principalmente riolitas, con escasos ejemplos de dacitas) y se presentan formando cuerpos dómicos y escasas coladas.

Las coladas constituyen afloramientos bajos y muy meteorizados, no son muy frecuentes y en ocasiones podría tratarse de domos muy erosionados. Están próximas a cuerpos dómicos y suelen presentar bandeamiento de flujo subhorizontal.

Subfacies	Piroclástica de flujo	Piroclástica de caída	Piroclástica de surge
Geometría del depósito	-Mantos delgados (menos de 1 metro) a muy potentes (decenas de metros). -Formas controladas por el paleorelieve previo, rellenan valles.	-Geometría tabular, forman estratos no muy potentes (en el orden de 1 metro) y generalmente macizos. -Las capas mantean el paleorelieve previo.	-Formas lenticulares y delgadas (generalmente menos de 1 metro). -Parcialmente controladas por el paleorelieve previo, más potentes en valles y menos en partes altas.
Grado de selección	-Mal seleccionados. -Pueden presentar gradación normal de líticos e inversa de pómez.	-Hidráulicamente (probablemente no granulométricamente) moderada a buena selección. -Pueden tener fragmentos balísticos en zonas proximales.	-El depósito es mal seleccionado, algunas láminas pueden tener moderada selección. -Pueden tener balísticos, en surges húmedos generan calcos de carga.
Estructura macro-mesoscópica	-Masiva. -Esporádicamente pueden presentar falsas laminaciones producto de variaciones composicionales o en las condiciones de transporte y depositación del flujo o una falsa estratificación por la acumulación de unidades de flujo.	-Ocasionalmente pueden tener estratificación plana o laminaciones, en especial por variaciones en las condiciones de transporte y depositación o en la composición del material depositado.	-Abundantes estructuras sedimentarias traccionales (estratificación plana, entrecruzada de bajo ángulo, dunas, antidunas). -La base suele ser erosiva (canalizaciones).
Soldamiento	-Muy frecuente, formación de fiammes y textura eutaxítica.	-No, salvo excepciones en depósitos muy proximales.	-No.
Evidencias térmicas	-Tubos de escape de gases. -Disyunción columnar central. -Madera carbonizada. -Coloración rosada, producto de la oxidación de microlitos de magnetita. -Presencia de esferulitas, lithophysae o textura micropoiquilitica en la matriz.	-Solo en depósitos muy proximales puede haber madera carbonizada.	-En los surges calientes puede haber pequeños tubos de escape de gases y restos de madera carbonizada.

Tabla 3-9: Resumen de las principales características tenidas en cuenta para la discriminación de depósitos piroclásticos primarios.



Foto 3-30: Vista de un cuerpo dómico aislado al norte de Laguna Flamencos.

Los domos lávicos se ubican a lo largo de fracturas, aprovechando especialmente los cruces de fracturas para su salida. Estos domos se destacan como altos en el paisaje, son asomos de formas curvas y suaves, sin salientes rocosas con la parte superior plana y los bordes abruptos (Foto 3-30). Son cuerpos de escaso volumen, muy potentes y poco extendidos.

Los regolitos de las rocas lávicas están formados por pequeños clastos (en el orden de los pocos centímetros) equidimensionales y con formas cercanas a un cubo.

En el caso de las lavas afaníticas es frecuente hallar pequeñas lascas muy finas con inflexiones y repliegues y con las caras estriadas por acción del flujo.

Las lavas se caracterizan por ser rocas porfíricas, afaníticas o vítreas de colores rojizos a blanquecinos con evidencias de flujo, más notable en las variedades afaníticas.

Las lavas porfíricas presentan una composición modal fenoriolítica y fenodacítica, con fenocristales, subhedrales a euhedrales y en ocasiones orientados por flujo, de cuarzo, feldespato potásico (sanidina), plagioclasa y biotita en una pasta vítrea a microlítica fluidal generalmente alterada (Foto 3-31). Los fenocristales frecuentemente se encuentran muy fracturados o quebrados con textura en rompecabeza (jig-zaw) producto de la cizalla producida por el flujo (Foto 3-32). Como minerales accesorios se pueden encontrar apatitas y escasos circones.

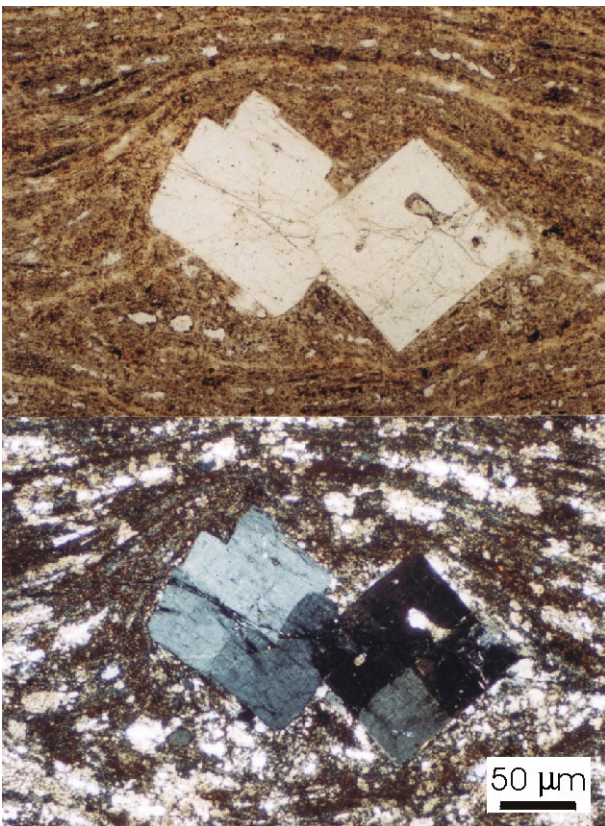


Foto 3-31: Microfotografía de lava porfírica, fenocristales de sanidina rodeados por filetes de flujo de la pasta (desvitrificada).

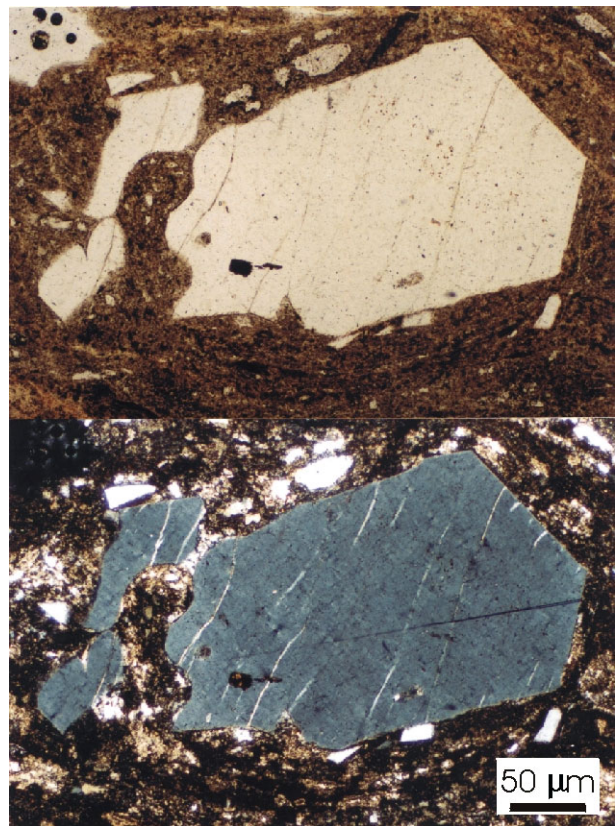


Foto 3-32: Microfotografía de lava porfírica, fenocristal de sanidina fracturado por cizalla de flujo.

Los fenocristales de cuarzo se presentan como cristales subhedrales a euhedrales, límpidos, muy fracturados que alcanzan hasta 3 mm de diámetro y que generalmente presentan engolfamientos o bordes redondeados debido a una reabsorción parcial del fenocristal por desequilibrio físico-químico con el magma durante la extrusión (McPhie et al., 1993). Las sanidinas alcanzan un largo de 6 mm en cristales euhedrales tabulares a prismáticos y también suelen presentar engolfamientos. Las plagioclasas se presentan como individuos euhedrales de hasta 5 mm de largo y están generalmente muy alteradas a argilominerales. Las biotitas se encuentran en forma de láminas alargadas de hasta 2

mm de largo, orientadas paralelamente al flujo y muy desferrizadas. Además se reconocieron xenolitos de rocas volcánicas (principalmente básicas) y xenocristales de cuarzo y plagioclasa con bordes de reacción en estas lavas ácidas.

Por otro lado, las lavas afaníticas son rocas leucocráticas caracterizadas por un importante bandeamiento de flujo que se presenta como finas bandas subparalelas, alternantes de colores rosados a blanquecinos. Estas bandas son muy continuas y en sectores se curvan, contorsionan y arremolinan. Este bandeamiento evidencia el flujo laminar de las lavas debido a la elevada viscosidad de los magmas ácidos que dan origen a estos cuerpos ([Foto 3-33](#)).

Otros rasgos salientes de este tipo de rocas son las estructuras de desvitrificación (esferulitas, lithophysae, textura micropoiquilítica y granofírica) y de enfriamiento brusco (textura perlítica) que se encuentran en la pasta.

La desvitrificación es la cristalización sub-solidus del vidrio volcánico, hecho que se produce porque el vidrio es termodinámicamente inestable ([Lofgren, 1970](#)). Los productos generados son cristales fibrosos de cristobalita y feldespatos alcalinos. Este autor señala cuatro estados de desvitrificación: hidratación inicial (evidenciado por un mosaico poligonal de fracturas en el vidrio volcánico), etapa vítrea (con textura felsítica y algunas esferulitas), etapa esferulítica (con abundantes esferulitas y cuarzo micropoiquilítico) y etapa granofírica o felsítica (mosaico equidimensional de grano fino de agregados recristalizados de cuarzo y feldespatos, muy común en rocas antiguas). Este último es el más común en las lavas del sector oriental del Macizo del Deseado.



[Foto 3-33](#): Detalle del bandeamiento de flujo presente en las lavas, SO Laguna Tordillo.



[Foto 3-34](#): Esferulitas de gran tamaño del Cerro Blanco.

Las esferulitas son agregados radiales de feldespatos alcalinos y posible cristobalita y tridimita, con diámetros de 0,1 a 10 cm que se encuentran aisladas ([Foto 3-34](#)) o formando conjuntos alineados a lo largo de los filetes de flujo ([Foto 3-35](#)). Los lithophysae son esferulitas con un hueco central, formadas por cristales fibrosos radiales que crecen alrededor de una vesícula en expansión originada cuando la lava es aún capaz de fluir, por ello la forma tan irregular de los mismos que generalmente se asemeja a una pasa de uva ([Foto 3-36](#)). El cuarzo micropoiquilítico está constituido por cristales irregulares y pequeños (menores a 1 mm) que engloban microlitos de la pasta y esta textura le otorga a la roca un aspecto granuloso, denominada “copo de nieve” por algunos autores. Tanto las esferulitas, como los

lythophysae y la textura micropoiquilítica son texturas de desvitrificación del vidrio volcánico a altas temperaturas (McPhie et al., 1993).

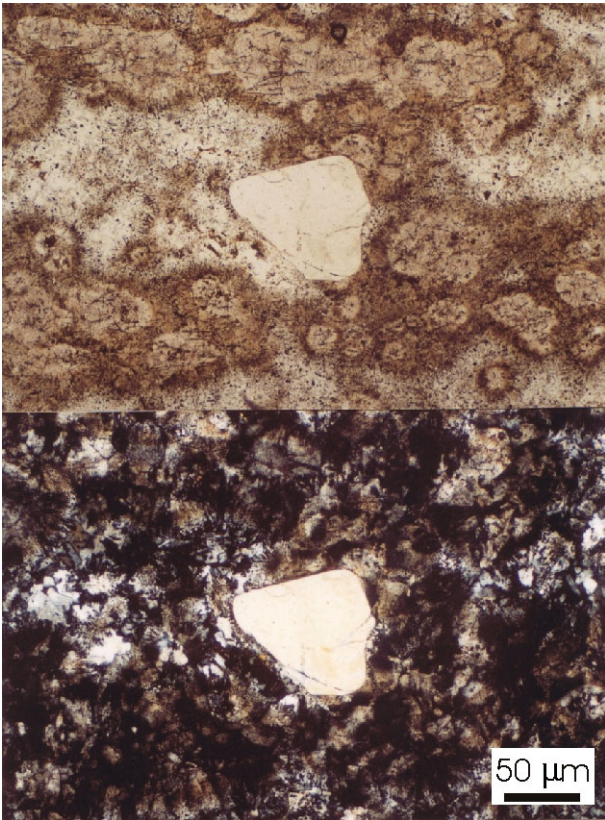


Foto 3-35: Microfotografía de lava fenorolítica con esferulitas alineadas paralelamente al flujo. Domo Cerro Partido.

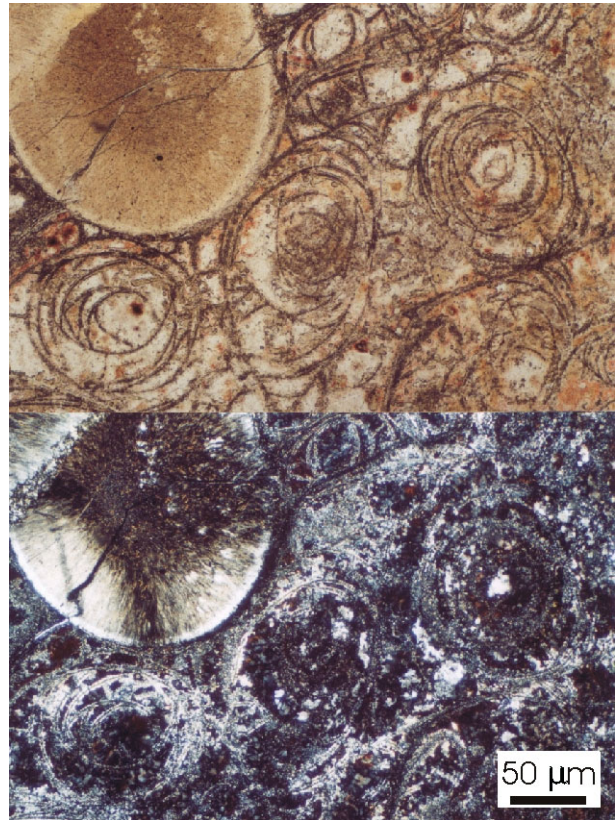


Foto 3-37: Microfotografía de riolita con textura perlítica junto a una esferulita. Cerro Blanco.

Las texturas perlíticas son fracturas curvas y concéntricas producidas en el vidrio volcánico por expansión de volumen y fracturación por hidratación del vidrio volcánico bruscamente enfriado, tal como ocurre con el caramelo enfriado en agua (Foto 3-37).



Foto 3-36: Litophysaes orientados por flujo. Cerro Blanco.

Otro rasgo saliente de las rocas de esta facies es el autobrechamiento, que es la fragmentación no explosiva de partes sólidas de una colada de lava debido al flujo de la parte interna fundida (McPhie et al., 1993).

Esta situación es muy frecuente en la parte externa de los domos de flujo y en los bordes de las coladas.

Las autobrechas son rocas brechosas, monomícticas, formada por clastos angulosos de lava con evidencias de flujo (filetes de flujo u orientación de cristales) en diferentes direcciones ([Foto 3-38](#)).

Subfacies subvolcánica:

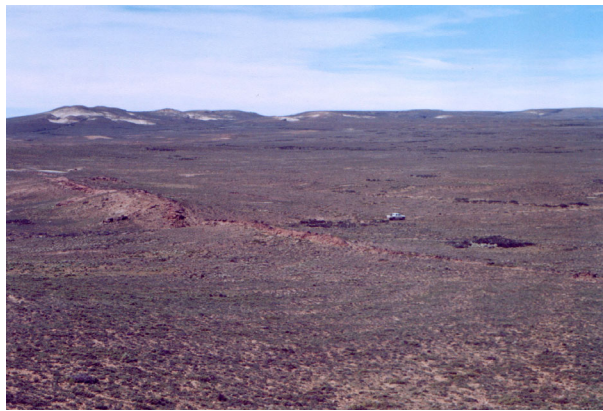
Las rocas subvolcánicas del área forman diques, criptodomas y pequeños cuerpos subcirculares de pórfidos. Son rocas poco comunes, constituyendo afloramientos muy aislados y de escasa significación areal ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Diques ácidos: Los diques ácidos se encuentran afectando a las areniscas de la Formación La Golondrina en el Bajo Leonardo, a las rocas del Complejo Río Deseado en el afloramiento Bahía Laura y a rocas de la facies volcanoclástica en el este de la Laguna Tordillo y el oeste de la Meseta de La Julia. Los diques están conformados por rocas leucocráticas de color rosado claro a blanco con una textura afanítica con evidencias de flujo paralelo a los bordes del mismo y en menor proporción texturas porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespatos. Estas rocas están intensamente alteradas y muy craqueladas, por lo cual es casi imposible estudiarlas bajo el microscopio.

En el Bajo Leonardo es donde se encuentran los mejores ejemplos de este tipo de roca subvolcánica ([Foto 3-39](#)). Allí los diques alcanzan hasta 5 Km. de longitud y espesores de hasta 20 metros. Se pueden diferenciar dos grupos de diques, uno de rumbos N-S a NNE en el bloque norte (al oeste de la Estancia Buena Esperanza) y otro de rumbos E-O, con tendencia al ESE en el bloque norte y con tendencia al ENE en el bloque sur (al este del Cerro Blanco).



[Foto 3-38](#): Autobrecha en lavas afaníticas del sudoeste de la Laguna Tordillo.



[Foto 3-39](#): Dique riolítico en areniscas de la Formación La Golondrina, Bajo Leonardo.

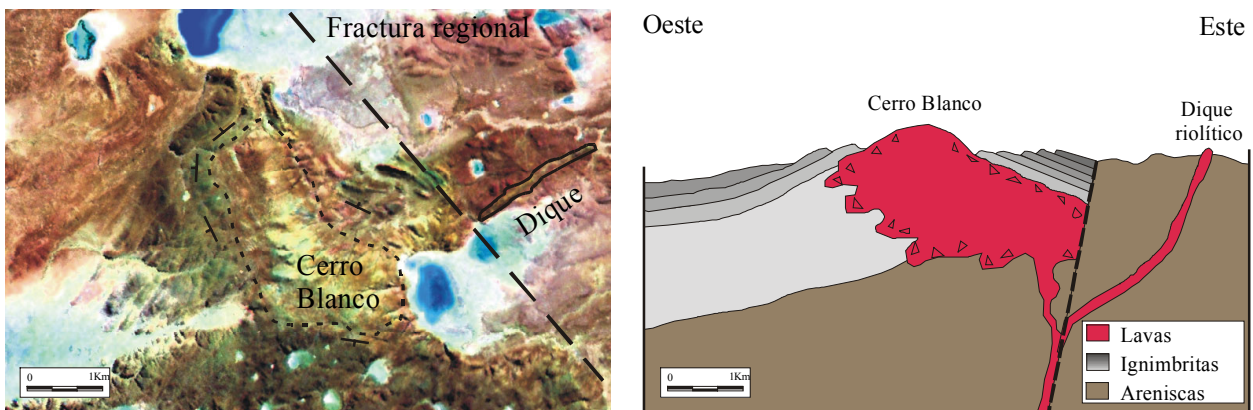
Los diques del afloramiento Bahía Laura tienen un rumbo ENE y NNO y afectan solo al bloque de esquistos micáceos, especialmente en el contacto con el granito Bahía Laura o con los gneises ([Figura 3-3](#)).

El dique del este de la Laguna Tordillo es un importante crestón de hasta 15 metros de altura, conformado por 5 cerros alineados en azimuth N37° por lo que se lo denominó Dique 5 Cerros. Alcanza un largo total de 1 km. y potencias, integrando los materiales caídos, de hasta 20 metros.

El dique del oeste de la Meseta de la Julia sobresale unos 5 a 10 metros en el paisaje chato del área, Se trata de un cuerpo de 1,5 km. de longitud y hasta 10 metros de potencia; se ubica en una fractura

regional de rumbo ENE y se continúa hacia el OSO en un pequeño domo alargado en esa misma dirección (Domo del Oeste de La Julia).

Criptodomas: El Cerro Blanco es un buen ejemplo de criptodomo (ascenso dómico de las rocas superficiales producido por la intrusión subsuperficial de un domo lávico). En la [Figura 3-12](#) se puede observar un detalle de la imagen satelital donde es posible observar con claridad la curvatura de los mantos ignimbríticos hacia el este y el oeste producida por el ascenso del domo. Por otra parte se ha realizado un perfil esquemático para visualizar la interpretación del plegamiento producido en los mantos y la posible vinculación genética con la intersección de las fracturas de rumbo NO y NE. Este cuerpo lávico está formado por fenoriodacitas con fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y escasas biotitas en una pasta totalmente desvitrificada.



[Figura 3-12](#): Criptodomo Cerro Blanco, imagen satelital y perfil interpretativo E-O.

Pórfidos ácidos: Los cuerpos porfídicos se reconocen en el campo por generar un paisaje diferente respecto de las rocas lávicas y volcanoclásticas, asemejándose al que se produce en ambiente de rocas plutónicas. Son formas erosivas redondeadas, donde se forman bochones rectangulares a cúbicos con escamación catafilar ([Foto 3-40](#)) y donde es posible ver un importante desarrollo de disyunción columnar ([Foto 3-41](#)), producto del lento enfriamiento de estos cuerpos.



[Foto 3-40](#): Vista del paisaje generado por erosión del pórfido riolítico San Jorge.



[Foto 3-41](#): Disyunción columnar del pórfido riolítico San Jorge.

Se han determinado siete cuerpos de este tipo ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)): los pórfidos fenodacíticos La Unión ubicado al norte de la estancia homónima; Cebruno y Cebrunito en el domo del Cerro Cebruno y Cerro Mojón al oeste del cerro homónimo y los pórfidos fenoriolíticos Henriette al noreste de la laguna Salada del Rincón; Montevideo al norte de la laguna Montevideo y San Jorge, 10 Km. al oeste del anterior.

Estos cuerpos son en general circulares en planta, de pequeñas dimensiones (menos de 1 km. de diámetro), alcanzando una longitud de 2 km. en el pórfido La Unión. Las rocas que los componen presentan grandes fenocristales en una pasta microgranuda, frecuentemente muy alterada.

En el caso de las rocas fenoriolíticas hay fenocristales de cuarzo muy redondeados y engolfados de hasta 8 mm, sanidinas tabulares de hasta 15 mm, escasas plagioclasas y algunas láminas pequeñas de biotitas muy desferrizadas en una pasta microlítica a microgranuda muy alterada de similar composición, cristales de cuarzo, feldespato y biotita ([Foto 3-42](#)).

Las rocas fenodacíticas, en cambio, muestran fenocristales de plagioclasa de hasta 8 mm de largo, biotitas desferrizadas, abundantes anfíboles muy alterados de hasta 4 mm de largo en sección longitudinal y escasos cristales de cuarzo y de sanidinas en una pasta con abundantes microlitos de plagioclasas orientadas y mafitos alterados, seguramente anfíboles y biotitas ([Foto 3-43](#)).

Cabe señalar que dentro del extenso afloramiento de ignimbritas del noroeste del Cerro Mojón, **Panza et al. (1995)**, describe un pequeño asomo de pórfido riolítico al cual también le atribuye un origen subvolcánico.



CENTIMETERS

[Foto 3-42](#): Pórfido riolítico de San Jorge, muestra de mano.



CENTIMETERS

[Foto 3-43](#): Pórfido fenodacítico La Unión, muestra de mano.

Subfacies piroclástica de flujo:

Estos depósitos son el producto del flujo superficial de una masa caliente parcialmente fluidificada de gases con alta concentración de partículas originada por un volcanismo explosivo. Hay tres tipos de flujos piroclásticos: los de bloques y cenizas, depósitos de flujos escoriáceos y depósitos de flujo pumíceos o ignimbritas (**Wright y Walker, 1981; Cas y Wright, 1982**).

En el sector estudiado solo se han observado ejemplos de estos últimos. Las ignimbritas son depósitos generados durante el colapso gravitacional continuo de una columna eruptiva pliniana (**Sparks et al., 1978**). Estos materiales piroclásticos calientes se mueven gravitacionalmente, en grandes volúmenes (más de 1.000 km³) y por grandes distancias (incluso mayores a 100 km. del centro emisor). Los criterios empleados en la distinción de estos flujos piroclásticos se resumen en la [Tabla 3-9](#).

Las ignimbritas forman en general lomadas bajas y redondeadas que están generalmente cubiertas por materiales regolíticos, lajas o bloques sueltos y que ocasionalmente forman crestones o asomos sobresalientes que se destacan en el paisaje ([Foto 3-44](#)). Muchas veces estas rocas presentan un aspecto liso y redondeado, producto de la frecuente descamación esferoidal y por otra parte, son frecuentes en el paisaje los ahuecamientos, generalmente paralelos a la pseudofluidalidad de las ignimbritas, que se producen como resultado de la progresiva erosión a partir de la meteorización de fragmentos pumíceos ([Foto 3-45](#)).



[Foto 3-44](#): Asomo de ignimbritas en la Laguna de los Flamencos.



[Foto 3-45](#): Típicas oquedades en ignimbrita de Estancia Cerro Moro.

Las ignimbritas son rocas de color rosado a gris, con escasas variedades moradas, verdes y castañas. La granulometría varía desde tobas hasta aglomerados, siendo más comunes los tamaños lapilli y su composición modal varía desde fenodacitas a fenoriolitas. Los componentes más comunes son cristaloclastos, vitroclastos (trizas vítreas y fragmentos pumíceos) y litoclastos en una matriz generalmente desvitrificada y alterada, que comúnmente corresponde a un mosaico fino de composición cuarzo-feldespática (textura felsítica), aunque puede haber textura esferulítica y micropoiquilítica.

Los cristaloclastos de cuarzo están generalmente en forma de cristales fragmentados y engolfados de hasta 8 mm de diámetro. Los cristaloclastos de feldespatos (tanto feldespatos potásicos, sanidinas como plagioclasas) alcanzan tamaños de hasta 1 cm de largo, suelen estar alterados a argilominerales y en el caso de las sanidinas es frecuente que estén frescas y con engolfamientos por reacción con la pasta. Las láminas de biotita suelen estar deformadas y/o parcialmente desferrizadas, alcanzan hasta 4 mm de largo y están generalmente orientadas paralelamente al flujo. Además pueden haber cristaloclastos de anfíboles y accesorios como circón, magnetita y apatita.

Los vitroclastos suelen hallarse como trizas vítreas, fragmentos de las paredes de las burbujas de los pómez, que suelen estar desvitrificados a texturas esferulítica y axiolítica y/o deformados por

soldamiento o fragmentos pumíceos o pómez que cuando están aplastados en los depósitos soldados se denominan fiammes.

Los litoclastos son de variada composición (se han hallado volcanitas, tobas y rocas graníticas y metamórficas del Complejo Río Deseado).

En las ignimbritas es común encontrar rasgos que evidencian su origen caliente y que los diferencia claramente de otros depósitos volcániclasticos. Estos se resumen en la [Tabla 3-9](#) y algunos ejemplos de troncos quemados y pipes o tubos de desgasificación (producidos por desgasificación postdeposicional que genera elutriación de partículas finas, concentrando las gruesas) observados en el área se reúnen en las [Fotos 3-46](#) y [3-47](#).

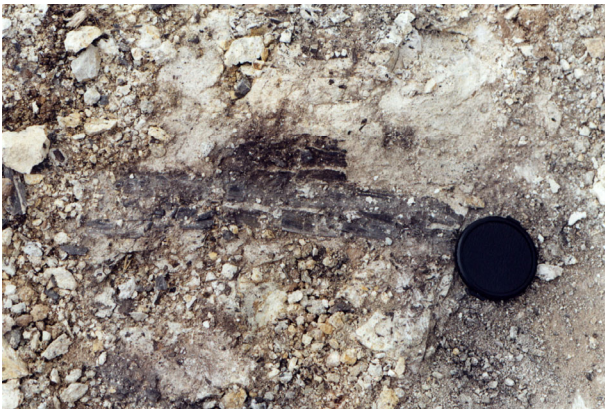


Foto 3-46: Tronco carbonizado en unidad de flujo de Estancia Cerro Moro.



Foto 3-47: Tubos de desgasificación (pipes) en una ignimbrita de Estancia La Matilde.

Otro rasgo característico de las ignimbritas es el soldamiento o textura eutaxítica, originada por compactación de las trizas vítreas y pómez de la ignimbrita en condiciones de alta temperatura y bajo presiones de carga.



Foto 3-48: Ignimbrita pumícea no soldada en Estancia Cerro Moro.



Foto 3-49: Ignimbrita soldada con fiammes ricos en cristales. Estancia 8 de Julio.

El grado de soldamiento es muy variable, se encuentran desde rocas de aspecto tobáceo con las trizas vítreas y pómez no compactados ni deformados y que se denominan ignimbritas no soldadas ([Foto 3-48](#)) a rocas densamente soldadas, de aspecto macizo o coherente (similar a una lava), con los pómez

aplastados y deformados formando fiammes y las trizas vítreas aglutinadas y deformadas formando una conspicua textura eutaxítica (Foto 3-49 y Foto 3-50). En el medio de estos dos extremos están las ignimbritas parcialmente soldadas (Foto 3-51), donde hay evidencias de una incipiente compactación y aglutinamiento de las trizas vítreas y los pómez ligeramente aplastados.

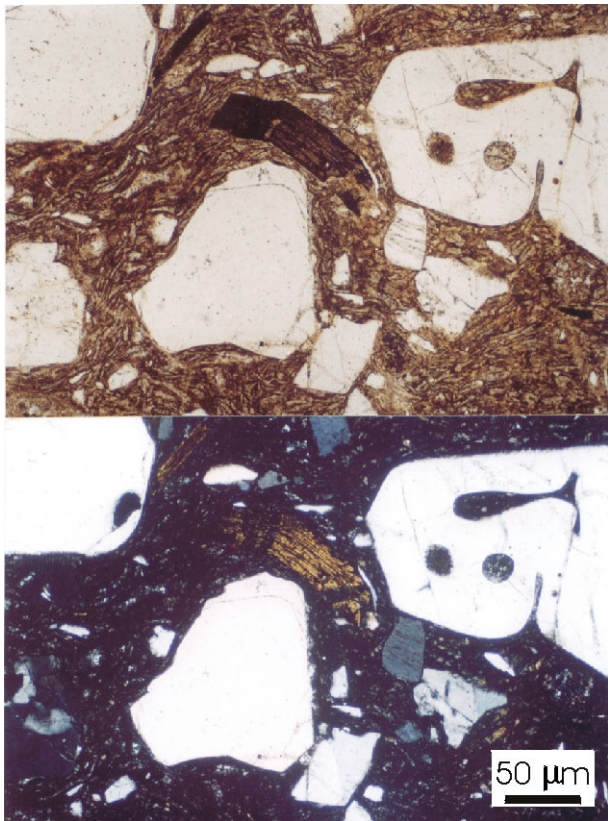


Foto 3-50: Microfotografía de la textura eutaxítica en ignimbrita soldada de Laguna Tordillo.

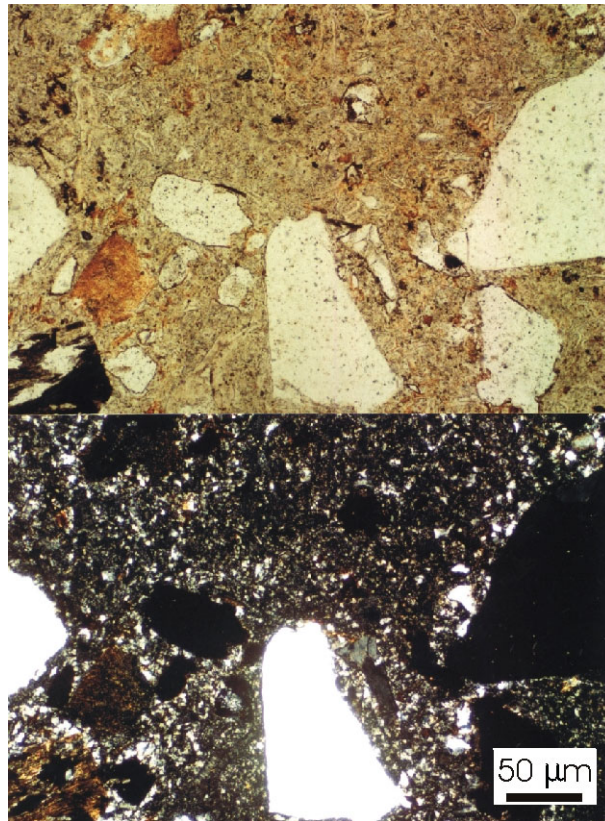


Foto 3-51: Microfotografía de una ignimbrita parcialmente soldada donde las trizas vítreas no están deformadas.

En algunos casos, como por ejemplo en las ignimbritas ubicadas a 4,5 Km. al norte del Cerro Negro (al este de la Meseta del Oeste), la textura eutaxítica y los fiammes de las rocas están tan intensamente alargados que forman una marcada estructura lineal, planar en tres dimensiones, similar al flujo de una lava. Esta textura está evidenciando un segundo flujo de la roca ignimbrítica durante el soldamiento y como consecuencia de un reacomodamiento a la pendiente (**Wolff y Wright, 1981**). Este proceso se denomina reomorfismo y las rocas son reo-ignimbritas o ignimbritas lava-like, debido a su parecido con flujos lávicos (Foto 3-52 - 3-53).

Otro proceso común en este tipo de rocas es la cristalización por fase vapor, producida por percolación de gases calientes a través de la ignimbrita durante el enfriamiento. Este proceso genera pequeños cristales de tridimita, cristobalita y feldespatos alcalinos que aparecen relleno de huecos de la matriz, en las cavidades de los pómez y formando un cemento que reduce el espacio poral (**Cas y Wright, 1982**).

Los productos de desvitrificación del vidrio volcánico (fracturación perlítica, esferulitas, lithophysae, textura micropoiquilitica) también se encuentran presentes en las ignimbritas soldadas. Aunque sus

efectos son aún más complejos que en las lavas, pues se suman a los efectos de la alteración fase vapor, hidrotermal y meteórica.



En la zona estudiada es posible reconocer muchos asomos de ignimbritas, algunos de los cuales están muy pobremente expuestos. Por ello se describirán solo aquellos mantos ignimbríficos que son fácilmente distinguibles en las imágenes satelitales, fotos aéreas y en el campo.

La potencia individual de estos mantos es difícil de establecer, pero generalmente están entre los 2 y 15 metros de espesor, aunque solo parte de la unidad está generalmente aflorando.

Foto 3-52: Reoignimbrita ubicada al este de la Meseta del Oeste.

Estos mantos son ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)): las ignimbritas del sudeste de la Estancia La Porteña, sud-sudoeste del Cerro Blanco, oeste de la Estancia Aguada del Japonés, noroeste del Cerro Mojón, norte y oeste del afloramiento Bahía Laura del Complejo Río Deseado, sudeste de la Estancia 27 de Marzo, los acantilados de punta Mercedes, el cerro Ordóñez o Chon Aike (área tipo de la Formación Chon Aike), las ignimbritas de las inmediaciones de la Laguna Tordillo y del este de la Laguna Salada del Rincón y las ignimbritas del Cerro Torta y del noreste de la Laguna Montevideo que se describen detalladamente junto con la Caldera del Cerro Torta (Ver Edificios volcánicos, más adelante).

Sudeste de la Estancia La Porteña: Allí se encuentra un afloramiento de 6 por 3 Km., alargado en dirección N-S, constituido por lo menos por dos mantos ignimbríficos. Las ignimbritas son de color gris a rosado pálido, están parcialmente soldadas y se encuentran muy alteradas tanto hidrotermal como meteóricamente. Están compuestas por cristaloclastos de cuarzo de hasta 3 mm de diámetro, feldespatos alterados y biotitas deformadas y desferrizadas en una matriz totalmente alterada compuesta de un mosaico cuarzo-feldespático (textura felsítica).

Sud-sudoeste del Cerro Blanco: En este sector es posible reconocer en la imagen satelital un gran bloque muy fracturado de unos 10 km. de diámetro que bordea al Cerro Blanco por el sud-sudoeste. Se trata de un extenso manto de ignimbritas (Ignimbrita del Masacote) de color morado, cristaloclásticas que presentan un importante lajamiento. Están parcialmente alteradas meteóricamente, no habiéndose hallado evidencias de hidrotermalismo en la unidad. Se trata de una única unidad de enfriamiento que posee un espesor aproximado entre 10 y 15 metros. Al microscopio se ven cristaloclastos de cuarzo fracturados y engolfados de hasta 4 mm de diámetro, sanidinas relativamente frescas, plagioclasas zonadas de hasta 2 mm de largo y abundantes láminas de biotitas delgadas y deformadas, que en ocasiones están desferrizadas.

Por debajo de este extenso manto, se encuentran otros mantos más delgados de ignimbritas no soldadas que afloran en inmediaciones del Cerro Blanco, debido al domamiento que este criptodomo produce.

Al oeste y noroeste del Cerro Blanco hay también otros mantos ignimbríticos, estratigráficamente por encima de la Ignimbrita del Masacote, de pobre representación (ignimbritas no soldadas más friables) en donde se encuentran mantos de ignimbritas muy vítreas (vitrófiros) de hasta 2 metros de potencia. Estos sectores vítreos correspondientes a las zonas de más intenso soldamiento del flujo ignimbrítico, se componen de abundantes cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, pómez aplastados y desvitrificados con cristales incluidos (lo que sugiere que provienen de un magma porfírico) y litoclastos en una matriz vítrea con textura perlítica (Foto 3-54).

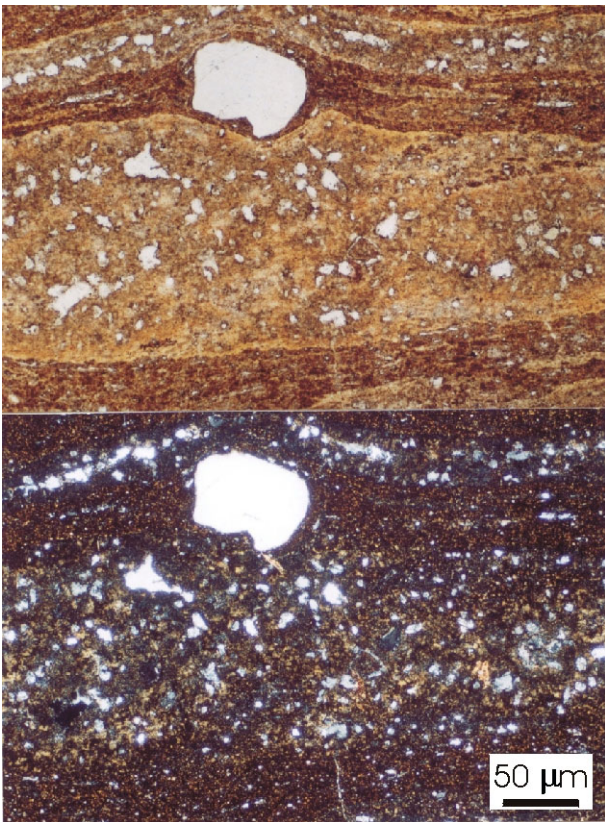


Foto 3-53: Microfotografía de reoignimbrita del este de la Meseta del Oeste.

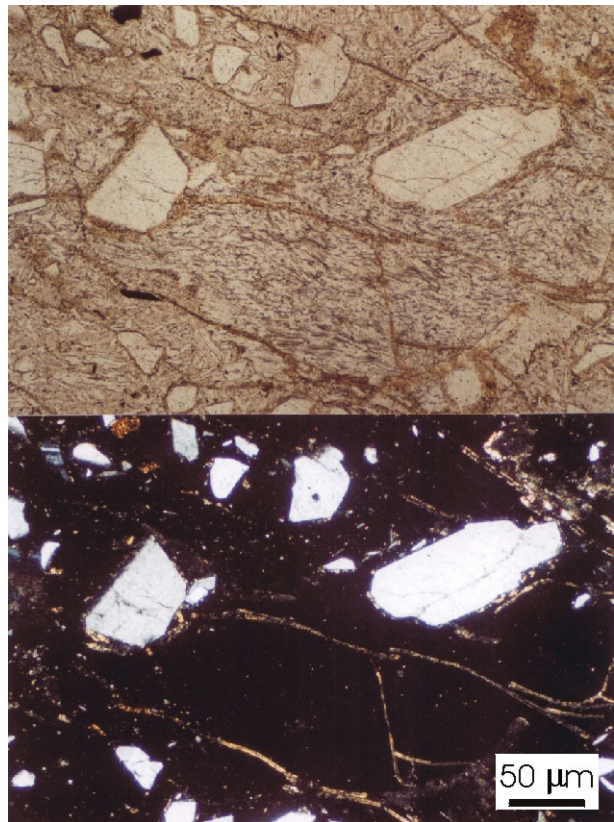


Foto 3-54: Microfotografía de ignimbrita vítrea del noroeste del Cerro Blanco.

Oeste de la Estancia Aguada del Japonés: Es un sector de unos 5 Km. de diámetro que comprende pobres afloramientos de ignimbritas de varias unidades. Los mejores asomos se encuentran en los márgenes de los arroyos, de donde se ha observado que en el sector este dominan las ignimbritas grises de tamaño lapilli, no soldadas, que se caracterizan por tener litoclastos de rocas gnéisicas del basamento. En el noreste, en cambio, se ha observado un buen afloramiento de ignimbritas de aspecto macizo, de color rosado intenso y con aspecto de lava. Posee cristaloclastos de cuarzo, sanidinas y plagioclasas, litoclastos de otra roca volcánicla y pómez aplastados formando largos fiammes en una matriz vítrea alterada con abundantes perlitas de desvitrificación.

Noroeste del Cerro Mojón: Se trata de un cuerpo de 8 por 5 Km., alargado en sentido noroeste, donde hay importantes afloramientos de ignimbritas de colores rosado a verdoso, alteradas hidrotermalmente (silicificadas). Son ignimbritas parcialmente soldadas donde se pueden ver cristaloclastos fragmentados de cuarzo de hasta 4 mm y con abundantes engolfamientos y de sanidinas de hasta 2 mm de largo, algo argilizadas. Posee además escasos pómez desvitrificados en una pasta también desvitrificada con textura felsítica donde aún se pueden ver relictos de trizas vítreas de textura axiolítica (McPhie, et al., 1993), donde solo los bordes de las trizas vítreas están preservados e implica una desvitrificación a alta temperatura de las mismas.

Norte y oeste del afloramiento Bahía Laura: En el norte del afloramiento Bahía Laura hay una importante cantidad de pequeños asomos de ignimbritas de variada composición, textura y grado de soldamiento que resulta difícil de discriminar a esta escala de trabajo. Al oeste del afloramiento de rocas del basamento hay un cuerpo irregular de cerca de 3 km. de diámetro que se diferencia como una unidad aislada en la imagen satelital y resalta en el paisaje de la zona. Se trata de rocas moradas a rosadas muy ricas en cristales de hasta 3 mm de tamaño y que presentan varias evidencias de intenso soldamiento. Los cristaloclastos son de cuarzo engolfado y fracturado, sanidinas, plagioclasas, biotitas desferrizadas y deformadas y se ha reconocido un cristaloclasto de granate (probablemente xenocristal del Complejo Río Deseado). Además es frecuente ver fiammes de pequeño tamaño (hasta 1 cm) y litoclastos de rocas volcánicas indiferenciables en una matriz alterada de textura felsítica (Foto 3-55).

Sudeste de la Estancia 27 de Marzo: En este sector hay dos ignimbritas claramente diferenciables. Un grupo consiste en un conjunto de bloques dispersos, separados por fracturas NNO y ENE que alcanza 6 a 7 Km. de diámetro. Estos bloques están compuestos por una ignimbrita de color verde a rosado, lajosa y muy cristaloclástica, con abundantes cristaloclastos de cuarzo fracturado y engolfado de hasta 3 mm de diámetro, sanidinas frescas, escasas plagioclasas alteradas y biotitas orientadas según el flujo. Se encuentran abundantes fiammes de hasta 5 cm de color verde que muestran cristales de biotita en su interior y que están totalmente desvitrificados y líticos de una posible lava ácida en una matriz felsítica donde se pueden distinguir las trizas vítreas aglutinadas y deformadas (Foto 3-56).

El otro conjunto está estratigráficamente por encima del anterior y se presenta con un diseño circular en planta de unos 5 Km. de diámetro, al este de los bloques de ignimbritas. Se trata también de ignimbritas soldadas con abundantes fenocristales de cuarzo engolfado de hasta 2,5 mm, sanidina, pequeñas láminas de biotita y secciones basales de anfíboles muy alteradas, fiammes de hasta 5 cm muy desvitrificados y litoclastos indeterminables en una matriz de textura felsítica.

Punta Mercedes: El acantilado costero está formado por 2 mantos subhorizontales de ignimbritas fenorolíticas de color rosado que alcanzan hasta 15 metros de potencia. Estas rocas han sido estudiadas en detalle por Sruoga y Palma (1984) y Panza et al. (1995) quienes describen una ignimbrita con cristaloclastos de cuarzo de hasta 10 mm, feldespatos alterados, litoclastos de rocas volcánicas y fiammes grises a negros de hasta 2 cm de largo.

Cerro Ordóñez o Chon Aike: El perfil tipo de la Formación Chon Aike está compuesto de un potente manto, de cerca de 15 metros de espesor, de ignimbritas porfíricas levemente soldadas de color rojo y muy alteradas meteóricamente e hidrotermalmente (silicificadas). Esta roca presenta abundantes

cristaloclastos de cuarzo y feldespato de hasta 2,5 mm de largo, escasas láminas de biotita y fiammes de color blanco de hasta 2 cm en una pasta de textura felsítica gruesa.

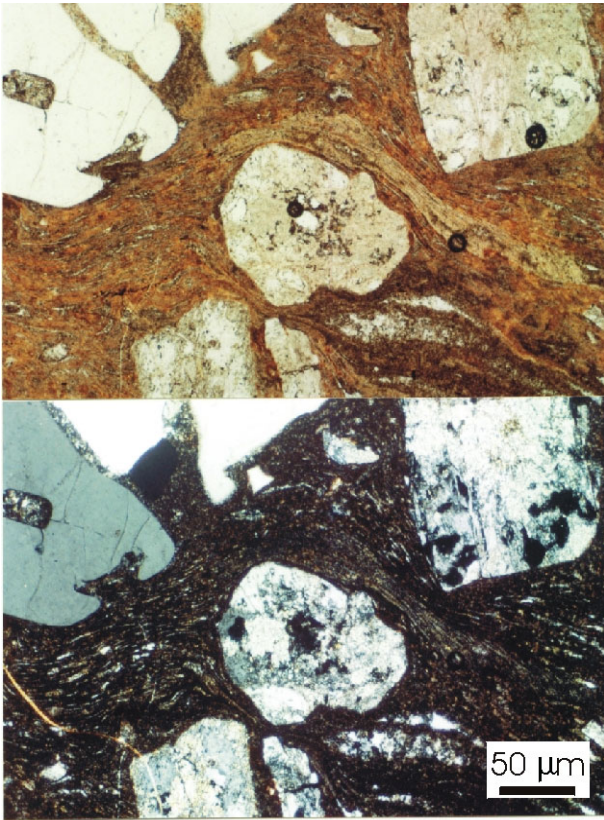


Foto 3-55: Fiamme intensamente aplastado en microfotografía de ignimbrita soldada. Oeste del asomo Bahía Laura.

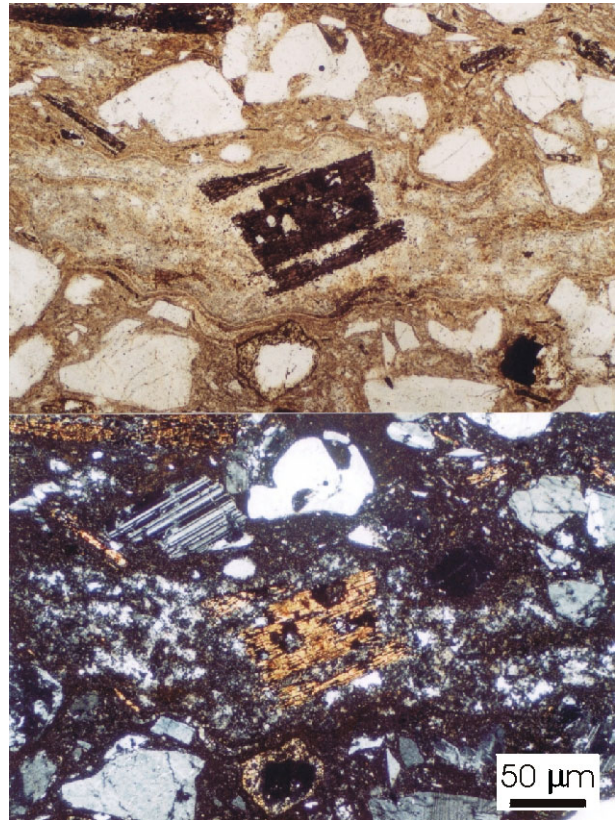


Foto 3-56: Fiamme con cristal de biotita en microfotografía de ignimbrita en bloques, sudeste de Ea. 27 de Marzo.

Inmediaciones de la Laguna Tordillo: Son asomos aislados de ignimbritas con diferentes características. En el extremo occidental hay un manto ignimbrítico de 7 por 2 km., alargado en dirección NO, de ignimbritas de tamaño lapilli, parcialmente soldadas, con cristaloclastos de cuarzo, sanidina y pequeñas biotitas, litoclastos volcánoclasticos y algunos pómez aplastados en una matriz alterada. Por otro lado, entre los asomos de la Formación Bajo Pobre y, aparentemente apoyando sobre estas rocas hay buenos afloramientos de ignimbritas fuertemente soldadas, con fiammes de color blanco de hasta 10 cm de longitud, que al microscopio se ven totalmente desvitrificados. Además presentan cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotitas en una matriz tan soldada que no se reconocen las trizas vítreas. Finalmente en el este de la Laguna Tordillo y bordeando a la ruta costera hay asomos muy irregulares y dispersos de ignimbritas soldadas y parcialmente soldadas con cristaloclastos de cuarzo, sanidinas, plagioclasas y biotitas, algunos fiammes y líticos de otro depósito de flujo piroclástico.

De lo expuesto es evidente que las ignimbritas más abundantes en el sector oriental del Macizo del Deseado son las soldadas a densamente soldadas. Por ello se deduce que gran parte de los extensos mantos de ignimbritas del área oriental son de alto grado (Wright et al., 1980; Walker, 1983), tal como ha sido mencionado por Echeveste et al. (1999) para el sector central del Macizo. Estas rocas

piroclásticas se forman por erupciones a altas temperaturas y con bajos contenidos de volátiles, las cuales producen columnas eruptivas de menor altura y permiten una menor pérdida de calor durante el colapso (**Freundt, 1998**). Además estas ignimbritas son flujos con expansiones turbulentas, se transportan en estado plástico y presentan la característica de perder menor cantidad de finos por elutriación, generando consecuentemente menores depósitos de caída co-ignimbríticos (**Cas y Wright, 1982**), hecho comprobable también en los afloramientos del área estudiada.

Subfacies piroclástica de surge:

Son depósitos muy similares a los de flujo pero se diferencian por estar transportados y depositados por una masa de gases con baja concentración de partículas. Esto hace que su transporte sea grano por grano y no en masa como los depósitos de flujo y por ello se generan estructuras traccionales y otros caracteres que se resumen en la [Tabla 3-9](#). Según **Cas y Wright (1982)** se pueden encontrar tres tipos de surges: base surge, ground surge y ash-cloud surge. El primer tipo se asocia a erupciones freatomagmáticas y se caracteriza por ser un depósito frío y húmedo, por lo tanto presenta estructuras de deformación plástica, abundantes lapillis acrecionales e importantes calcos de carga producto de la colisión de clastos balísticos. Los otros dos tipos se asocian a la base y el techo de depósitos de flujo piroclástico ([Figura 3-13](#)) y por tanto son calientes y secos, evidenciado por la posible presencia de pequeños tubos de escapes de gases y madera carbonizada. Estos últimos son los que se han hallado en el ámbito de la zona de estudio, pero en forma muy subordinada y no representable a la escala del mapa. En total se han encontrado dos asomos, uno en el borde sudoeste de la Laguna Mosquito y el otro en un cañadón al norte de la Laguna Mac Cay.

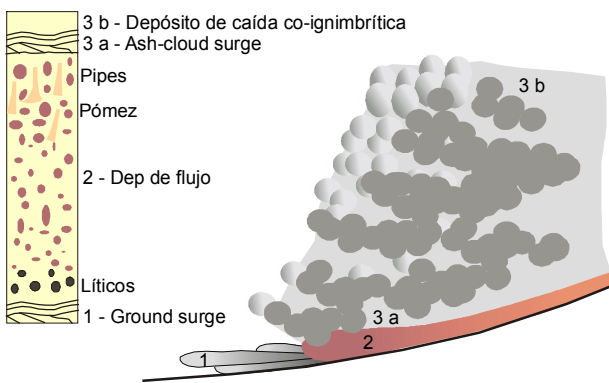


Figura 3-13: Modelo de formación de un flujo piroclástico (modificado de **Cas y Wright, 1982**).

En el sector sudoccidental de la Laguna Mosquito se presenta un pequeño asomo de materiales de tamaño toba a lapilli de color gris oscuro a verde, moderadamente seleccionados y que forman una laminación lenticular a entrecruzada de muy bajo ángulo ([Foto 3-57](#)). Este depósito presenta las características de un depósito de surge, pero no se puede diferenciar entre ash-cloud o ground surge.

Por otro lado, en un cañadón al norte de la Laguna Mac Cay se ha encontrado un perfil bien preservado de un depósito piroclástico ([Foto 3-58](#)) que comienza en su base con un depósito de 30 cm de materiales tobáceos color morado moderadamente seleccionados, con estructuras entrecruzadas de bajo ángulo y que apoya en forma discordante sobre materiales tufíticos. Este depósito posiblemente sea un ground surge. Sobre este depósito apoyan 80 cm depósitos de flujo no soldados y luego niveles delgados de materiales de caída.



Foto 3-57: Ground surge al norte de la Laguna Mac-Cay

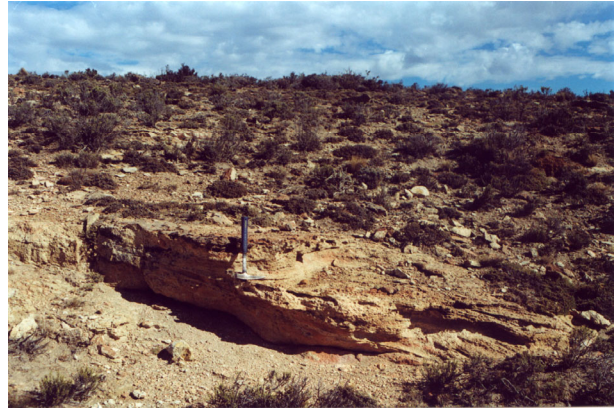


Foto 3-58: Depósito piroclástico de surge localizado en el sudoeste de la Laguna Mosquito.

Subfacies piroclástica de caída:

Son aquellos materiales transportados por acción del viento y depositados en forma gravitacional. Los depósitos de caída más conocidos son los derivados de las plumas eruptivas, sin embargo hay depósitos de caída derivados de la nube de cenizas que se producen sobre los flujos piroclásticos en movimiento, llamados depósitos de caída co-ignimbríticos (Figura 3-13) por **Sparks y Walker (1977)**. Estos depósitos son muy frecuentes y volumétricamente importantes y se producen por elutriación de los materiales finos en la parte superior de los mismos. Este tipo de depósito debe de estar muy bien representado en las piroclastitas del Macizo del Deseado, debido a la gran cantidad de ignimbritas ricas en cristales, las cuales se forman como consecuencia de la pérdida de componentes vítreos finos (**Sparks y Walker, 1977**), sin embargo su discriminación de los depósitos convencionales de caída resulta casi imposible debido a la mala exposición de estas rocas.

Las características más importantes de los depósitos de caída, y que fueron utilizadas para la interpretación de los depósitos volcanoclásticos hallados, se encuentran resumidas en la [Tabla 3-9](#).

El relieve generado por estos depósitos de caída es de lomadas bajas y redondeadas de colores claros (amarillo, blanco, gris, rosado, castaño y verde). Generalmente estas lomadas se encuentran cubiertas de lajas, donde suelen destacarse como crestos los estratos más resistentes. La litología más frecuente son las tobas cristalinas, moderadamente a bien seleccionadas, en bancos tabulares, delgados (no mayores de 50 cm.) y macizos, sin embargo existen variedades choníticas y lapillíticas.

Al microscopio presentan un conjunto de cristaloclastos fragmentados muy angulosos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y como minerales accesorios se encuentran circón y magnetita, además hay litoclastos y trizas vítreas no deformadas, junto a pómez de relativo mayor tamaño. Estas rocas tienen una textura clasto soportada, con escasa matriz fina entre ellos.

En inmediaciones de la Estancia Buena Esperanza hay tobas finas con clastos redondeados de tamaño lapilli compuestos por capas concéntricas de cenizas que presentan una lámina externa de menor granulometría. Estos clastos son interpretados como lapillis acrecionales (Foto 3-59), que se forman por la combinación de ceniza en suspensión y humedad ambiente, agregándose la ceniza alrededor de un núcleo (ya sea una gota de agua o una partícula sólida). Estos depósitos no son frecuentes en el sector estudiado y por tanto son interpretados como el producto de la interacción de la caída de cenizas con esporádicos episodios pluviales o de ambientes cargados de humedad y no como originados por erupciones hidromagmáticas (freáticas o freatomagmáticas), donde su presencia es habitual.



Foto 3-59: Lapilli acrecional en los alrededores de la Estancia Buena Esperanza.

En la margen derecha del río Seco y, a lo largo de la ruta que conduce a Bahía Laura, se encuentran importantes asomos de tobas y lapillitas de caída, intercaladas con escasos materiales retrabajados (tufitas). Son rocas de color amarillento, blanco y rosado, bien estratificadas, que forman un paisaje de suaves lomadas cubiertas por lajas.

Otros sectores con materiales de caída son:

- Tobas lapillíticas alteradas hidrotermalmente ubicadas entre los afloramientos de la Formación Bajo Pobre, al sudoeste de la Estancia Laguna Mosquito.
- Tobas finas macizas y estratificadas, al sur del Cerro Cebruno.
- Crestones de rocas tobáceas finas intensamente silicificadas y con venillas de cuarzo ubicados al noreste de la Laguna Mac Cay y en la costa sur de la laguna.
- Al noreste del Cerro Negro hay dos pequeños y mal representados asomos de tobas estratificadas.

Subfacies volcánica retrabajada:

Las rocas de esta subfacies (tufitas) son el producto del retrabajamiento de materiales volcánicos por procesos exógenos. Por lo tanto están compuestas por piroclastos, volcanclastos o fragmentos de rocas volcánicas que han sido retransportados y redepositados por procesos epiclásticos.

Debido a la abundancia de materiales sueltos y la generación de pendientes abruptas producidas por los procesos agradacionales volcánicos y, teniendo en cuenta que el proceso efusivo jurásico del Grupo Bahía Laura ha durado alrededor de 30 Ma, los terrenos volcánicos del Macizo del Deseado estuvieron muy expuestos a la acción de los procesos erosivos, de transporte y deposición epiclásticos, por ello la

gran cantidad de depósitos volcánicos retrabajados, muchos de los cuales son muy similares texturalmente a los depósitos piroclásticos. Sin embargo, estos depósitos están generalmente tan interestratificados con rocas piroclásticas que es muy difícil de poder discriminarlos como una subfacies, utilizando por lo tanto el término facial (facies volcanoclástica) para agruparlas.

Estos depósitos se vinculan directamente con procesos sedimentarios de caída de rocas, deslizamientos y avalanchas. Cuando el agente es agua, se vinculan con fenómenos de tracción (que generan estructuras sedimentarias traccionales: estratificación planar, ondulita, dunas, antidunas, estratificación entrecruzada), suspensión, flujo laminar, flujo de barro, flujo de detritos, lahares y slumps. Cuando el agente es aire, se produce tracción, suspensión y avalanchas (**Cas y Wright, 1982**).

Los depósitos retrabajados se diferencian porque presentan una mayor tendencia al redondeamiento de sus componentes, una mayor variedad composicional (incluyendo alta proporción de cristales de orígenes no volcánicos por ejemplo), una tendencia a presentar estructuras sedimentarias traccionales y mejor selección, aunque todo depende del agente de transporte y depositación actuante. Sin embargo, el problema se presenta en aquellos depósitos volcánicos que son poco retrabajados, siendo redepositados por procesos epiclásticos poco después de la erupción. En especial el inconveniente más importante, según **Cas y Wright (1982)** se presenta entre los depósitos retransportados y redepositados por flujos en masa (mass-flow) y de detritos (debris-flow) que generan depósitos masivos muy similares a ignimbritas no soldadas. Este último tipo de depósitos es solo diferenciable por la falta de evidencias de depositación en caliente (tubos de desgasificación, troncos quemados), que no siempre están presentes. Las rocas tuffíticas se encuentran generalmente ubicadas en sectores bajos y cubiertos, por ello los mejores asomos se observan en los arroyos y en algunas escarpas de fallas. Conforman estratos poco potentes de materiales arenosos a sabulíticos, encontrándose escasos conglomerados finos. Estas rocas son de colores claros, gris a castaño amarillento, aunque en ocasiones hay pelitas negras carbonosas. Están conformadas por cristaloclastos subredondeados a redondeados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, fragmentos de pómez, de rocas piroclásticas y volcánicas ácidas y básicas en una matriz arenosa a limosa.

Los depósitos tuffíticos son muy frecuentes en el sector oriental del área, la mayoría de ellos han sido tratados como Formación La Matilde por varios autores, entre ellos se destacan **Panza et al. (1995)** quienes han realizado un relevamiento regional de esta unidad. El sector con mayor proporción de este tipo litológico se encuentra entre la Meseta de la Costa y la Meseta Central, siendo muy conocidos los asomos de las estancias La Matilde y El Malacara, donde se encuentra el cañadón de la Estancia La Matilde (localidad tipo de la Formación La Matilde). **Criado Roque (1953)** y **Stipanovic y Reig (1957)** describen allí una secuencia de unos 20 metros de lutitas muy físciles (en parte carbonosas), tobas muy finas de color gris y algunos bancos de carbón. Esta secuencia está muy cubierta por materiales aluviales y eólicos, de modo que solo son visibles en el cauce del cañadón. Estos materiales están muy finamente laminados y tienen abundantes impresiones de *Estheria*, por ello durante años fueron denominados "Esquistos con *Estheria*". Además es en esta secuencia donde se halló el anuro *Nothobatrachus degiustoi*.

Otro depósito de similares características se encuentra al oeste-noroeste de la Laguna Flamencos, donde se pueden ver tufitas finas de color gris, junto con intercalaciones más gruesas (areniscas tobáceas) de colores verdosos.

Al noroeste de la Estancia Malacara, en el margen sur de una pequeña laguna, **Panza et al. (1995)** describen un perfil que comienza con 3 metros de tobas consolidadas, seguidos de 40 cm de pelitas oscuras laminadas y 15 a 18 metros de pelitas, limolitas y tobas finas laminadas de color gris que son portadoras de *Estheria* sp. y otras improntas vegetales.

Cerca de este lugar, en el Cañadón del Carbón, al oeste de la Estancia El Malacara, se encuentra una secuencia de colores grises a negros que consta de piso a techo de: 6 a 8 metros de pelitas laminadas con impresiones de *Estheria* sp., 40 cm de toba con materiales carbonosos, 30 cm de una chonita tobácea con el nivel plantífero llamado "Flora de Malacara", 0,5 a 1 metro de lutitas carbonosas y lentes de carbón y 7 a 10 metros de tobas finas (**Panza et al., 1995**). Esta secuencia es un muy importante yacimiento plantífero, reconocido primero por **Frenguelli (1933)** y luego estudiada por **Xicoy (1949)**, **Criado Roque (1953)**, **De Giusto (1954)** y **Stipanovic y Reig (1957)**.



Foto 3-60: Interestratificaciones de materiales volcánicos retrabajados con depósitos de caída. Laguna La Ñata.

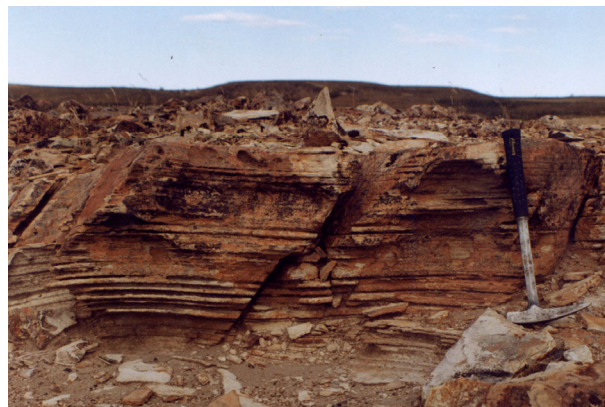


Foto 3-61: Laminación en tufitas de la Estancia No Te Admires.

Al este del Cerro Negro y todo a lo largo de la ruta que conduce a Bahía Laura hay un extenso afloramiento de rocas piroclásticas que incluye abundantes intercalaciones tuffíticas. Son rocas de colores claros, amarillos, rosados a verdes, de grano medio a grueso (areniscas a sabulitas tobáceas).

En las inmediaciones de la Estancia No te Admires (actualmente La Juanita), en especial al sur de la Laguna La Ñata, hay abundantes rocas tuffíticas intercaladas con materiales piroclásticos de caída (Foto 3-60). Se trata de una secuencia suavemente replegada de colores claros, amarillos a grises, con sectores negros como consecuencia de intercalaciones de mantos carbonosos que llegan a conformar lentes de hasta 20 cm de espesor. Las rocas son areniscas a sabulitas tobáceas, están perfectamente estratificadas en capas macizas e incluso hay algunos mantos de tufitas tobáceas laminadas (Foto 3-61). Se pueden encontrar en la costa de la laguna abundantes restos de troncos petrificados, como así también en las rocas se encuentran abundantes improntas de tallos e impresiones de *Estheria* sp.

Al oeste de la Laguna Tordillo también se encuentran buenos depósitos de tobas y tufitas muy interdigitadas con mantos de ignimbritas. Es una alternancia rítmica de tufitas finas a medianas (en paquetes de estratos de 1 a 2 metros) de color gris a amarillo con tobas rosadas.

En inmediaciones de la Estancia Cerro Mojón se encuentran importantes depósitos tuffíticos (areniscas y sabulitas tobáceas, tobas y arcillitas limosas) Estos forman bancos tabulares a lenticulares macizos de espesores variables, entre decenas de centímetros hasta 2 metros, de colores variados (amarillo, verde, rosa y gris). Las tufitas de grano fino están laminadas y presentan extensas superficies con ondulitas (Foto 3-62), en cambio los materiales arenosos a sabulíticos forman capas macizas, de 1 a 5 metros de espesor.

En inmediaciones de la Laguna Salada del Rincón se han hallado potentes secuencias estratificadas y laminadas de materiales tuffíticos finos, con niveles de pelitas negras (Foto 3-63).



Foto 3-62: Estructura sedimentaria traccional ondulítica en tufitas arenosas de la Estancia Cerro Mojón.



Foto 3-63: Materiales tuffíticos finos (lacustres) en inmediaciones de la Laguna Salada del Rincón.

Además es posible hallar en estos asomos de tufitas restos de antiguos bosques de coníferas, similares a los del Bosque Petrificado Madre e Hija, como los restos de troncos y piñas halladas en el sector entre las dos mesetas (Meseta de la Costa y Meseta Central). Los troncos se encuentran generalmente en mal estado de conservación, presentándose la mayoría de las veces como astillas sueltas de color negro a gris, aunque pueden reconocerse algunas bases de troncos de hasta 2 metros de diámetro.

Los depósitos tuffíticos son interpretados como formados en un ambiente fluvial de baja energía a lacustre, donde se forman los depósitos finos con restos orgánicos (carbones) de la vegetación de la zona costera. El ambiente es de baja energía debido a la falta de aportes extracuencales, la escasa presencia de rocas de granulometría gruesa y por el tipo de estructuras sedimentarias halladas (**Mazzoni et al., 1981**). La presencia de restos de troncos silicificados, junto a los anuros y abundante flora, permite inferir un clima húmedo para el Jurásico en este área.

Edificios volcánicos:

El magmatismo ácido jurásico del Macizo del Deseado, según el criterio de la mayoría de los investigadores, corresponde a erupciones explosivas de tipo pliniano, con una extremada violencia y poder, en donde se eyectan grandes volúmenes de materiales piroclásticos, mediante columnas

eruptivas de 20 a 60 Km. de altura. Sin embargo, no se han podido determinar con claridad los centros efusivos que han generado este tipo de erupciones. Las hipótesis más precisas mencionan la presencia de un sistema de fracturas por donde han salido estos materiales, de las cuales no queda ningún indicio, ya sea porque se rellenaron de los mismos materiales volcánicos o se han denudado por procesos erosivos (**de Barrio et al., 1999**).

Sin embargo, algunos autores han intentado dilucidar los centros emisores de los materiales volcánicos del Grupo Bahía Laura: **Sruoga y Palma (1984)** estudiaron domos en el sector nororiental del macizo, **Hechem y Homovc (1985)** realizaron estudios locales en el área Bajo Grande, **Fernández et al. (1996)** y **Echavarría (1997)** infirieron calderas para las áreas Josefina y El Dorado-Montserrat respectivamente, **Echeveste et al. (1999)** definieron la extensión y posible fuente de flujos ignimbríticos en el sector central del macizo (estancias La Josefina, La Valenciana, Flecha Negra) y **Echeveste et al. (2001)** propusieron un centro volcánico para el área El Fénix-Cerro Huemul.

Es importante señalar que para realizar aseveraciones respecto de fuente de materiales, tipo de volcanismo, distancia de los depósitos a los centros emisores y paleodirecciones de transporte hacen falta estudios de gran detalle que escapen a esta investigación, sin embargo durante las diferentes etapas de este trabajo (análisis de imágenes satelitales, relevamientos de campo, estudios petrográficos) se han hecho algunas inferencias sobre los procesos volcánicos actuantes, con especial hincapié en la definición de los posibles centros de emisión del material volcánico que conforma el Grupo Bahía Laura.

La forma y procedencia de la mayoría de los flujos piroclásticos del sector oriental es muy difícil de determinar debido a la escasez de buenos afloramientos y a la pérdida de valiosa información textural y estructural producida por los procesos postdeposicionales (básicamente denudación, desvitrificación y alteración meteórico-hidrotermal). A pesar de ello, se ha podido definir una posible estructura de caldera denominada Caldera Cerro Torta y varios domos (algunos de los cuales ya habían sido mencionados por **Panza et al., 1995**) y complejos de domos ácidos de flujo asociados a grandes fracturas, tales como: El complejo de domos La Henriette (que comprende a los complejos de domos Cerro Cebruno, Cerro Torta Norte, 27 de Marzo y los domos del norte, sudoeste y noreste de la Laguna Salada del Rincón), Laguna Tordillo, Laguna Flamenco, Malacara y los domos De las vetas, Mojón, Cerro del Indio, Cerro Solo, Dos Hermanas, La Julia, el del oeste de La Julia y los 3 domos (sur, centro y norte) alineados de la Estancia Buena Esperanza ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Caldera Cerro Torta:

El Cerro Torta es una gran estructura circular de 6,5 Km. de diámetro, claramente visible en la imagen satelital y en el campo, debido a que representa un importante alto topográfico en el paisaje. Se ubica en el este de la zona de trabajo, a la altura de la Bahía Desvelos e incluye en su borde nororiental (sobre una fractura circular) al Cerro Montevideo. El Cerro Torta está conformado por 2 mantos potentes de ignimbritas. La unidad inferior es la más extendida y consiste en una ignimbrita cristaloclástica castaño oscura a negra con cristaloclastos de cuarzo fragmentados y engolfados de hasta 3 mm de diámetro, sanidina, plagioclasa y biotita deformada y desferrizada, acompañados de fiammes de hasta 1 cm de largo en una matriz vítrea generalmente alterada, con textura perlítica y granofírica. El Cerro Montevideo

es un cerro de 300 por 100 metros, alargado en dirección N-S y conformado por esta litología, con un marcado diaclasamiento subvertical por flujo en esa misma dirección.

La unidad superior es una ignimbrita rosada cristaloclástica, con cristaloclastos de cuarzo engolfados y fragmentados, sanidinas y biotitas, fiammes rosados y litoclastos de hasta 6 cm de diámetro de la ignimbrita castaño oscura.

Por otro lado, en el borde norte del Cerro Torta se han encontrado una serie de pequeños domos lávicos (complejo de domos Cerro Torta Norte) a lo largo de 3,5 Km. sobre la fractura circular. Estos domos presentan un bandeamiento de flujo subvertical, fenocristales de cuarzo y sanidina y abundantes esferulitas en la pasta. Por otro lado, hacia el norte de los domos, se encuentran asomos de lavas topográficamente bajos y que no forman estructuras dómicas. Estas lavas afloran contra la costa sur de la Laguna Montevideo, poseen bandeamiento de flujo subhorizontal y una composición similar a los domos por lo que son interpretadas como coladas lávicas.

Se interpreta al Cerro Torta como una antigua estructura de caldera resurgente. Los gruesos depósitos de ignimbritas del cerro corresponden a los depósitos de intracaldera, coincidiendo con la tendencia de estos depósitos a ser muy ricos en cristales e intensamente soldados. La estructura circular que rodea al cerro es el ring fault (fractura anular que constituye el borde de las calderas), del cual han salido los materiales ignimbríticos, tal como es evidente en el asomo de ignimbritas del Cerro Montevideo (con marcado flujo subvertical), y lávicos, evidenciados por los domos póstumos que surgieron en el perímetro norte de la fractura anular, similar a lo que ocurre en las calderas La Primavera, en México o Taupo, Nueva Zelanda (**Cas y Wright, 1982**). Estas efusiones lávicas póstumas también produjeron las coladas fenoriolíticas que fluyeron desde la fractura (donde están los cuerpos dómicos) hacia el nordeste (hacia la Laguna Montevideo) y en definitiva son las que produjeron la resurgencia de la caldera, elevando topográficamente a las ignimbritas. Finalmente, los extensos mantos de ignimbritas que se extienden al norte (ignimbritas del noreste de la Laguna Montevideo) y oeste (asomos del este de la Laguna Salada) del Cerro Torta corresponderían a los grandes volúmenes de materiales ignimbríticos de extracaldera ([Figura 3-14](#)). Las ignimbritas del oeste son soldadas, de color rosa y aspecto lávico. Están formadas por cristaloclastos de cuarzo engolfado de hasta 3 mm, sanidina, plagioclasas, biotita desferrizada, anfíboles muy alterados y circón, fiammes y litoclastos. Generalmente están muy alteradas hidrotermalmente (silicificadas y argilizadas). Las ignimbritas del norte y noreste del Cerro Torta constituyen un muy extenso manto que cubre alrededor de 200 Km². Estas rocas son muy homogéneas composicionalmente y en el grado de soldamiento; se trata de rocas de color rojo a morado, soldadas, con cristaloclastos de cuarzo engolfado de hasta 4 mm de diámetro, sanidinas frescas, plagioclasas, abundantes láminas de biotitas, anfíboles y esporádicos circones. Estas ignimbritas presentan fiammes de variados colores de hasta 5 cm de largo con cristales, líticos de rocas volcánicas y de areniscas y una pasta vítrea muy alterada de textura felsítica con ocasionales esferulitas.

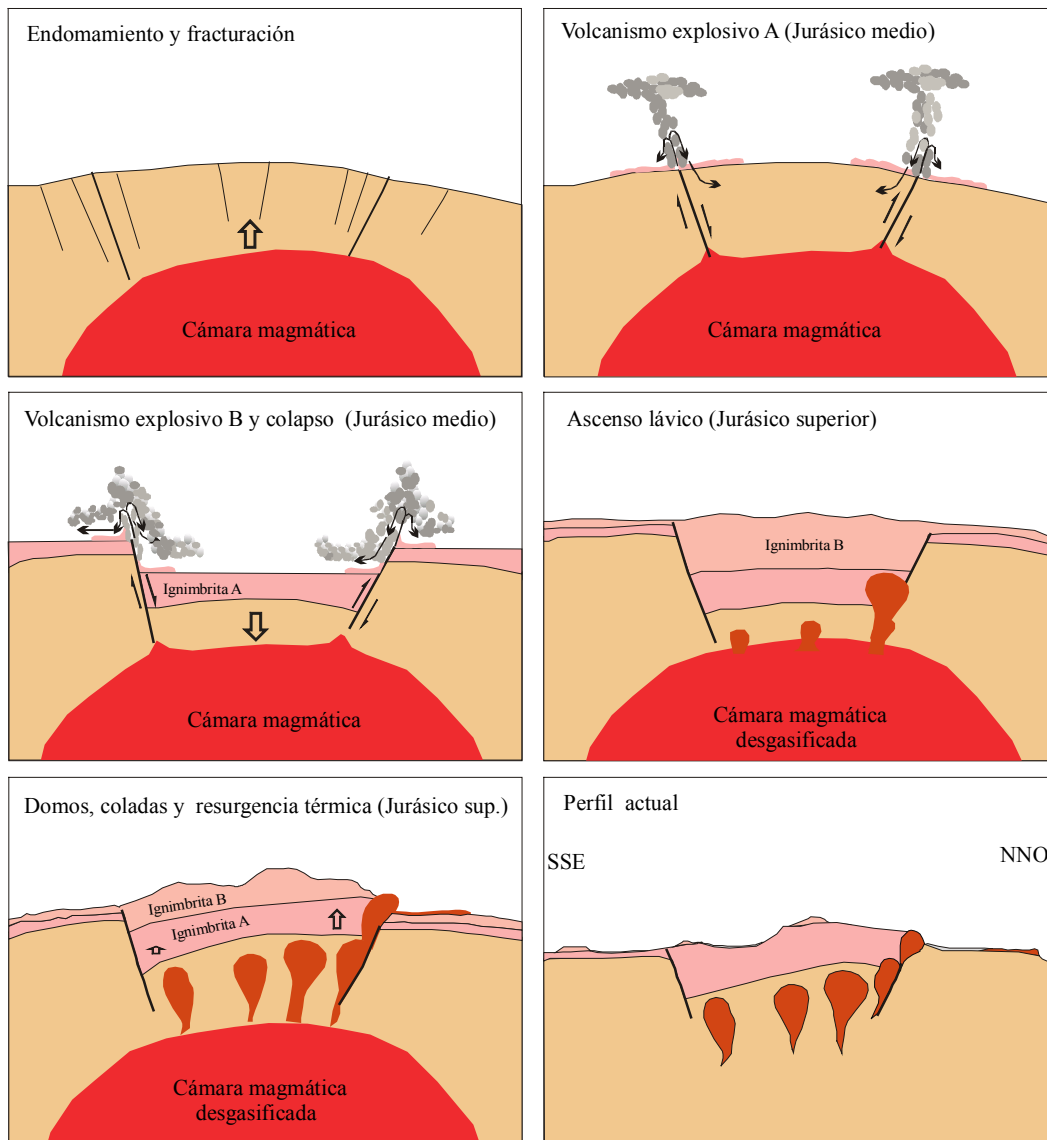
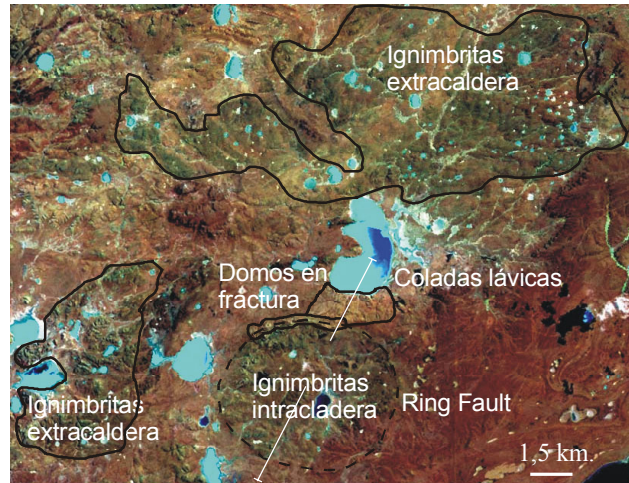


Figura 3-14: Imagen satelital TM con ubicación de los depósitos que componen la Caldera Cerro Torta y 6 esquemas evolutivos que grafican la interpretación de este edificio volcánico (perfil NNO-SSE, marcado en la imagen).

Complejo de domos La Henriette:

Este gran sistema eruptivo está formado por 4 complejos de domos menores y varios domos aislados, relacionados mediante un juego de fracturas de rumbos predominantes NO, NE y ESE. Alcanza un diámetro aproximado de 15 a 20 Km. y comprende por el este el complejo de domos Cerro Torta Norte (ya descrito), alineado sobre el borde norte de la fractura anular de la Caldera Cerro Torta. Al sudeste se presenta el complejo de domos 27 de Marzo formado por varios (al menos 7) domos circulares de dimensiones entre 300 y 600 metros de diámetro, reunidos en un asomo circular de 2,6 Km. de diámetro y en una fractura NO. Son lavas leucocráticas, afaníticas con escasos fenocristales de cuarzo y sanidina en una pasta fluidal desvitrificada.

Por el sur, se encuentra el complejo de domos del Cerro Cebruno, que comprende un conjunto de pequeños domos de un diámetro de 500 metros que se encuentran concentrados en la intersección de dos estructuras casi ortogonales, la falla sinistral NE y una fractura NO. El Cerro Cebruno es el domo ácido de flujo más destacado de este complejo, tiene un diámetro de 600 metros y está compuesto de lavas afaníticas con escasos cristales de cuarzo en una pasta alterada de color rosado con muy marcado bandeamiento de flujo subvertical. Además, forman parte de este complejo dos cuerpos de pórfidos fenodacíticos (Cebruno y Cebrunito) ya tratados previamente.

Al sudoeste de la Laguna Salada del Rincón hay otro complejo de domos muy disectado. Se trata de por lo menos 10 cuerpos dómicos ácidos subcirculares de diferentes diámetros, variando entre 500 y 1.200 metros, y el cuerpo del pórfido fenodacítico La Unión. Todos estos cuerpos ígneos se relacionan mediante fracturas de rumbos NE y NO. Están compuestos por lavas porfíricas con fenocristales de sanidina y cuarzo parcialmente engolfados de hasta 6 mm y ocasionalmente pequeñas biotitas en una pasta vítrea muy fluidal generalmente desvitrificada (textura felsítica, cuarzo poiquilitico y esferulitas).

Por el norte y noreste de la Laguna Salada del Rincón está el último de los conjuntos que corresponde a una asociación de por lo menos 12 domos lávicos y 2 pórfidos fenoriolíticos (San Jorge y Laguna Salada). Entre los domos hay varios cuerpos pequeños aislados, en el orden de los 300 a 500 metros de diámetro, algunos de los cuales son perfectamente circulares en planta y otros se ajustan a la traza de fracturas mayores de rumbos NE y ESE. Sin embargo, hay 2 cuerpos de grandes dimensiones, asociados a la misma fractura NE. Uno tiene 2,5 por 1 Km. y el otro 3,5 por 5 Km. En estos domos es claro el control estructural y sus materiales parecen haber salido en forma continua por dicha fractura, con coladas que han fluido pocos cientos de metros en forma perpendicular a la misma. En todos los casos se trata de rocas ácidas fenoriolíticas a fenodacíticas con cristales de plagioclasas, biotita y escasos cuarzo y sanidina en una pasta vítrea de textura perlítica y desvitrificada.

Complejo de domos Laguna Tordillo:

Se trata de un cuerpo mayor, disectado en dos por el río Seco, y cuatro cuerpos menores. El mayor es un complejo de domos que está parcialmente cubierto por el este por un manto de ignimbritas; posee un diámetro de 5 Km. y limita por el oeste a la Laguna Tordillo. Los cuerpos menores son cuerpos dómicos aislados de hasta 1.000 metros de diámetro. Estas lavas se caracterizan por ser rocas porfíricas fenoandesíticas a fenodacíticas muy alteradas de colores morados a verdosos y con escaso bandeamiento de flujo. En los cortes petrográficos se observa una textura porfírica a glomeroporfírica

con fenos de plagioclasas y piroxenos en una pasta de textura traquítica formada por abundantes microlitos de plagioclasas y escasos opacos.

Complejo de domos Laguna Flamencos:

Este cuerpo de 4,5 Km. de largo por 2,5 Km. de ancho, elongado en sentido NE, se encuentra ubicado al norte de la Laguna Flamencos, en inmediaciones del borde sur del afloramiento Bahía Laura. Se trata de una indeterminable cantidad de pequeños cuerpos dómicos amalgamados, que solo en sus extremos se los puede visualizar como individuos aislados, tales como el domo de la Laguna, ubicado al oeste de la Laguna Flamenco o el domo de la Lagunita (Foto 3-30), ubicado al oeste de la pequeña laguna al noreste de la anterior. Se caracterizan por presentar mayormente lavas afaníticas a levemente porfíricas de colores claros (rosado a gris) con importante bandeamiento de flujo. En corte delgado se observa cuarzo engolfado y sanidina de hasta 2 mm de largo en una pasta desvitrificada con textura felsítica. Este gran complejo dómico se encuentra ubicado en la intersección de una falla normal de rumbo NE con varias fracturas y fallas de rumbo NNO. La fractura NE puede tener alguna vinculación con la que une los complejos sudoeste de la Laguna Salada del Rincón, del Cerro Cebruno y del norte del Cerro Torta. Por otro lado, hay otros dos pequeños domos fenorolíticos aislados (domo del Camino y domo del Arbolito), ubicados al sur de la Laguna Flamencos y en el medio del afloramiento del Complejo Río Deseado, que probablemente formen parte de este gran complejo ácido.

Complejo de domos Malacara:

Se trata de un conjunto de domos ácidos de 11 Km. de largo por 5 Km. de ancho, alargado en dirección NO. En el norte hay un complejo alargado en dirección NE de varios domos asociados a fracturas y compuestos por una lava afanítica de color rosado con fenocristales de cuarzo y sanidina en una pasta vítrea muy fluidal desvitrificada (con textura felsítica y abundantes esferulitas)

En el sur se destacan 4 domos aislados, de los cuales el más importante es el domo partido y hay un sector central formado por lavas fenorolíticas con malas exposiciones y que posiblemente sea una colada. Estas rocas son lavas muy fluidales están compuestas por cuarzo, sanidina, escasas biotitas en una pasta vítrea.

Domos De la Vetas y Cerro Mojón:

Se los trata en conjunto por estar alineados por una fractura de rumbo ENE, junto con el criptodomo Cerro Blanco (previamente descrito). Tanto el domo De las Vetas como el criptodomo Cerro Blanco se producen en la intersección de esta fractura con fracturas regionales de rumbo NNO que se corresponden con los bordes del Horst de Leonardo que expone las rocas pérmicas. A su vez estas fracturas NNO vinculan a estos cuerpos dómicos con otros domos ácidos menores en el caso del criptodomo Cerro Blanco y con los 3 domos alineados de la Estancia Buena Esperanza en el caso del domo De las Vetas.

En todos los casos se trata de rocas fenorolíticas compuestas por cuarzo, sanidina y escasa biotita que conforman una textura porfírica en una pasta desvitrificada con textura felsítica.

Domos Cerro del Indio y Cerro Solo:

Son dos pequeños cuerpos dómicos de 500 y 200 metros de diámetro respectivamente, que se relacionan mediante una fractura ESE, N 110° (**Panza et al., 1995**). Estos domos se componen de lavas fenorolíticas porfíricas de color rojo a rosado, con fenocristales de cuarzo, sanidina y biotita. Además cabe señalar que estos autores relacionan también, mediante esta fractura, a estos domos con el domo Cerro Moro (**Sruoga y Palma, 1986**), ubicado fuera del área pero muy cerca del límite norte de la zona de estudio y que corresponde a uno de los cuerpos dómicos de mayores dimensiones del Macizo del Deseado.

Domos Dos Hermanas y La Julia:

Se los relaciona por estar alineados según una fractura de rumbo ENE, subparalela a la que une los cuerpos Cerro Blanco, De las Vetas y Cerro Mojón. Se trata de domos lávicos de flujo de cerca de 1 Km. de diámetro que se componen de lavas porfíricas con fenocristales de cuarzo, sanidina en una pasta desvitrificada con esferulitas.

Domo del oeste de La Julia:

También se encuentra ubicado en una fractura ENE, paralela a las anteriores, pero más al norte. Este domo tiene una forma alargada en esta dirección y se relaciona por el este con un dique ácido de igual rumbo. Se trata de una lava rosada levemente porfírica con bandeamiento de flujo y escasos fenocristales de cuarzo.

Geoquímica:

En el marco del presente trabajo se han seleccionado 38 muestras de rocas (ignimbritas, lavas y pórfidos) representativas del Grupo Bahía Laura y analizado por elementos mayoritarios y trazas. Los resultados se resumen en la [Tabla 3-10](#).

De los resultados analíticos se deduce que las rocas volcánicas del Grupo Bahía Laura del área oriental poseen una composición similar a la determinada para el resto de las rocas de esta unidad en la provincia geológica Macizo del Deseado (**de Barrio, 1989; 1993; Franchi et al., 1989; Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst et al., 1994; Pankhurst y Rapela, 1995 y Echeveste et al., 1998; 1999; Schalamuk et al., 1999**).

Se trata de rocas ácidas ($\text{SiO}_2 > 63\%$), las cuales generalmente están por encima del 69%, con una concentración en el rango 72 a 78% de SiO_2 , pobres en Ca (0,77% de promedio) y ferromagnesianos (con valores promedios de 1,98% de Fe_{total} y 0,35% de MgO). En el diagrama clasificatorio TAS de **Le Maitre (1989)**, estas rocas (ignimbritas, lavas y pórfidos) se acomodan en el campo de las riolitas y en menor medida dacitas ([Figura 3-15 A](#)). Mediante los diagramas de **Irvine y Baragar (1971)** ([Figura 3-15 B y C](#)) se deduce que se trata de rocas subalcalinas, pertenecientes a la serie calco-alcalina. Por otro lado, mediante el índice Shand, de **Maniar y Piccoli (1989)**, se obtiene que las rocas son peraluminosas ([Figura 3-15 D](#)) y de alto potasio, según el gráfico ([Figura 3-15 E](#)) de **Le Maitre (1989)**. En cuanto a la distribución de elementos trazas en un diagrama expandido (spider) normalizado a MORB, según **Pearce (1981)**, hay una clara coherencia entre los valores promedios de las rocas lávicas, subvolcánicas

e ignimbríticas (tanto dacíticas como riolíticas), lo cual permite afirmar que son productos del mismo magmatismo (Figura 3-15 F). Estos magmas son ricos en Rb, Th, U y K y pobres en Ba, Nb, Sr, Ti y, tanto en las ignimbritas, como en las lavas y en las rocas porfíricas, elementos como Rb, Th, U, Nb y Nd aumentan con la acidez de la roca, en cambio el Ba, Sr, Zr y Ti disminuyen con la misma.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Th	U	Ce	Nd
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
112	69,48	0,38	14,30	2,26	1,03	0,03	0,47	2,04	3,09	3,76	0,10	2,52	1441	102	242	20	175	8	21	4	90	23
160	73,87	0,56	14,24	1,23	0,40	0,01	0,21	0,16	0,14	7,19	0,15	2,60	1782	180	271	183	563	15	20	5	46	25
164	76,90	0,09	11,18	0,27	0,42	0	0,09	0,14	1,10	8,26	0,02	1,07	711	198	27	36	116	9	28	7	85	48
170	71,73	0,28	13,02	1,91	1,08	0,02	0,46	1,20	2,43	4,39	0,07	2,68	1212	132	167	22	186	7	20	5	84	26
177	72,43	0,32	13,63	1,28	0,63	0,02	0,39	0,57	2,65	5,37	0,07	2,20	1000	143	107	179	203	15	28	5	138	70
199	78,51	0,08	10,90	0,23	0,54	0,01	0,06	0,13	1,20	7,49	0,03	0,86	685	174	27	35	97	8	27	6	141	55
209	68,76	0,47	14,75	3,87	nd	0,05	1,20	0,51	4,16	3,74	0,21	2,72	1386	nd	281	19	177	nd	nd	nd	nd	nd
230	69,96	0,52	14,56	3,79	0,35	0,06	0,45	0,30	3,61	5,02	0,07	2,05	1564	136	266	35	308	6	15	4	60	20
234	75,29	0,13	12,63	0,34	0,64	0,01	0,04	0,46	3,07	5,63	0,02	1,16	185	188	65	21	218	10	22	7	97	44
329	72,74	0,23	12,05	1,36	1,15	0,01	0,24	0,99	2,06	5,64	0,06	3,03	1022	140	88	39	138	10	17	5	78	30
330	77,43	0,08	11,13	0,03	0,54	0,01	0,09	0,26	2,03	6,70	0,02	1,09	453	186	22	42	99	10	20	7	55	14
336	64,51	0,58	14,09	5,10	nd	0,14	0,95	3,04	3,37	3,05	0,21	3,50	783	nd	288	26	399	nd	nd	nd	nd	nd
341	76,15	0,11	12,04	0,93	0,47	0,01	0,18	0,16	0,75	5,87	0,02	2,66	767	224	36	30	93	10	19	8	90	46
343	65,91	0,59	14,52	5,04	nd	0,12	0,94	3,01	3,44	3,06	0,19	3,36	710	nd	304	25	399	nd	nd	nd	nd	nd
362	75,40	0,15	12,32	0,43	1,16	0,03	0,22	1,10	2,65	4,81	0,04	1,35	881	151	168	20	120	7	26	5	62	15
365	75,34	0,14	12,49	1,03	0,64	0,02	0,27	0,64	2,54	4,84	0,03	1,64	788	150	115	16	105	8	30	5	54	10
369	74,92	0,14	12,88	0,48	0,46	0,01	0,06	0,56	3,41	5,62	0,03	0,84	150	181	35	18	216	9	24	6	146	51
371	74,12	0,17	13,04	1,05	0,59	0,03	0,21	0,52	3,30	5,40	0,03	1,41	240	172	63	23	205	9	26	6	126	47
372	76,08	0,12	12,55	0,62	0,67	0,04	0,07	0,53	3,44	5,36	0,03	0,78	126	176	28	20	194	10	21	6	108	47
395	73,08	0,15	13,12	0,98	0,59	0,03	0,46	0,82	2,35	5,30	0,04	2,84	471	197	89	31	80	14	20	7	37	8
401	76,89	0,07	11,67	0,74	0,52	0,01	0,03	0,35	2,89	5,46	0,02	1,01	76	291	14	43	117	24	37	10	54	23
403	74,41	0,06	12,83	0,31	0,44	0,01	0,12	0,19	1,35	8,36	0,03	1,91	116	205	31	17	92	10	17	7	50	23
404	80,64	0,05	9,11	0,60	0,3	0,01	0,05	0,12	0,93	6,84	0,02	0,95	124	181	13	16	67	10	16	7	12	19
418	79,46	0,13	10,55	0,01	0,43	0,01	0,06	0,21	0,31	6,77	0,02	1,50	817	250	89	10	71	7	10	9	38	nd
424	75,96	0,08	12,96	0,60	0,37	0,01	0,17	0,32	2,05	5,84	0,02	2,26	318	152	36	18	89	7	17	5	58	21
426	67,57	0,55	14,93	3,33	0,37	0,05	0,74	1,12	3,33	4,39	0,08	3,03	955	117	241	48	250	11	13	4	93	28
427	73,77	0,26	12,74	0,99	0,67	0,05	0,35	0,58	3,25	4,73	0,09	2,13	988	152	116	27	160	12	19	5	79	21
429	77,45	0,06	12,28	0,48	0,49	0,01	0,09	0,34	3,12	4,85	0,02	1,22	34	276	8	46	104	19	33	10	32	37
433	74,46	0,28	13,11	1,01	0,56	0,03	0,48	0,25	2,97	5,13	0,06	1,76	916	171	111	21	161	13	18	6	74	31
436	70,76	0,36	14,45	1,55	0,48	0,04	0,41	0,68	3,44	5,41	0,07	2,00	1768	138	163	62	271	15	20	5	151	69
439	80,85	0,14	9,71	0,44	0,37	0,02	0,08	0,36	2,82	3,87	0,02	0,74	1066	124	58	24	100	10	17	4	77	30
441	76,41	0,15	12,42	0,97	nd	0,05	0,17	0,23	3,32	4,93	0,02	1,22	976	nd	31	37	131	nd	nd	nd	nd	nd
444	73,91	0,28	12,84	1,25	0,44	0,03	0,38	0,27	3,09	5,09	0,03	2,28	928	139	74	37	181	12	18	5	118	43
445	70,52	0,41	13,73	2,48	0,75	0,04	0,62	1,84	3,28	3,60	0,12	2,35	1786	78	480	43	183	8	16	3	102	39
446	79,22	0,10	10,12	1,20	0,49	0,03	0,04	0,30	2,21	5,28	0,03	0,88	86	183	18	31	161	11	28	7	130	60
452	71,70	0,36	14,00	1,42	0,56	0,05	0,44	0,65	3,46	5,24	0,04	1,69	1663	162	166	31	278	12	15	6	99	32
453	63,77	0,61	15,48	5,20	nd	0,09	1,68	3,25	4,00	2,88	0,21	2,83	949	nd	486	20	223	nd	nd	nd	nd	nd
489	74,36	0,22	12,84	1,14	0,64	0,02	0,19	0,97	2,87	4,99	0,02	1,28	1250	129	109	32	144	8	18	5	85	31

Tabla 3-10: Resultados geoquímicos de las rocas del Grupo Bahía Laura. Las muestras en amarillo son ignimbritas, en rosado son lavas y en violeta son pórfidos. nd = no determinado.

Es importante señalar que las rocas del Grupo Bahía Laura se encuentran generalmente muy alteradas. La lixiviación por aguas meteóricas produce la movilización de Na, K y Si especialmente en el vidrio volcánico (Scott, 1971). Por otro lado, los procesos de alteración por la fase vapor, la actividad fumarólica y el extensivo sistema geotermal que actuó en el Macizo con posterioridad al volcanismo pudieron haber producido grandes modificaciones en la geoquímica de las rocas. Riley et al. (2001) mencionan un enriquecimiento en K, Rb, Ba, Si y S y una disminución en Na, Ca y Sr para las rocas silíceas afectadas por hidrotermalismo. Además, Lofgren (1970) menciona que los contenidos de SiO₂, H₂O, Na₂O, K₂O y Al₂O₃ son alterados por la desvitrificación del vidrio volcánico, lo mismo que el de algunos elementos traza y tierras raras (Weaver et al., 1990). Este enriquecimiento puede ser comprobado en algunas de las rocas analizadas, donde hay un enriquecimiento en SiO₂ (5 muestras con valores mayores a 78%, el máximo para el vidrio volcánico).

Cabe señalar que Sruoga (1989) considera que el enriquecimiento en potasio es producto de la alteración hidrotermal superpuesta a estas rocas. Sin embargo, en las rocas del área no hay correlación

positiva entre los valores de LOI y de K_2O (Figura 3-16) lo que indicaría que el enriquecimiento en potasio no se debe solamente a generación de micas o arcillas por hidrotermalismo.

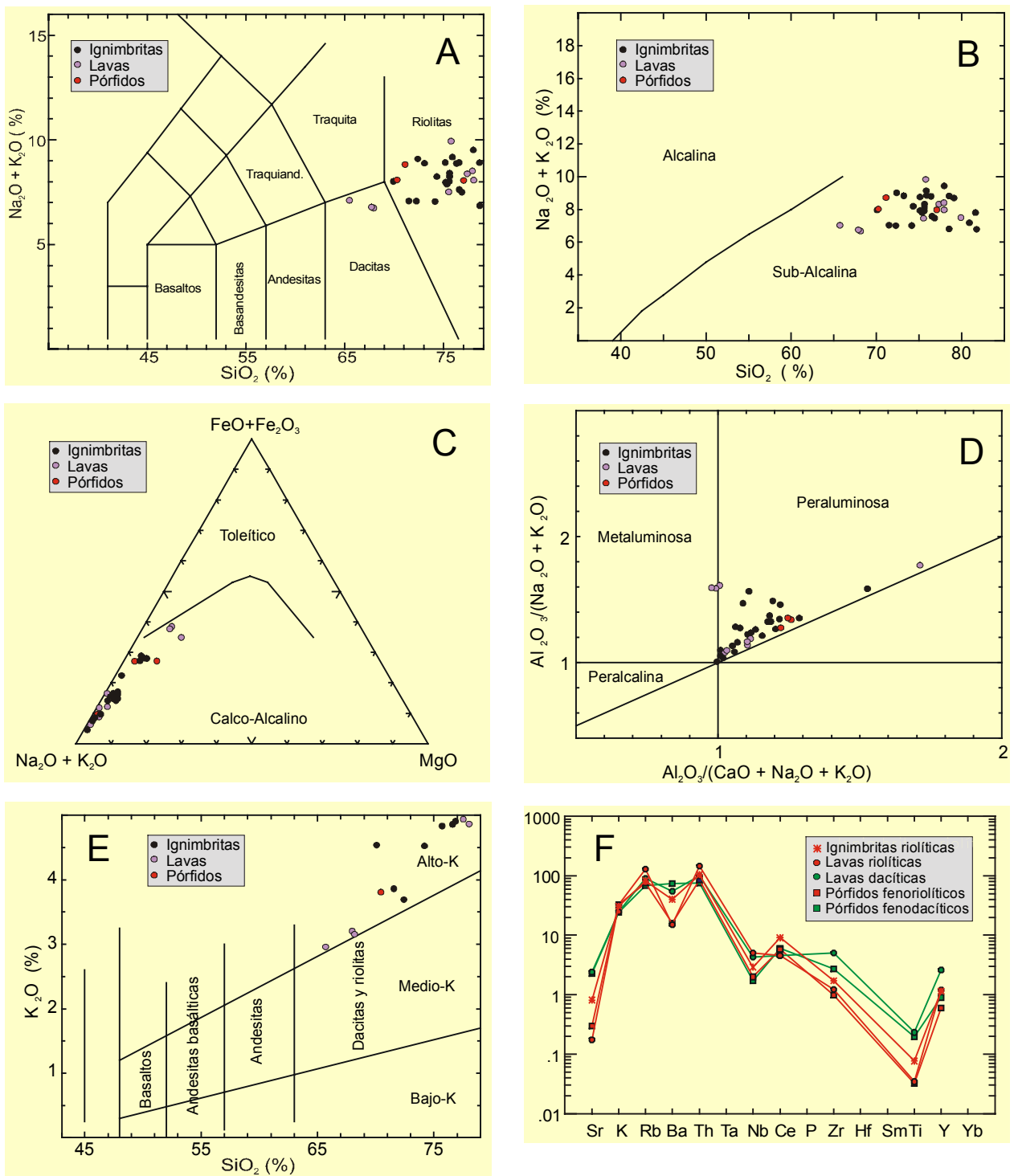
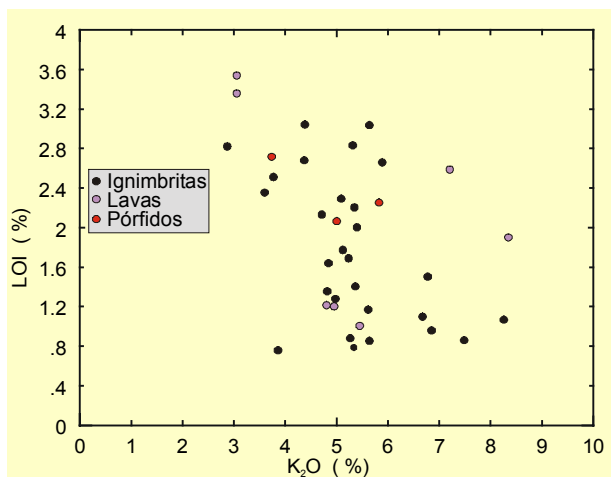


Figura 3-15: Diagramas geoquímicos para las rocas del Grupo Bahía Laura en el sector oriental del Macizo del Deseado.



Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, este volcanismo se habría generado principalmente por magmas ácidos (riolíticos a dacíticos), peraluminosos y calcoalcalinos, cuya temperatura varía entre 700° y 900°C. Estos magmas poseen moderados a altos tenores de potasio (2,88 a 8,36%) y son pobres en TiO₂, CaO y elementos ferromagnesianos.

Figura 3-16: Diagrama K₂O versus LOI (pérdida por calcinación).

Relación estratigráfica y geocronología:

Las rocas volcánicas del Grupo Bahía Laura se apoyan discordantemente sobre las rocas plutónicas de la Formación La Leona (Jurásico inferior) en el bajo homónimo y en otros sectores sobre las piroclásticas de la Formación Roca Blanca (Jurásico inferior). A su vez, se encuentran cubiertas por las sedimentitas cretácicas de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), por lo cual, estratigráficamente, se circunscriben al período Jurásico inferior a Cretácico inferior.

Referencia	Roca	Localidad	Método	Edad (M.a.)
Cazeneuve, 1965	Ignimbrita riolítica	Ea. Roca Blanca	K/Ar	160,7 ± 15
Creer et al., 1973	Fm. Chon Aike	Bahía Camarones	K/Ar	166,0 ± 5
Baker et al., 1981	Ignimbrita	A° Page, zona Pinturas	K/Ar	155,0 ± 15
Márquez, 1981	Dique riolítico	Bajo La Leona	¿?	162 ± 10
Spalletti et al., 1982	Ignimbritas y riolitas	Gran Bajo de San Julián	K/Ar	161 ± 10 a 123 ± 10
Hechem y Homocv, 1985	Ignimbritas	Bajo Grande	K/Ar	157 ± 5 y 153,0 ± 5
de Barrio, 1989	Ignimbrita	El Tranquilo	K/Ar	123 ± 5
de Barrio, 1989	Ignimbrita	Bajo Pellegrini	Rb/Sr	162 ± 11
de Barrio, 1993	Ignimbritas	NO de Santa Cruz	Rb/Sr	161 ± 5
Pankhurst et al., 1993b	Ignimbritas y lavas	Puerto Deseado	Rb/Sr	168 ± 2
Arribas et al., 1996	Ignimbritas y riolitas (biot.)	Ea. Josefina-P. Labrada	K/Ar	153,2 ± 3,6 a 148,8 ± 3,6
Alric et al., 1996	Ignimbrita	Muestreo regional	Ar/Ar	177,6 ± 0,7 a 151,5 ± 0,5
Fernández et al., 1999	Lavas e Ignimbritas	La Josefina	Rb/Sr	156,0 ± 2
Zubia et al., 1999	Ignimbrita (circón)	Vanguardia	U/Pb	171,0 ± 1
Tessone et al., 1999	Ignimbrita	Sector central	Rb/Sr	148,0 ± 2
Féraud et al., 1999	Ignimbrita (feldespato)	Muestreo regional	Ar/Ar	177,8 ± 0,4 a 153,4 ± 0,3
Schalamuk et al., 1999	Ignimbrita (circón)	Manantial Espejo	U/Pb	159,9 ± 0,5
Pankhurst, et al, 2000	Ignimbrita (feldespato)	Muestreo regional	Ar/Ar	177,8 ± 1,8 a 156,4 ± 2,4
Pankhurst, et al, 2000	Ignimbrita (circón)	Muestreo regional	U/Pb	168,4 ± 1,6 a 156,2 ± 1,8

Tabla 3-11: Resumen de las edades radimétricas preexistentes del Grupo Bahía Laura.

Sin embargo cabe señalar que **Turic (1969)**, menciona una discordancia angular marcada que la separa de la Formación Bajo Pobre (Jurásico medio a superior), relación no considerada como válida en la presente investigación, debido a la naturaleza de los contactos observados entre rocas volcánicas. Los restos fósiles hallados circunscriben a los depósitos tufíticos del Grupo Bahía Laura al Jurásico medio a superior (**Stipanivic y Reig, 1955; 1957; de Barrio et al., 1982**), ubicándolos **Stipanivic et al. (1968)** en el período Calloviano-Oxfordiano y **Stipanivic y Bonetti (1970)** en el período Bathoniano-Calloviano. Las dataciones radimétricas previamente realizadas (**Tabla 3-11**) limitan a las rocas volcánicas del complejo volcánico al intervalo $177,8 \pm 1,8 - 148 \pm 2$ Ma., que comprende desde el Jurásico inferior alto (Toarciano) al Jurásico superior bajo (Oxfordiano). Con estos datos podemos decir que el evento volcánico ácido del Jurásico ha durado aproximadamente unos 30 Ma, valor consistente con lo registrado en otros plateaux ignimbríticos del mundo y esperable dada la complejidad litológica hallada (**Arribas et al., 1996; de Barrio et al., 1999**).

Sin embargo, cabe mencionar que hay algunas edades más jóvenes, como las dos edades K/Ar determinadas por **Spalletti et al (1982)** en el Gran Bajo de San Julián (123 ± 10 y 138 ± 10 Ma) y la edad K/Ar de 123 ± 5 Ma determinada por **de Barrio (1989)** en la Estancia El Tranquilo. Con estas edades el volcanismo habría durado cerca de 50 Ma, aunque son consideradas edades mínimas (**de Barrio et al., 1999**).

En el sector estudiado se han tomado muestras representativas de las diferentes litofacies, prestándole especial atención al control estratigráfico, con el objetivo de datar el evento jurásico en este sector, que no contaba con ningún fechado radimétrico. De este modo se seleccionaron cinco muestras, dos de la facies magmática (una de las subfacies subvolcánica y otra de la subfacies lávica) y tres de ignimbritas (donde se tuvo en cuenta el control estratigráfico). Todas las muestras fueron realizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo, mediante el método Ar/Ar en fases minerales.

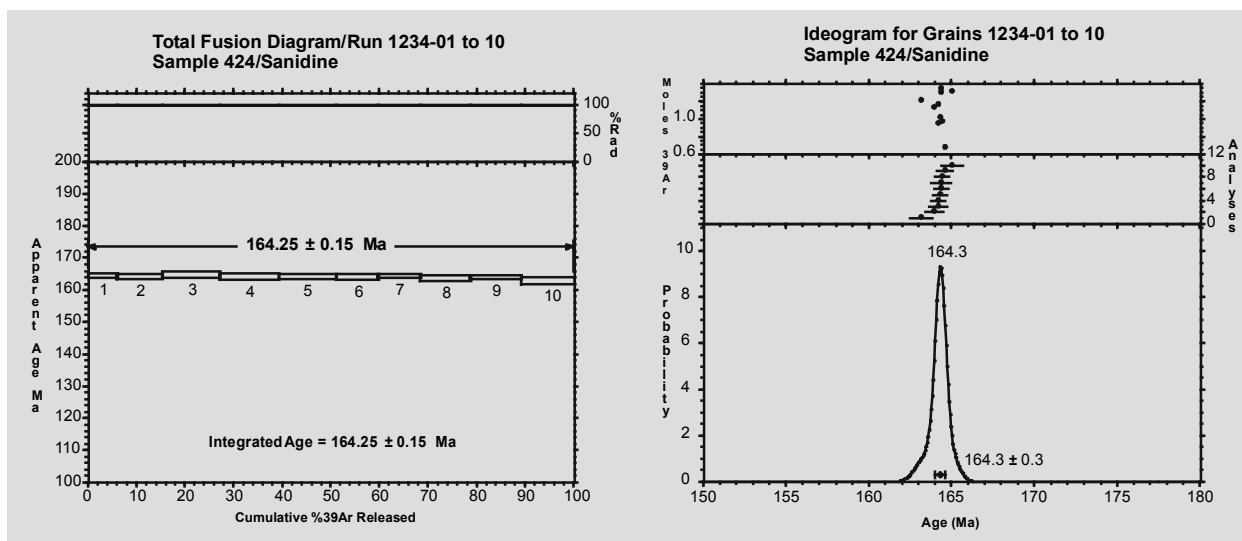


Figura 3-17: Step-heating e ideograma del pórfido riolítico San Jorge (muestra 424).

Dentro de las muestras de la facies magmática se han seleccionado los correspondientes al domo riolítico de flujo (muestra 403) ubicado a unos 3 Km. al noreste de la Estancia La Unión y el pórfido riolítico San Jorge (muestra 424), ubicado a unos 6 Km. al noroeste del Puesto La Picana. El criterio de selección de ambas muestras fue el escaso grado de alteración de los minerales a datar, debido a que son raros los ejemplos frescos de rocas de esta facies.

Ambas muestras, localizadas en el sector del complejo de domos Henriette, han retornado edades similares para cristales de sanidina: $164,3 \pm 0,3$ Ma para el pórfido riolítico y $163,8 \pm 0,5$ Ma para el domo de flujo (Figuras 3-17 y 3-18).

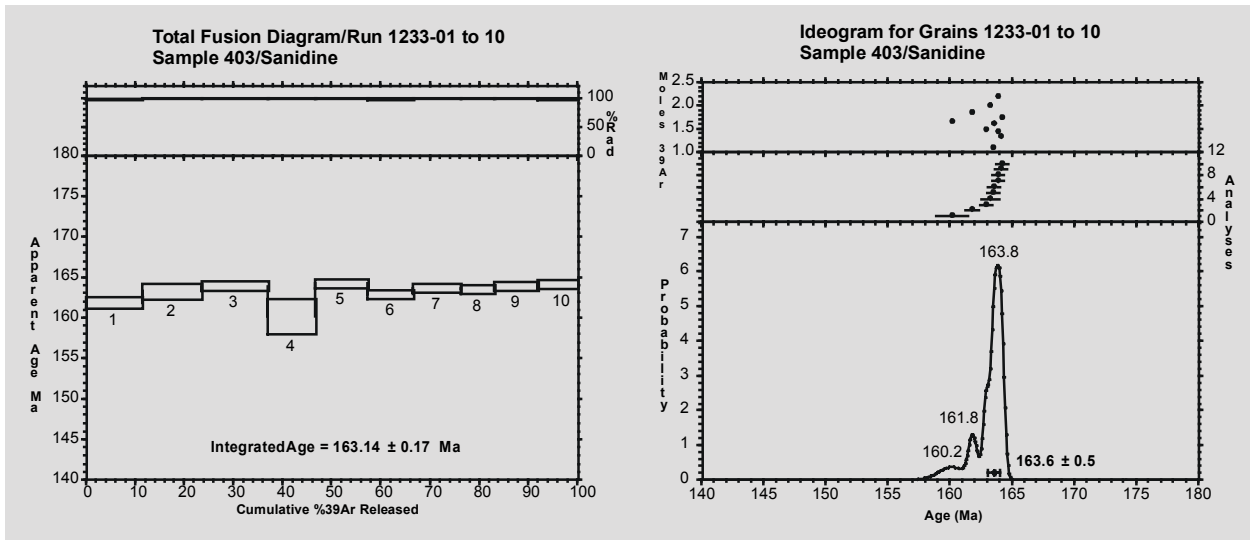


Figura 3-18: Step-heating e ideograma del domo riolítico de flujo, muestra 403.

Las tres muestras de ignimbrita se seleccionaron teniendo en cuenta el control estratigráfico, debido a que hay abundancia de muestras adecuadas para datar. El sector elegido para tal fin se encuentra en el oeste del área, en ambos extremos del Horst de Leonardo.

La muestra de ignimbrita 395, ubicada al norte del alto estructural y a 2 Km. al sur de la Ruta Provincial 66, se ha considerado que apoya directamente sobre los sedimentos pérmicos de la Formación La Golondrina, por lo tanto podría representar una unidad basal de este evento piroclástico, hecho que coincide con la edad ($176,9 \pm 1,6$ Ma) obtenida sobre biotita (Figura 3-19).

Con el objetivo de determinar las edades más jóvenes del evento piroclástico, se han considerado los mantos de ignimbritas deformados por el criptodomo Cerro Blanco, ubicados al sudoeste del Horst de Leonardo. Esta secuencia de flujos ignimbríticos muestra una clara estratificación, por lo cual se han seleccionado muestras representativas del extenso manto ignimbrítico (Ignimbrita del Masacote, muestra 365) y de la unidad suprayacente (ignimbrita vítrea, muestra 110). Las edades obtenidas sobre sanidina confirman esta relación, obteniendo una edad de $162,3 \pm 1$ Ma para la Ignimbrita del Masacote y de 160 ± 3 Ma para la ignimbrita vítrea (Figuras 3-20 y 3-21).

Todas las edades (tanto las preexistentes, como las obtenidas en este trabajo) han sido volcadas en un mapa del Macizo del Deseado (Figura 3-22), con la finalidad de evaluar su distribución geográfica. Si bien la cantidad de edades determinadas no es suficiente para llegar a una conclusión importante, se puede ver que las mismas no se distribuyen en forma aleatoria en la extensión del Macizo del Deseado,

sino que existe una tendencia a concentrarse las mayores edades en el extremo oriental del macizo. Este hecho fue señalado para la provincia Chon Aike (unidad que comprende todas las volcanitas jurásicas de la patagonia extrandina, tanto las del Macizo del Deseado, como las del Somuncurá) por varios autores (Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Alric, et al., 1996; Bertrand et al., 1999; Feraud, et al., 1999 y Pankhurst et al., 2000), quienes observan una migración del volcanismo hacia el sudoeste, en forma perpendicular al desarrollo de los hemigrabens propuestos por Gust et al. (1985). Cabe destacar que Pankhurst et al. (2000) definen 3 episodios volcánicos en función de picos en abundancia de fechados radimétricos de la provincia Chon Aike. El primero se produce entre los 188 y 178 Ma (en el Macizo Nord-Patagónico), el segundo se desarrolla entre los 172 y 162 Ma y el tercero entre los 157 y 153 Ma y para estos autores el volcanismo ácido del Macizo del Deseado se ubica principalmente en el segundo y tercer episodio (172 a 153 Ma).

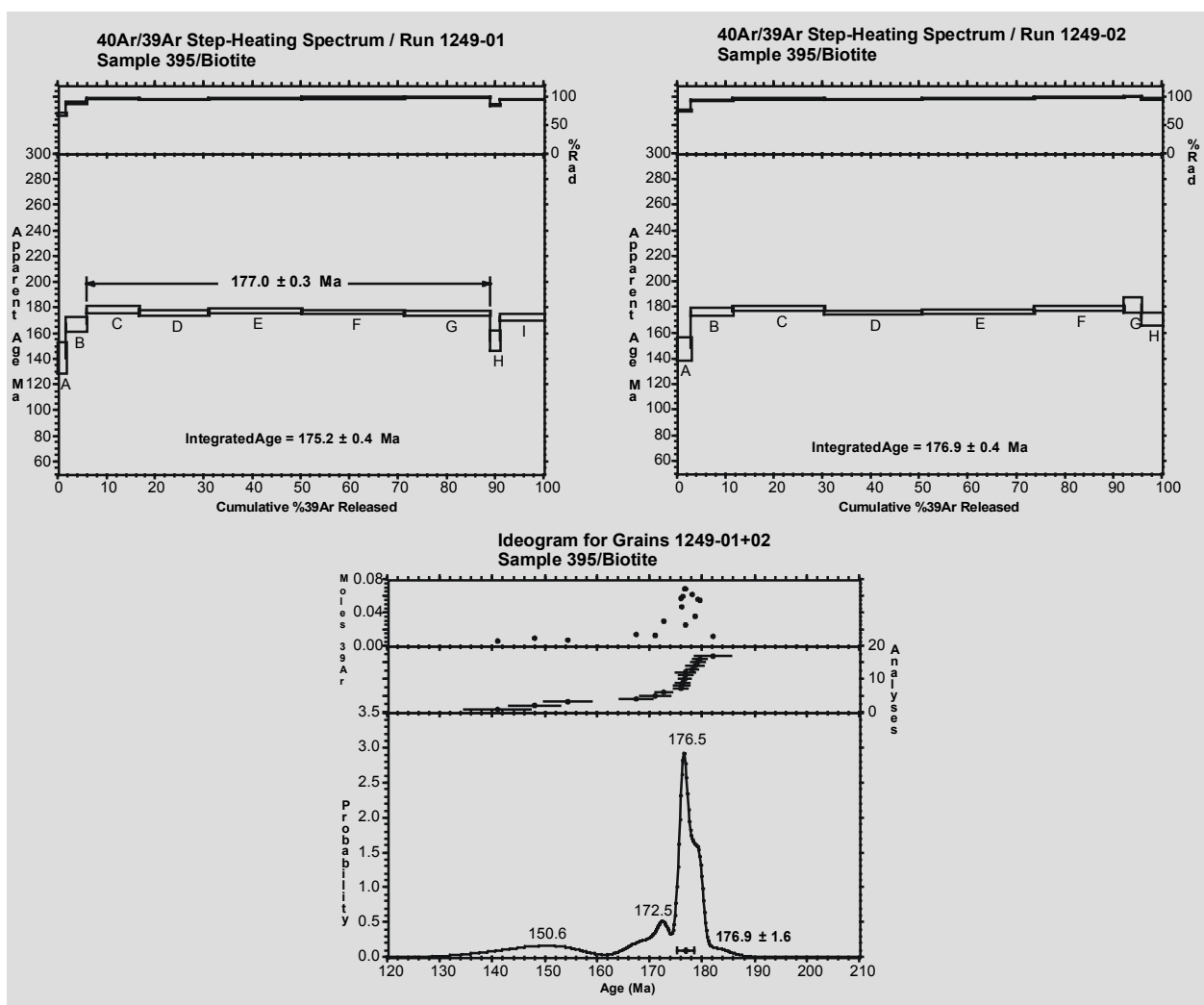


Figura 3-19: Step-heating e ideograma de la ignimbrita del sector basal de la secuencia piroclástica (muestra 395).

En un histograma de frecuencias (Figura 3-23) se han representado las edades (las preexistentes y las aquí obtenidas) del Grupo Bahía Laura y ha resultado que el período de mayor actividad volcánica en la

provincia geológica Macizo del Deseado es durante los 150 a 165 Ma, aunque el volcanismo se extiende desde los 177 a los 148 Ma.

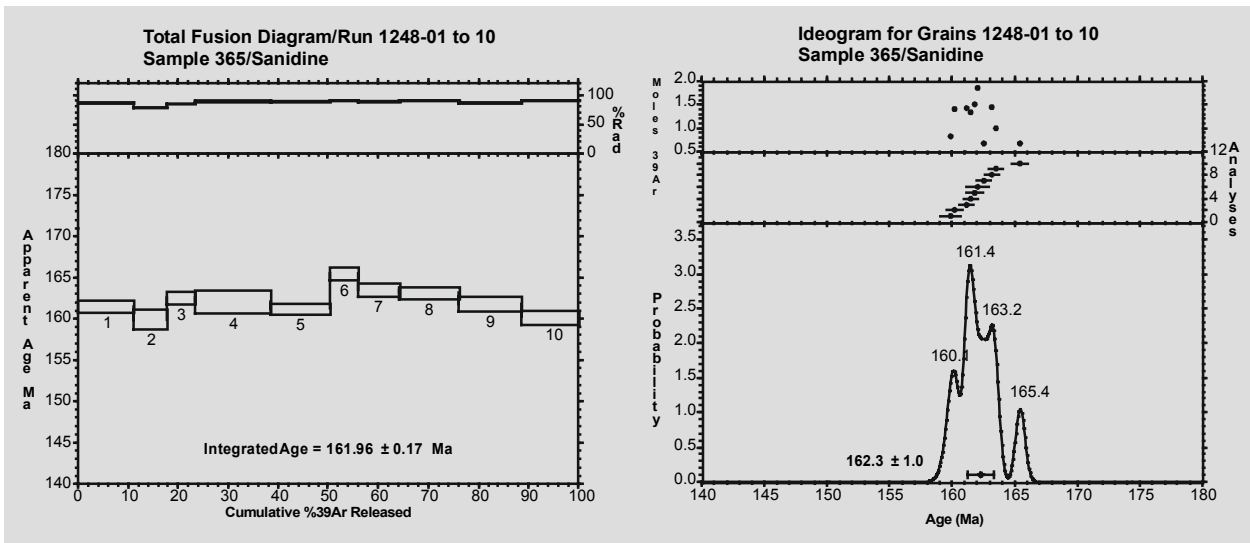


Figura 3-20: Step-heating e ideograma de la Ignimbrita del Masacote (muestra 365).

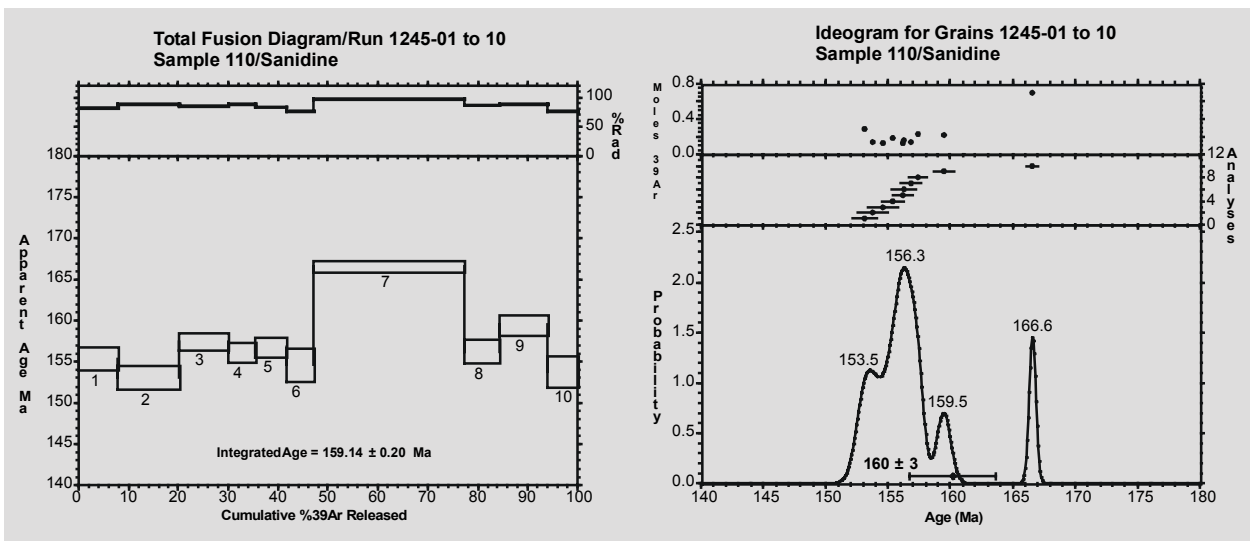


Figura 3-21: Step-heating e ideograma de la ignimbrita vítrea (muestra 110), ubicada estratigráficamente por encima de la del Masacote.

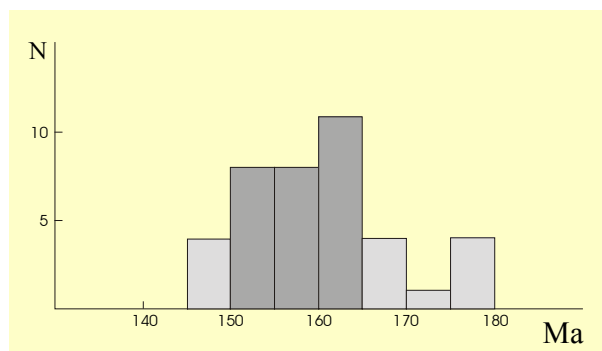


Figura 3-23: Histograma con edades radimétricas del Grupo Bahía Laura.

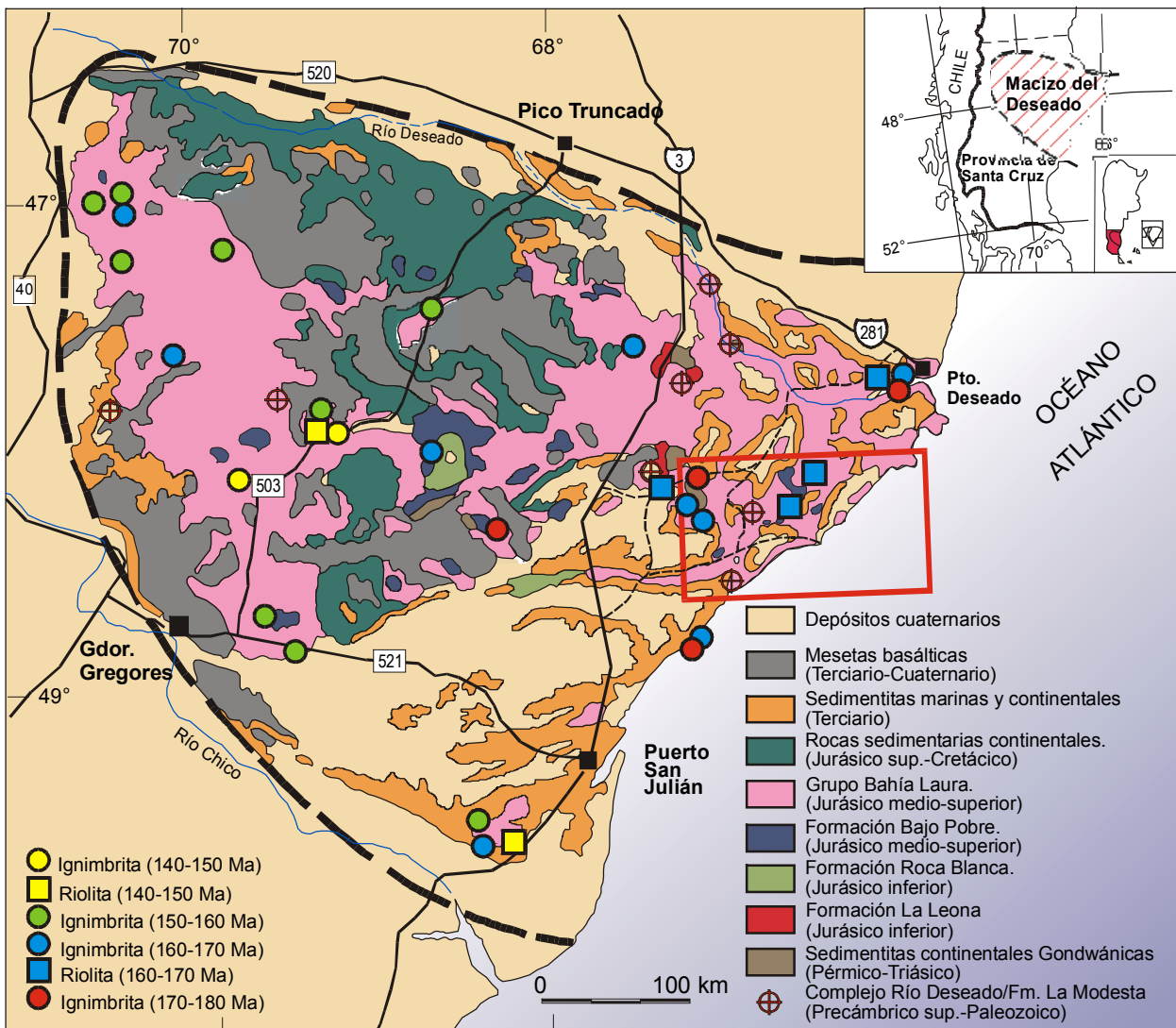


Figura 3-22: Mapa regional del Macizo del Deseado, donde se ubicaron las edades radiométricas del Grupo Bahía Laura en rangos de 10 Ma.

Discusiones:

Nomenclatura:

Durante la descripción de las rocas ácidas del Grupo Bahía Laura se ha prescindido del uso de los términos formacionales Chon Aike y La Matilde. Este hecho se fundamenta en que estas dos unidades no han sido claramente diferenciables durante las tareas de campo, generando confusión con el empleo de estos términos. En reemplazo se ha presentado una nueva subdivisión que se basa en el concepto de litofacies volcánicas de **Cas y Wight (1982)** y se propone además la reutilización del término Complejo Bahía Laura, término acuñado por **Feruglio (1949)** y empleado por **Ugarte (1966)** para las volcanitas ácidas jurásicas del Macizo del Deseado. Esta terminología se considera más adecuada debido a la jerarquía establecida por el Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, basada en la inclusión en el término complejo de unidades de menor rango de origen sedimentario, ígneo o mixto, cuyas relaciones de campo son en general poco claras en el estado de conocimiento actual y los contactos entre ellas se presentan a su vez modificados por tectonismo.

Cabe señalar que ya **De Giusto et al. (1980)** plantea de algún modo este problema, pues menciona que los mapeos disponibles no permiten delimitar la extensión de los afloramientos de esta unidad, ni permiten definir un espesor a la misma y **de Barrio et al. (1999)** también deja planteado este problema, sugiriendo también el uso del término complejo.

Ambiente tectónico:

El ambiente tectónico en el momento de la formación de este volcanismo era extensional, íntimamente relacionado con el inicio del desmembramiento de Gondwana y a procesos de subducción a lo largo del margen occidental del continente. El régimen de subducción que se produce desde el Pérmico-Triásico al Jurásico medio-Cretácico temprano tiene una velocidad de convergencia lenta a muy lenta, por lo que la corteza continental al este del arco estaba preferentemente sujeta a un régimen extensional con desarrollo de hemigrabens NNO-SSE. Este proceso extensional culmina con la apertura del océano Atlántico Sur y el inicio de la subducción normal (**Bruhn et al., 1979; Uliana et al., 1985; Gust et al., 1985; Uliana y Biddle, 1987; Ramos, 1988; Kay et al., 1989; Storey y Alabaster, 1991; de Barrio, 1993; Pankhurst y Rapela, 1995; Alric et al., 1996 y Pankhurst et al., 1998**). Según **Bertrand et al. (1999)** y **Feraud et al. (1999)** los hemigrabens de retroarco migraron hacia el SO finalizando con la formación de la cuenca marginal Rocas Verdes-Sarmiento en el Jurásico superior y estos mismos autores, junto con **Pankhurst et al. (2000)** y **Riley et al. (2000)**, también postulan una participación en el efecto térmico de la pluma KAT (Karoo-Antartic-Tasmania).

Génesis de las volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado:

El origen de este importante volcanismo ha sido de intenso debate en el ámbito de la investigación. La mayoría de los autores (**Gust et al., 1985; Kay et al., 1989; de Barrio, 1993; Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998; Riley et al., 2000**) se vuelcan a la opinión de que se trata de rocas originadas por fusión parcial (anatexis) debido al efecto térmico producido por el emplazamiento de magmas máficos del manto en la corteza inferior. Este fundido originado forma una barrera de densidad que impide el ascenso de los magmas máficos, explicando así la falta de asomos de estas rocas en el ámbito del Macizo del Deseado.

Últimos estudios (**Riley et al., 2000**) señalan que la gran uniformidad isotópica de las rocas volcánicas Jurásicas (con valores de relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cercanos a 0,707 y de ϵ_{Nd_i} cercano a -3) estaría reflejando un efecto denominado MASH, fenómeno propuesto por **Hildreth y Moorbath (1988)** por el cual hay mezcla, asimilación y homogeneización de los fundidos de la corteza inferior con los magmas básicos fraccionados. Este magma isotópicamente homogéneo sería de composición andesítica a dacítica, siendo las riolitas el resultado de procesos de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas ubicadas en la corteza superior. A su vez, el hecho de que el magma intermedio a ácido no haya permitido el ascenso de los magmas máficos ha sido importante en la generación de grandes volúmenes de materiales fundidos y por lo tanto explica la gran extensión areal y temporal del magmatismo jurásico. Estos autores señalan también que la corteza inferior sería de edad Greenville y estaría hidratada, lo cual le confiere características de arco a las volcanitas jurásicas de Patagonia.

Se han hecho aproximaciones petrogenéticas, mediante el uso de diagramas, con la finalidad de evaluar el posible origen de las rocas del Grupo Bahía Laura del área estudiada. El diagrama ACF (Figura 3-24 A) muestra que la mayoría de las muestras del grupo se ubican en el campo de los granitoides tipo S de **White y Chappell (1977)** y, por otro lado, el diagrama de **Pearce et al. (1984)** (Figura 3-24 B) evidencia que la mayoría de las rocas estudiadas pertenecen al campo de los granitoides de arco volcánico, siendo los tenores de la mayoría menores a 12 ppm de Nb, hecho característico de riolitas de márgenes continentales (**Macdonald et al., 1992**). Por lo tanto podemos concluir que las rocas del Grupo Bahía Laura del sector de investigación poseen características de arco y posiblemente se hayan formado por anatexis de un protolito cortical sedimentario, coincidiendo con las características genéticas postuladas por los autores arriba mencionados.

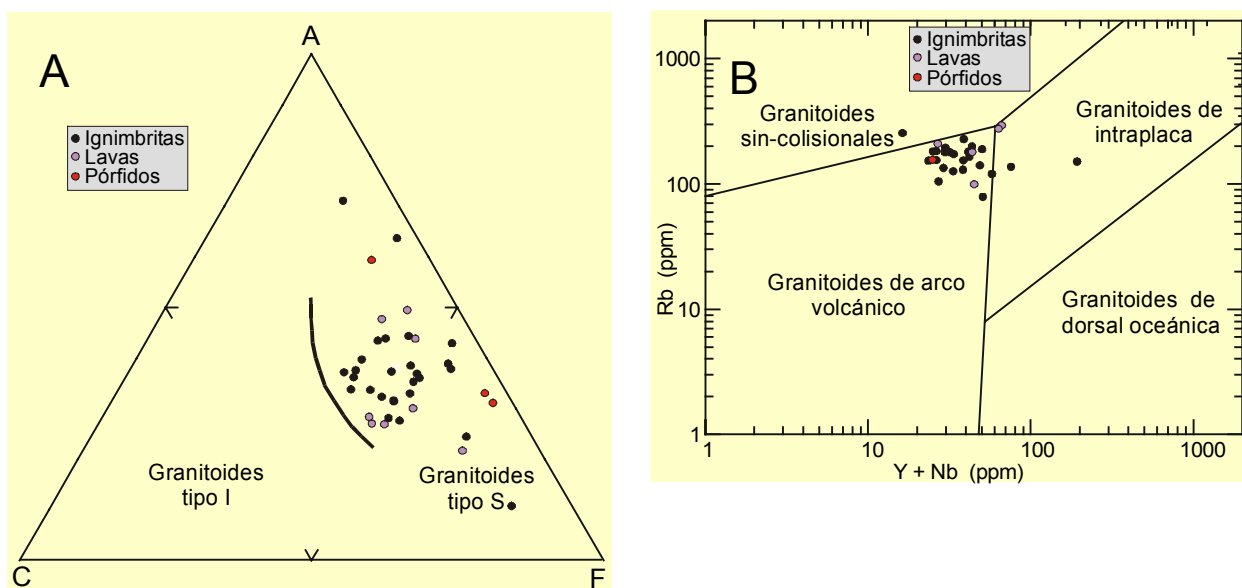


Figura 3-24: Diagramas petrogenéticos de las muestras del área oriental del Macizo del Deseado.

Interpretación del volcanismo jurásico ácido en el área estudiada:

Se interpreta a este extendido evento volcánico vinculado a un complejo proceso volcano-sedimentario durante el cual hubo erupciones magmáticas ácidas tanto explosivas como no explosivas y los consiguientes depósitos retrabajados. Las erupciones explosivas tuvieron escasa a nula participación de procesos hidromagmáticos (explosiones freáticas a freatomagmáticas). Este magmatismo explosivo se habría producido en el Jurásico inferior alto a medio ($176,9 \pm 1,6$ a 160 ± 3 Ma) y es el más representado en toda el área estudiada. Consiste fundamentalmente de asomos de ignimbritas cristaloclásticas ácidas (de composición riolítica a dacítica), soldadas a densamente soldadas. Los depósitos piroclásticos de caída y de surge, así como los de flujo no soldados se encuentran en forma minoritaria, hecho producido por la combinación de dos procesos: erosión y tipo de erupción. La erosión ha sido muy importante y por ello hay una fuerte tendencia a quedar preservada solo la parte central (soldada) de los flujos piroclásticos que son, junto con las lavas, muy resistentes. El tipo de erupción influye en la gran cantidad de flujos de alto grado, los cuales generan escasos depósitos de caída y de surge y grandes cantidades de ignimbritas densamente soldadas.

Las manifestaciones magmáticas no explosivas tienden a ser póstumas, tal como lo señalaran **Spalletti et al. (1982)** y **Sruoga y Palma (1984; 1986)** y minoritarias (cerca del 10% de los asomos del grupo) y se manifiestan como domos, coladas lávicas, diques, criptodomos y pórfidos subvolcánicos que se habrían producido en el Jurásico medio ($164 \pm 0,3$ a $163,8 \pm 0,5$ Ma) y posiblemente en el Jurásico superior (si tenemos en cuenta que el criptodomo Cerro Blanco modifica las capas de ignimbritas de edad 160 ± 3 Ma).

Esto coincide con un relativo ordenamiento de las erupciones volcánicas planteado por **Sparks et al. (1973)**, que comienza con depósitos pumíceos de caída, siguiendo por una etapa volumétricamente importante de ignimbritas y surges y termina con la fase efusiva lávica.

En todos los casos estos materiales lávicos se asocian a grandes fracturas o a intersecciones de fracturas, tal como lo proponen **Panza et al. (1995)** cuando describen los lineamientos La Leona-Cabo Guardián y Cerro Moro-Cerro de Indio. Por lo tanto, la distribución de estos cuerpos está marcando los antiguos centros emisores de los grandes volúmenes de materiales piroclásticos, los cuales han sido ocupados por estos materiales póstumos. De este modo, los centros emisores de los materiales volcánicos del área corresponden a un complejo sistema de fracturas extensionales, que solo ocasionalmente pueden generar estructuras de calderas como la del Cerro Torta.

La depósitacion de los materiales volcanoclásticos retrabajados se produce junto con la actividad volcánica, aunque con una tendencia a aumentar hacia el final del evento volcánico. Dicha relación de coetaneidad de procesos está registrada mediante los abundantes materiales fósiles estudiados, que pertenecen al período Jurásico medio a superior (Bathoniano a Oxfordiano según **Stipanivic et al., 1968** y **Stipanivic y Bonetti, 1970**), coincidiendo con la parte alta del período de efusividad determinado mediante fechados radimétricos (Toarciario-Oxfordiano). Por otro lado, las facies volcanoclásticas en general, se presentan generalmente al pie de las mesetas de rodados (Ver [Mapa Geológico-Metalogénico](#)), por ende representan el paisaje previo a la depositación de estos sedimentos Terciarios, demostrando que correspondían al techo de la secuencia volcánica. En forma coherente, las partes más profundas de este evento volcánico se presentan en los sectores topográficamente más bajos de estas ventanas erosivas. Las facies retrabajadas se asocian también a la actividad lávica. Por lo tanto, en aquellos momentos de mayor actividad explosiva se registran escasos materiales retrabajados y en aquellos períodos de menor actividad volcánica explosiva hay importante actividad orgánica y sedimentaria y es allí donde se depositan las tufitas de ambientes fluviales y lacustres, asociadas a emisiones lávicas, tal como se observan en el registro geológico donde la mayoría de los cuerpos lávicos se encuentran vinculados espacialmente a depósitos piroclásticos de caída o volcánicos retrabajados.

En el [Cuadro Estratigráfico](#) se han graficado estas relaciones entre rocas volcánicas de las diferentes facies, de color rosa la facies volcanoclástica (lisa para la subfacies piroclástica y rayada para la volcanoclástica retrabajada) y de color violeta la facies magmática.

En función de lo observado en la [Figura 3-22](#) y por las dataciones obtenidas es evidente que el volcanismo del Macizo del Deseado ha tenido un desarrollo regional. Sin embargo, existe una tendencia a mostrar menores edades hacia el oeste-sudoeste. Esto puede deberse tanto a la migración del volcanismo, como a un problema erosivo, pues el sector oriental del Macizo del Deseado es el más elevado estructuralmente y por ende el que más denudación ha sufrido, tal como queda evidenciado con

los abundantes afloramientos de materiales pre-jurásicos (Complejo Río Deseado, secuencias Pérmico-Triásicas, magmatitas de la Formación La Leona) y la abundante cantidad de cuerpos subvolcánicos (pórfidos, diques, criptodomas) del Grupo Bahía Laura.

FORMACION BAQUERO

Antecedentes geológicos:

Esta denominación deriva del nombre "baqueroense" dado por **Stipanivic y Reig (1955; 1957)** a tobas cineríticas y arcillas del Maastrichtiano y pertenecientes al "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" (**Feruglio, 1949**). Dichos autores separan a esta unidad del Complejo, basándose en el estudio de la flora fósil, conocida ya desde las primeras investigaciones en estas localidades (**Berry, 1924 y Feruglio, 1937**).

Varios geólogos (**Di Persia, 1954; 1955; De Giusto, 1954; 1955; 1956**) incluyen a la unidad en la "Serie Polícroma (Riochiquense)". Posteriormente, **Archangelsky (1963; 1967)** realiza un detallado estudio que incluye su distribución areal, espesor, descripción litológica, análisis paleobotánico, relación y ubicación cronoestratigráfica, con lo cual reubica al baqueroense en el Cretácico inferior y lo designa como Formación Baqueró. Dicho autor divide a esta unidad en dos miembros, el Miembro Inferior epiclástico (conglomerados, areniscas y algunas arcilitas) y el Miembro Superior piroclástico-epiclástico (alternancia rítmica de cineritas y tobas, con arenas gruesas a conglomerádicas hacia el techo).

De Giusto et al. (1980) y **de Barrio et al. (1999)** también dividen a la Formación Baqueró en dos miembros. El Miembro Inferior está restringido arealmente y se compone de conglomerados poligénicos, areniscas y tufitas medianas a gruesas de colores rojizos a grises, tobas vítreas, limolitas y arcilitas grises a negras, carbonosas y fosilíferas. Por haberse depositado en un prerelieve irregular tiene un desarrollo variable y marcadamente lenticular, con grandes variaciones laterales y verticales en cortos trechos.

El Miembro Superior es el de mayor extensión areal y presenta un característico bandeado con alternancia de cineritas finas y macizas de colores blanquecinos a grises y de tobas retrabajadas macizas de colores castaño amarillentos a rojizos y con acreciones calcáreas tubiformes (paleosuelos). El contacto entre estos niveles es neto y concordante.

Hacia la parte alta del Miembro Superior, como así también en la parte basal del Miembro Inferior, hay bancos lenticulares y macizos de conglomerados y areniscas gruesas de color gris a amarillo y castaño, con pigmentación ferruginosa. Son cuarzo-líticos a lítico-cuarzosos, tienen estratificación entrecruzada en artesa y abundantes restos vegetales. Estos depósitos son eventos locales fluviales de alta energía.

Afloramientos en el área de estudio:

Ubicación y descripción:

Los afloramientos de esta unidad se encuentran exclusivamente en el sudoeste del área, en ambos márgenes del río Seco ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Estas rocas forman un paisaje tipo bad-lands o huayquerías de lomadas bajas muy erosionadas, donde afloran ocasionalmente estratos más resistentes. La litología aflorante está representada por tufitas y areniscas gruesas a sabulitas, muy cuarzosas, de colores variados, pero predominantemente amarillentos a rojizos, producto de la pigmentación ferruginosa generada por el cemento.

En el mencionado sector, **Panza et al. (1995)**, describen una secuencia de 2 a 4 metros de areniscas y tufitas finas a medianas muy friables y de color amarillo rojizo, que tienen intercalaciones de 0,2 a 1 metro de areniscas gruesas a conglomerados tuffíticos de color castaño oscuro. Seguidamente se disponen 4 a 6 metros de tufitas finas a medias, tobas líticas y algunas lapillitas de color amarillento-

rojizo por oxidación de hierro, con intercalaciones de 0,5 a 1 metro de espesor de estratos resistentes, lajosos, de rocas tuffíticas gruesas.

Al microscopio las sabulitas muestran una textura clasto-soportada, de clastos redondeados cementados con un material ferruginoso. Los clastos son de cuarzo límpido (posiblemente de origen volcánico), a veces con extinción ondulante (metamórfico) y litoclastos de rocas plutónicas, metamórficas y volcánicas (Foto 3-64).

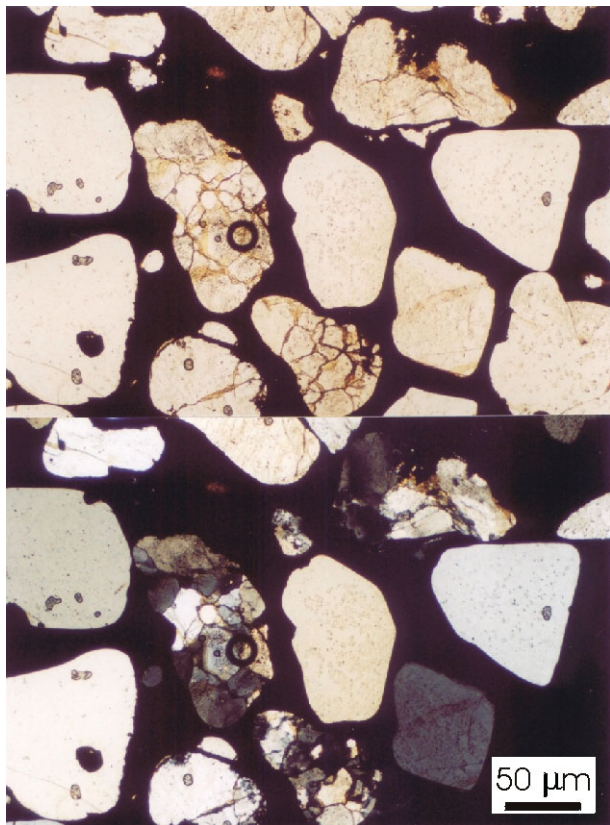


Foto 3-64: Microfotografía de arenisca de la Formación Baqueró.

Espesor:

Su espesor a nivel formacional es discutido: **Archangelsky (1967)** determina valores máximos de 150 a 200 metros para el perfil del Cerro Bayo en el Bajo Grande, aunque sostiene que es siempre reducido, entre 10 y 70 metros; **De Giusto et al. (1980)** hablan de un espesor máximo de 79 metros para el miembro basal del mismo perfil y de 168 metros para el Miembro Superior en Las Mercedes, lo que daría un total de 247 metros. El espesor de la Formación Baqueró en el área estudiada es reducido, siendo menor a los 10 metros. Para la Hoja Bahía Laura, **Panza et al. (1995)**, menciona un espesor máximo de 15 a 20 metros que suele ser muy variable por estar esta unidad rellenando un paleorelieve labrado en las volcanitas jurásicas. Por ejemplo menciona que en el Valle del río Seco varía desde 20 metros, cerca de la Ruta Nacional N°3, a 2-4 metros en otros sectores.

Ambiente de sedimentación:

Las sedimentitas de la Formación Baqueró representan una secuencia continental. El Miembro Superior está constituido por tobas, producto de una lluvia de cenizas finas, causada por una intensa actividad volcánica en la Cordillera Patagónica de Chubut y norte de Santa Cruz (**Ramos, 1979**). Dichos sedimentos se depositaban en un ambiente de relieve muy suave. Este aporte piroclástico se interrumpía periódicamente, lo que posibilitaba el retrabajamiento de los sedimentos depositados por agentes, en general, de baja energía (arroyos efímeros con formación de depósitos intraformacionales). Estas interrupciones quedan también evidenciadas por la formación de paleosuelos y horizontes rojizos por oxidación (**Panza et al., 1995**).

Hacia el techo de la formación se registra la intercalación de un régimen fluvial de mayor energía con la formación de areniscas y conglomerados lenticulares que corresponden a facies de relleno de canales de un sistema fluvial de tipo entrelazado proximal (**Caranza, 1988**).

Esta actividad volcánica registrada en el Miembro Superior podría ser la causante de una aridización del suelo y por ello de la disminución o desaparición de ciertos grupos vegetales (**de Barrio et al., 1999**). **Caranza (1988)** y estos autores proponen, mediante el análisis de la tafoflora, un paleoclima templado-moderado para el Cretácico inferior de esta zona.

Según **Panza et al. (1995)**, el Miembro Superior de la Formación Baqueró es el que aflora en la Hoja Bahía Laura y presenta rasgos distintivos por estar en el borde de la cuenca cretácica, por ello son facies más gruesas, con mayor participación epiclástica de elementos psamíticos y psefíticos y con potencias menores.

Relación estratigráfica y Edad:

Las rocas de la Formación Baqueró, en el área de trabajo, se encuentran aflorando bajo los depósitos Terciarios continentales de la Formación Sarmiento o marinos de la Formación Monte León y apoya discordantemente sobre rocas de la Formaciones La Golondrina y Bajo Pobre y del Grupo Bahía Laura. A nivel regional, está limitada en su base por una discordancia angular que la separa de la Formación Bajo Grande y del Grupo Bahía Laura, sobre los cuales se apoya. En casos el estrato basal es una brecha muy poco potente formada por clastos bien angulosos de rocas jurásicas y cementadas por limonitas. Con respecto al techo se interpreta una discordancia angular de tipo regional con las unidades terciarias, de las cuales la más antigua es la Formación Salamanca (del Daniano). Por lo tanto, estratigráficamente esta unidad se circunscribe al Cretácico.

Por otro lado, encierra una importante tafoflora con una excelente calidad de conservación de los restos fósiles. **Archangelsky (1967)**, la caracteriza como básicamente gimnospérmica, con dominancia de Podocarpáceas y Bennettiales, aunque la familia Gleicheniceae es la mejor representada entre las Pteridofitas. Dicho autor postula para la unidad una edad Cretácico inferior, más específicamente barremiana-aptiana, basado en la falta total de angiospermas y la declinación de las Bennettiales en el Miembro Superior. **Turic (1969)** estima, por comparación con la tafoflora del lago San Martín (con amonites de edad albiense), que la Formación Baqueró podría ser de edad Aptiano-Albiano. Posteriormente, en base a la asociación polínica, **Archangelsky et al. (1984)**, señalan una edad aptiana en sentido amplio, sin descartar la parte más alta del Barremiano. Por otro lado, **Romero y Archangelsky, (1986)** sostienen que las angiospermas primitivas constituían componentes marginales de una asociación dominada por gimnospermas y pteridofitas.

Cabe mencionar que varios autores (**Di Persia, 1956; 1957; 1958; De Giusto, 1956**) han mencionado un sincronismo entre la Formación Baqueró y la Formación Laguna Palacios (Tobas Amarillas) del Grupo Chubut. Además **Lesta y Ferello (1972)** mencionan un engranaje lateral entre ambas Formaciones mediante el cual se rejuvenece (al Cretácico superior) hacia el norte. Por otro lado, mediante evidencias palinológicas y un fechado radiométrico de una toba del Miembro Inferior de 90 ± 5 Ma., **Hechem y Homovc (1986)** correlacionan el Miembro Superior de la Formación Baqueró con la Formación Laguna Palacios (Campaniano-Maastrichtiano).

En esta investigación se considera que la edad de la Formación Baqueró es Cretácico inferior (Barremiano alto-Aptiano), en función de las interpretaciones de **Archangelsky et al. (1984)** y

coincidiendo con los argumentos de **de Barrio et al. (1999)**, quienes descartan la posible correlación con la Formación Laguna Palacios.

Discusión:

Las rocas de la Formación Baqueró presentes en el sector estudiado se presentan en el extremo sudoeste, en inmediaciones del río Seco. Se trata de una secuencia poco potente que corresponde al borde Cretácico de la cuenca.

FORMACION LAGUNA TORDILLO

Introducción:

Estos afloramientos de rocas lávicas melanocráticas fueron hallados durante la etapa de mapeo regional y fueron correlacionados en un primer momento con rocas máficas de la Formación Bajo Pobre. Sin embargo, mediante el análisis de las observaciones de campo y los estudios petrográficos, geoquímicos y radimétricos, se las ha identificado como lavas dacíticas de edad eocena, rocas no correlacionables con unidades de la provincia geológica Macizo del Deseado. Por ello se propone la creación de una nueva entidad: la Formación Laguna Tordillo.

Descripción de los afloramientos:

En el área de estudio se han reconocido dos asomos de este tipo de rocas. Ambos afloramientos tienen una disposición general NE-SO y se encuentran en los márgenes oriental y occidental (afloramientos oriental y occidental) de la Laguna Tordillo ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)), ubicada en campos de la Estancia 1° de Mayo.

El afloramiento oriental es el de mayor extensión, tiene una forma de meseta subcircular de aproximadamente 700 metros de diámetro y, cuando la laguna está crecida, conforma una verdadera isla ([Fotos 3-65 y 3-66](#)). Las rocas poseen un importante lamamiento horizontal y una incipiente disyunción columnar. Alcanzan una potencia de 7 a 8 metros y su base permanece casi siempre cubierta por materiales eólicos modernos, salvo en el extremo sur donde se observa a esta unidad apoyando sobre lavas riolíticas del Grupo Bahía Laura. Son rocas fenoandesíticas de color negro (a veces rojizo), que en general se presenta poco alterada y donde se ven fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una pasta afanítica vítrea.



Foto 3-65: Vista de la Laguna Tordillo y el afloramiento oriental de la formación homónima.



Foto 3-66: Detalle del asomo oriental de la Formación Laguna Tordillo. Estancia 1° de Mayo.

El afloramiento occidental se compone de dos filones capa de la misma composición. Estos filones tienen unos 30 a 50 cm de potencia cada uno, la separación entre ellos es de 1 metro y se encuentran intruyendo a materiales tobáceos y tuffíticos del Grupo Bahía Laura, con una orientación N30°/30° al SE. Estos filones se exponen unos 50 metros cubriéndose en ambos extremos bajo materiales modernos.

En corte delgado las rocas lávicas presentan una textura porfírica a glomeroporfídica (Foto 3-67 - 3-68). Los pórfiros están compuestos por microfenocristales de plagioclasa en una pasta de textura hialocristalina microlítica, de tipo pilotáxica, con microlitos de plagioclasa, piroxeno (parcialmente alterado a epidoto), minerales opacos y apatita en una base de vidrio volcánico de color marrón. Los glomeropórfidos son en realidad xenolitos de rocas más básicas constituidos por fenocristales de plagioclasa, piroxenos y algunos minerales opacos rodeados de una pasta totalmente vítrea o con mayor densidad de microlitos.

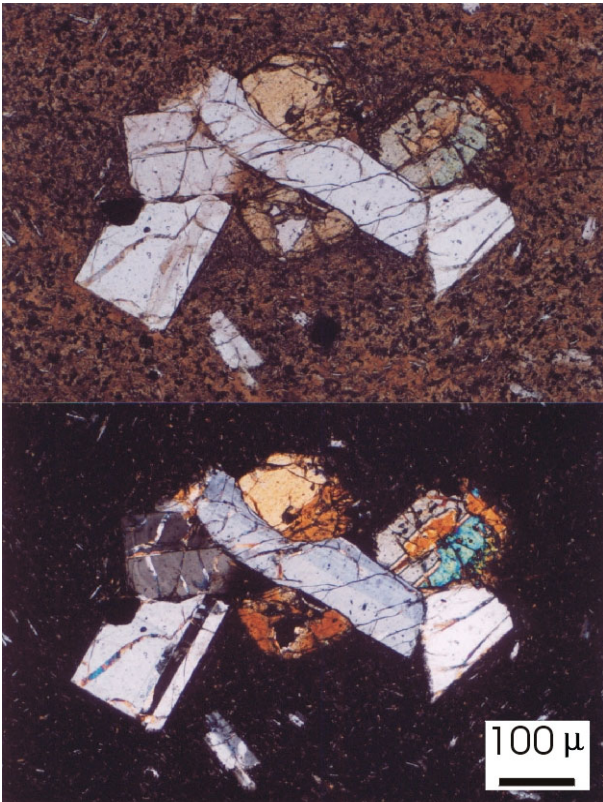


Foto 3-67: Microfotografía de las lavas fenoandesíticas de la Formación Laguna Tordillo. Xenolito de textura glomeroporfídica.

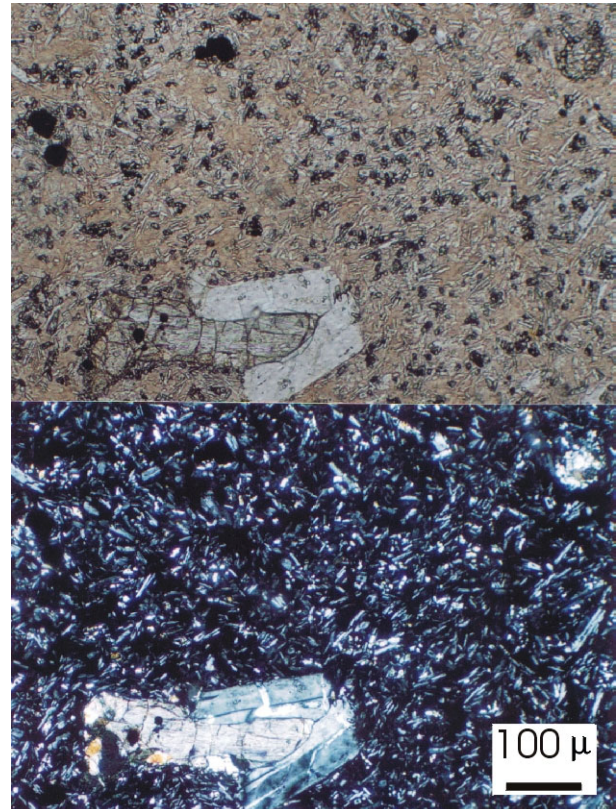


Foto 3-68: Microfotografía de las lavas fenoandesíticas de la Formación Laguna Tordillo. Textura porfírica en pasta pilotáxica.

Los microfenocristales de plagioclasas son euhedrales, de hábito tabular a prismático y frecuentemente se encuentran zonados. Presentan macla de Carlsbad y polisintética. Los individuos alcanzan hasta 1,5 mm de largo. Los xenocristales de plagioclasa son subhedrales y suelen presentar un reborde de reacción. Tanto los fenocristales como los xenocristales presentan poiquilocristales de apatita.

Los xenocristales de piroxenos son subhedrales a euhedrales, en ocasiones están zonados y presentan un hábito tabular en secciones longitudinales, con abundantes secciones basales y con un tamaño de hasta 2 mm en las secciones longitudinales. Son clinopiroxenos y frecuentemente muestran bordes de reacción, lo cual indica un desequilibrio entre la pasta y los piroxenos. Se observan también cristales de espinelo en el interior de los clinopiroxenos, lo que indicaría una composición inicial rica en aluminio. Además, estos xenocristales en ocasiones envuelven parcialmente a totalmente a cristales de plagioclasas (Foto 3-69 y 3-70).

En algunos sectores se encuentran a estas rocas con alteración propilítica, observándose clorita, calcita y epidoto como minerales de alteración.

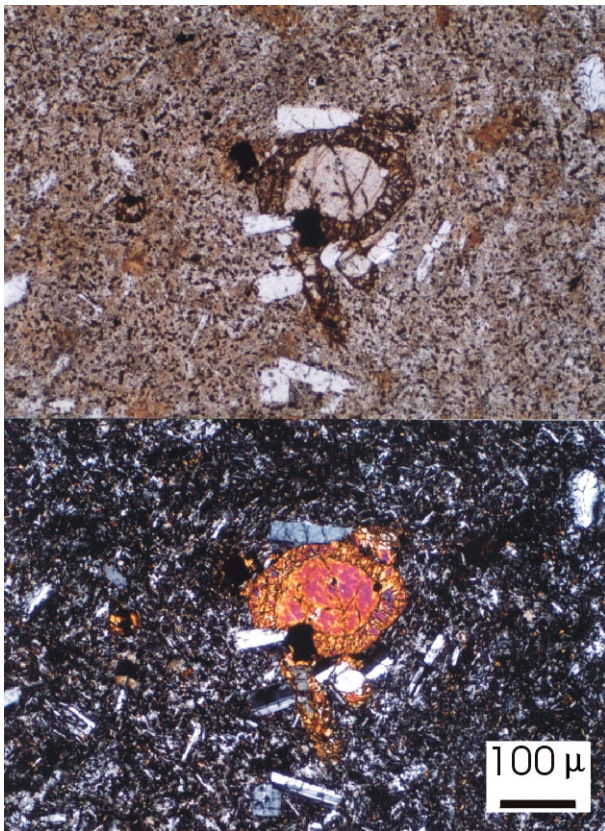


Foto 3-69: Microfotografía de sección basal de piroxeno con reborde de reacción.

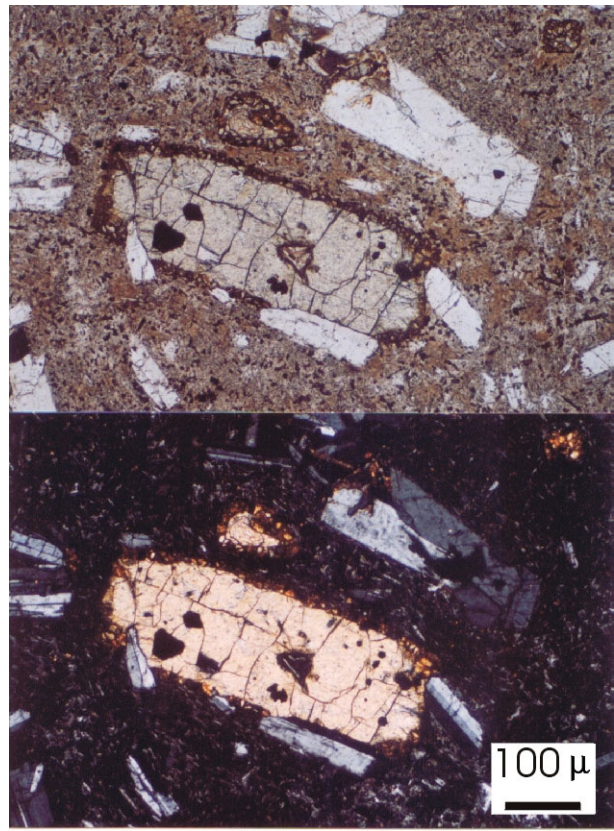


Foto 3-70: Microfotografía de xenocrystal de piroxeno con reborde de reacción e inclusiones de espinelo.

Geoquímica:

Sobre dos muestras representativas de las rocas del afloramiento oriental se han realizado análisis químicos de elementos mayoritarios y traza en el laboratorio dependiente de la Technische Universitaet de Berlín. Los resultados se muestran en la [Tabla 3-12](#).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{total}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	U	Th	Ce	Hf	Sm	LOI
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
Muestra 161	62.67	14.84	6.77	0.129	1.4	4.38	3.89	1.74	0.351	0.9	596	111	388	368	21	9	<9	<20	72	10	6	1.85
Muestra 162	63.96	15.21	6.88	0.121	1.2	4.1	3.86	2.32	0.353	0.94	589	76	381	365	25	11	<9	<20	79	9	<6	0.97

Tabla 3-12: Resumen de los resultados obtenidos para las muestras de la Formación Laguna Tordillo.

Mediante el ploteo de estos resultados en gráficos podemos determinar que se trata de rocas de composición intermedia a ácida, que quedan comprendidas en el campo de las dacitas ([Figura 3-25 A](#)). Pertenecen a la serie subalcalina ([Figura 3-25 B](#)) y según los elementos traza, normalizados a MORB ([Pearce, 1981](#)), indicarían un magmatismo con enriquecimiento selectivo en los elementos livianos (LILE), como Sr, K, Rb, Ba, Th y Ce y anomalías negativas en Nb y Ti, similar a las de rocas de tipo

calcoalcalino (Figura 3-25 C). Los valores relativos de Nb son menores al Zr y al Hf indicando el escaso o nulo aporte de manto litosférico subcontinental.

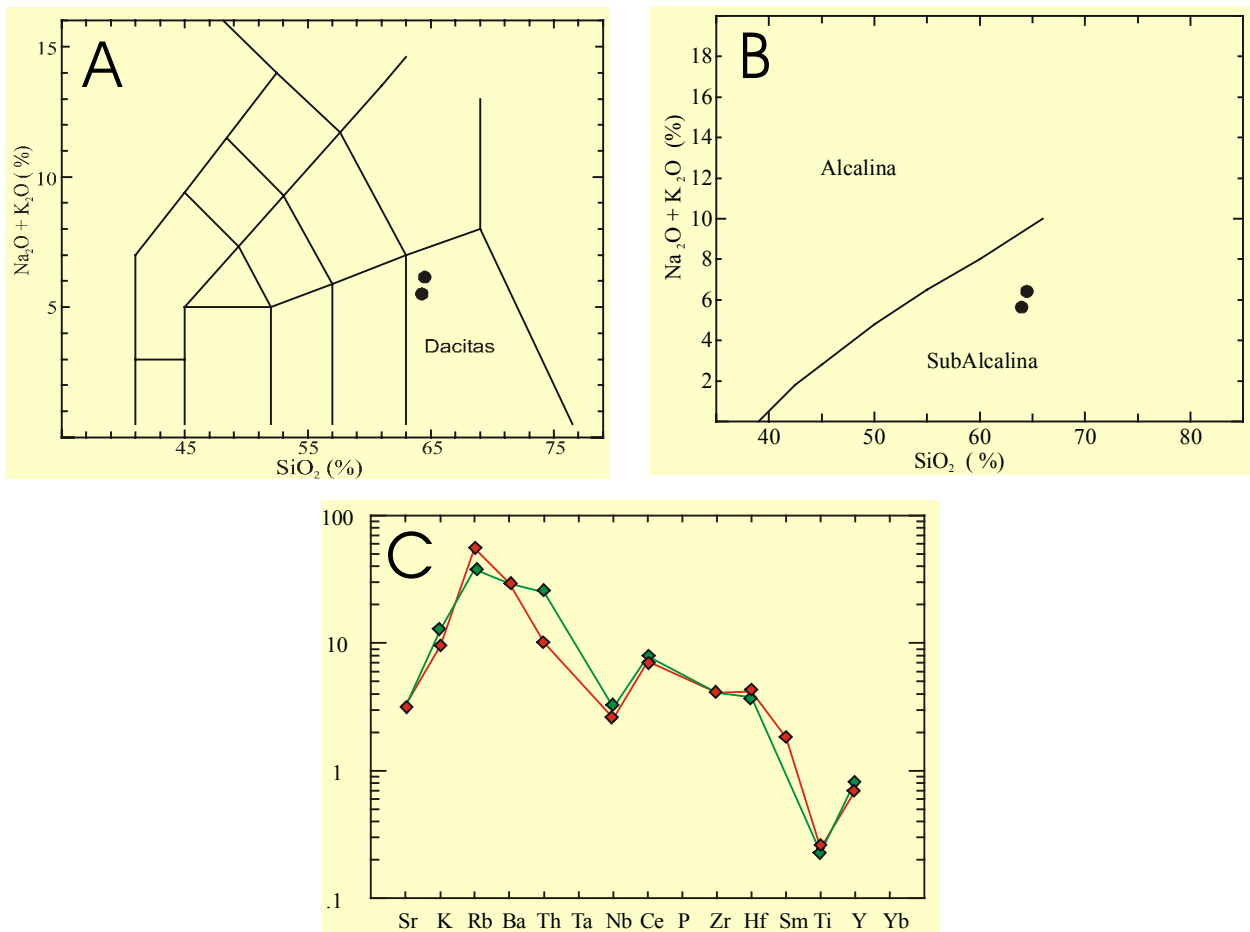


Figura 3-25: Gráficos de caracterización geoquímica utilizados en las rocas de la Formación Laguna Tordillo.

Relación estratigráfica y geocronología:



Foto 3-71: Contacto entre la Formación Tordillo y las riolitas del Grupo Bahía Laura.

Las rocas de la Formación Laguna Tordillo apoyan en el afloramiento oriental sobre lavas ácidas del Grupo Bahía Laura (Foto 3-71) y los filones capa del afloramiento occidental intruyen a tobas y tufitas del mismo complejo. Por lo tanto, por relación estratigráfica estas volcanitas intermedias son posteriores al Jurásico medio-superior.

Debido a la incertidumbre en cuanto a su edad, se ha realizado una datación K/Ar en el Laboratorio de geocronología de la Freie Universitat de Berlin.

Esta datación se ha realizado en roca total sobre la muestra 161 del afloramiento oriental de la Formación Laguna Tordillo. La misma ha retornado una edad de $40,8 \pm 2,4$ Ma, correspondiente al Eoceno, Terciario inferior. Esta edad es coherente con las relaciones estratigráficas observadas y promueve la discriminación de estas rocas en una nueva unidad.

Discusiones:

Ambiente tectónico Paleógeno de la Patagonia:

Durante el Eoceno en la Patagonia (Figura 3-26) se desarrolla un margen convergente de las placas oceánicas Farallón y Aluk con la placa continental Sudamericana que genera una subducción oblicua, con migración del punto triple hacia el sur (desde el paralelo 43° hasta la latitud de Tierra del Fuego). Al norte del paralelo 43° de Latitud Sur se genera un arco volcánico calcoalcalino bimodal con edades que van entre 64 y 39 Ma. y contemporáneamente al sur de este paralelo se produce una ausencia de volcanismo de arco, producto de la subducción del punto triple, y los únicos episodios volcánicos se relacionan con procesos extensionales desarrollados en el ámbito de intraplaca (Ardolino et al., 1999). Por lo tanto, en el momento de la extrusión de las lavas intermedias a ácidas de la Formación Laguna Tordillo, el Macizo del Deseado carecía de actividad magmática de arco y se producían hacia el oeste (en ambiente de retroarco) las efusiones de intraplaca del Basalto Cerro del Doce (basalto olivínico de 39 ± 5 Ma, Panza, 1982 y Linares y González, 1990), de la Formación San Agustín (basalto olivínico y mugearitas correlacionadas al Basalto Cerro del Doce, de Barrio, 1984) y del Basalto Posadas (basalto alcalino de 62 a 35 Ma, Ramos y Kay, 1992 y Ardolino et al., 1999).

Determinación del nuevo término formacional:

Las rocas halladas en ambos márgenes de la Laguna Tordillo conforman una unidad mapeable a escala 1:25.000 y poseen características litológicas, geoquímicas y geocronológicas claramente diferenciales respecto de las unidades estratigráficas existentes en el Macizo del Deseado. Esto permite crear una nueva entidad formacional, la Formación Laguna Tordillo.

Si bien hacen falta mayor cantidad de datos para dilucidar la génesis de estas rocas, con la información disponible podemos asociarlas con el magmatismo básico de intraplaca (Basalto Cerro del Doce) que se ubica inmediatamente al oeste. Las rocas de la Formación Laguna Tordillo se habrían formado por mezcla de magmas básicos (cuyos remanentes aún se conservan como xenolitos en las rocas) con material fundido más evolucionado, posiblemente formado como consecuencia de la anomalía térmica producida por el magmatismo básico.

La edad obtenida para estas rocas replantea las edades de muchas otras rocas fenoandesíticas y melanocráticas del Macizo del Deseado que, por su similitud litológica, son asignadas al volcanismo intermedio a básico de la Formación Bajo Pobre. Además, el estudio geoquímico de los basaltos olivínicos del Cerro del Doce puede aportar mayor información para aclarar las interpretaciones genéticas realizadas.

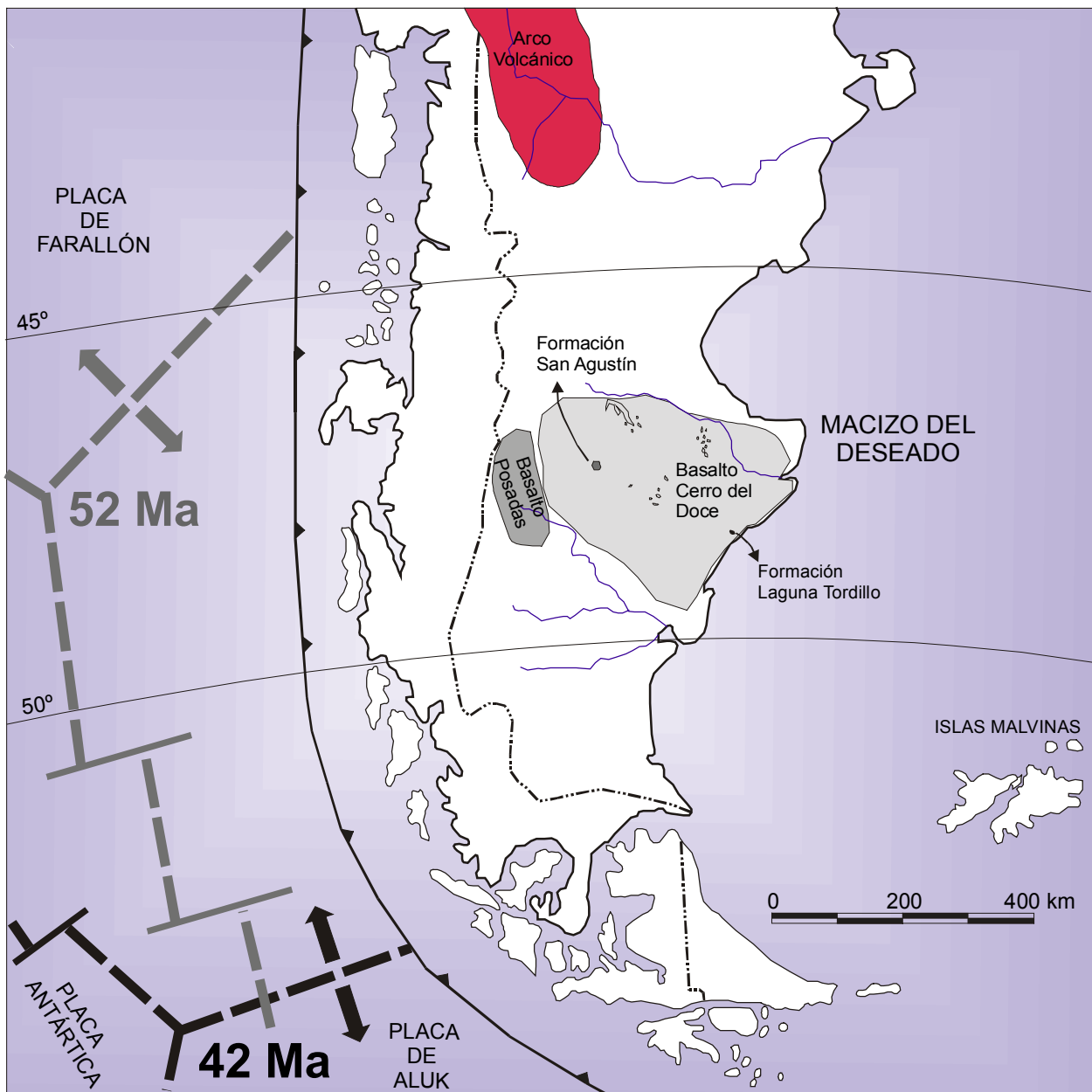


Figura 3-26: Reconstrucción paleogeográfica del volcanismo Paleógeno en el Macizo del Deseado (modificado de Ramos y Kay, 1992 y Ardolino et al., 1999).

DEPOSITOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

Formación Sarmiento

Antecedentes geológicos:

Esta secuencia continental fue reconocida, descrita y estudiada por la importante fauna de mamíferos en el ámbito de la Cuenca del Golfo de San Jorge por **Simpson (1933; 1941)**; **Feruglio (1949)**; **Pascual et al. (1965)** y **Spalletti y Mazzoni (1979)**.

Feruglio (1949), utiliza el nombre "Tobas de Sarmiento" y lo adjudica al Terciario inferior (Eoceno-Oligoceno). En cambio, **Simpson (1933; 1941)**, reconoce cuatro zonas con mamíferos a las que les dio nombres formacionales (Casamayor, Musters, Deseado y Colhue Huapi) dentro del Grupo Sarmiento. Lo mismo hacen **Pascual et al. (1965)**, quienes crean cuatro edades-mamífero. Finalmente, **Spalletti y Mazzoni (1979)** ante la falta de diferencias litológicas para discriminar Formaciones, proponen el nombre de Formación Sarmiento a todo el conjunto.

En el área oriental los asomos de esta Formación han sido reconocidos por **Criado Roque (1953)** y **De Giusto (1954)**, quienes la llamaron "Serie Bentonítica", "Tobas Mamalíferas del Eoceno" o "Phyrotheriano" y fueron luego estudiadas en el marco de la Hoja Bahía Laura, por **Panza et al. (1995)**.

Ubicación y descripción de los afloramientos:

En el área estudiada se encuentra un asomo disectado por un curso de agua en el faldeo sur y oeste del Cerro Negro. Son arcilitas tobáceas y bentonitas de color gris amarillento a verdoso, cubiertas de un regolito de meteorización de color amarillo que forma un relieve de lomadas bajas y redondeadas generando un paisaje tipo "bad-lands". El espesor no supera los 15 a 20 metros y es frecuente la presencia de cristales de yeso, concreciones de baritina y restos de mamíferos, principalmente piezas dentarias y mandibulares (**Panza et al., 1995**).

Relación estratigráfica y edad:

Estas rocas se disponen en discordancia angular sobre el Grupo Bahía Laura y la Formación Baqueró y se ubican debajo de los depósitos marinos de la Formación Monte León. Esta secuencia fue asignada por **Panza et al. (1995)** a la edad-mamífero Deseadense (**Pascual et al., 1965**), del Oligoceno inferior (34 a 37 Ma, según **Marshall et al., 1977**).

Formación Monte León

Antecedentes geológicos:

Esta unidad comprende sedimentitas producidas por la ingresión marina atlántica del Paleógeno. Esta transgresión tuvo un gran desarrollo en las Cuencas San Jorge y Magallánica, pero también cubrió gran parte del Macizo del Deseado. **Feruglio (1949)** llamó Patagoniense a esta unidad y la subdividió en tres pisos: Juliense, Leonense y Superpatagoniense. En cambio, **Frenguelli (1933)**; **Criado Roque (1953)**; **Di Persia (1954; 1956; 1957)**; **De Giusto (1954; 1955; 1956; 1958)** y **Ugarte (1956)** utilizan el nombre de Patagoniano para referirse a estas sedimentitas y más tarde, **Bertels (1970)**, divide al Patagoniano en dos Formaciones: San Julián y Monte León. **Zambrano y Urien (1970)** denominan a esta unidad Formación Patagonia, pero **Náñez (1988)**; **Irigoyen (1989)** y **Panza et al. (1995)** indican una

discordancia (paraconcordancia) entre las Formaciones San Julián y Monte León, por lo tanto se retoma la terminología de **Bertels (1970)**.

En la zona de trabajo estos depósitos fueron estudiados por **Frenguelli (1933)**; **Borrello (1947)**; **Criado Roque (1953)**; **Di Persia (1954; 1956)**; **De Giusto (1954; 1955; 1956)**; **Ugarte (1956)** y **Panza et al. (1995)**, quienes siempre consideraron a estos depósitos dentro del piso Leonense o Formación Monte León.

Ubicación y descripción de los afloramientos:

Las sedimentitas de la Formación Monte León afloran en casi toda el área, debido a que han formado un gran manto cubriendo casi la totalidad de la superficie del Macizo del Deseado. Se encuentran casi siempre aflorando bajo los rodados de la Formación La Avenida y apoyando en rocas de las Formaciones Bajo Pobre, Baqueró y Sarmiento y del Grupo Bahía Laura.

Se trata de arcilitas tobáceas, chonitas, areniscas finas y areniscas coquinoideas que tienen un espesor variable entre 15 y 40 metros, presentando sus mayores potencias en los faldeos de la Meseta del Oeste y en los relictos de una meseta ubicada en el borde sudoeste del área. Las arcilitas tobáceas son macizas, de color amarillo, gris a verdoso y generalmente forman bardas resistentes a la erosión.

En los asomos entre la Estancia Cerro Mojón y el Cerro Pan de Azúcar hay un perfil que comienza con un banco de arenisca coquinoide fina de color gris verdosa de hasta 2 metros de espesor, seguidamente se presentan tobas finas amarillas y culmina con 20 a 30 metros de arcilitas amarillas. En el sector sudoriental (en el valle del río Seco) es donde se presentan los mayores espesores (superiores a los 100 metros), aunque solo afloran en cada localidad unos pocos metros aislados. En este sector predominan las pelitas amarillentas, en parte tobácea hasta chonítica, con intercalaciones de areniscas grises finas a medianas (**Panza et al., 1995**).

Relación estratigráfica y edad:

Camacho y Fernández (1956) consideran que la transgresión marina comienza en el Eoceno, mientras que **Riggs (1978)** y **Malumián (1978)** opinan que es de edad oligocena. Sin embargo varios investigadores (**Windhausen, 1931**; **Feruglio, 1949**; **Bertels, 1970**; **Rossi de García y Levy de Caminos, 1982** y **Echevarría, 1984**) coinciden en que la edad de la transgresión es Oligoceno superior, fechado aceptado actualmente y corroborado con una datación radimétrica hecha por **Fleagle et al. (1995)** en el techo que arrojó una edad de 19,5 Ma.

Ambiente de depositación:

Los depósitos de la Formación Monte León se han formado en un ambiente marino somero, en condiciones neríticas y litorales, como lo demuestran sus abundantes restos de invertebrados marinos (*Balanus* sp., *Pachymagas teuelcha* lh., *Cardita* sp., *Ostrea* sp., turritélidos y otros), microfósiles (radiolarios, diatomeas, crisostomáceas), marcas de organismos (moteados, marcas de tubos y galerías en U), la existencia de glauconita, los dientes de tiburón y los grandes huesos de cetáceos (**Panza et al., 1995**). Según las asociaciones fosilíferas (**Malumián, 1999**) esta transgresión marina era de aguas frías, de carácter antártico.

Durante esta ingesión marina del Atlántico, se produjeron lluvias de cenizas provenientes del ámbito cordillerano que dieron origen a las tobas, chonitas y el material piroclástico de las pelitas (**Bertels, 1970; Di Paola y Marchese, 1973; Riggi, 1978**).

Formación La Avenida

Antecedentes geológicos:

Esta unidad está formada por un manto de gravas arenosas, más conocidas como Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches. Fueron descritas desde principios del siglo pasado, dando lugar a muy variadas interpretaciones genéticas (fluvial, glacial y marina). Los primeros autores que la estudiaron con un criterio geomorfológico y sedimentológico fueron **Feruglio (1949)** y **Fidalgo y Riggi (1965; 1970)**.

Panza et al. (1995), divide a estos depósitos en dos unidades Formacionales: la Formación Mata Grande, que se ubica en el nivel más alto de las terrazas y es más antigua y la Formación La Avenida (**Marín, 1982; Panza, 1982**) en la terraza más baja y por lo tanto más joven.

Ubicación y descripción de los afloramientos:

Los afloramientos de la Formación La Avenida son depósitos psefíticos que poseen un amplio desarrollo. Conforman un típico relieve mesetiforme (Meseta de la Costa, Meseta Central, Meseta de La Julia y la Meseta del Oeste), de superficies prácticamente llanas, con pendiente regional oriental a nordoriental y que desarrollan escarpas de erosión muy disectadas.

Los depósitos son agregados inconsolidados de rodados redondeados a subredondeados (gravas de granulometría gruesa hasta guijarros), con una matriz arenosa de color gris. Forman mantos tabulares de posición subhorizontal cuyo espesor no excede los 5 metros, donde hay estratos psefíticos lenticulares de 10 a 20 cm de espesor con estratificación en artesa y subordinadamente lentes delgadas de hasta 20 cm de arenas medianas a gruesas con estructuras en artesa. Los 30 a 40 cm superiores están cementados por carbonato de calcio terroso que lo hace más consolidado (**Panza et al., 1995**).

Relación estratigráfica y edad:

La Formación La Avenida se presenta cubriendo en relación de discordancia erosiva a materiales de la Formación Monte León. En su techo, en el área vecina de Tres Cerros, se observa una discordancia erosiva formada por el Basalto La Angelita (de edad $1,95 \pm 0,16$, según **Gorring et al., 1995**). Considerando dichas relaciones se asigna esta unidad al Plioceno inferior.

Interpretación genética:

Según **Fidalgo y Riggi (1965; 1970)** y **Panza et al. (1995)** los rodados patagónicos forman parte de unidades geomórficas del tipo pedimentos y se dispersaron por procesos de pedimentación, acción fluvial y remoción en masa, descartándose de esta forma el origen glacial o marino.

Depósitos cuaternarios

Los depósitos cuaternarios del sector oriental del Macizo del Deseado están vinculados a los procesos fluviales, marinos y erosivos relacionados a la Orogenia Andina y a las variaciones eustáticas surgidas

durante los períodos glaciales. Las glaciaciones han transportado grandes volúmenes de materiales que fueron posteriormente retrabajados por el importante caudal de agua de los períodos interglaciarios.

Depósitos costeros:



Foto 3-72: Vista de los depósitos costeros en la Bahía Laura.

Las primeras observaciones de estos depósitos se deben a **Darwin (1938)**, posteriormente **Feruglio (1949)** realiza una completa descripción y los agrupa en cinco sistemas. Estos depósitos consisten de una angosta franja desarrollada a lo largo de la costa, sin que se hallan producido intrusiones tierra adentro durante el cuaternario. Litológicamente son gravas sueltas con matriz arenosa con material conchil asociado. Estos depósitos conforman cordones litorales, terrazas marinas y playas de gravas y arenas de tres diferentes edades: la terraza interna, la intermedia y la externa.

La terraza interna es la más antigua y la más alta topográficamente, entre 25 y 50 metros sobre el nivel del mar (msnm). La terraza intermedia se ubica entre los 12 y 30 msnm y la terraza externa, la más joven, que alcanza 1.800 metros de ancho en Bahía Laura (Foto 3-72), se ubica entre 3 y 12 msnm. (**Panza et al., 1995**).

Estas terrazas se pueden correlacionar con los niveles de **Codignoto et al. (1983; 1988)**. Las terrazas interna e intermedia con el Nivel II que corresponde con la isocrona de 30.000 años antes del presente (AP), y la terraza externa con el Nivel III que corresponde a la isocrona de 7.000 años AP y hasta el Reciente.

Depósitos de pedimento:

Se ubican en el sector central a occidental del área y son depósitos generados por un ciclo de pedimento de flanco posterior al Pleistoceno medio. Es una cubierta detrítica psefítico-psamítica poco consolidada que forma pequeñas pampas o planicies de baja altura (más bajas y por tanto más jóvenes que la Formación La Avenida) y con un típico diseño digitado. Son acumulaciones de 1 a 2 metros de rodados subangulosos a subredondeados de hasta 15 cm de diámetro ligados por una matriz arenosa a limosa y algo de cemento calcáreo (**Panza et al., 1995**).

Depósitos de terrazas fluviales:

Se encuentran en la margen izquierda del río Seco, al norte del puesto de la Estancia Los Toldos. Son depósitos elevados unos 15 a 20 metros por encima del cauce actual del río, constituidos por un manto menor a 10 metros de psefitas inconsolidadas, con matriz arenosa fina a mediana (**Panza et al., 1995**).

Depósitos de planicies de marea:

Estos depósitos se ubican en la parte interna de la Ensenada de Ferrer, en un ámbito de laguna litoral o albufera. Son materiales finos, limos y arcillas de color castaño a gris cubierto por conchillas y rodados de rocas volcánicas jurásicas, que se exponen en bajamar (**Panza et al., 1995**).

Depósitos de planicies aluviales:

Se presentan en los cauces de los cursos de agua de la zona. Son depósitos inconsolidados de arenas finas a gruesas de color castaño a gris claro, con algunos lentes conglomerádicos finos o limoso-arcillosos. Se disponen en capas lenticulares con estructuras entrecruzadas poco marcadas. Estos depósitos alcanzan los 2 metros de potencia (**Panza et al., 1995**).

Depósitos de conos aluviales:

Se desarrollan en el sector occidental del área de estudio. Son acumulaciones sueltas de materiales arenosos, gravas finas a limos de poca potencia que se forman generalmente al pie de las mesetas de rodados de la Formación La Avenida. Sus materiales tienen diferente procedencia, predominando los del Grupo Bahía Laura y la Formación La Avenida (**Panza et al., 1995**).

Depósitos de bajos y lagunas:

Este tipo de depósitos se ubica en los alrededores de las zonas bajas del área, donde comúnmente se forman lagunas o guadales. Son sedimentos finos, limo-arcillosos, de colores grises a castaños y con una proporción sales que precipitan en la época de sequía. Entre estos depósitos también es frecuente la presencia de materiales coluviales (**Panza et al., 1995**).

Depósitos eólicos:

Estos depósitos se ubican en los sectores costeros, en inmediaciones de la Bahía de los Nodales y del Cabo Vigía ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)). Son depósitos inconsolidados de arenas líticas, con material conchil dispuesto en los senos de las dunas (**Panza et al., 1995**).

Depósitos aluviales y coluviales:

Estos depósitos cubren pequeños sectores diseminados en toda el área de estudio. Se trata de depósitos inconsolidados de color gris a castaño claro, de poco espesor, que cubren pequeños sectores diseminados y los valles de los principales cursos de agua.

Están formados por diferentes granulometrías que van desde arcillas, limos y arenas finas hasta rodados angulosos a subredondeados de rocas volcánicas, tobas silicificadas e ignimbritas (**Panza et al., 1995**).

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Marco geotectónico del Macizo del Deseado:

Con el objetivo de abordar la geología estructural de la región oriental del Macizo del Deseado, se intenta resumir en esta sección los conocimientos actualizados acerca del comportamiento geotectónico de Patagonia.

El Macizo del Deseado, en el mapa geotectónico de la Placa Americana Sur (Figura 3-27), corresponde al área cratónica sur de la Plataforma Patagónica. Ya **Harrington (1962)** lo había denominado Nesocratón, debido a su carácter estable, persistentemente subpositivo e indeformable tangencialmente. Todos los autores están de acuerdo en que el basamento primordial de Argentina resulta de un complejo ensamble o collage resultante de las interacciones entre placas y microplacas así como de los procesos deposicionales, orogénicos, magmáticos y metamórficos (**Yrigoyen, 1999**), cuya integración fue mayormente completada durante el Paleozoico temprano, sufriendo menores reajustes durante el resto del Fanerozoico (**Ramos, 1988**).

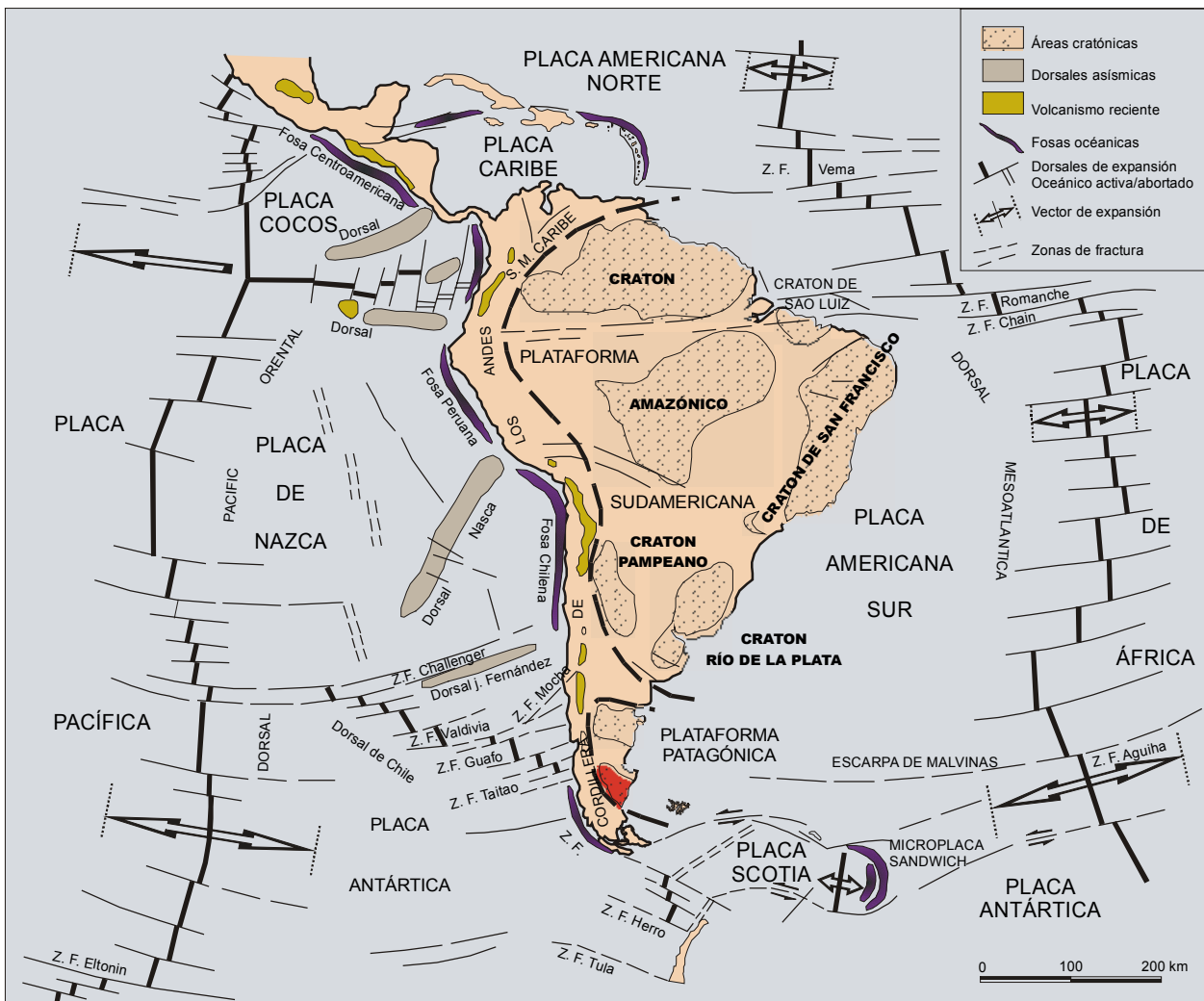


Figura 3-27: Mapa geotectónico de la Placa Americana Sur, donde se ubica (en rojo) a la provincia geológica Macizo del Deseado (modificado de **Yrigoyen, 1999**).

Ciclos Pampeano y Famatiniano:

La evolución tectónica del Macizo del Deseado se habría iniciado en el Ciclo Pampeano. Este ciclo comprende desde el Precámbrico superior al Paleozoico más bajo (600 a 520 Ma), según **Aceñolaza y Toselli (1973)** y **Ramos (1999b)**. Estos mismos autores señalan que el ciclo Famatiniano se ha desarrollado en el Paleozoico inferior (Ordovícico a Devónico medio).

Para ambos ciclos, **Ramos (2002)**, ha resumido las dos interpretaciones geotectónicas vigentes:

Basamento autóctono: El basamento del Macizo del Deseado fue originado por acreción sedimentaria NeoPaleozoica, por lo cual siempre formó parte de Gondwana. El núcleo Precámbrico antiguo (posiblemente en el Macizo de Somuncurá) por erosión y acreción lateral fue creciendo hacia el sudoeste. La subducción sobre el margen Pacífico (ubicada al este de la actual), se evidencia con el magmatismo del Paleozoico inferior (Magmatismo Famatiniano). En este sentido, **Rapela y Pankhurst (2002)**, señalan que el margen occidental de Sudamérica cambia de pasivo a activo en el Cámbrico inferior, produciéndose la acreción del terreno Pampeano en el Cámbrico medio y dando lugar a la formación de macizos migmáticos. Según estos mismos autores, en el Paleozoico inferior, hay una nueva convergencia de placas (evento Famatiniano) que produce al norte la acreción del terreno Precordillera, en el Ordovícico medio a superior.

Basamento alóctono: El Macizo del Deseado habría sido un terreno alóctono (terreno Deseado) respecto del resto de la Patagonia. En el Paleozoico inferior hay subducción hacia el sudoeste, evidenciada en el borde nororiental del terreno Deseado por el magmatismo de arco Famatiniano. Posteriormente se produce deformación orogénica de rumbo NO a NNO (orogenia Chánica en sentido amplio), en respuesta a la amalgamación del terreno Deseado al Macizo de Somuncurá generando el Continente Austral (**Palma, 1989**).

Ciclo Gondwánico:

Para el ciclo Gondwánico, que comprende el período Carbonífero-Triásico según **Du Toit (1937)** o el Pérmico según **Ramos (1999b)**, los elementos tectónicos presentes en Patagonia (**Ramos, 2002**), de oeste a este, son:

- Prisma de acreción Devónico superior a Carbonífero, representado por la Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha.
- Plataforma Precámbrica a Paleozoica inferior formada por el basamento del Macizo del Deseado.
- Magmatismo Permo-Triásico en el Macizo de Somuncurá.
- Cuenca de rift, continental, de intraarco (**Jalfin, 1987; Bellosi y Jalfin, 1989**), denominada Cuenca La Golondrina.

En función de estos elementos se plantean tres interpretaciones geotectónicas (**Ramos, 2002**):

A) La subducción en el margen Pacífico produce un amplio arco magmático pre-Jurásico, que abarca Patagonia, región pampeana y precordillerana (**Forsythe, 1982**), aunque **Ramos (2002)**, señala que el magmatismo Permo-Triásico no tiene siempre características de arco.

B) Se produce subducción subhorizontal en el margen Pacífico de Gondwana que genera la deformación pérmica del Sistema de Ventana. Paralelamente, un punto caliente es el responsable del plutonismo Paleozoico superior de la región de Somuncurá (**Lock, 1980; Dalziel, 1982 y Dalziel et al., 2000**).

C) El terreno compuesto de Patagonia (Continente Austral), formado por los macizos del Deseado y Somuncurá, colisiona en el Pérmico inferior con Gondwana produciendo la deformación del sistema de Ventana y un arco magmático Paleozoico superior en el margen norte del Macizo Norpatagónico. Se produce distensión y magmatismo Pérmico-Triásico en el norte de Patagonia y en el sur procesos de rifting que dan lugar a la formación de la Cuenca La Golondrina (**Ramos, 1984; 1986; 1996 y Palma, 1989**). Paralelamente el margen Pacífico de Patagonia puede haber estado sometido a subducción. Esto pudo haber generado el arco magmático Mesozoico distal (**Rapela y Pankhurst, 1996**) del Macizo del Deseado (Formación La Leona). Sin embargo, **Ramos (2002)** plantea que este magmatismo puede deberse a fusión de corteza en régimen extensional de retroarco.

Ciclo Patagonídico:

Teniendo en cuenta los trabajos de **Ramos y Ramos (1979); Ramos, 1983; Uliana et al. (1989)** y **Ramos (2002)**, se considera que este ciclo tectónico se prolonga en Patagonia desde el Triásico superior (230 Ma) al Cretácico superior (65 Ma) y es en este período donde se registra la mayor actividad magmática en la región Patagónica austral.

Según **Ramos (1988)**, el proceso de subducción del margen sudoccidental de Gondwana tuvo lugar durante el Mesozoico y Cenozoico, con dos regímenes tectónicos diferentes:

El primer régimen de subducción se desarrolla desde el Triásico (230 Ma) al Cretácico temprano (135 Ma) con una velocidad de convergencia entre placas lenta a muy lenta, generando un importante régimen extensional en el arco (donde se generaron grandes volúmenes de volcanitas del Complejo El Quemado), en el sector de intraplaca (donde se produjo el importante volcanismo jurásico) y produciendo el inicio de la apertura del Océano Atlántico. Varios autores vinculan también esta extensión y volcanismo con un punto caliente (**Betrand et al., 1999; Féraud et al., 1999 y Riley et al., 2000**) y sostienen una migración del rift Jurásico hacia el SO. Se producen en el Macizo del Deseado grandes hemigrabens basculados hacia el este que estructuran el basamento y son rellenados por volcanitas sinextensionales (**Ramos, 2002**). Estos hemigrabens en detalle conforman una compleja estructura formada por fallas transversales que segmentan a las mayores. Por otro lado, **Rapela y Pankhurst (1992)**, proponen un sistema transcurrente dextrógiro en fallas NO de escala continental y que atraviesan la Patagonia en el Jurásico inferior. En el Cretácico inferior (Aptiano) hay otra reactivación extensional que se vincula a la depositación de la Formación Baqueró (**Hechem y Homovc, 1986**).

El segundo régimen de subducción se produce cuando se inicia la separación entre África y Sudamérica, y se caracteriza por un incremento de la deriva continental y consecuente aumento del proceso subductivo. El régimen se torna francamente compresivo durante el Cretácico superior (100 Ma), comenzando entonces la deformación y sobreelevación de la cordillera andina. Desde el Terciario inferior y con un pico de deformación en el Mioceno superior, se desarrolla en el ámbito de la Cordillera Patagónica una faja plegada y corrida (**Ramos, 1989**) con corrimientos y sobrecorrimientos (producidos por rebote de la deformación en el bloque rígido del Macizo del Deseado) de rumbo principal N-S.

A pesar de los movimientos del ciclo Ándico, el Macizo del Deseado se caracteriza por secuencias subhorizontales desde el Cretácico superior alto, hasta el Cenozoico superior (**Ramos, 1999a**), por lo

tanto ha sido estable durante la mayor parte del Fanerozoico tal como fue señalado por **Panza et al. (1995)**.

Geología estructural del área estudiada:

Siguiendo el ordenamiento anterior, para describir la estructura del sector estudiado, se ha dividido en función de los cinco grandes ciclos tectónicos (**Cuadro Estratigráfico**) que han afectado a la Patagonia: Pampeano (Neoproterozoico a Cámbrico inferior), Famatiniano (Ordovícico a Devónico medio), Gondwánico (Carbonífero superior a Triásico inferior), Patagonídico (Triásico superior a Cretácico superior) y Ándico (Eoceno a Reciente).

Ciclo Pampeano y Famatiniano:

El ciclo Pampeano está representado por el evento metamórfico que se habría producido en el límite NeoProterozoico-Cámbrico (540 ± 20 Ma, según **Pezzuchi, 1978**) y el ciclo Famatiniano por las inyecciones de rocas ígneas, de edades Ordovícico a Devónico inferior (**Loske et al., 1999** y **Pankhurst et al., 2001**).

Estos dos importantes ciclos orogénicos han actuado en la conformación de las rocas del Complejo ígneo-metamórfico Río Deseado, por ello se los trata en conjunto. El estudio de las deformaciones correspondientes a estos ciclos se ha llevado adelante mediante mediciones de campo de las foliaciones metamórficas y de las inyecciones ígneas en el afloramiento Bahía Laura. De estas observaciones surge:

- No han quedado evidencias del plano S0 (de estratificación original) de las metamorfitas.
- Los esquistos presentan una foliación S1 con un azimuth variable entre N328° a N70° e inclinaciones desde 7° a 72° al E. La foliación S1 se presenta crenulada o microplegada con un clivaje de plano axial (S2) de rumbo NO (azimut N335°) y con una inclinación variable al NE.
- Las anfibolitas presentan una importante foliación NO con azimuth 334° y con 28° de inclinación al NE, coincidiendo con el S2 de los esquistos.
- Los gneises y migmatitas, por estar plegados, han mostrado valores de S1 muy variables. El plegamiento es de tipo isoclinal y apretado y al volcar los datos en la red estereográfica se ha obtenido una foliación principal de azimuth N10°, con inclinación de 34° al E, que posiblemente sea el valor más próximo a la foliación de plano axial (S2) de estas metamorfitas.

Las inyecciones magmáticas presentan evidencias de deformación dinámica, coincidiendo con lo señalado por **Giacosa et al. (2002)**, quienes mencionan deformación dúctil a dúctil-frágil en los granitoides del Paleozoico inferior. De este modo, las inyecciones ígneas son:

- Postcinemáticas respecto a S1 (ubicándose en las direcciones de foliación metamórfica S1 y siendo deformadas por la dirección S2).
- Sincinemáticas respecto a S2.
- Postcinemáticas respecto de S2 (no presentan evidencia de deformación dúctil).

En resumen, la foliación metamórfica S1 estaría representando el evento metamórfico regional Pampeano. Esta dirección es aprovechada por algunas inyecciones ígneas del Paleozoico inferior y está sustancialmente modificada por el evento de deformación dúctil del Famatiniano (S2). De esta manera, el rumbo más importante de foliación metamórfica para las rocas del Complejo Río Deseado está dada por

el S2 (NO a NNO, principalmente N340°) con inclinación al NE. Cabe aclarar que en este mismo asomo de Bahía Laura se ha determinado una faja de cizalla de similar rumbo, en donde se han encontrado varias evidencias de cizallamiento dúctil, con inyecciones sincinemáticas.

Estos datos son similares a los obtenidos por **Giacosa (1999)** quien ha determinado para Tres Hermanas y Dos Hermanos una esquistosidad, relacionada genéticamente con pliegues isoclinales, de similar rumbo, pero con inclinaciones opuestas.

Por lo tanto, se concluye que para el Ciclo Famatiniano, los esfuerzos que han producido la deformación de las rocas del Complejo Río Deseado eran compresivos y de posible rumbo NE-SO, coincidiendo con la dirección de convergencia entre placas, que habría originado subducción en ese paleomargen gondwánico. Esta deformación sería pre-Devónico superior, debido a que no afecta a los sedimentos de la Formación Bahía La Lancha del ámbito cordillerano (**Ramos, 2002**). Sin embargo, no hay hasta el momento precisiones acerca de la edad de la deformación Famatiniana.

Ciclo Gondwánico:

Es en este importante ciclo tectónico donde se produjo el rift de la Cuenca La Golondrina, la cual se rellenó con sedimentos de edad Pérmico superior a Triásico inferior. Mediante estudios de líneas sísmicas, gravimetría y magnetometría, **Homovc et al. (1996)**, concluyen que el rift se habría iniciado en el Pérmico medio a superior, con un campo de esfuerzos extensionales que produjeron hemigrabens de rumbo principal N-S, los cuales dieron origen a un complejo sistema de depresiones NO-SE, según **Uliana y Biddle (1987)**. Asimismo, estos autores señalan que en el Triásico inferior cesa el fallamiento extensional, rellenándose la cuenca de rift por subsidencia térmica.

En el sector estudiado, las evidencias de este ciclo orogénico corresponden a las sedimentitas de la Formación La Golondrina de edad Pérmico superior, 253 a 263 Ma según **Archangelsky (1992)**, depositadas en la etapa inicial (depósitos sinextensionales) del rift. Este ha tenido un rumbo NO a NNO, dirección que se comprueba a través de la unión de los asomos de roca de la facies brechosa, los cuales se interpretan que han formado parte del borde de cuenca. Además estas observaciones se ven avaladas por la tendencia de las deformaciones de aprovechar las debilidades estructurales preexistentes (S2), de modo que se estarían reactivando los antiguos lineamientos Famatinianos.

De lo expuesto resulta evidente que el campo de esfuerzos actuante durante el Pérmico medio-superior en el sector estudiado fue extensional y posiblemente de rumbo SO-NE.

Por otro lado, con la intención de determinar la edad de la deformación S2 del Complejo Río Deseado, se ha realizado una datación sobre muscovitas (**Figura 3-28**) que se presentan en el flanco de los micropliegues de rocas esquistosas deformadas. Esta datación se ha efectuado en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, del Instituto de Geociências de la Universidade de São Paulo, mediante el método Ar/Ar y ha resultado en una edad de 251 ± 3 Ma (Pérmico superior). A este dato se le agregan dos edades más realizadas sobre biotitas de gneises con la finalidad de determinar la edad del metamorfismo, las cuales han sido reseteadas en el mismo período que las muscovitas, dando edades de 248 ± 8 Ma y $251,9 \pm 1,8$ Ma.

Esta coincidencia en los fechados radiométricos apoya la existencia de un evento tectónico o metamórfico a finales del Pérmico, hecho puntualizado por **Jalfin (1987)** y que podría ser además el responsable de

las facies brechosas halladas y de la blastesis de muscovita observada en las areniscas de la Formación La Golondrina.

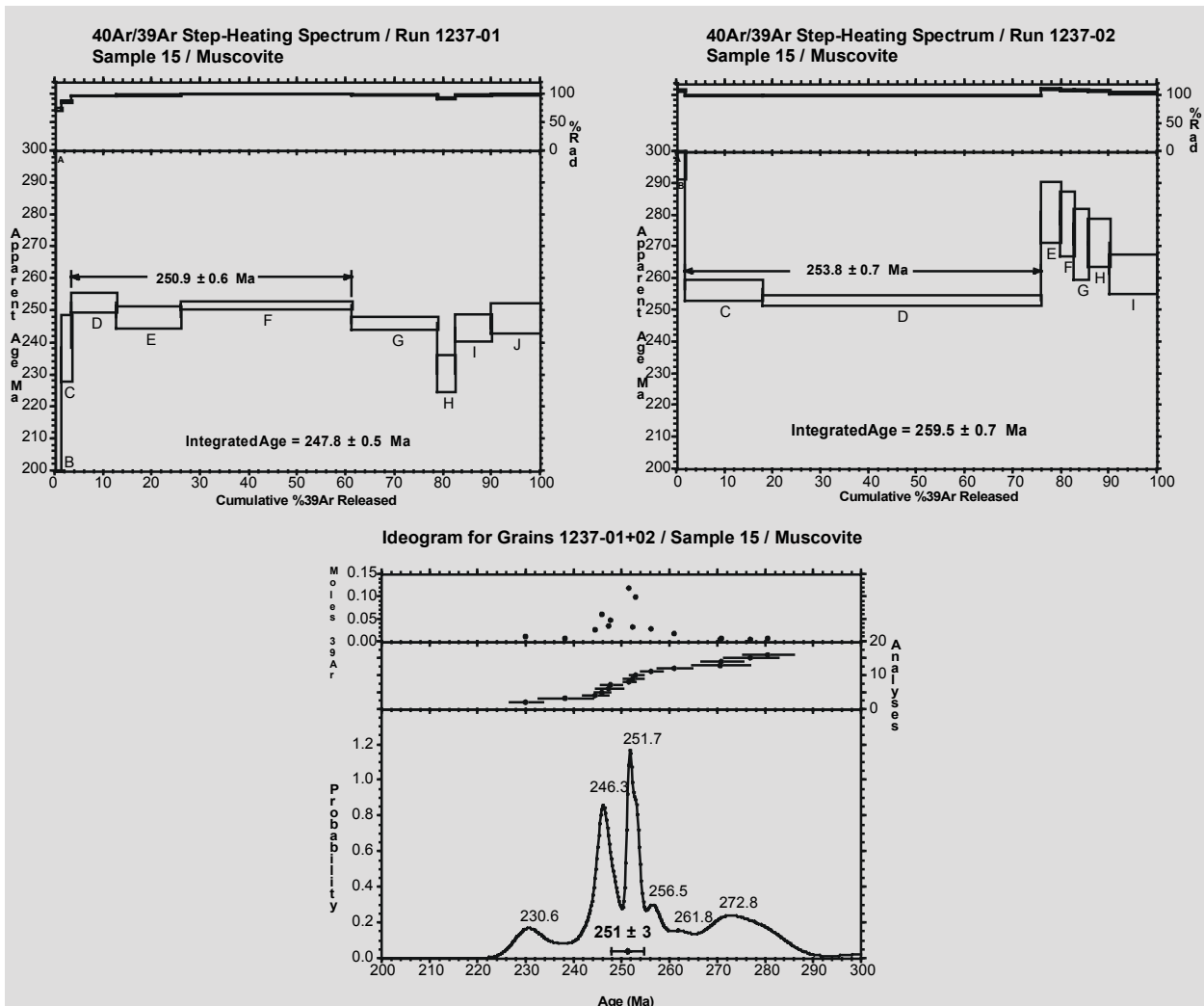


Figura 3-28: Edad Ar/Ar en muscovita recristalizada por evento de deformación en esquistos del Complejo Río Deseado, asomo Bahía Laura.

Ciclo Patagónico:

Tal como se señaló anteriormente, para el período Triásico superior-Cretácico inferior la Patagonia estaba sujeta a un régimen de subducción lenta a muy lenta, favoreciendo la extensión en el retroarco. Esta situación generó el intenso volcanismo jurásico que caracteriza al Macizo del Deseado.

Por lo tanto, la estructura dominante en este ciclo es el fallamiento extensional, con variable componente de desplazamiento de rumbo. Esta situación ha originado bloques con movimientos diferenciales que han formado horst y grabens.

La observación de estas fracturas extensionales en el campo no es tarea sencilla, en general se reconocen por formar crestones o brechas silicificadas (algunos con espejos de fricción) o porque en ellas se alinean bajos y lagunas y se ubican los cursos de agua. Sin embargo, hay claras evidencias del comportamiento de estas estructuras en profundidad gracias a estudios geofísicos (Uliana et al., 1989; Figueiredo et al., 1996; Homoc et al., 1996), quienes señalan que los grabens y hemigrabens poseen

rumbo NO a NNO y que la extensión estuvo acompañada de plegamiento abierto de gran escala por fallamiento normal a lo largo de los flancos de los grabens. Además resulta evidente de las interpretaciones sísmicas que las fallas son subverticales en superficie, con una tendencia a hacerse lístricas en profundidad y han generado cuencas separadas (pero relacionadas) por altos de rocas pre-jurásicas o edificios volcánicos jurásicos.

Evidencias de estas relaciones estructurales son claras en los asomos pre-jurásicos de las rocas de La Golondrina, especialmente las del Bajo Leonardo. Las sedimentitas pérmicas del bajo nombrado afloran en un horst NO a NNO, limitado por fallas ENE al cual se ha denominado Horst de Leonardo y que ha sido generado por el sistema extensional jurásico. Por otro lado, en las depresiones contiguas al horst (grabens o hemigrabens) se presentan grandes acumulaciones de rocas volcánicas jurásicas, siendo posteriormente las fracturas normales limitantes, sectores favorables para la salida y el emplazamiento póstumo (Jurásico superior) de domos lávicos y diques subvolcánicos. Estas direcciones (NO a NNO y ENE) coinciden con las del sistema El Tranquilo definido por **Panza (1982)**, con dirección principal N340° y conjugada N60°. De esta manera mediante las observaciones realizadas en el Horst de Leonardo podemos acotar la deformación producida por el sistema El Tranquilo al período Triásico superior (cuando se genera el sistema de rift) a Jurásico medio (debido a que en estas fracturas se emplazan los diques y domos del Jurásico medio-superior).

Posteriormente se produciría la estructuración del sistema Bajo Grande, también definido por **Panza (1982)** y con dirección principal N310° y conjugada N35°, que según este autor, se habría producido entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior. Evidencias de este sistema están presentes en el alto estructural ([Figura 3-3](#)) donde aflora el asomo Bahía Laura del Complejo Río Deseado (Horst Bahía Laura), cuyo límite sur está dado por una falla normal NE, que pone en contacto las rocas del basamento en el labio alto con las volcanitas del Jurásico superior (complejo de domos Laguna Flamenco) en el labio bajo. Por otro lado, en el Horst de Leonardo, algunos diques riolíticos (del Jurásico medio-superior) evidencian que han ascendido por fracturas del sistema Bajo Grande. Los domos riolíticos y los pórfidos subvolcánicos también aprovechan las fracturas de este sistema para ascender y emplazarse ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)), de modo que se puede acotar temporalmente al sistema Bajo Grande, al Jurásico medio-Cretácico inferior.

Debido a que el régimen extensional E-O se prolonga hasta el Cretácico inferior afecta a las rocas Jurásicas previamente fracturadas por los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande, de modo que se generaron estructuras de fallamiento extensional oblicuo, con componente de rumbo dextral en el caso de las fallas NO y sinistral para las de rumbo NE. Evidencias de estos desplazamientos oblicuos, a veces con una importante componente de rumbo, pueden verse en algunas estrías de falla y confirman este comportamiento. Los ejemplos más destacables de este comportamiento se dan ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)) en:

- En las estructuras ENE: en la falla que pasa por las lagunas Hartig y Montevideo y que desplaza a lavas del Bajo Pobre.
- En las estructuras NO a NNO: en las fallas que cortan y desplazan a los diques riolíticos del Bajo Leonardo.
- En las estructuras NO a ONO: en las fallas del río Seco, Cabo Guardián y Punta Medanosa.

- En las estructuras NE: en la falla del norte de Laguna Salada del Rincón que corta y desplazan a las rocas de la Formación Bajo Pobre.

La complejidad del sistema de fracturación coincide con lo señalado por **Gust et al. (1985)**, acerca de que el extenso volcanismo jurásico del Macizo del Deseado fue precedido y acompañado por deformación extensional.

Otro sistema de fracturación presente en las rocas del Jurásico, es el Río Pinturas (**de Barrio, 1993**), que tiene como dirección principal N10° y como conjugada la dirección E-O. En este sector del Macizo del Deseado no se presenta claramente, pero si se presenta una variante de este, para el cual aquí se propone la denominación de sistema Bahía Laura, donde se invierten los roles, siendo la dirección principal la E-O (N80° a N100°) y la NNE la conjugada.

Para **Figueiredo et al. (1996)** y **Homovc et al. (1996)**, el Cretácico se caracterizó por una relativa estabilidad. Sin embargo, **Panza et al. (1995)**, destacan que los movimientos de la Fase Araucánica o Catanlílica dislocan fuertemente a la secuencia volcansedimentaria jurásica, produciendo una estructura extensional de bloques hundidos y elevados y delimitando restringidas subcuencas donde se depositarán las rocas de la Formaciones Bajo Grande y Baqueró en el ámbito del Macizo del Deseado. Esta distensión favorece la apertura N-S por incremento en la compresión E-O, de modo que generan subcuencas de rumbo ONO, similares al eje de la Cuenca San Jorge (**Uliana et al., 1989**).

Ciclo Ándico:

El ciclo Ándico se desarrolla desde el Terciario inferior y hasta la actualidad. En el Paleógeno los movimientos compresivos de la Fase Incaica (Primer Movimiento del Ciclo Ándico) serían los que produjeron el descenso necesario para la ingresión del mar Atlántico. La regresión estaría vinculada a los movimientos ascensionales del Mioceno, como consecuencia de la orogenia Andina (**Homovc et al., 1996**).

La influencia en el Macizo del Deseado del ciclo compresivo Ándico es mínima debido a que las unidades Terciarias a Recientes se encuentran en una posición prácticamente subhorizontal. Sin embargo, algunos comportamientos pueden vincularse con estos esfuerzos compresionales. En la zona costera se registran fallas menores NO (las cuales son bien notorias porque forman promontorios costeros) que son producto de reactivación de estructuras previas y que tienen desplazamientos de rumbo que evidencian un campo de esfuerzos compresivos de rumbo E-O ([Mapa Geológico-Metalogénico](#)).

Estudio de lineamientos:

Debido a que la observación de las fallas en el campo no es tarea sencilla, se ha realizado un reconocimiento a través de imágenes satelitales, generando un mapa de lineamientos ([Figura 3-29](#)), en el cual se ha realizado una discriminación de los mismos en función de la litología a la cual afectan. El conjunto total ha sido graficado en un diagrama de rosas ([Figura 3-30 A](#)), resultando en una compleja estructura en la cual se puede observar la participación de todos los sistemas de fracturación, los sistemas El Tranquilo, Bajo Grande y Bahía Laura.

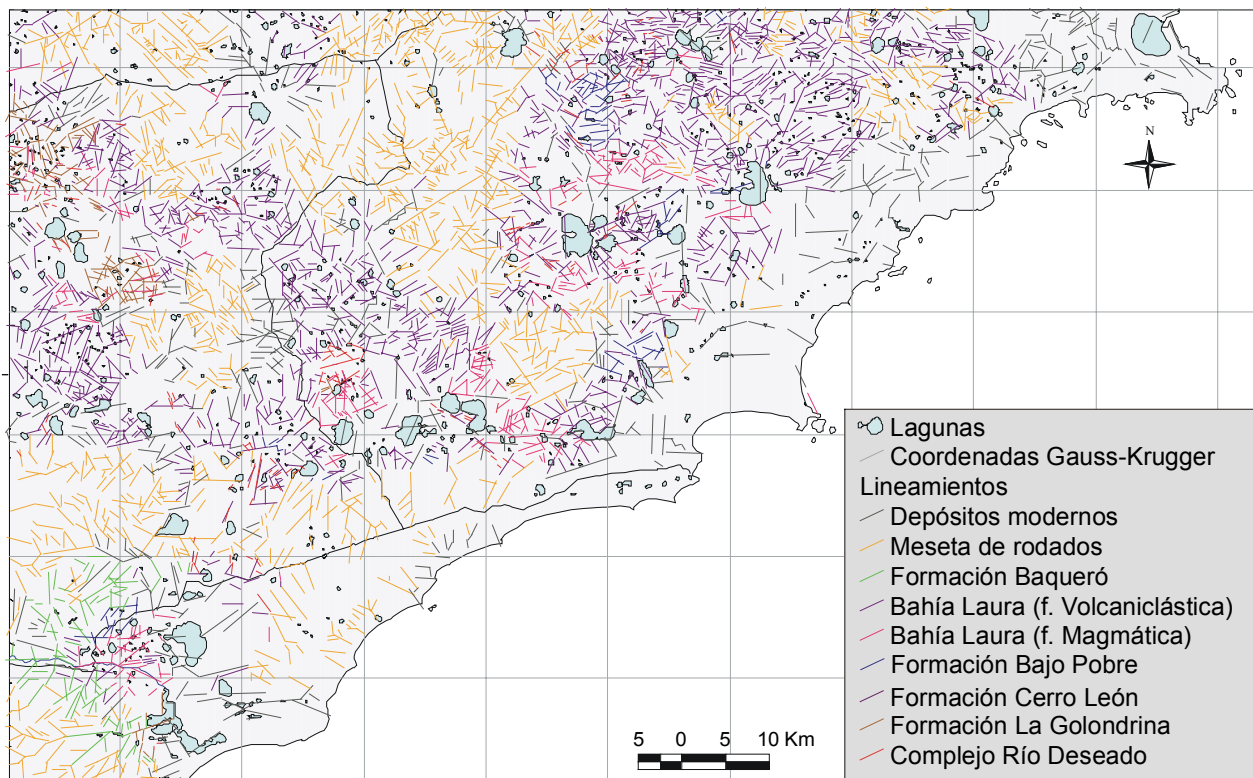


Figura 3-29: Mapa de lineamientos del sector estudiado, donde se discriminan a los mismos en función de la litología a la que afectan.

Para poder discriminar estos sistemas e intentar ubicarlos en el tiempo geológico, se han realizado diagramas de rosas para cada una de las litologías afectadas. En función de estas observaciones se pueden discriminar las deformaciones en:

Deformaciones post-Famatinianas: Observando el diagrama de rosas del Complejo Río Deseado (Figura 3-30 B) y, teniendo en cuenta la disposición de los afloramientos, podemos concluir que el basamento está principalmente afectado por fallas de rumbo NE ($N50^{\circ}$ - 60°), coincidente con el rumbo general del afloramiento Bahía Laura, y $N280^{\circ}$ - 300° y en menor medida por fallas $N20^{\circ}$ - 30° , indicando que tales direcciones (principal y conjugada del sistema Bajo Grande y conjugada del sistema El Tranquilo) han afectado al basamento y por ende son claramente post-Famatinianas.

Deformaciones post-Gondwánicas: Las deformaciones sufridas por las rocas pérmicas se han observado en los asomos de la Formación La Golondrina del Bajo Leonardo, la Laguna Dulce y Bahía Laura y están representados en la roseta de la Figura 3-30 C, demostrando que la dirección NO a NNO ($N330^{\circ}$ a 340°) es la de mayor importancia, acompañada de otras direcciones, como la ENE, la ONO y la NO. Esta dirección principal también se observa en la disposición de los asomos de estas rocas, lo cual resulta muy claro en el Horst de Leonardo.

Por otro lado, en el asomo de Bajo Leonardo los estratos de La Golondrina forman una estructura homoclinal NO (con variaciones desde E-O a N-S) y con inclinaciones variables pero constantes hacia el NE. Estas direcciones son las que ocasionan la variación observada en el diagrama de rosas en ese cuadrante NO y podrían estar representando relictos de un plegamiento mayor de plano axial NE. Sin embargo es importante señalar que en el reducido asomo de la Laguna Dulce, los estratos tienen rumbo

E-O y buzan hacia el sur. Esto concuerda con lo postulado por **Panza et al. (1995)**, quienes sostienen que posiblemente las capas representen partes de un plegamiento de primer orden que no puede ser reconstruido por estar afectado por el fallamiento posterior. Para estos autores los movimientos diastróficos correlacionables con la Fase compresiva Huárpica (Triásico medio a inferior) habrían plegado la secuencia pérmica.

Por lo tanto, las rocas pérmicas de la Formación La Golondrina han sufrido dos grandes eventos de deformación. El primero es dúctil, produce el plegamiento de las capas y las direcciones de esfuerzos que las produjeron son muy difíciles de determinar. El segundo evento de deformación está más claramente expuesto y es el que fragmenta al conjunto de rocas plegadas conformando el paisaje jurásico donde se depositaron las volcanitas. Este evento de deformación frágil es extensional y reactiva la fábrica Famatiniana (representada por el S2 de las metamorfitas).

Deformaciones Patagoníticas y post-Patagoníticas: Los lineamientos que afectan a las rocas jurásicas se han subdividido en varias rosetas ([Figura 3-30 D a I](#)) y se resume en que estas rocas están principalmente afectadas por las direcciones de fracturamiento: NO (N290° a 330°), NE (N40° a 70°) y E-O (N80° a 100°) y en menor medida por la dirección NNE (N10° a 20°).

Es claro que tan intrincado conjunto de fracturas está evidenciando una compleja estructura, donde se superponen las direcciones del sistema El Tranquilo con las del Bajo Grande y Bahía Laura, variación del sistema Río Pinturas que se encuentra mayormente representado en la zona costera y de offshore.

Este sistema E-O coincide con las apreciaciones realizadas por **Uliana et al. (1989)**; **Figueiredo et al. (1996)** y **Homovc et al. (1996)**, quienes señalan que hacia el Jurásico medio a alto se producen grabens con orientación E-O. Además, **Homovc et al. (1996)** menciona para el Cretácico inferior, un evento compresivo de rumbo NO-SE que generó estructuras E-O de cizalla dextral y de tipo transpresivas y produce algunas inversiones de los graben, generando la discordancia Aptiana que separa las volcanitas Jurásicas de la Formación Baqueró y que también marca el inicio del desmembramiento de Sudamérica y África. Todo esto permite acotar la deformación del sistema Bahía Laura al Cretácico inferior.

Esto último queda evidenciado en el diagrama de rosas de Baqueró ([Figura 3-30 J](#)), donde se pueden evidenciar la fuerte influencia de estos dos sistemas (Bajo Grande y Bahía Laura) que actuaron en el Cretácico inferior y casi no hay evidencias del sistema El Tranquilo.

Deformaciones Ándicas: En función de los lineamientos representados en la roseta realizada en los asomos de mesetas ([Figura 3-30 K](#)), constituidos por las Formaciones Monte León y La Avenida, se puede observar que la estructura del Terciario superior está claramente influenciada por el lineamiento NO, con un menor aporte de las direcciones NE y E-O. Esto permite pensar que, tal como se dijera anteriormente, el Ciclo Ándico no genera una nueva estructuración, sino que reactiva las estructuras previas, principalmente las del sistema Bajo Grande y Bahía Laura.

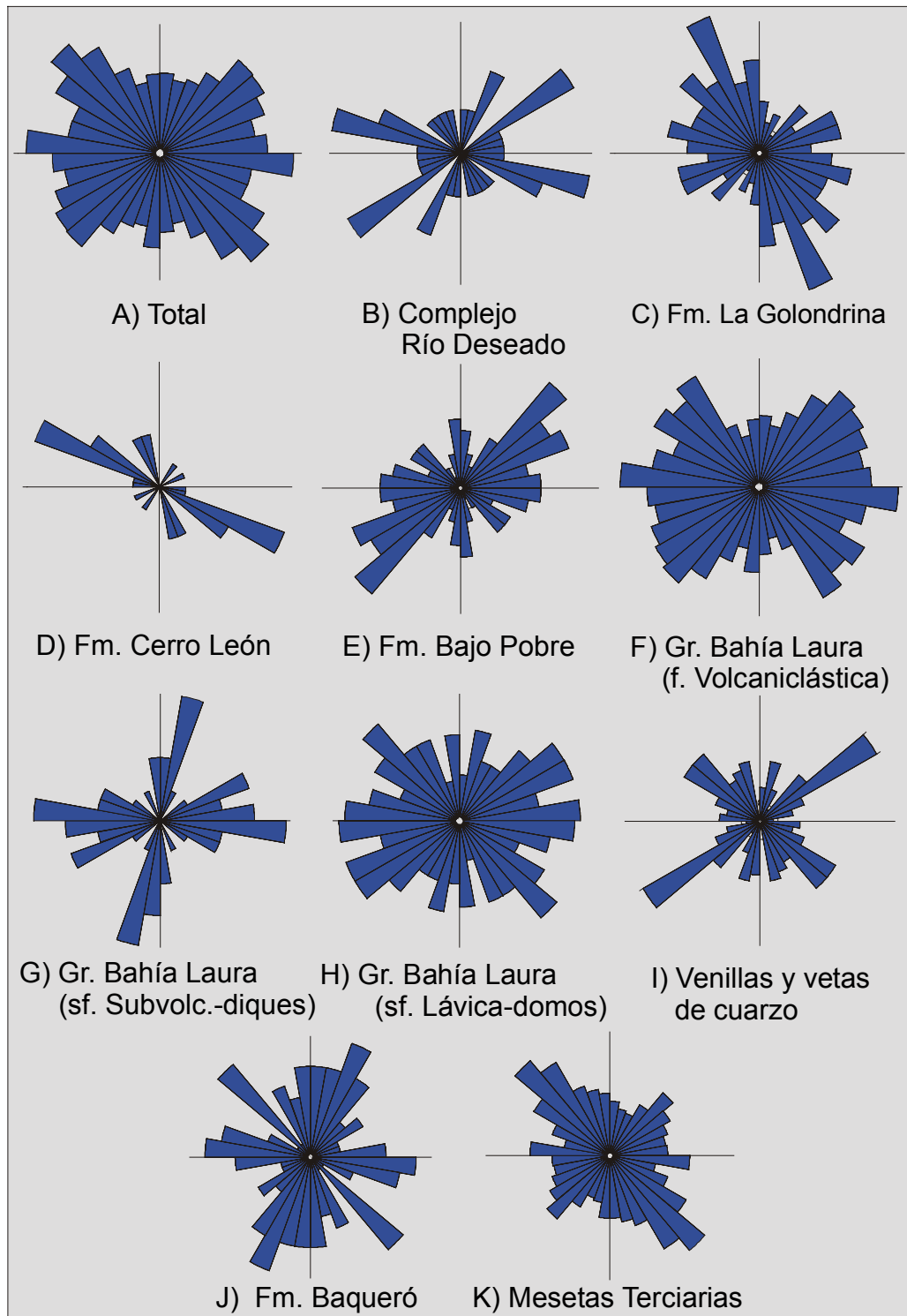


Figura 3-30: Diagramas de rosas del área oriental del Macizo del Deseado.

Discusión:

Integrando la información geotectónica del Macizo del Deseado, con las evidencias estructurales del área estudiada, se puede resumir ([Cuadro Estratigráfico](#)):

- El ciclo Pampeano se caracterizó por el metamorfismo regional (S1) de las rocas NeoProterozoicas. Este metamorfismo se habría producido, según la información geocronológica disponible, en el límite NeoProterozoico-Cámbrico.

- El ciclo Famatiniano se caracterizó por un evento de deformación dúctil de edad incierta, que afecta tanto a las rocas metamórficas como a algunas de las rocas magmáticas Famatinianas. Esta deformación es compresiva con direcciones de esfuerzos SO-NE, produce la foliación S2 de rumbo NNO y tendrían vergencias opuestas entre los asomos Bahía Laura y Bajo de la Leona, que inclinan al NE y los asomos Tres Hermanas y Dos Hermanos que inclinan al SO.

- El ciclo Gondwánico se inicia en el Pérmico medio a superior con un evento distensivo localizado que produce depocentros de rumbo NO-SE, donde se depositan los sedimentos sinextensionales (Pérmico superior) de la Formación La Golondrina. Estos esfuerzos distensivos tendrían una orientación SO-NE. En la parte alta del Pérmico superior se produce una apertura del sistema geoquímico de las micas (determinado en 3 dataciones Ar/Ar), evidenciando un evento de importancia. Este evento podría estar vinculado con el importante ascenso tectónico al que hace referencia **Jalín (1987)**, que produce el levantamiento del Complejo Río Deseado, la reactivación de la sedimentación y un cambio en las paleocorrientes (de sentido SE a SO), evidenciada en el Miembro Dos Hermanos de la Formación La Golondrina ([Figura 3-6](#)).

- Entre el ciclo Gondwánico y el Patagonídico se produce un evento de deformación compresiva que es el responsable del plegamiento de las capas de la Formación La Golondrina. Este ha sido correlacionado por **Panza et al. (1995)** con la Fase Huárpica (Triásico inferior a medio).

- El ciclo Patagonídico está caracterizado por una muy importante extensión de dirección E-O que se produce desde el Triásico superior al Cretácico inferior y que se vincula con el inicio de la apertura del océano Atlántico Sur. Esta importante extensión genera dos sistemas de fracturación, El Tranquilo en primer lugar y posteriormente (probablemente debido a una variación en el campo de esfuerzos) el sistema Bajo Grande. Ambos sistemas tienen una componente de rumbo que se evidencia en algunas fallas del sector oriental del Macizo del Deseado.

Una vez iniciado este proceso de apertura del Océano Atlántico (Cretácico inferior), hubo una variación en el régimen tectónico y el Macizo del Deseado estuvo sometido a una relativa compresión ONO-ESE, que se tradujo en cuencas E-O a ONO que están fundamentalmente evidenciadas en el sector costero y de offshore y que corresponden a los depocentros de la Formación Baqueró. Este evento se ve reflejado en el sistema Bahía Laura aquí propuesto. Estos lineamientos ONO no se encuentran en rocas prejurásicas y se los encuentra cortando y desplazando dextralmente a rocas del Grupo Bahía Laura, por ende es posterior al Jurásico superior y se ajusta al Cretácico inferior.

- Finalmente, la compresión Ándica no alcanza mucha importancia en el sector oriental del Macizo del Deseado, encontrándose solo algunas estructuras antiguas reactivadas por esfuerzos compresivos E-O en el sector costero.

CAPITULO 4

METALOGENESIS

DEPOSITOS EPITERMALES

Generalidades:

Los depósitos epitermales fueron pioneramente definidos por **Lindgren (1922); (1933)**, como depósitos poco profundos que contienen Au, Ag y metales base, junto con Hg, Sb, S, caolinita, alunita y sílice.

A fines de los años '70 y principios de los '80 se genera en el mundo de la minería un creciente interés en los metales preciosos debido a un aumento en el precio del oro. Esto, junto con el hallazgo de importantes yacimientos en el cinturón circum-Pacífico, motivó importantes avances en el campo de la investigación de los depósitos epitermales.

Por otra parte, debido a la demanda de energía eléctrica de bajo costo, países como USA y Nueva Zelanda, avanzaron en el estudio y exploración de los campos geotermales, donde se encontraron con verdaderos laboratorios naturales para el entendimiento de las condiciones de formación de los depósitos epitermales de baja sulfuración.

Para mediados de los '80 y fines de los '90, trabajos como **Buchanan (1981); Berger y Eimon (1982), (1983); Sillitoe (1984); Bonham (1986); Hayba et al. (1985); Heald et al. (1987); Hedenquist (1987); Berger y Henley (1989); Hedenquist (1990)**, entre otros han aportado importantes avances en el conocimiento de este tipo de depósitos, generando los modelos genéticos utilizados en la actualidad.

Los depósitos epitermales son sistemas hidrotermales relacionados a magmas que se emplazan en sectores poco profundos de la corteza (hasta 6 Km de profundidad), asociados a rocas volcánicas subáreas. Se forman a bajas temperaturas (< 300°C) que corresponden a profundidades de menos de 1-1,5 Km. bajo el nivel paleofreático. En estos sistemas el Au se moviliza principalmente como complejo bisulfurado y la principal causa de precipitación es la ebullición (**Hedenquist et al., 2000; Cooke y Simmons, 2000**).

Existen dos tipos fundamentales de depósitos epitermales, en función de la mineralogía y la composición del fluido. A estos dos tipos ([Tabla 4-1](#)) se los ha denominado:

- Bajo azufre y alto azufre, según **Bonham (1986)**.
- Adularia-sericita y sulfato ácido, según **Hayba et al. (1985)** y **Heald et al. (1987)**.
- Baja sulfuración y alta sulfuración, según **Hedenquist (1987)**.
- Adularia-sericita y alunita-caolinita, según **Berger y Henley (1989)**.

De estos términos, los más aceptados y, los que se utilizarán en el presente trabajo, son los propuestos por **Hedenquist (1987)**. Por otro lado, algunos autores han propuesto subdivisiones a los depósitos epitermales, tales como:

- **Bonham (1986)**, propone los depósitos Au-Te como un tercer tipo diferente de depósito epitermal, los cuales están genéticamente relacionados a rocas ígneas alcalinas.
- **Sillitoe (1993a)**, propone una subdivisión empírica en tres subtipos en función del ambiente volcánico donde se generan y de la cantidad de sulfuros presentes ([Tabla 4-2](#)). Incluye además el tipo Au-Te en un subtipo de epitermal de baja sulfuración.
- **White y Poizat (1995)**, diferencian tres subtipos de epitermales de baja sulfuración:
 - Depósitos con Au-Ag-(Te): a) en rocas volcánicas calcoalcalinas (epitermal de baja sulfuración clásico) y b) en rocas ígneas alcalinas (tienen Te y se correlacionan con los tipo Au-Te de **Bonham, 1986**).

- Depósitos de Ag-Au-metales base: tiene texturas y minerales de alteración similares a los Au-Ag, pero son más profundos y más ricos en Ag y metales base, debido a que los fluidos que lo forman son más calientes, de mayores salinidades y menor contenido en gases (CO₂ y H₂S).
- Depósitos de Sn-Ag-metales base: son depósitos raros, el ejemplo más conocido es el Cerro Rico de Potosí, en Bolivia.

	Alta Sulfuración	Baja Sulfuración
Características del fluido	Ácido, oxidante (SO ₄ ⁼ >H ₂ S), generado por condensación de volátiles magmáticos ricos en SO ₂ . Temperatura variable (>400 - 100°C) y salinidades bajas (< 5% NaCl equivalente).	Casi neutro, reductor, muy rico en aguas meteóricas (convección comienza 0,5 a 1 Ma después del fin del volcanismo), con escaso aporte magmático (gases presentes son CO ₂ y H ₂ S). Temperatura >300°C y salinidades bajas (< 6% NaCl equivalente).
Rocas volcánicas relacionadas	Andesitas a riolacitas, subalcalinas.	Basaltos a riolitas (alcalinas a subalcalinas).
Zonas de alteración	Extensas (varios Km ²) y claramente visibles. Sector central con cuarzo residual, alunita y baritina, halo de alteración argílica avanzada (cuarzo, alunita, caolinita, illita y pirofillita en profundidad), seguido de otro propilítico (clorita, montmorillonita, calcita, escaso epidoto).	Restringidas (dos veces mayor al depósito) y casi imperceptibles. Halo de alteración argílica (illita, sericita, adularia, esmectita, piritita), luego propilítico (clorita, esmectita, calcita, escaso epidoto). A veces argílica avanzada por aguas calentadas por vapor o supergénico.
Minerales de ganga	Cuarzo, alunita, baritina, caolinita, pirofillita, azufre nativo, diásporo, illita.	Cuarzo, calcedonia, carbonatos (a veces con Mn), adularia, arcillas, escasa baritina y fluorita.
Minerales de mena	10 a 90% de sulfuros. Principalmente Piritita, enargita-luzonita, tetraedrita, tennantita, esfalerita, galena, calcopirita, calcocina, covelina, oro nativo.	1 a 20% de sulfuros, generalmente < 5%. Principalmente piritita, en menor medida electrum, esfalerita, galena, oro nativo, tetraedrita, calcopirita, arsenopirita.
Metales	Cu, Au, As, Ag y Pb en menor medida. Localmente, Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te y en menor medida Hg.	Au, Ag, menor Pb y Zn. Localmente, Cu, Mo, Sb, As y en menor medida Te, Se y Hg.
Forma del depósito	Diseminaciones, reemplazo y relleno de oquedades, raramente stockwork y vetas.	Relleno de espacios (vetas, stockwork, brechas y diseminaciones) y en menor medida reemplazo.
Formas paleosuperficiales	Lagos ácidos en cráteres o bordes de domos, con S nativo y sedimentos silíceos laminados. Brechamiento hidrotermal, alteración argílica avanzada (hipogénica y por aguas calentadas por vapor), silicificación penetrativa.	Sinter silíceo, brechamiento hidrotermal, alteración argílica avanzada por aguas calentadas por vapor, silicificación penetrativa.
Ambiente de formación	Relacionado a arcos volcano-plutónicos en márgenes continentales o arcos de islas (subducción).	Ambiente extensional, generalmente en arco durante o inmediatamente después de un proceso de subducción. Los subtipos con abundante sulfuros serían de ambientes similares a los de alta sulfuración.

Tabla 4-1: Resumen de las principales características de los dos tipos de depósitos epitermales (compilado de los trabajos de **Sillitoe, 1993a; Hedenquist et al., 1996; Hedenquist et al., 2000; Cooke y Simmons, 2000; Gemmell, 2002**).

- **Hedenquist et al. (2000)**, proponen un tercer tipo de depósito epitermal con características intermedias al cual llaman “de sulfuración intermedia” y a los epitermales de baja sulfuración los denominan “miembro final de baja sulfuración”, basándose en los dos subtipos definidos por **John et al. (1999)** en el

norte de Great Basin, al oeste de USA. El tipo intermedio (similar al Ag-Au-metales base de **White y Poizat, 1995**) estaría formado por fluidos similares a los de baja sulfuración, pero de mayor salinidad, hecho que facilita el transporte de los metales. Estos autores consideran que los depósitos de baja sulfuración tienen pirita, pirrotina, arsenopirita y esfalerita rica en Fe, en cambio los de sulfuración intermedia, pirita, tetraedrita-tenantita, calcopirita y esfalerita pobre en Fe. Además estos últimos son más ricos en Ag y metales base y tienen mayor tendencia a presentar rodocrosita y anhidrita que los de baja sulfuración. Por otro lado están asociados a rocas volcánicas intermedias calcoalcalinas y de arco magmático

Posteriormente, **John (2001)**, realiza una distinción de los ambientes epitermales del norte de Great Basin (USA) con respecto al volcanismo asociado, diferenciando:

- Un ambiente epitermal con depósitos de alta sulfuración y de baja sulfuración rica en metales base y Ag (sulfuración intermedia, según **Hedenquist et al., 2000**) asociado a volcanismo intermedio calcoalcalino de arco volcánico, y con una posible relación con pórfidos de Cu-Au.

- Un ambiente epitermal de baja sulfuración (sin otros depósitos hidrotermales asociados), con baja relación Ag/Au y bajos contenidos en metales base asociado a volcanismo bimodal (riolita-basalto), rico en K y con afinidades toleíticas, formado en ambiente de rift. Estos depósitos se caracterizan por muy bajas salinidades (<1,5% NaCl equiv.), incapaces de transportar Ag y metales base (**Henley, 1990**), forman típicos depósitos vetiformes de bonanza y se forman en un corto período de tiempo (2 Ma).

Sin embargo, este autor reflexiona acerca de la validez de la extrapolación de lo observado en Great Basin, USA a todos los depósitos epitermales y llega a la conclusión que hay excepciones a este comportamiento y por ello concluye que lo observado en USA no está suficientemente comprobado como para ser aplicado a los depósitos epitermales en general.

Por otra parte, **Sillitoe (2002)**, coincide en esta apreciación y menciona además la afinidad (cerca del 60% del total) entre las vetas epitermales tipo bonanza (vetas que tienen más de 30 toneladas de Au, según **Sillitoe, 1993b**) con los ambientes de rift con volcanismo bimodal.

	Pobre en sulfuros, asociado a rocas riolíticas (complejo de domos) subalcalinas	Pobre en sulfuros, asociado a rocas alcalinas	Rico en sulfuros, asociado a rocas andesíticas a riolíticas subalcalinas
Sulfuros	< 5%, granos diseminados, preferencialmente en ciertas bandas de cuarzo.	< 5%, granos diseminados, preferencialmente en ciertas bandas de cuarzo.	> 10%, bandas masivas a semi-masivas, alternando con ganga.
Minerales de alteración	Sericita, illita, adularia.	Roscoelita, adularia, fluorita.	Sericita, generalmente sin adularia.
Cuarzo	Calcedonia y cristalino, textura crustiforme.	Calcedonia y cristalino, textura crustiforme.	Cristalino, textura masiva, en peine, bandeado grosero.
Metales base	Bajo (< 0,1%)	Bajo (< 0,1%)	Alto (en el orden del %)
Pureza del oro	Baja	Alta	Intermedia a alta
Ejemplos	Round Mountain (USA), Hishikari (Japón).	Emperor (Fiji), Cripple Creek (USA).	Comstock (USA), El Bronce (Chile).

Tabla 4-2: Subtipos de depósitos epitermales de baja sulfuración, según **Sillitoe (1993a)**.

Macizo del Deseado:

En el Macizo del Deseado la exploración de depósitos epitermales comienza a fines de los '70 y principios de los '80, con el descubrimiento de Cerro Vanguardia (**Genini, 1977, 1984, 1990**), el mayor depósito epitermal de Au y Ag, y hasta ahora único en explotación, de la región. Estas primeras

exploraciones de metales preciosos en el ámbito del Macizo del Deseado fueron hechas por el Plan Patagonia Comahue (sede Comodoro Rivadavia de la Secretaría de Minería de la Nación). A principios de los '90, el interés en las mineralizaciones de metales preciosos del Macizo del Deseado, propiciado por el cambio en la legislatura minera de 1992, hace que esta región se convierta en un foco de atracción para compañías mineras nacionales e internacionales. Por ello, desde entonces se vienen llevando adelante las tareas de prospección y exploración en el macizo.

En la actualidad el Macizo del Deseado se encuentra casi en su totalidad cubierto con propiedades mineras por exploración de depósitos epitermales y entre estas zonas se destacan algunos proyectos como Manantial Espejo (ME), Bacon (B), La Josefina (LJ), El Dorado-Montserrat (DM), La Valenciana (LV), Piche (P) y La Manchuria (LM), que incluye a La Pilarica, en la zona centro-occidental; Cerro Negro (CN), Eureka-Marianas (EM), Cerro Saavedra-El Pluma (CSEP), La Emilia (LE), El Macanudo-El Mirasol (EMEM) y La Marcelina (LMA) en la zona nor-occidental y Microondas-Martinetas (MM), La Paloma (LP), Cerro Chato (CC), Tres Hermanas (TH), Bajo La Leona (BLL) y Chispas (CH) y Cerro Moro (CM), dentro de la zona estudiada, en la zona oriental (Figura 4-1). Todas estas ocurrencias de metales preciosos fueron incluidas por **Fernández y de Barrio (1994)**; **Schalamuk et al. (1995a)** y **Schalamuk et al. (1997)** en el modelo epitermal de baja sulfuración.

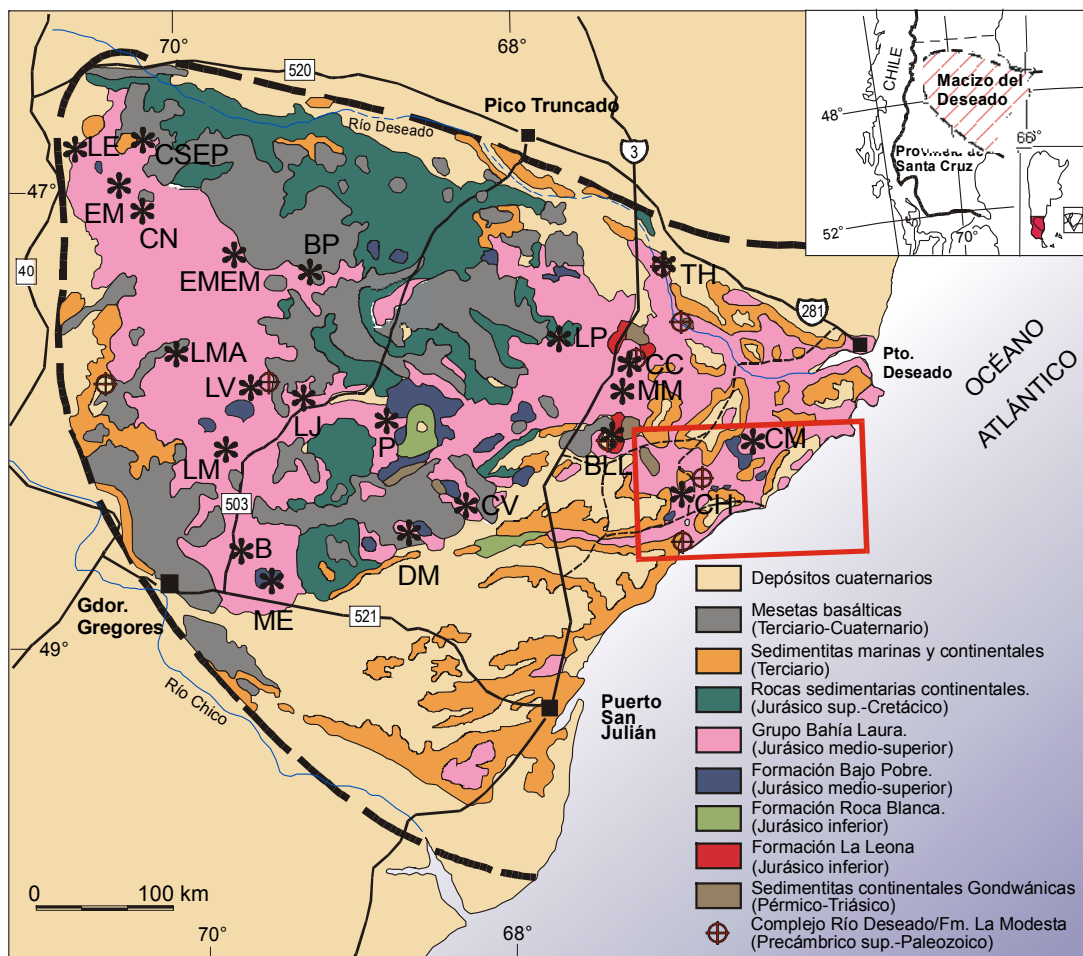


Figura 4-1: Mapa geológico del Macizo del Deseado con ubicación de los principales proyectos mineros (Ver texto para referencias de proyectos).

Posteriormente, **Schalamuk et al. (1999)**, define al macizo como la Provincia auroargentífera del Deseado y, al igual que **Arribas Jr. et al. (1996)**; **Schalamuk et al. (1997)** y **Fernández et al. (1999)**, vinculan espacial y genéticamente la mineralización epitermal con el volcanismo Jurásico medio a superior del Grupo Bahía Laura.

El presente capítulo tiene entre sus objetivos caracterizar las mineralizaciones del área. Para ello se han subdividido en función de su magnitud en principales y menores. Las principales son cinco (Cerro Moro, Henriette, Bajo Leonardo, Buena Esperanza y Chispas) y a su vez dentro de estas se han discriminado las dos más importantes (Cerro Moro y el conjunto de vetas del Dique del área Buena Esperanza) en función de sus contenidos en metales y por ende su potencial económico. En las manifestaciones principales, y en especial en las más importantes, se apunta a caracterizar su mineralogía y geoquímica y a través de estudios microtermométricos y de isótopos estables, definir el origen de las mismas. La finalidad fue estudiar las mineralizaciones de un sector poco trabajado desde el punto de vista metalogénico y con un enfoque regional.

Por último, se evaluó el potencial minero de este sector del Macizo del Deseado y se realizó el modelado de las mineralizaciones estudiadas para así contribuir con el modelo metalogénico de la Provincia auroargentífera del Deseado.

MINERALIZACIONES PRINCIPALES

Ubicación y descripción:

En el área oriental del Macizo del Deseado se han determinado varias ocurrencias de mineralización metalífera. Se trata de zonas de alteración hidrotermal, venillas, stockworks y vetas de cuarzo que se han determinado como manifestaciones de mineralización epitermal de baja sulfuración (**Guido et al., 2001**).

En este trabajo de investigación se han considerado cinco mineralizaciones principales en función de la concentración de estructuras vetiformes de cuarzo, sus características texturales, de alteración y mineralógicas. Estas son: Cerro Moro, Henriette, Bajo Leonardo, Buena Esperanza y Chispas (**Figura 4-2**). En cada uno de estos sectores se han realizado tareas de mapeo de mayor detalle, generando mapas que se incluyen en el texto y en el **ANEXO**. Las características más importantes de estas 5 áreas se resumen en la **Tabla 4-3**. En todos los casos se ha tratado de respetar los nombres dados por empresas mineras que han trabajado previamente en el área (trabajos inéditos).

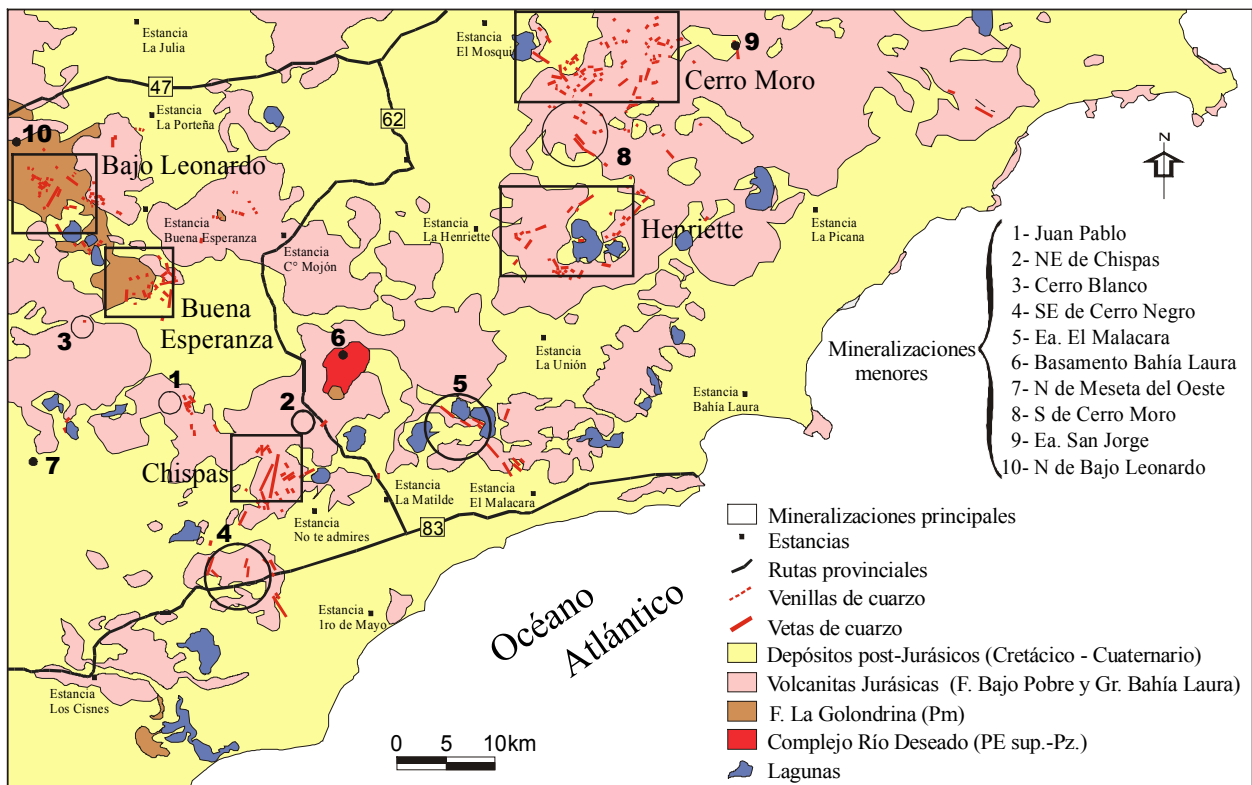


Figura 4-2: Mapa geológico (abreviado) del área investigada, en donde se señalan las mineralizaciones epitermales descritas en este estudio. Las principales se marcan con recuadro y las menores con un punto o un círculo.

Cerro Moro:

El sector denominado Cerro Moro se encuentra ubicado al norte de la zona de estudio. El área (de aproximadamente 73 km²) pertenece a la compañía minera Mincorp Exploraciones S.A., estando actualmente bajo propiedad de Cerro Vanguardia S.A. Allí se han reconocido un conjunto de 15 vetas de cuarzo (vetas Moro, Nini, Escondida, Tres Lomas, Esperanza, Susy, Dora, Romina, Lourdes, Bárbara,

Ana, Belén, Deborah, María y Michelle), un sector con stockwork de venillas de cuarzo (Loma Stockwork), varias ocurrencias con abundantes venillas de cuarzo, dentro de las cuales se destaca Loma Mosquito y sectores con fuerte silicificación penetrativa ([Mapa Cerro Moro](#)).

Área	Estilo de mineralización	Rumbo de venas	Roca de caja	Extensión (km ²)
Cerro Moro	15 vetas, 1 stockwork y varios sectores con venillas de cuarzo	NO (en el oeste) y NE (en el sudeste), N-S y E-O	Grupo Bahía Laura	73
Henriette	1 stockwork y varios sectores con venillas de cuarzo	NE y NO	Grupo Bahía Laura	70
Bajo Leonardo	6 vetas y varios sectores con venillas de cuarzo	E-O, NO y NNE	Formación La Golondrina y Grupo Bahía Laura	55
Buena Esperanza	18 vetas y varios sectores con venillas de cuarzo	N-S y NNO	Grupo Bahía Laura y Formación La Golondrina	25
Chispas	1 veta, 1 stockwork y varias zonas con venillas de cuarzo	NNE y ENE	Grupo Bahía Laura	36

Tabla 4-3: Resumen de las características más importantes de las cinco mineralizaciones principales del área oriental del Macizo del Deseado.

Todas estas ocurrencias minerales se alojan en rocas piroclásticas (esencialmente ignimbritas) del Grupo Bahía Laura que se encuentran alteradas hidrotermalmente. Las vetas ([Tabla 4-4](#)) están comprendidas en campos de las estancias Cerro Moro, El Mosquito y San Jorge. Tienen potencias variables de hasta 11 metros y alcanzan longitudes de centenares de metros (100 a 1250 metros). Tienen dos rumbos predominantes: NO (N290° a N340°) en las vetas occidentales y NE (N5° a N70°) en las orientales e inclinaciones entre 55° y 90° (subverticales) hacia el N ([Foto 4-1](#)).

Loma Stockwork corresponde a un stockwork de venillas de cuarzo multidireccionales que ocupa un área de 300 por 250 metros. Estas venillas tienen desde algunos milímetros hasta 10 cm de potencia y en sectores forman brechas hidrotermales del tipo “crackle breccia”, con clastos de roca de caja angulosos y con escasa rotación ([Foto 4-2](#)).

Dentro de las ocurrencias de mineralización que se presentan en el área Cerro Moro, se destaca Loma Mosquito. Esta loma se caracteriza por una importante alteración hidrotermal acompañada de venillas y vetas de cuarzo y brechas hidrotermales.



Foto 4-1: Vista de la veta Dora, en Cerro Moro.



Foto 4-2: Stockwork del área Loma Stockwork, en Cerro Moro.

Veta	Largo (m)	Espesor (m)	Azimut (promedio)	Características texturales	Minerales de mena
Moro	320	0,6 a 2,2	320°	Dos pulsos: a) bandeado crustiforme con bandas de cuarzo macizo, sacaroides, en enrejado y en peine en la parte central, presenta textura plumosa y flameante de recristalización y b) venillas de cuarzo gris con sulfuros y brecha hidrotermal con clastos de veta y matriz silícea.	Pirita, calcopirita, limonitas (en boxwork de marcasita)
Nimi	1250	0,9 a 3,3	305°	Tres pulsos: a) Cuarzo bandeado, macizo, en enrejado y sacaroides con bajo contenido en sulfuros y con textura plumosa, b) Cuarzo en peine sin sulfuros y c) venillas de cuarzo gris con sulfuros y oxidados de cobre, textura flameante y adularia tabular.	Pirita, argentita, covelina, limonitas y pequeños granos de oro.
Escondida	100	0,5	280°	Cuatro pulsos: a) Brecha hidrotermal, b) venillas cuarzo gris con sulfuros y oro visible, c) venas de cuarzo sacaroides poroso y d) venas de cuarzo en peine, amatista y con cristales zonados. Hay adularia rómbica y textura plumosa.	Abundantes limonitas, argentita y oro nativo y escasa pirita, esferalita, galena y calcopirita.
Tres Lomas	450	0,3 a 1,5	290° a 310°	Dos pulsos: a) Cuarzo macizo a sacaroides color blanco a gris con sulfuros, con textura plumosa y b) Brecha hidrotermal con clastos de caja y veta y matriz silícea y jaspe.	Pirita, calcopirita, esferalita, posibles granos de oro, covelina y limonitas
Esperanza	1200	1 a 3,8	310°	Cuarzo bandeado crustiforme, con bandas de cuarzo macizo, bandeado colorforme, en peine, cristales zonados y cuarzo sacaroides con sulfuros.	Pirita, calcopirita, galena, blenda, argentita, calcosina, covelina, malaquita, electrum y limonitas.
Susy	350	2	45°	Dos pulsos: a) Cuarzo macizo y escasos en enrejado y b) Brecha hidrotermal con clastos de caja y veta y matriz silícea rica en Fe.	Pirita, limonitas y granos de oro.
Dora	350	1 a 11	330°	Dos pulsos: a) Cuarzo bandeado, macizo y sacaroides con bajos sulfuros y b) brecha hidrotermal con clastos de veta y caja y matriz silícea con abundantes sulfuros y textura flameante.	Pirita, limonitas y granos de oro.
Romina	550	0,5 a 3,8	70°	Dos pulsos: a) Cuarzo macizo a sacaroides y en enrejado con escasos sulfuros, textura plumosa y b) brecha hidrotermal con clastos de veta y matriz rojiza de sílice rica en Fe.	Limonitas (boxwork de pirita) y escasos granos de oro.
Lourdes	350	0,6 a 2	350°	Bandeamiento crustiforme grueso, con bandas de cuarzo macizo, sacaroides, en enrejado y en peine, textura plumosa y adularia rómbica.	Escasos (pirita y limonitas).
Bárbara	780	2	35° a 65°	Cuarzo macizo, en peine y en enrejado.	Pirita y limonitas.
Ana	245	1	55°	Cuarzo macizo a sacaroides blanco a rojizo con ocasional textura en peine.	Pirita y limonitas
Belén	500	0,6 a 3	25°	Dos pulsos: a) Cuarzo macizo, ligeramente bandeado y sacaroides, con ocasionales texturas en enrejado y b) brecha con clastos de caja y veta y matriz de jaspe y sílice.	Pirita y limonitas.
Déborah	680	0,5 a 4,2	46° a 56°	Dos pulsos: a) Cuarzo macizo a sacaroides, ligeramente bandeado y en enrejado con escasos sulfuros y b) brecha hidrotermal con clastos de veta y matriz de cuarzo macizo y jaspe.	Limonitas (goethita) y granos de Au.
María	450	1	15° a 65°	Cuarzo macizo a sacaroides, algo oqueroso y con escasos sulfuros.	Escasos (pirita y limonitas).
Michelle	1100	0,6 a 1,5	340° a 40°	Cuarzo bandeado, con bandas de cuarzo macizo, en enrejado, en peine, amatista, zonal y sacaroides con bajos sulfuros, textura de recristalización en mosaico.	Pirita, calcopirita y limonitas

Tabla 4-4: Principales características geológicas y mineralógicas de las vetas del área Cerro Moro.

Henriette:

El sector denominado Henriette ocupa un área aproximada de 70 km² al sur de Cerro Moro, en campos de las estancias La Henriette y La Unión. Esta zona pertenece a la empresa minera Fomicruz S.E. y en este sector la mineralización se manifiesta en forma de venillas (generalmente de 2 cm de potencia y alcanzando hasta 20 cm) de cuarzo (Foto 4-3), un pequeño stockwork (de 130 por 200 metros y con una densidad de 5 venillas por metro) denominado Stockwork del Domo (Foto 4-4), brechas hidrotermales y zonas con alteración hidrotermal (principalmente silicificación penetrativa), alojadas en rocas piroclásticas (esencialmente tobas y tufitas) y lávicas del Grupo Bahía Laura (Figura 4-3). El rumbo predominante de las venillas y silicificaciones es NE (azimut N30° a N70°) con algunas venillas ENE y NO y la longitud que alcanzan es variable, llegando hasta 500 metros de corrida.



Foto 4-3: Venillas de cuarzo en rocas lávicas del área Henriette.

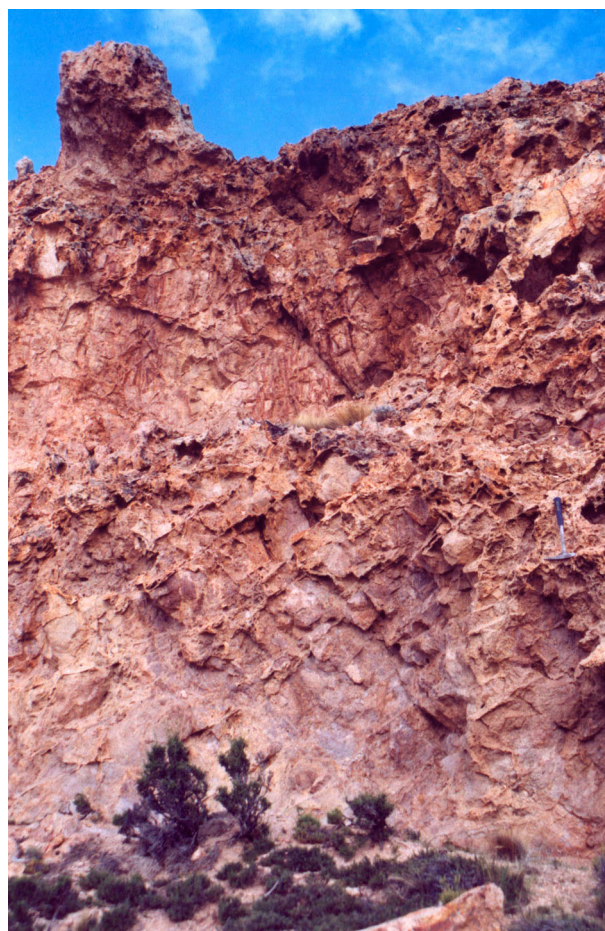


Foto 4-4: venillas de cuarzo en Stockwork del Domo, Henriette.

Bajo Leonardo:

El área del Bajo Leonardo (Figura 4-4) se encuentra ubicada en el noroeste del área estudiada. Es un área de 55 km², comprendida en las estancias La Golondrina y La Portaña, donde se encuentran un conjunto de 6 vetas (Del camino, Corta, Cruzada, Larga, Larga en Y y Laguna Salada) y varios sectores con venillas de cuarzo, dentro de los cuales se destacan las Venillas del Este (Tabla 4-5). El rumbo predominante de las vetas y venillas es ONO, aunque hay algunas de rumbo E-O y NNE. Las vetas

están afectando a las areniscas de la Formación La Golondrina y a rocas volcánicas (lavas e ignimbritas) del Grupo Bahía Laura.

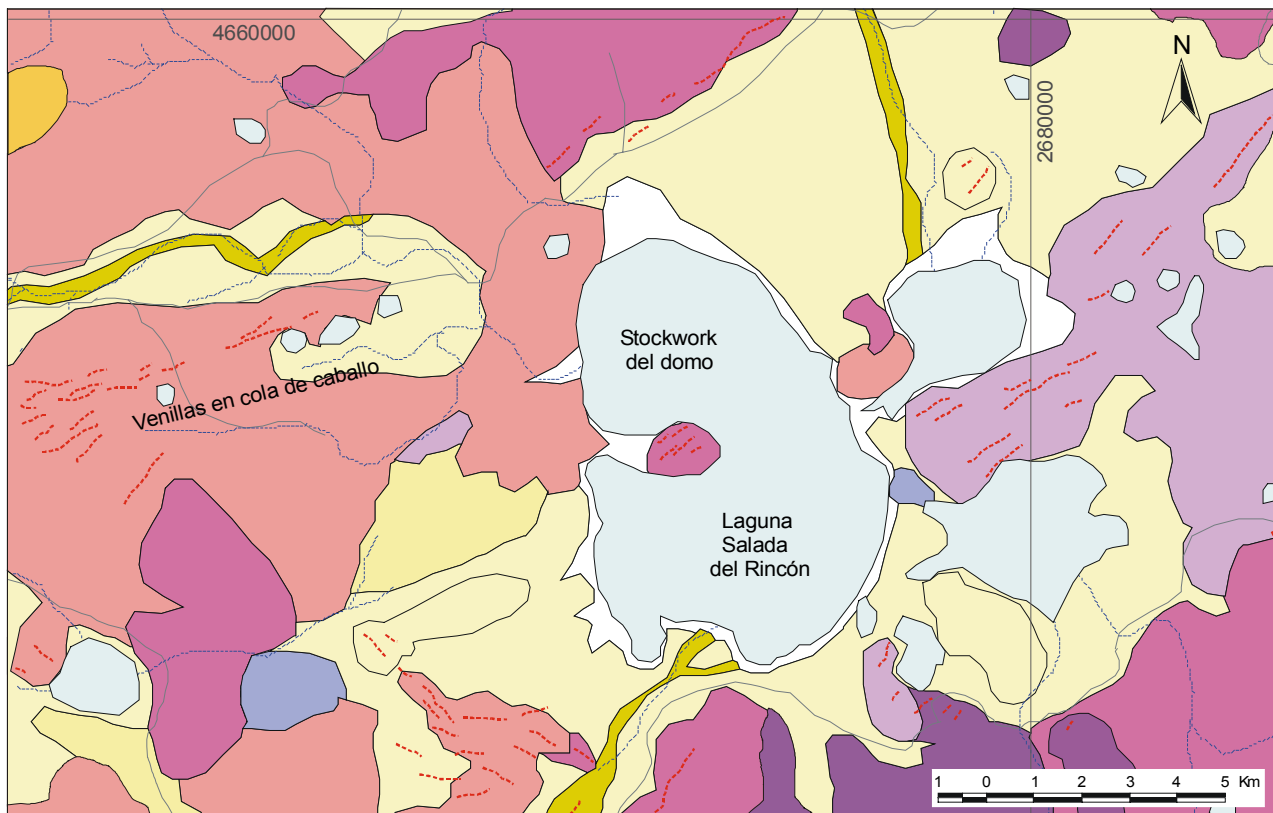


Figura 4-3: Mapa del sector Henriette, donde se muestran las principales venillas de cuarzo. Las referencias geológicas son las mismas que las del Mapa Geológico-Metalogénico.

Buena Esperanza:

El área se encuentra al oeste del sector estudiado, a unos 8 km. al sudeste del área Bajo Leonardo y en campos de la Estancia Buena Esperanza (Figura 4-5). Se trata de 18 vetas de corrida y potencia variables y sectores con venillas de cuarzo. Todas estas estructuras tienen un rumbo predominante N-S a NNO (azimut N340° a N10°), con algunas estructuras NO (N300° a N310°) y NE (N20° a N30°) y se encuentran afectando a rocas ignimbriticas, lávicas y diques del Grupo Bahía Laura y a sedimentitas pérmicas de la Formación La Golondrina en un área de aproximadamente 25 km². La Tabla 4-6, resume las características más salientes de estas vetas.

Veta	Largo (m)	Espesor (m)	Azimut
Del camino	1400	0,60	N70°-N90°
Corta	550	0,90	N275°
Larga	1200	0,30	N25°
Cruzada	750	0,45	N300°-N320°
Larga en Y	700 y 300	0,35	N10°-N25°
Laguna Salada	600	1,30	N330°

Tabla 4-5: Resumen de las principales características de las vetas de Bajo Leonardo.

Las 9 vetas del Dique, debido a los altos tenores en metales, son consideradas las de mayor importancia del área Buena Esperanza y por ello han sido mapeadas y estudiadas con mayor detalle (Mapa Vetas del Dique). Esta zona está actualmente bajo propiedad de Fomicruz S.E., en función del pedido de cateo surgido de este trabajo de investigación.

Este conjunto de vetas se caracteriza por tener un rumbo NNO, anchos desde 20 cm hasta 1,5 metros y corridas individuales de hasta 1 Km., que sumando todos los tramos completan una estructura de 2 Km. de largo (Estructura Mayor), conformada por las vetas del Dique 2 y 9.

Se trata de vetas de cuarzo rastreras, que generalmente afloran como rodados alineados de veta (floats) y se encuentran ramificadas. En el sector central de esta gran estructura es donde se presentan los mayores espesores.

Veta	Largo (m)	Espesor (m)	Azimut
Del sur	210	0,35	N40°
De la laguna	430	0,35	N0°
Paralela este	700	0,53	N355°
Paralela oeste	600	0,30	N0° a N10°
Noroeste	380	0,40	N308°
Del camino A	120	0,30	N30°
Del camino B	200	0,35	N33°
Occidental A	670	0,40	N5°
Occidental B	540	0,65	N350° a N0°
del Dique 1	319	0,40	N340°
del Dique 2	976	0,40	N335°
del Dique 3	460	0,30	N325°
del Dique 4	120	0,40	N355°
del Dique 5	230	0,30	N5°
del Dique 6	157	0,40	N335°
del Dique 7	130	0,30	N330°
del Dique 8	90	0,40	N335°
del Dique 9	560	0,40	N340°

Tabla 4-6: Resumen de las principales características de las vetas en el área Buena Esperanza.

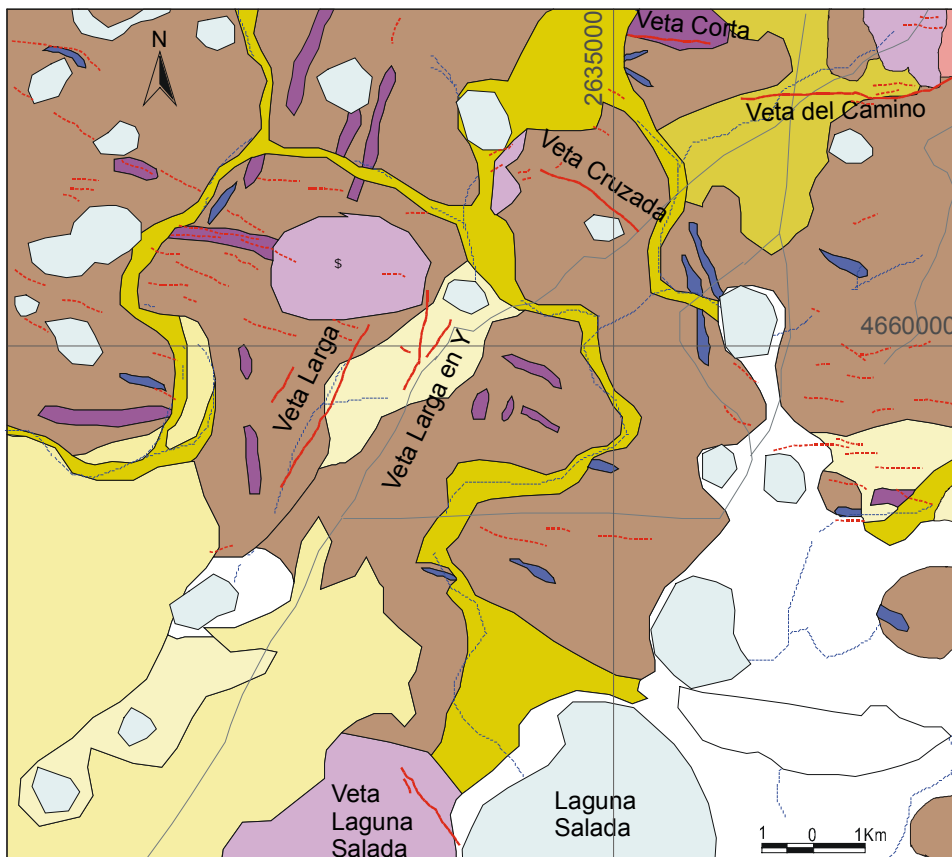


Figura 4-4: Mapa del sector Bajo Leonardo donde se muestran las vetas y venillas de cuarzo. Las referencias geológicas son las mismas que las del Mapa Geológico-Metalogénico.

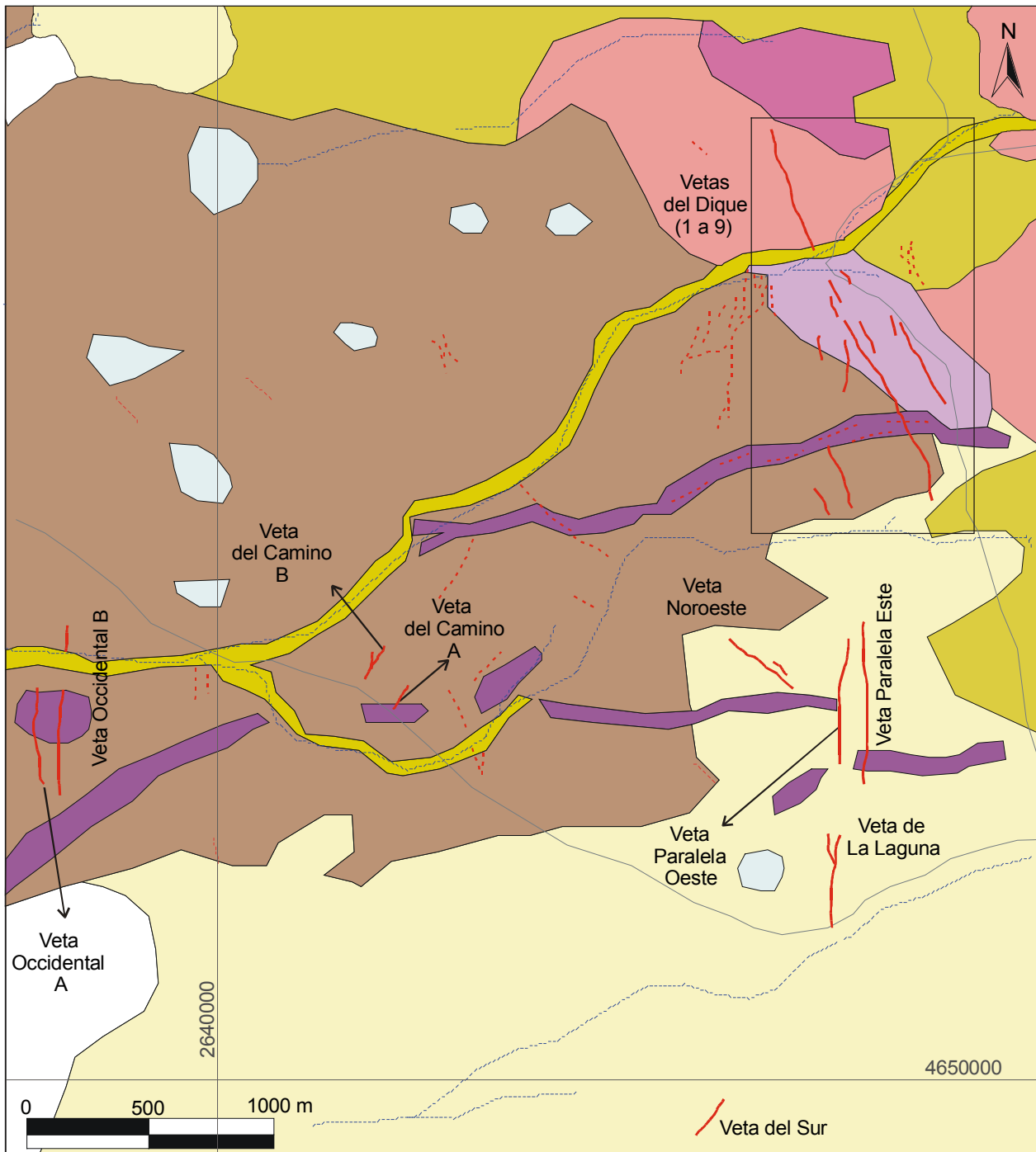


Figura 4-5: Mapa del área Buena Esperanza, con ubicación de las vetas de cuarzo. Referencias geológicas en el [Mapa Geológico-Metalogénico](#). Rectángulo negro = [Mapa de las vetas del Dique](#)

Chispas:

El área denominada Chispas pertenece a la compañía minera Polimet S.A. (actualmente Minera Buenaventura). Es un sector de unos 36 km² que ocupa los campos de las estancias No te Admires y La Matilde ([Figura 4-6](#)). En el área se ha determinado la presencia de una veta de grandes dimensiones, denominada Veta Sur, veta “arrosariada” de rumbo principal NNE y presenta dos ramificaciones principales, separadas por 200 a 700 metros, que se presentan en ambos extremos de un mismo cerro

alargado y un cerro de dirección NE, de 1200 por 600 metros de ancho, con desarrollo de un stockwork de venillas de cuarzo (Foto 4-5).

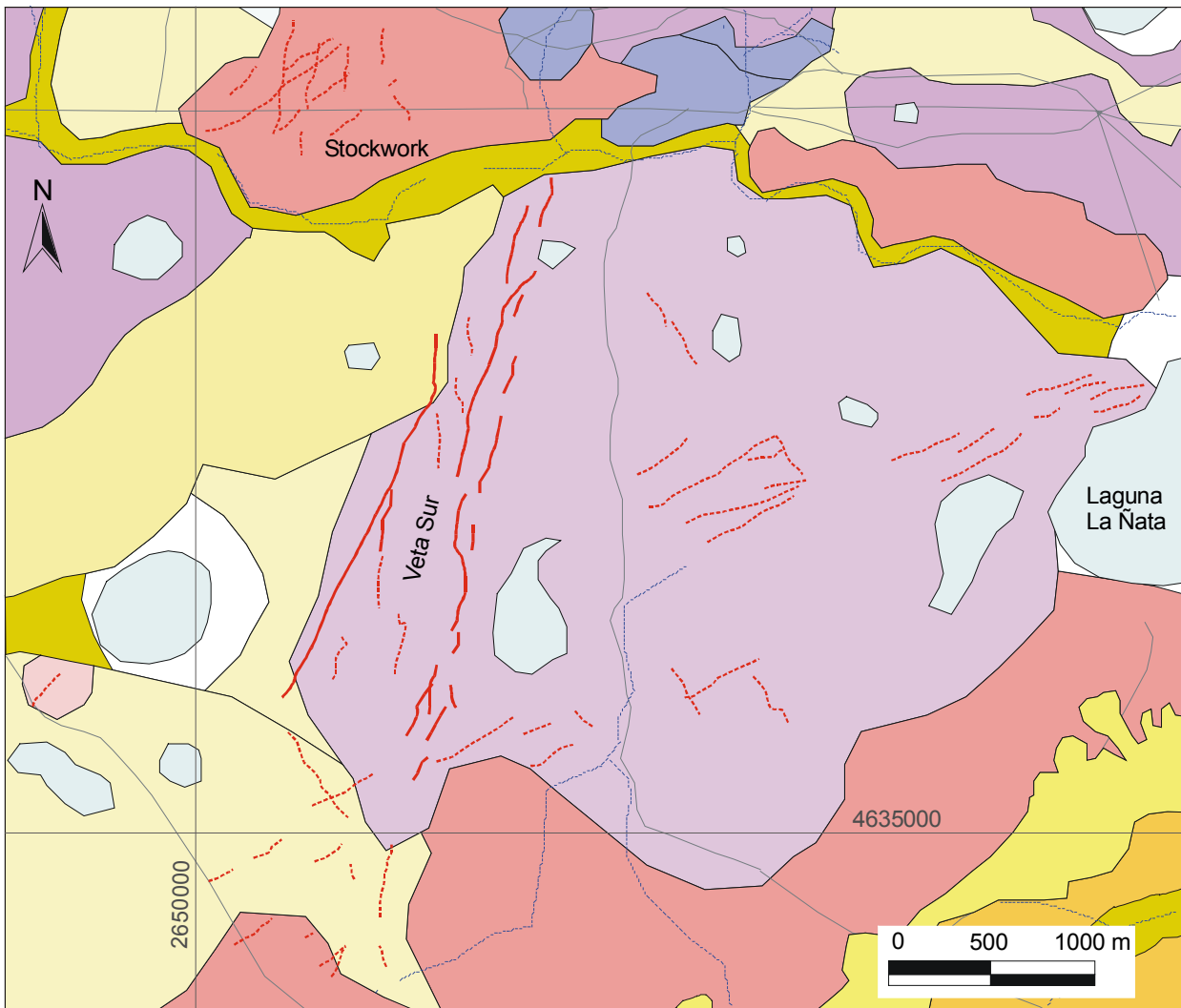
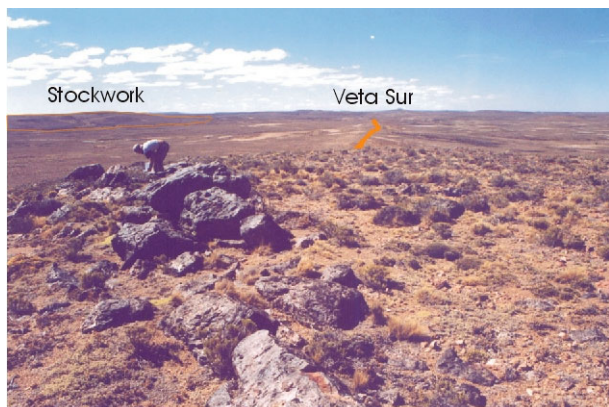


Figura 4-6: Mapa del área Chispas, con detalle de las estructuras mineralizadas presentes en el sector. Las referencias geológicas son las mismas que las del [Mapa Geológico-Metalógico](#).

La rama oriental tiene una longitud aproximada de 3,5 Km., se extiende en forma discontinua a través de múltiples ramificaciones de vetas y venillas de azimuth variable entre $N0^\circ$ y $N40^\circ$ y alcanza hasta 1,40 metros de ancho. La rama occidental tiene una longitud de 2 Km., no tiene prácticamente ramificaciones y tiene una potencia media cercana a los 40 cm. Tiene un azimuth casi constante de $N25^\circ$, que en su tramo norte se acerca a $N0^\circ$.

El stockwork se encuentra 1 Km. al noroeste del extremo norte de la veta Sur, tiene una extensión aproximada de 600 metros en dirección NE por 300 metros de ancho y presenta un conjunto de venillas de cuarzo entrecruzadas de buena densidad, con rumbos predominantemente NE ($N75^\circ$), NO (310°) y ENE ($N80^\circ$). Además en el área hay otros sectores con venillas de cuarzo y silicificaciones en forma de crestones, de direcciones predominantes ENE ($N50^\circ$ a $N80^\circ$) y en menor proporción NNE ($N15^\circ$) y NO ($N310^\circ$ a $N330^\circ$). En este sector se observa claramente que los rumbos preferenciales de las vetas y

venillas de cuarzo son el NNE (N0° a N40°) y NE (N50° a N80°), con una menor participación del rumbo NO (N310° a N330°).



Todas estas mineralizaciones afectan a rocas piroclásticas del Grupo Bahía Laura (básicamente ignimbritas, aunque también a tobas y tufitas).

Foto 4-5: Vista desde la Veta Sur hacia el NNE. A la izquierda se puede observar el cerro donde se desarrolla el stockwork.

Mineralogía y geoquímica mineral:

Metodología e introducción:

La mineralogía de las vetas y venillas del área oriental del Macizo del Deseado ha sido estudiada mediante estudios microscópicos de secciones pulidas, secciones delgadas, difracción de rayos X y, para las áreas de mayor interés (Cerro Moro y Vetetas del Dique), con microsonda electrónica.

Las vetas y venillas estudiadas están compuestas mayoritariamente por minerales del grupo de la sílice (cuarzo con diferentes tamaños de grano y escasa calcedonia) y en menor medida pseudomorfos de calcita, adularia, hematita, magnetita y rara vez pseudomorfos de baritina y fluorita, acompañando a las gangas cuarzosas.

Las vetas se caracterizan por presentar texturas de cuarzo multiepisódicas, en donde varios pulsos hidrotermales afectan al mismo sistema de fractura. Las texturas de cuarzo halladas en los diferentes sectores mineralizados se han clasificado siguiendo los lineamientos de **Dong et al. (1995)**. Estas son:

- De relleno (maciza, crustiforme, en cocarda, coliforme, en peine y cristales zonados), producidas por el relleno de espacios abiertos.
- De recristalización (en mosaico, plumosa y flameante), formadas por la transformación de sílice amorfa, fibras de calcedonia y cuarzo muy fino, respectivamente.
- De reemplazo (en enrejado, pseudoacicular y sacaroide) originadas por la sustitución parcial o total (pseudomorfismo) de algunos minerales por otros del grupo de la sílice.

A su vez, el brechamiento de las vetas es común, tanto brechas (posiblemente tectónicas o volcánicas) con hidrotermalismo superpuesto como verdaderas brechas hidrotermales que sugieren una reactivación de la actividad geotermal en las vetas ya formadas. Además, el brechamiento tectónico de las vetas de cuarzo indica que las fracturas han sufrido pequeños movimientos durante y después del emplazamiento del fluido mineralizante.

La adularia es escasa en las vetas de cuarzo del sector estudiado, coincidiendo con lo señalado por **Schalamuk et al. (1997)**, para el Macizo del Deseado. Sin embargo, cristales de adularia han sido reconocidos en los cortes delgados (típicos rombos y terminaciones en cuña) y en muestras de mano (formando bandas de color blanco con cristales tabulares a pseudoaciculares alterados a caolín o en forma de grandes cristales argilizados de color rosado a naranja).

Rutina A																	
Nº	veta - área	Se	Fe	Co	Ni	Au	Cu	Zn	As	S	Ag	Sb	Te	Bi	Total	Mineral	Observaciones
P116	Dora-Moro	0.00	0.08	0.00	0.00	59.87	0.01	0.00	0.00	0.12	39.99	0.00	0.00	0.03	100.09	electrum	60.05% Au
P117	Dora-Moro	0.00	0.09	0.00	0.00	59.58	0.04	0.00	0.00	0.06	42.24	0.00	0.03	0.10	102.14	electrum	58.65% Au
P98	Escondida-Moro	0.00	0.32	0.00	0.00	102.78	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.09	103.30	oro nativo (centro)	Mal cierre (trazas de Fe)
P99	Escondida-Moro	0.00	0.22	0.00	0.00	104.23	0.00	0.00	0.00	0.10	0.16	0.02	0.02	0.00	104.75	oro nativo (borde)	Mal cierre (trazas Fe, Ag)
P100	Escondida-Moro	0.01	0.33	0.00	0.00	100.67	0.04	0.00	0.01	0.07	0.25	0.03	0.00	0.25	101.66	oro nativo	trazas de Fe, Bi y Ag
P111	Escondida-Moro	0.00	0.18	0.00	0.00	89.66	0.01	0.00	0.00	0.16	7.68	0.00	0.05	0.13	97.87	oro nativo	92,15% Au
P114	Escondida-Moro	0.00	0.48	0.00	0.00	97.59	0.03	0.00	0.00	0.17	2.25	0.00	0.00	0.00	100.52	oro nativo	97,76% Au
P157	Escondida-Moro	0.00	0.00	0.00	0.00	98.77	0.04	0.00	0.03	0.15	0.71	0.03	0.00	0.22	99.96	oro nativo	trazas de Ag y Bi y S
P101	Escondida-Moro	0.01	0.44	0.03	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	14.32	80.69	0.00	0.02	0.00	95.65	argentita	Mal cierre
P102	Escondida-Moro	0.00	0.40	0.01	0.01	0.07	0.04	0.02	0.01	14.19	81.70	0.00	0.08	0.00	96.54	argentita	Mal cierre
P133	Esperanza-Moro	0.00	0.19	0.00	0.00	57.08	0.02	0.00	0.08	0.04	43.54	0.01	0.05	0.05	101.04	electrum	56,91% Au (trazas de Fe)
P134	Esperanza-Moro	0.00	0.31	0.02	0.03	58.93	0.00	0.00	0.00	0.03	41.77	0.00	0.06	0.00	101.15	electrum	58,71% Au (trazas de Fe)
P124	Esperanza-Moro	0.53	0.08	0.00	0.02	0.00	1.32	1.01	0.10	13.18	81.29	0.00	0.08	0.04	97.65	argentita	trazas de Cu, Zn, Se y As
P130	Esperanza-Moro	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	5.65	0.05	0.00	15.92	73.79	0.00	0.05	0.05	95.59	argentita	trazas de Cu
P136	Esperanza-Moro	0.02	0.00	0.00	0.01	0.11	0.32	0.50	0.00	12.94	81.33	0.00	0.04	0.06	95.32	argentita	Mal cierre (trazas de Zn, Cu y Au)
P123	Esperanza-Moro	0.05	0.05	0.01	0.00	0.00	36.41	1.07	0.00	23.03	41.93	0.00	0.00	0.00	102.55	calcosina-argentita	producto de enriquec. supergénico
P128	Esperanza-Moro	0.00	2.66	0.00	0.00	0.06	45.10	0.05	0.00	26.50	24.67	0.01	0.00	0.00	99.05	calcosina-argentita	producto de enriquec. supergénico
P129	Esperanza-Moro	0.02	0.14	0.01	0.00	0.00	50.01	0.00	0.00	28.82	21.50	0.00	0.05	0.00	100.56	covelina-argentita	producto de enriquec. supergénico
P138	Esperanza-Moro	0.01	0.13	0.00	0.01	0.00	56.33	1.13	0.00	30.36	12.74	0.00	0.03	0.00	100.74	covelina-argentita	producto de enriquec. supergénico
P122	Esperanza-Moro	0.00	47.30	0.00	0.00	0.00	0.06	0.35	0.00	53.64	0.00	0.00	0.00	0.00	101.35	pirita	trazas de Zn
P125	Esperanza-Moro	0.00	47.37	0.00	0.00	0.03	0.01	0.16	0.00	53.99	0.05	0.00	0.00	0.00	101.60	pirita	trazas de Zn
P126	Esperanza-Moro	0.05	29.53	0.00	0.00	0.00	34.44	0.02	0.05	34.73	0.18	0.01	0.01	0.00	99.03	calcopirita	trazas de Ag
P131	Esperanza-Moro	0.01	28.72	0.00	0.00	0.00	33.81	0.00	0.02	34.82	0.20	0.00	0.00	0.01	97.59	calcopirita	Mal cierre (trazas de Ag)
P121	Esperanza-Moro	0.00	0.72	0.01	0.00	0.00	0.16	64.53	0.07	33.13	0.03	0.00	0.04	0.05	98.74	esfalerita	trazas de Fe y Cu
P132	Esperanza-Moro	0.01	0.88	0.01	0.00	0.00	0.28	64.50	0.00	33.16	0.12	0.01	0.00	0.00	98.96	esfalerita	trazas de Fe, Cu y Ag
P135	Esperanza-Moro	0.00	0.71	0.01	0.00	0.00	0.37	64.73	0.00	33.51	0.15	0.00	0.00	0.00	99.48	esfalerita	trazas de Fe, Cu y Ag
P115	Lourdes-Moro	0.00	47.50	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	53.33	0.03	0.01	0.00	0.04	100.96	pirita	sin trazas
P106	Nini-Moro	0.02	45.82	0.00	0.00	0.00	0.019	0.02	3.06	51.30	0.04	0.18	0.00	0.01	100.48	pirita	trazas de Sb
P119	Del dique 2-B. Esp.	0.00	46.49	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	1.14	52.24	0.04	0.00	0.00	0.00	99.99	pirita	trazas de As

Rutina B																	
Nº	veta	Se	Fe	Co	Ni	Au	Cu	Zn	Pb	S	Ag	Sb	Te	Bi	Total	Mineral	Observaciones
P144	Escondida-Moro	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	84.69	13.36	0.08	0.00	0.00	0.00	98.22	galena	sin trazas
P139	Esperanza-Moro	0.00	0.33	0.00	0.00	0.11	0.02	0.03	85.20	13.48	0.10	0.01	0.00	0.00	99.28	galena	trazas de Fe, Au y Ag
P140	Esperanza-Moro	0.00	1.18	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	84.32	13.55	0.10	0.00	0.05	0.00	99.24	galena	trazas de Fe y Ag
P141	Esperanza-Moro	0.02	1.36	0.01	0.00	0.10	0.00	0.01	83.10	13.67	0.08	0.00	0.09	0.00	98.44	galena	trazas de Fe
P142	Del dique 2-B. Esp.	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	83.28	13.13	0.02	0.08	0.04	0.00	96.61	galena	Mal cierre
P146	Del dique 2-B. Esp.	0.03	0.47	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	82.99	13.65	0.00	0.07	0.07	0.00	97.29	galena	trazas de Fe

Tabla 4-7: Resultados del estudio con microsonda de las vetas del sector estudiado.

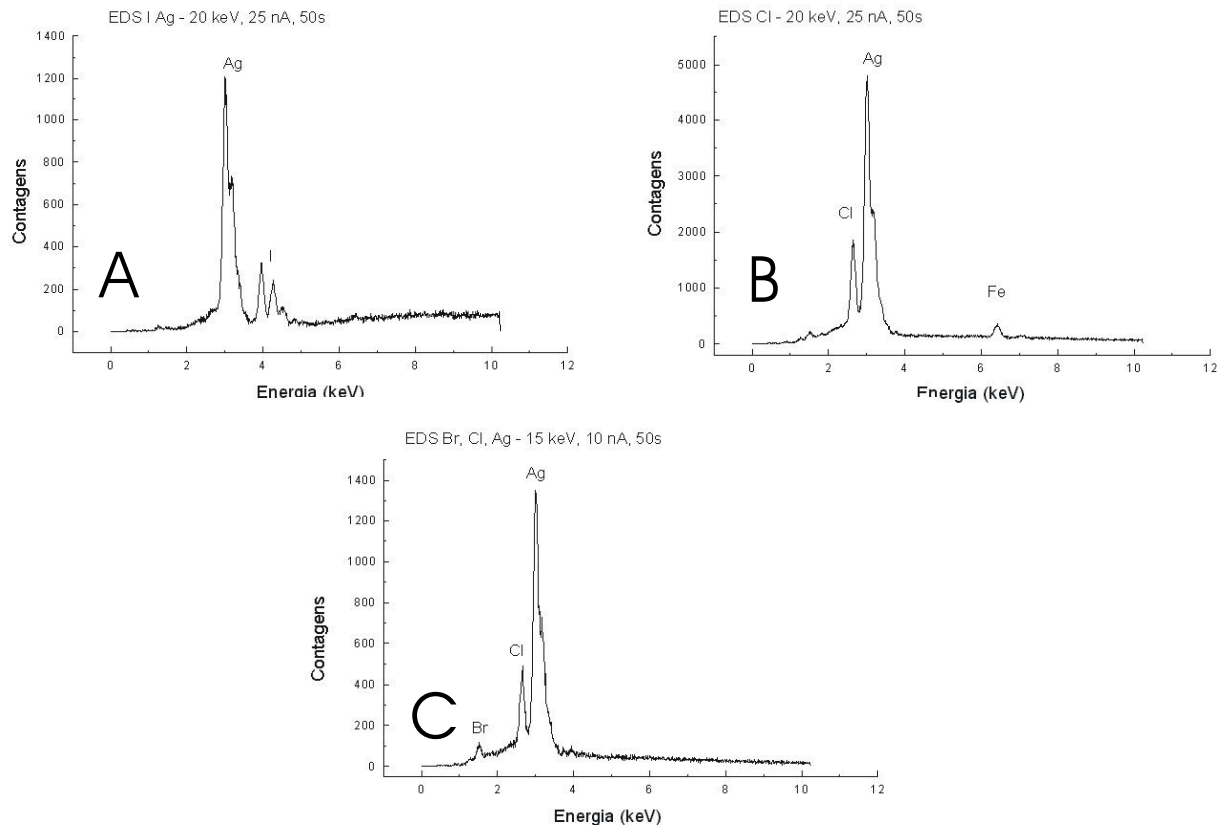


Figura 4-7: Diagramas EDS de halogenuros de Ag. **A:** AgI (iodargirita), veta Escondida (Cerro Moro); **B:** AgCl (clorargirita), veta del Dique 2 (Buena Esperanza) y **C:** Ag(Cl,Br), solución sólida de clorargirita con bromoargirita determinada en veta Escondida (Cerro Moro).

Los minerales metalíferos de las vetas del este del Macizo del Deseado, determinados mediante estudios calcográficos y con microsonda electrónica (Tabla 4-7), son escasos, siendo en general su abundancia menor al 1% del volumen total de las vetas. Se han determinado: oro nativo, electrum (con variables contenidos en Au y Ag), argentita, pirita y en menor proporción galena, esfalerita y calcopirita y calcosina, covelina, limonitas (goethita y boxwork de pirita y marcasita) y algunos oxidados de cobre como productos de la oxidación de los minerales metalíferos. Además se han determinado halogenuros de Ag (Guido, 2002) en las vetas Escondida (Cerro Moro) y del Dique 2 (Buena Esperanza). Estos minerales han sido identificados mediante el espectrómetro EDS (energy dispersive spectrometer) de la microsonda electrónica, debido a que no habían sido observados previamente por su pequeño tamaño (menos de 10 μm) y su transparencia. No se han podido obtener datos cuantitativos porque los elementos Cl, Br y I se volatilizan, sin embargo mediante los diagramas EDS (Figura 4-7) y la posterior observación de estos minerales bajo la lupa binocular, se han determinado granos de iodargirita, clorargirita y de una solución sólida de clorargirita con bromoargirita. Estos minerales secundarios de las menas argentíferas en condiciones de aridez, corresponden a los primeros hallazgos de esta mineralogía en las vetas epitermales del Macizo del Deseado.

Cerro Moro:

Ganga: Los minerales de ganga del área Cerro Moro son cuarzo, adularia y fluorita.

El cuarzo de las vetas del área Moro presentan texturas de relleno (cuarzo macizo, bandeado crustiforme, coliforme, en cocarda y en peine, esporádicamente con cristales zonados y cuarzo amatista), de recristalización (plumosa, flameante y en mosaico) y de reemplazo (sacaroide y en enrejado, fundamentalmente por pseudomorfismo de cuarzo en calcita, pero también por baritina) y brechamiento hidrotermal.



Foto 4-6: Veta Moro (Cerro Moro). Textura crustiforme con banda central de textura en peine.

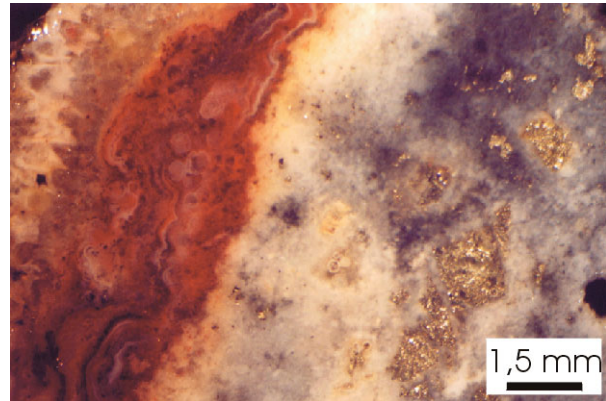


Foto 4-7: Veta Esperanza (Cerro Moro). Bandeados crustiformes con texturas macizas con pirita, coliforme y en peine (cristales zonados).

En general las texturas de reemplazo se encuentran hacia las paredes de las vetas. Las Fotos 4-6, 4-7, 4-8 y 4-9 y la Tabla 4-4 detallan las características texturales y mineralógicas de cada una de las vetas reconocidas en el área Cerro Moro.



Foto 4-8: Veta Moro (Cerro Moro). Textura en enrejado por pseudomorfismo de cuarzo según calcita.



Foto 4-9: Veta Romina (Cerro Moro). Textura brechosa, con clastos de veta de cuarzo en matriz silícea ferruginosa.

En veta Escondida, por ser la estructura de mayores tenores en metales preciosos, se ha realizado un estudio de mayor detalle de los pulsos que la conforman. Se han determinado un total de 4 pulsos. El primero está formado por una brecha hidrotermal con clastos subredondeados de roca de caja

(ignimbritas y lavas) silicificados y argilizados en una matriz de cuarzo fino de textura maciza. El segundo pulso está formado por venillas delgadas (hasta 3 mm) de cuarzo gris a translúcido con abundantes minerales metalíferos diseminados (escasos sulfuros frescos, limonitas, oxidados de cobre y oro visible en muestra de mano). El tercer pulso, corta al primer pulso brechoso y en sectores forma una textura bandeada con las venillas grises, formando el relleno de la parte central. Este tercer evento está constituido por venas de cuarzo sacaroide muy poroso oxidado, con abundantes limonitas y arcillas (illita determinada por difracción de rayos X), muchas de las cuales están ausentes por lixiviación y donde se han encontrado minerales metalíferos similares a los de las venillas de cuarzo gris del segundo pulso (limonitas, oxidados de cobre y granos de oro visible en muestra de mano). Este tercer pulso puede, en cierta medida, asociarse al segundo debido a que poseen igual mineralogía y conforman, en ciertos sectores, una textura bandeada. La diferencia está en que el cuarzo, al ser más poroso, facilitó la oxidación de los sulfuros y por lo tanto la concentración de limonitas y metales por enriquecimiento secundario (principalmente en forma de argentita). El cuarto pulso corta a los anteriores en forma de venas de cuarzo cristalino de textura en peine, con cristales hexagonales bien desarrollados y parcialmente zonados. En estas venas hay abundante cuarzo amatista y se lo considera estéril.

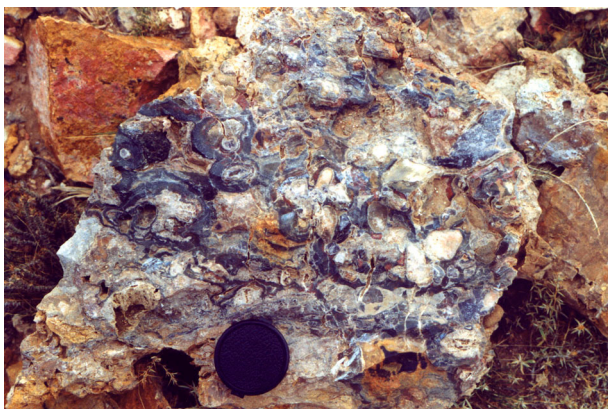


Foto 4-10: Loma Mosquito (Cerro Moro). Textura en cocarda.

Foto 4-11: Loma Mosquito (Cerro Moro). Bandeado coloforme de cuarzo gris, posteriormente brechado.



En Loma Stockwork se han reconocido venillas de cuarzo con texturas maciza, en peine, en cocarda y en enrejado (por pseudomorfismo de cuarzo en calcita). En el sector Loma Mosquito el cuarzo es de color gris y se encuentra en forma maciza o formando un bandeado coloforme con finas bandas alternantes de color gris claro y gris oscuro. Este cuarzo cementa brechas hidrotermales y estructuras vetiformes con texturas en cocardas en los clastos de rocas piroclásticas que componen la lomada (Fotos 4-10 - 4-11).

Los cristales de adularia identificados en el área Cerro Moro corresponden a las vetas Michelle, Escondida, Esperanza, Nini y Lourdes. Estos se han reconocido en los cortes delgados como pequeños cristales euhedrales de formas rómbicas de hasta 200 μm de largo y, en el caso especial de la veta Michelle y Nini, se han determinado cristales rómbicos, pseudo-aciculares y tabulares de hasta 2 mm de largo, generalmente asociados a illita y caolinita y ubicados en delgadas bandas de color blanquecino (Foto 4-12 - 4-13).

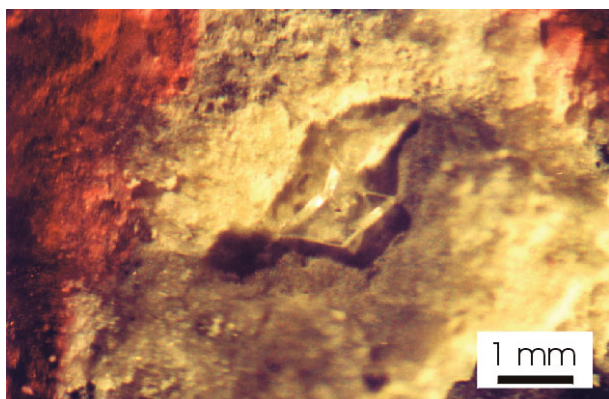


Foto 4-12: Veta Michelle (Cerro Moro). Cristales maclados de adularia. Foto con lupa binocular.



Foto 4-13: Veta Michelle (Cerro Moro). Cristal rómbico de adularia. Foto con lupa binocular.

Por último, cabe destacar que en el sector sur del área Cerro Moro, se ha hallado una pequeña venilla de fluorita de hasta 20 cm de potencia y de colores verde violáceos.

Minerales metalíferos: Las vetas del área Cerro Moro son las más ricas en variedades de minerales metalíferos (primarios y de enriquecimiento supergénico). Estas presentan: oro nativo, electrum, argentita, pirita, calcopirita (frecuentemente reemplazada por calcosina, covelina y oxidados de cobre), esfalerita, galena, halogenuros de Ag, limonitas (goethita y formando boxwork de pirita y de marcasita). La Tabla 4-4 detalla los minerales metalíferos hallados en cada veta.

El oro (nativo y electrum) está presente en casi todas las vetas en granos anhedrales, muy pequeños, de decenas de micrones (generalmente entre 5 y 50 μm), que alcanzan en la veta Escondida (donde hay abundante oro visible y de granulometría gruesa) tamaños de hasta 800 μm (Foto 4-14). Estos granos tienen formas irregulares, alargadas, redondeadas y, a simple vista, se los reconoce en escamas o en hábito dendrítico (Foto 4-15). Algunos granos de oro se encuentran incluidos en el cuarzo y no están zonados, pero otros se localizan en espacios abiertos, rellenando cavidades y fisuras y generalmente muestran zonación, lo cual permite suponer un carácter póstum o removilizado para ellos.

Se han analizado con microsonda electrónica algunos granos de oro (Tabla 4-7), determinando oro nativo en la veta Escondida. Este presenta contenidos mínimos de 92,15% Au, con contenidos de Ag de hasta 7,68% y trazas de Fe, Bi, S y algo de Te. Por otro lado, en las vetas Dora y Esperanza se han determinado granos de electrum, con contenidos de Au entre 60,05% y 58,65% para veta Dora y entre 56,91% y 58,71% para veta Esperanza. Estos granos de electrum presentan los mismos elementos trazas que el oro nativo, Fe, S, Bi, Te, con el agregado de As. En algunos granos se ha observado zonación, siendo los bordes más claros debido a una posible pérdida de Ag por procesos de enriquecimiento secundario.

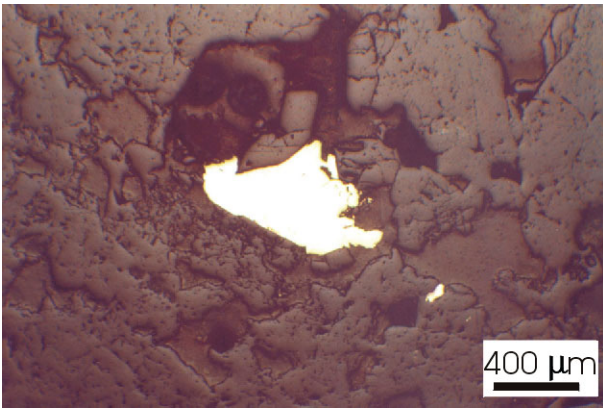


Foto 4-14: Microfotografía. Veta Escondida (Cerro Moro). Grano de oro de gran tamaño en oquedades de cuarzo.

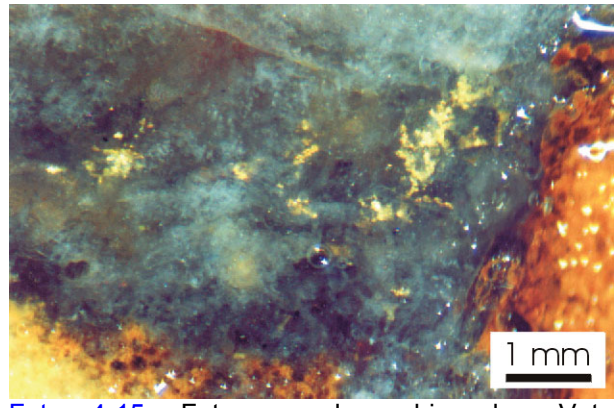


Foto 4-15: Foto con lupa binocular. Veta Escondida (Cerro Moro). Dendrita de oro en venilla de cuarzo gris.

Argentita se presenta en las vetas Escondida, Esperanza y Nini, estructuras con elevados contenidos en metales preciosos. Este mineral se presenta en individuos de hasta 2.000 μm de tamaño, frecuentemente reemplazando a sulfuros de metales base (en los bordes de granos de esfalerita, galena, calcopirita), rellenando oquedades (Foto 4-16) o asociado a óxidos de hierro, evidenciando un carácter supergénico. Los cristales de argentita estudiados con microsonda electrónica han tenido cierres variables (Tabla 4-7). En veta Escondida se han determinado argentitas con trazas de Fe y con muy bajos contenidos en Au y Te y en veta Esperanza se han determinado elevados tenores de metales base (especialmente de Cu) y trazas de Fe, As, Se y en menor medida Au, Te y Bi. Los malos cierres y contenidos anómalos en metales base, se deben a que como son minerales secundarios, se encuentran intercrecidos con otros minerales secundarios de Cu (posiblemente calcosina, covelina) y con los relictos de los sulfuros primarios originales.

La pirita es el mineral metalífero más abundante; frecuentemente está limonitizada y se presenta en forma de individuos euhedrales cúbicos de variado tamaño (desde decenas de micrones hasta pocos milímetros) y en agregados policristalinos alargados de hasta 250 μm de largo. Mediante la microsonda electrónica se han determinado hasta un 3,06% de As, junto con trazas de Sb, en piritas de la veta Nini y trazas de Zn y en menor medida Cu y Au en piritas de la veta Esperanza (Tabla 4-7).

La calcopirita está subordinada; se presentan en granos frescos de pequeño tamaño (hasta 200 μm) en algunas de las vetas del área. Frecuentemente la calcopirita está reemplazada por minerales de enriquecimiento secundario, como calcosina, covelina y argentita (Foto 4-17) y en muestra de mano es posible ver oxidados de cobre. Mediante su estudio con microsonda electrónica (Tabla 4-7) se han determinado en la calcopirita contenidos traza de Ag y en menor medida de As y Se.

La esfalerita es de tipo traslúcida; se presenta en individuos de entre 50 y 300 μm y en ocasiones muestra desmezclas de calcopirita y/o pirrotina de menos de 10 μm dispuestas alineadamente a las direcciones cristalográficas y a los bordes de los granos. En estos minerales, mediante los estudios con microsonda electrónica, se han determinado bajas cantidades de Fe (hasta 0,88%), trazas de Cu (posiblemente debido a las desmezclas de calcopirita) y de Ag. Estas esfaleritas pobres en Fe reflejan condiciones de alta salinidad relativa de los depósitos epitermales (Hedenquist et al., 2000).

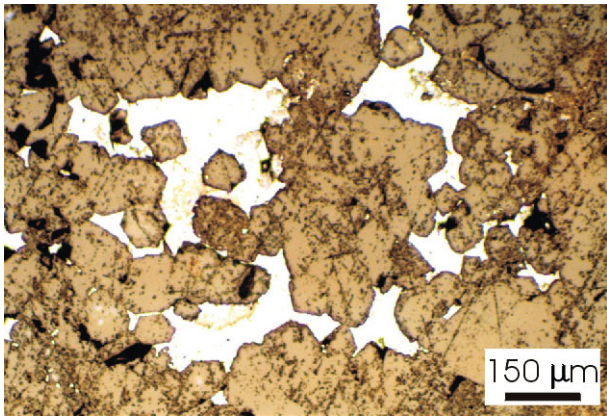


Foto 4-16: Microfotografía de argentita en oquedades, veta Escondida. Cerro Moro.

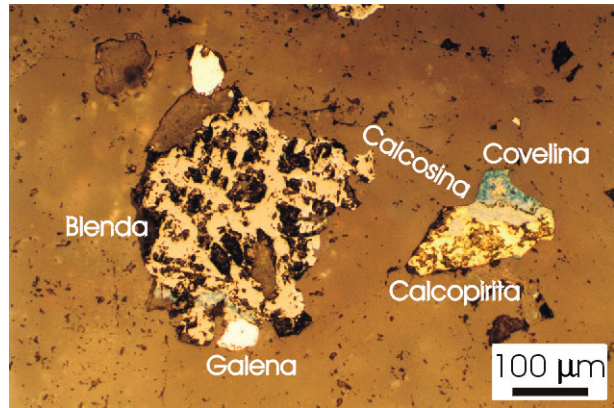


Foto 4-17: Microfotografía de los sulfuros. Veta Esperanza, Cerro Moro.

La galena es muy escasa y en granos pequeños y redondeados de hasta 170 μ m. Estudios de microsonda revelaron la presencia de trazas de Fe, Au, Ag y Te en las galenas de la veta Esperanza.

En la veta Escondida se presentan halogenuros de Ag, minerales identificados con el espectrómetro EDS (energy dispersive spectrometer) de la microsonda y posteriormente observados bajo la lupa binocular. Se ha determinado la presencia de iodargirita (Figura 4-7 A), clorargirita y de una solución sólida de clorargirita con bromoargirita (Figura 4-7 C). Estos halogenuros corresponderían a minerales de la zona de intemperización de las menas argentíferas bajo condiciones climáticas áridas, como las que se dan actualmente en Patagonia.

Las limonitas son muy abundantes en todas las mineralizaciones del área Cerro Moro; se han encontrado buenos ejemplos de goethita, boxwork de pirita e incluso boxwork de fibras de marcasita.

En el sector Loma Stockwork se han reconocido como minerales metalíferos: pirita, calcopirita (alterada a oxidados de cobre y covelina), limonitas y escasos y pequeños granos de oro y esfalerita.

En el sector Loma Mosquito se han reconocido piritas limonitizadas y escasos y pequeños granos de calcopirita (alterados a oxidados de cobre) y oro.

Henriette:

Ganga: Las venillas del área Henriette son de cuarzo y de calcedonia. Presentan comúnmente texturas de relleno (maciza, en peine y menor bandeamiento crustiforme) y en forma minoritaria de reemplazo (cuarzo sacaroides y textura en enrejado por pseudomorfismo de cuarzo en calcita). Además, se ha encontrado en las venillas del domo de la laguna, una textura de reemplazo de un mineral fibroso radiado, de fibras delgadas totalmente reemplazadas por sílice, que posiblemente sea truscottita (silicato de calcio hidratado) por analogías con lo determinado por **Schalamuk et al. (1998)** en Manantial Espejo y previamente señalado por **Izawa y Yamashita (1995)** para Hishikari (yacimiento epitermal de baja sulfuración de Japón). Según estos autores la truscottita es un mineral que se forma por la adición de Ca, probablemente por reacción de los fluidos con la roca de caja. En ciertos sectores las venillas de cuarzo se unen y forman stockworks y brechas hidrotermales con cemento de sílice con textura maciza a en peine.

Minerales metalíferos: En las venillas de cuarzo del área Henriette este tipo de minerales son muy escasos y principalmente se trata de cubos de pirita de gran tamaño, individuos de decenas de μm y hasta 3 mm, que generalmente están limonitizados formando boxwork. La hematita también es frecuente, en forma de venillas de textura botroidal y se presentan además venillas de óxidos de Fe y Mn, escasos y pequeños granos de calcopirita y de oro (de hasta 15 μm).

Bajo Leonardo:

Ganga: Las vetas y venillas del área Bajo Leonardo son de cuarzo cristalino, con texturas de relleno (bandeado crustiforme, en peine, maciza y en cocarda), de recristalización (plumosa) y de reemplazo (textura en enrejado por reemplazo de cuarzo por calcita) en la veta de la Laguna Salada (Foto 4-18 - 4-19).



Foto 4-18: Venillas (15 cm de largo) de cuarzo macizo en areniscas fosilíferas de la Formación La Golondrina.

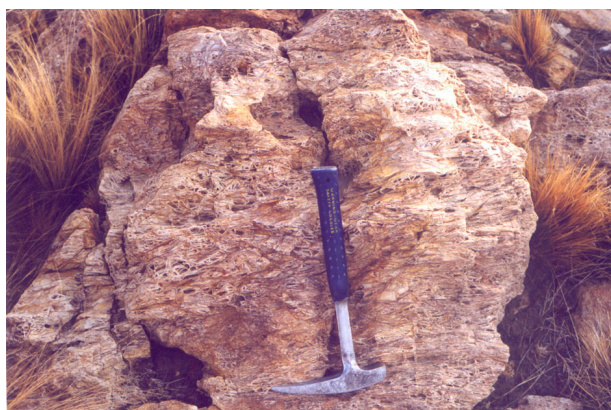


Foto 4-19: Detalle de textura en enrejado, textura dominante en la veta Laguna Salada del área Bajo Leonardo.

Minerales metalíferos: La mineralogía de las vetas y venillas de cuarzo de Bajo Leonardo es muy sencilla. Se compone de granos de pirita de hasta 500 μm , que están frecuentemente limonitizados, escasa calcopirita (menor a 30 μm), esfalerita (25 μm) y oro (granos menores a 20 μm).

Buena Esperanza:

Ganga: Las venillas y vetas del área Buena Esperanza, con excepción de las vetas del Dique, están compuestas por un único pulso de cuarzo con texturas maciza o en peine y con escasos minerales metalíferos. En cambio, las 9 vetas del Dique presentan dos pulsos de cuarzo bien definidos. El primer pulso corresponde a un bandeamiento crustiforme (Foto 4-20) con variadas texturas de cuarzo cristalino blanco, gris y tipo amatista. Se presentan bandas con textura de relleno: maciza, en peine, cristales zonados (Foto 4-21); de reemplazo: sacaroide muy poroso (Foto 4-22) y en enrejado, por pseudomorfismos de cuarzo en calcita y en menor proporción de baritina (Foto 4-23) y de recristalización (plumosa). El segundo pulso, aparentemente estéril, se presenta cortando a este bandeamiento, a veces en el centro del bandeamiento, conformado por venillas y venas de cuarzo de textura maciza y en peine, con

grandes cristales de hasta 3 cm de largo, frecuentemente zonados, con textura plumosa y en ocasiones con hematita botroidal en la parte central.



Foto 4-20: Veta del Dique 2. Textura bandeada con bandas coloriformes de cuarzo gris en los bordes y de textura en peine en el centro.



Foto 4-21: Veta del Dique 2. Textura en peine con cristales de cuarzo blanco y amatista (hasta 1 cm) zonados. En los bordes hay textura coloriforme de cuarzo gris.



Foto 4-22: Textura porosa con abundante cuarzo gris cortado por venillas de cuarzo blanco. Veta del Dique 2, Buena Esperanza.



Foto 4-23: Pseudomorfos de cuarzo en baritina. Veta del Dique 5, Buena Esperanza.

Minerales metalíferos: La paragénesis de estos minerales en las vetas de cuarzo han sido estudiadas en las Vetas del Dique y consiste en abundante pirita en cristales euhedrales de hasta 500 μm , que se agrupan en sectores y bandas y que generalmente están fuertemente limonitizados, calcopirita frecuentemente reemplazada por covelina en los bordes, argentita rellenando huecos entre los cristales de cuarzo y pequeños (hasta 15 μm) granos de galena.

Del estudio con microsonda electrónica de los minerales metalíferos de la veta del Dique 2 surge que la pirita tiene contenidos traza de As y la galena (con malos cierres) tiene trazas de Fe, Sb y Te (Tabla 4-7). En los granos de argentita se han obtenido muy malos cierres, posiblemente por el origen secundario de este mineral. Por otro lado, con el espectrómetro tipo EDS (energy dispersive spectrometer) de la microsonda electrónica se han determinado abundantes granos de clorargirita en la veta del Dique 2 (Figura 4-7-B).

Chispas:

Ganga: La veta Sur del área Chispas presenta 2 pulsos silíceos. El primero comprende una textura en enrejado y en menor medida sacaroide que domina la estructura casi en su totalidad. Esta se ha formado por relleno de la estructura NNE con calcita laminar, posteriormente reemplazada por sílice, formando un reemplazo pseudomórfico. El segundo pulso brecha hidrotermalmente al anterior, generando una brecha con variables proporciones de clastos y matriz, donde se pueden observar clastos de cuarzo en enrejado y de roca de caja silicificada y argilizada, en una matriz de cuarzo macizo, cristalino blanco a ferruginoso (Foto 4-24 - 4-25).

El stockwork presenta un conjunto de venillas de cuarzo con textura maciza, en peine, algunos bandeamientos crustiformes y textura plumosa de recristalización. Además, aparece en forma minoritaria brechamiento hidrotermal póstumo con escaso cemento de cuarzo con textura en peine y sílice ferruginosa y poca rotación de los clastos, formando brechas tipo rompecabezas (jig-zaw). Todo el cerro muestra una importante silicificación penetrativa.

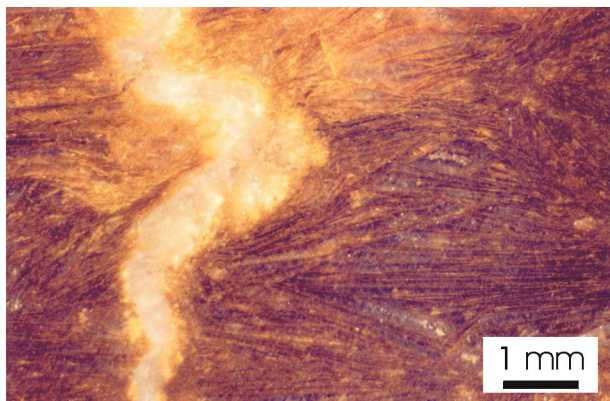


Foto 4-24: Fotografía con lupa de una venilla de cuarzo cortando al conjunto de textura en enrejado. Veta Sur.

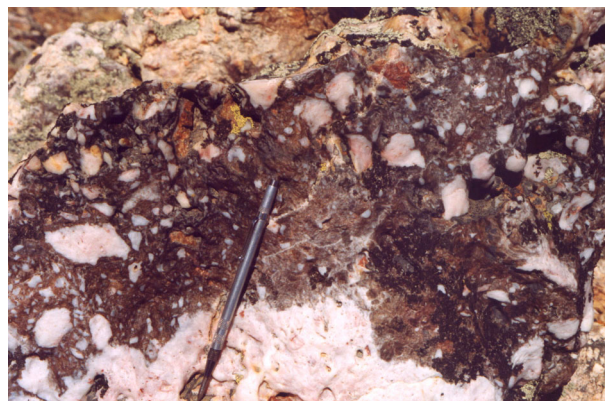


Foto 4-25: Brecha hidrotermal con clastos de veta en una matriz silícea ferruginosa. Veta Sur.

Minerales metalíferos: La estructura vetiforme (veta Sur) presenta muy escasos cristales de pirita que con frecuencia se encuentran limonitizados. En el área del stockwork de venillas de cuarzo la cantidad de minerales metalíferos es mayor. Se reconoció pirita, en individuos euhédricos de decenas a 500 μm y generalmente limonitizada, calcopirita (reemplazada por covelina y por óxidos de Cu) y escasos cristales pequeños (menos de 50 μm) de esfalerita y galena.

Alteración hidrotermal:

Las alteraciones hidrotermales de los cinco sectores más importantes no han sido estudiadas en detalle debido a que escapa al objetivo del trabajo. Sin embargo, es posible afirmar que se presentan típicas alteraciones hidrotermales de depósitos epitermales de baja sulfuración.

Las alteraciones halladas son: silicificación, argilización, piritización y cloritización de las rocas de caja. Estas se encuentran representadas principalmente a ambos lados de las venillas, venas o vetas de cuarzo. La alteración hidrotermal frecuentemente oblitera las texturas originales de las rocas de caja, haciéndose muy difícil su diferenciación en varias ocasiones. El ancho de estas zonas es muy variable;

pocos centímetros para las venillas de cuarzo y hasta cinco o más metros para las vetas de cuarzo que estén en el orden del metro de espesor. Además, estas zonas se disponen con un cierto ordenamiento, que no siempre se ha podido distinguir, pero que a grandes rasgos coincide con las zonaciones propuestas para estos depósitos (Figura 4-8).

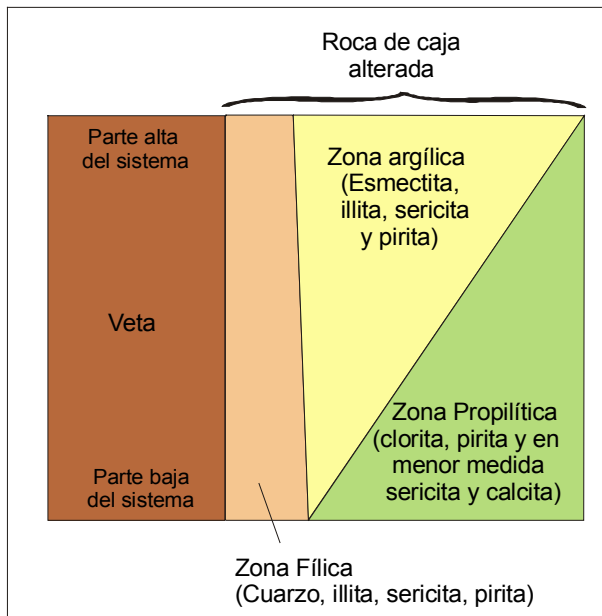


Figura 4-8: Esquema simplificado que reúne los minerales de alteración más frecuentes y su ubicación respecto de la estructura de cuarzo (modificado de **Cooke y Simmons, 2000**).

Desde la estructura de cuarzo hacia la roca de caja se presentan, en general, las siguientes zonas:

- Fílica, donde se ha encontrado una importante silicificación (penetrativa y en forma de finas venillas), argilización (illita, sericita) y piritización.
- Argílica, donde se presenta una importante argilización (illita, sericita, esmectita) y ocasional piritización. Más importante hacia la parte alta y cercana del sistema.
- Propilítica, representado principalmente por cloritización de la roca de caja y piritización y en menor medida sericita y calcita. Esta zona se hace más importante hacia la parte profunda y distal del sistema.

En el caso de las silicificaciones, la más abundante de las alteraciones hidrotermales, se presentan en la zona de contacto entre la veta y la roca de caja y en varias ocasiones se presenta en forma aislada, sin acompañamiento de estructuras mineralizadas, formando crestones alineados o mantos (de rocas más permeables) silicificados. La silicificación se manifiesta a través de abundantes venillas de cuarzo delgadas (milimétricas) y subparalelas que reemplazan la matriz o pasta de las rocas volcánicas, reemplazando a algunos fenocristales en forma de fino mosaico o rellenando oquedades. En algunas de estas silicificaciones, el reemplazo por sílice (silicificación penetrativa) es tan intenso que se obliteran totalmente las texturas originales de las rocas, quedando solo relíctos (fantasmas) de los cristales de cuarzo.

La argilización es importante en el contacto entre la veta y la roca de caja, pero se presenta también a cierta distancia. En esta alteración, las plagioclasas y las biotitas de la roca de caja se alteran a sericita, conservando la forma original de los cristales. También se presentan illita y montmorillonita (esmectita) en forma de venillas, reemplazando minerales (feldespatos o máficos) o a los fiammes en las ignimbritas y en mucha menor medida se encuentra caolinita, la cual se considera supergénica (producto de alteración de adularia y otros feldespatos).

La piritización se presenta en las rocas encajantes de las mineralizaciones y se presenta como disseminaciones de pequeños cristales de piritita, de hasta 2 mm de tamaño, distribuidos uniformemente

en las rocas. Es muy frecuente que estos cristales estén oxidados quedando los huecos poligonales característicos (boxwork de pirita).

La propilitización esta principalmente representada por clorita, mineral que reemplaza a los fenocristales de biotita y rellena los fiammes de las ignimbritas. Además, en esta zona se han encontrado sericitización y calcitización de las fenocristales de las rocas lávicas de la Formación Bajo Pobre. Esta alteración se produce en forma distal en las rocas encajantes de la mineralización y, según **Heald et al. (1987)**, se origina previo al evento mineralizador y no tiene ninguna relación con éste.

Geoquímica:

Los elementos representados en las tablas de resultados geoquímicos son los considerados de importancia por **White y Hedenquist (1995)** en el estudio de los depósitos epitermales: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb y Hg, con el agregado de Mo y W como indicadores de alta temperatura y cercanía a la fuente y Ba y Mn como indicadores de bajas temperaturas y mayor distancia al foco de calor (**Gemmell, 2002**). Por otro lado, los elementos de alta temperatura, U (<8ppm), Co (<12ppm) y Ni (generalmente <5ppm), se presentan en bajas concentraciones en todas las mineralizaciones del área. Lo mismo sucede con el Bi (<3ppm), característico de depósitos de alta sulfuración.

La cantidad de muestras tomadas para análisis geoquímicos de metales es escasa como para realizar un tratamiento estadístico de cada una de las vetas, por ello se han realizado promedios de los valores de cada área. Estos valores solo son indicativos de la presencia de metales y dan una noción de su concentración. Solo en las vetas del Dique (Buena Esperanza) se han podido hacer tratamientos sobre los resultados (promedios ponderados y relación entre metales) de cada una de las vetas, debido a que este sector es el que se ha trabajado con mayor detalle por ser el área libre de cateo de mayor potencial económico (**Guido y Lopez, 2002**).

Para el cálculo de promedios, los contenidos debajo del límite de detección del análisis se han calculado como el 50% de ese valor, de acuerdo a lo utilizado por **Theodore y Jones (1992)** y **Echavarría (1997)** para el Macizo del Deseado. Por otro lado, aquellas muestras que están analizadas en dos laboratorios (Fomicruz S.E. y otro internacional) se consideran para los promedios aquellas realizadas en los laboratorios Acme o Actlabs.

Cerro Moro:

Los resultados de los análisis geoquímicos realizados en Cerro Moro, junto con los promedios y promedios ponderados calculados para el área, se resumen en la [Tabla 4-8](#).

Metales preciosos: Se han determinado en casi todas las vetas y venillas de cuarzo importantes anomalías geoquímicas en metales preciosos, alcanzando valores máximos de Au en veta Escondida y de Ag en una venilla ubicada al sur de veta Tres Lomas y en las vetas Escondida, Esperanza y Nini. Los promedios ponderados por la potencia alcanzan altos valores para el conjunto de muestras tomadas en el área.

Metales base: Presentan valores promedios relativamente elevados para los tenores de los depósitos epitermales. Sin embargo, estos contenidos anómalos se producen por la presencia de algunos valores elevados puntuales. Los tenores de Cu y Pb son muy altos en las vetas Esperanza, Escondida, Nini y la

venilla al sur de Tres Lomas y los contenidos en Zn en las vetas Esperanza, Nini y la venilla al sur de Tres Lomas. De la observación de los resultados resulta claro que los metales base se concentran en las vetas Esperanza y Nini y en menor medida en Escondida y la venilla al sur de Tres Lomas. El resto de las vetas y venillas tienen contenidos bajos, normales en los depósitos epitermales.

Otros elementos: Los contenidos de As, Sb y Hg son también anómalos, con los mayores tenores de As en las vetas Moro, Nini y Tres Lomas y con excepcionales contenidos en Sb en veta Nini. El Hg es muy elevado en veta Escondida, alcanzando 51 ppm, y en menor medida en las venillas de Loma Mosquito y sur de Tres Lomas. El Mo es anómalo, principalmente en las vetas Esperanza y Nini, vetas con elevados tenores en metales base. El W es anómalo, también con el mayor valor asociado a Esperanza y los tenores promedio de Ba y Mn son también anómalos si los comparamos con los promedios del resto de las áreas, pero mostrando los mayores tenores en las vetas Romina, Dora y Ana, vetas con muy bajos contenidos en metales base. Cabe señalar que se observan guarismos anormalmente altos de Ba en veta Romina posiblemente por la presencia de relictos de baritina entre los minerales de ganga.

Muestra	Ubicación	Pot	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
256	veta Deborah	1,5	0,33	17,4	13	11	15	21	3	40	13	27	67	438
n=2	veta Michelle	1,25	0,03	1,3	6,2	9,6	1,8	1,9	3	8	6,9	39	187	96
259	veta Esperanza	1,2	1,47	195,1	843	2628	401	22	5	250	67	59	70	211
n=2	veta Escondida	0,4	111,51	161,5	190,5	96,1	8,4	28	10	36037	19	31	278	195
276	veta Moro	0,8	0,53	27,3	18	49	9	117	12	170	9	25	191	81
277	veta Nini	1	31,75	149,9	213	801	215	122	282	235	72	28	372	411
278	veta Dora	2	0,87	15,4	6	13	4	9	1,5	130	7	29	485	130
279	veta Romina	0,8	0,178	5,3	5	17	8	13	1,5	55	32	23	2829	58
280	veta Lourdes	1	0,59	2,3	4	11	14	12	1,5	30	5	16	282	62
281	veta Tres Lomas	1	1,95	12,9	29	50	29	103	1,5	65	25	24	75	147
577	veta Belén	1,5	0,046	1,6	7,5	6,7	2	2,9	4,6	10	8,8	46	115	89
579	veta Ana	1	0,039	5,1	7,6	6	5	32,9	1,8	30	13,5	31,3	564	85
275	venillas Loma Mosquito	1	1,4	26,2	8	26	4	21	48	3235	8	26	407	122
282	venillas S de Tres Lomas	0,2	13,58	208,3	95	4716	74	21	5	1050	15	32	48	155
PROMEDIOS PONDERADOS			6,15	43,77	100,86	361,16	57,52	34,58	26,31	1336,47	21,23	32,91	406,82	173,41

Tabla 4-8: Resumen de los valores geoquímicos obtenidos para las vetas y venillas del área Cerro Moro.

Henriette:

En el área Henriette se han tomado muestras en las venillas de cuarzo de modo de determinar los tenores de los metales presentes. Los resultados obtenidos se exponen en la [Tabla 4-9](#).

Metales preciosos: Se presentan bajas y constantes anomalías de Au y Ag en casi todas las venillas muestreadas. Los mayores tenores de Au se presentan en algunas de las venillas al SO y E de la Laguna Salada del Rincón.

Metales base: Las venillas de cuarzo son todas pobres en metales base, siendo especialmente bajos los tenores de Cu.

Muestra	Ubicación	Pot	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
211	venillas SO Lag S del R	2,00	0,060	0,9	1,5	59,8	15,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
211	venillas SO Lag S del R	2,00	0,040	1,1	4	71	22	35	3	230	4	10	91	67
212	venillas SO Lag S del R	2,00	0,980	<0,3	1	15,4	6,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
212	venillas SO Lag S del R	2,00	<2	< ,3	4	27	10	94	< 3	20	5	6	107	89
215	venillas SO Lag S del R	1,00	0,080	<0,3	1,1	17,6	6,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
215	venillas SO Lag S del R	1,00	0,017	< ,3	3	15	8	6	< 3	< 10	1	4	141	89
216	venillas SO Lag S del R	1,00	<0,03	<0,3	1,4	6,4	2,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
214	venillas S Lag S del R	4,00	0,040	<0,3	1,2	17,5	11,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
218	stockwork del domo	10,00	0,700	0,9	1,1	9,2	11,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
218	stockwork del domo	10,00	nd	2,5	5	12	11	8	< 3	30	4	8	389	123
219	stockwork del domo	3,00	0,060	<0,3	1,2	13,2	5,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
217	venillas en domo Lag S del R	1,50	0,080	2,4	2,2	24,3	71,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
217	venillas en domo Lag S del R	1,50	nd	3,3	5	30	92	26	3	115	7	7	180	81
223	venillas E Lag S del R	1,00	0,100	1,6	3,8	19,5	9,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
223	venillas E Lag S del R	1,00	0,088	2,6	8	23	12	18	< 3	130	5	5	50	80
224	venillas E Lag S del R	1,00	0,060	0,5	2	7,8	19,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
224	venillas E Lag S del R	1,00	0,023	1,7	5	9	26	33	6	15	4	10	51	67
225	venillas E Lag S del R	3,00	<0,03	<0,3	2,4	12,4	3,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
226	venillas E Lag S del R	5,00	0,760	1,9	4	10,3	5,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
226	venillas E Lag S del R	5,00	<2	1,6	8	12	11	7	< 3	560	3	4	156	86
228	venillas E Lag S del R	3,00	<0,030	<0,3	1,1	15,1	13,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
575	venillas cola de caballo	0,20	0,20	0,28	1,92	8,69	3,76	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
576	venillas cola de caballo	0,40	0,10	0,53	2,83	14,1	5,45	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
494	venillas cola de caballo	1,00	0,033	0,05	1,3	2,75	1,3	14,1	9,4	nd	16,8	4,4	56,1	66
PROMEDIOS PONDERADOS			0,35	1,16	3,90	17,30	13,58	12,35	1,39	100,32	2,82	4,24	144,09	61,27

Tabla 4-9: Resumen de los resultados geoquímicos del área Henriette, nd=no determinado.

Otros elementos: Los valores promedios de As y Sb son comparativamente los más bajos de las áreas estudiadas, siendo el As anómalo en casi todas las muestras. En cambio el Sb muestra valores erráticos, muchos de los cuales están bajo el límite de detección. El tenor promedio de Hg es anómalo, presentando las mayores anomalías en las venillas del SO y E de la Laguna Salada del Rincón, coincidiendo con los tenores de Au. Los contenidos de Mo y W son bajos y constantes y los de Ba y Mn son también bajos, presentando las mayores concentraciones en el stockwork del domo.

Bajo Leonardo:

Los resultados geoquímicos realizados sobre las vetas y venillas de cuarzo del área Bajo Leonardo se muestran en las Tablas 4-10 y 4-11. La primera muestra los promedios ponderados de las vetas del área obtenidas por **Guido (1998)** y la segunda los resultados obtenidos en el marco del presente trabajo.

	N	Pot	Au (ppm)		Ag (ppm)		Cu	Pb	Zn	
		m	Pond	Max	Pond	Max	ppm	ppm	ppm	
veta corta	23	0,90	0,17	1,60	1,97	7,80	12,60	28,46	13,30	
veta Del Camino	39	0,64	0,07	0,46	0,99	3,20	12,35	18,32	12,29	
veta Cruzada	13	0,44	0,05	0,46	1,84	5,90	22,10	21,40	23,50	
veta Larga en Y	25	0,35	0,04	0,23	1,93	11,40	11,87	19,60	15,34	
veta Larga	24	0,31	0,03	0,22	0,85	2,20	6,93	15,2	11,60	
veta Laguna Salada	16	1,37	0,04	0,14	0,75	0,80	5,00	10,91	11,21	
PROMEDIO				0,07		1,39		11,81	19	15

Tabla 4-10: Resumen de datos geoquímicos obtenidos por **Guido (1998)** en las vetas de Bajo Leonardo.

Metales preciosos: Los tenores de Au y Ag son bajos, presentando las mayores anomalías de Au en la veta Corta y en las venillas del Este y de Ag en la veta Larga en Y, veta corta, veta Cruzada y en las venillas del Este.

Metales base: Los metales base son también bajos, con valores promedio relativamente más altos en la veta Cruzada y de Pb en la veta Corta y valores puntuales altos en algunas muestras de las venillas del Este.

Otros elementos: Los contenidos en As son anómalos, con valores puntuales muy altos. Los tenores de Sb en cambio presentan algunas anomalías, pero el límite de detección no es lo suficientemente bajo para poder discriminarlas. El contenido de Hg es relativamente bajo, con excepción de la veta Cruzada (la de mayores contenidos en metales base) y los metales Mo, W, Ba y Mn son también bajos, con los mayores contenidos en Ba y Mn en la veta Laguna Salada, lógicamente esperable si tenemos en cuenta que la textura dominante es el reemplazo de calcita laminar por cuarzo (donde estos elementos se pueden presentar en mayor proporción).

Muestra	Ubicación	Pot	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
88	veta Del camino	0,80	0,120	0,31	12	2	7,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
88	veta Del camino	0,80	0,136	0,50	12	7	7	188	4	15	8	5	64	94
89	veta Cruzada	0,40	0,080	2,60	8,5	37	9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
89	veta Cruzada	0,40	0,074	5,40	10	18	9	149	4	305	20	6	47	95
90	veta Laguna Salada	2,00	0,050	0,03	3,5	3	6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
90	veta Laguna Salada	2,00	0,052	0,30	6	< 3	20	8	< 3	< 10	6	18	118	127
150A	venillas del E	0,30	0,008	1,40	139	77	60	158	< 3	25	6	25	21	51
150B	venillas del E	0,30	0,001	<0,30	11	8	20	49	3	15	6	19	41	61
600	venillas del E	1,00	0,11	2,35	26,0	36,6	31,8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
601	venillas del E	1,00	0,1	1,59	2,45	13,2	2,75	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
602	venillas del E	1,00	0,16	2,06	9,75	37,1	46,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
603	venillas del E	1,00	0,17	0,37	10,3	10,9	21,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
604	venillas del E	1,00	0,12	0,2	4,6	3,91	4,62	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
605	venillas del E	1,00	0,18	1,02	6,57	12,7	7,24	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
PROM. POND.			0,11	1,14	13,29	15,89	19,11	75,81	2,41	41,05	7,89	14,63	85,42	105,47

Tabla 4-11: Resumen de los datos geoquímicos del área Bajo Leonardo obtenidos en el presente trabajo. nd=no determinado.

Buena Esperanza:

El área se ha separado en función de las vetas del Dique, de modo que los promedios ponderados del resto de las vetas de cuarzo, junto con los diques riolíticos con venillas de cuarzo se muestran en la [Tabla 4-12](#), obtenida de **Guido (1998)**. Por otro lado, la [Tabla 4-13](#) expone los resultados obtenidos en la presente investigación, donde se han concentrado las tareas en el sector de las vetas del Dique debido a su potencial. Estas vetas se han muestreado sistemáticamente (71 muestras) con un intervalo de 50 metros ([Mapa vetas del Dique](#)). En las vetas del Dique se han realizado tres promedios. El P-1 corresponde al promedio de los promedios ponderados (laboratorio Fomicruz S.E.) resultante del muestreo sistemático en cada una de las vetas del Dique. El P-2 corresponde al promedio de los promedios ponderados de las vetas del Dique 2 y 9 (Estructura Mayor). El hecho de que las muestras seleccionadas para hacer análisis multielementos en los laboratorios Acme y Actlabs sean

principalmente de la Estructura Mayor le quita representatividad al conjunto de vetas, por ello se realizó un P-3, que consiste en los promedios ponderados de todos los elementos de las vetas del Dique 2 y 9. Es importante señalar que la mayoría de las vetas del Dique son subaflorantes, por ello muchas de las muestras obtenidas fueron de rodados alineados (floats) de veta. Para estas muestras el espesor ha sido considerado igual al promedio de espesor de las vetas aflorantes (0,61 metros).

	N	Pot	Au (ppm)		Ag (ppm)		Cu	Pb	Zn
		m	Pond	Max	Pond	Max	ppm	ppm	ppm
veta del Sur	6	0,30	0,01	0,01	0,52	0,60	5,00	13,33	10,00
veta Occidental A	7	0,41	0,02	0,05	0,69	1,00	34,14	25,52	12,41
veta Occidental B-Mayor	8	0,63	0,03	0,09	0,62	1,00	22,67	64,26	29,95
veta Occidental B-Menor	2	0,25	0,02	0,02	0,80	1,00	31,00	10,00	10,00
veta del Camino B	4	0,35	0,01	0,01	0,86	1,20	28,57	21,79	10,00
veta del Camino A	3	0,23	0,02	0,03	3,16	6,40	38,57	11,43	16,43
veta de la Laguna	10	0,31	0,03	0,04	1,51	3,30	9,52	14,35	10,00
veta Noroeste	7	0,39	0,02	0,06	2,74	5,40	5,82	17,82	18,18
veta Paralela este	13	0,56	0,04	0,11	0,84	1,50	20,75	12,05	12,74
veta Paralela oeste	7	0,28	0,13	0,24	1,46	2,00	38,63	14,13	15,25
diques riolíticos mayores	48	1,83	0,04	0,20	1,91	10,50	8,71	28,60	13,63
PROMEDIOS			0,03		1,37		22,13	21,21	14,40

Tabla 4-12: Promedios ponderados de las vetas (excepto las vetas del Dique) del área Buena Esperanza (modificado de **Guido, 1998**).

Metales preciosos: El P-1 muestra muy importantes anomalías en metales nobles, en especial en Ag. Estos altos contenidos están básicamente concentrados en las vetas del Dique que conforman la Estructura Mayor, tal como se puede ver en el P-2. La única excepción y que no se considera muy representativa, son los elevados tenores de Ag registrados en la veta del Dique 8, los cuales surgen del promedio ponderado de 2 muestras, una de las cuales contiene 2220 ppm de Ag, valor anormalmente alto que no pudo ser confirmado en un chequeo posterior (muestra 561) de la misma muestra. El P-3 (muestras seleccionadas de Estructura Mayor) evidencia tenores muy altos de Au y Ag, posiblemente influenciados por la selección del muestreo.

El resto de las vetas del área Buena Esperanza (Tabla 4-12) presentan bajos tenores en Au y Ag, siendo el mayor promedio ponderado de Au el de la veta Paralela Oeste y los de Ag en las vetas del Camino A y Noroeste.

Metales base: En el P-1 el contenido en metales base es bajo, similar a los determinados en las vetas de la Tabla 4-12, aunque con mayor contenido en Pb, principalmente dado por los altos tenores determinados en la Estructura Mayor (vetas del Dique 2 y 9), tal como se aprecia en el P-2. El P-3 refleja muy elevados tenores en metales base (en el orden de los determinados en Cerro Moro) y, como ocurre con los metales preciosos, puede ser que refleje la tendencia del muestreo.

El resto de las vetas del área Buena Esperanza muestran bajos tenores en metales nobles, con algunos tenores promedios elevados en Cu en las vetas Paralela Oeste y Del Camino A y de Pb y Zn en la veta Occidental B principal.

Otros elementos: En el P-3 (representativo de la Estructura Mayor) se evidencian anomalías en As en casi todas las vetas e importantes anomalías de Sb y Hg. Los tenores de Mo, W, Ba y Mn son también anómalos, con los mayores tenores promedios del sector estudiado en Mo y Mn.

Muestra	Ubicación	Pot	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
n=7	veta del Dique 1	0,73	0,120	5,4	10	21	8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
n=25	veta del Dique 2	0,55	4,485	128,6	76	212	23	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
359	veta del Dique 2	0,50	6,700	267,8	141	229	35	18	5	2300	30	10	185	535
501	veta del Dique 2	0,50	32,451	283,4	413,8	2824,4	261	170,8	39,7	100	65,5	9,3	242	737
505	veta del Dique 2	0,70	13,596	221,5	255	351,6	56	42,6	11,4	3600	37,1	11,7	149	474
509	veta del Dique 2	float	4,416	277,6	76	216,4	12	41,2	14,9	800	10,3	14,5	629	477
520	veta del Dique 2	float	5,571	237	91,8	64,6	11	87,5	8,5	1300	30,4	13,6	483	216
540	veta del Dique 2	float	4,588	38,8	117,1	262,8	9	47,8	6,3	300	8,3	10,3	841	103
545	veta del Dique 2	0,30	0,166	61	37,4	85,1	26	31,5	3,3	200	32,6	14,9	279	485
n=11	veta del Dique 3	0,61	0,034	2,0	7	7	7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
n=3	veta del Dique 4	0,62	0,207	74,9	10	48	8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
85	veta del Dique 4	0,30	0,240	44,9	11	55	9	30	4	90	9	9	642	291
n=5	veta del Dique 5	0,52	0,254	40,0	22	43	18	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
n=5	veta del Dique 6	0,71	0,175	22,6	17	31	27	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
n=3	veta del Dique 7	0,81	0,142	19,5	19	39	25	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
356	veta del Dique 7	0,40	0,152	51,8	25	113	13	64	7	105	52	15	155	136
n=2	veta del Dique 8	0,66	0,096	1050,1	8	54	22	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
561	veta del Dique 8	float	0,109	24,3	5	20,3	2	9,4	0,8	10	5,5	13,6	247	275
n=10	veta del Dique 9	0,68	3,507	161,1	23	89	12	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
355	veta del Dique 9	0,50	0,307	87,7	30	41	9	27	9	65	50	12	53	253
565	veta del Dique 9	float	14,134	321,6	52,2	60,7	12	46,4	23,6	2010	37,9	12,6	181	224
571	veta del Dique 9	0,30	4,152	344,7	140,5	313,1	18	30,4	93,6	430	7,6	13,5	293	256
353	venillas domo de las Vetas	1,00	0,002	2,4	4	16	5	28	3	20	5	14	135	90
	P-1	0,65	1,00	167,13	21,24	60,45	16,69	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	P-2	0,61	3,99	144,85	49,50	150,50	17,50	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	P-3		9,17	215,64	139,29	435,40	44,22	55,77	18,39	1265,57	31,26	12,11	346,88	370

Tabla 4-13: Resultados geoquímicos realizados en las vetas del Dique del área Buena Esperanza, nd=no determinado.

Chispas:

En el área Chispas se han realizado muestreos orientativos sobre la veta Sur, el stockwork y unas venillas ubicadas al SO del área. Los resultados se resumen en la Tabla 4-14. Para el cálculo de los promedios ponderados, los floats han sido considerados con el espesor promedio de las muestras tomadas (1,10 metros).

Metales preciosos: El contenido en Au y Ag es bajo, estando los mayores tenores de Au en el stockwork y los de Ag en las venillas del SO y en el stockwork. El valor de 0,18 ppm de Au no es tenido en cuenta porque fue posteriormente analizado en Acme no repitiendo esa concentración.

Metales base: Los contenidos en metales base son bajos, igualmente los mayores tenores de Pb se dan en el stockwork.

Otros elementos: Tanto el As como el Sb son anómalos, mostrando estas anomalías en el stockwork. El Hg es bajo y los elementos Mo, W, Ba y Mn son también relativamente bajos, con los mayores tenores de Ba y Mn en el stockwork.

Es importante señalar que **Yamana Resources Inc. (2000)**, menciona para la veta Sur (la cual es considerada de nivel estructural alto) bajas anomalías de Au, que alcanzan en una veta de cuarzo amatista (de un nivel estructural inferior) perisférica a la veta, valores entre 1,06 y 2,91 ppm de Au. Este mismo reporte presenta en la zona del stockwork varias muestras con 0,50 ppm de Au y valores de hasta 7 ppm en el flanco SO del cerro del stockwork y en las venillas ENE al este de la veta Sur determina tenores de hasta 1,50 ppm de Au.

Muestra	Ubicación	Pot	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
186	veta Sur	1,5	0,180	<0,3	1,1	2,8	2,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
186	veta Sur	1,5	0,001	< 0,3	3	5	8	4	< 3	15	3	9	140	64
187	veta Sur	1,0	<0,030	0,5	1,3	6,2	5,3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
187	veta Sur	1,0	0,001	< 0,3	3	4	5	6	3	< 10	3	9	96	62
188	veta Sur	1,3	<0,030	0,5	0,9	1,3	4,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
253	stockwork	0,5	0,075	0,5	14	42	8	75	7	< 10	3	25	294	127
573	stockwork	float	0.170	4.2	4.3	14.0	2.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
574	stockwork	float	0.060	1.9	2.4	13.5	2.8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
492	venillas del SO	1,0	<0,030	12,6	2,46	8,12	3,75	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
492	venillas del SO	1,0	0,001	13,3	3	5	2	34	< 3	20	3	4	60	32
PROM. POND.			0,04	2,84	3,47	9,26	4,62	20,87	2,56	12,5	3	9,75	128,25	63,37

Tabla 4-14: Resumen de los resultados geoquímicos obtenidos en el área Chispas, nd=no determinado.

Discusiones:

Las vetas de los sectores estudiados presentan la típica signatura geoquímica de los depósitos epitermales de baja sulfuración (Tabla 4-1), con anomalías constantes en metales preciosos, As y Sb y con tenores anómalos de Pb, Hg, Mo, W, Ba y Mn en aquellas vetas ricas en Au y Ag. Los resultados promedios de las cinco áreas se resumen en la Tabla 4-15.

Area	PROMEDIO	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
Moro	PROMEDIO PONDERADO	6,15	43,77	100,86	361,16	57,52	34,58	26,31	1336,47	21,23	32,91	406,82	173,41
Henriette	PROMEDIO PONDERADO	0,35	1,16	3,90	17,30	13,58	12,35	1,39	100,32	2,82	4,24	144,09	61,27
B. Leonardo	PROMEDIO VETAS	0,07	1,39	11,81	19	15							
	PROMEDIO PONDERADO	0,11	1,14	13,29	15,89	19,11	75,81	2,41	41,05	7,89	14,63	85,42	105,47
B. Esperanza	PROMEDIO VETAS (sin VDD)	0,03	1,37	22,13	21,21	14,42							
	PROMEDIO VDD	1,00	167,13	21,24	60,45	16,69							
	PROMEDIO EM (VDD)	3,99	144,85	49,50	150,50	17,50	55,77	18,39	1265,57	31,26	12,11	346,88	370
Chispas	PROMEDIO PONDERADO	0,04	2,84	3,47	9,26	4,62	20,87	2,56	12,5	3	9,75	128,25	63,37

Tabla 4-15: Tabla comparativa con los valores promedios obtenidos en los cinco mineralizaciones principales de la zona de estudio. VDD=vetas del Dique, EM=Estructura Mayor.

Ploteando todos los datos geoquímicos se han realizado diagramas para conocer la correlación entre los elementos químicos considerados con el Au y la Ag (Figura 4-9). En todos los casos la correlación del Au con los demás elementos es positiva, siendo muy buena con la Ag y el Hg, buena con los metales base y el Mo y regular con el As y Sb (en este último caso las observaciones son limitadas debido a que el límite de detección de los análisis fue muy alto). La Ag presenta también correlaciones positivas con los elementos mencionados, destacándose la excelente correlación con el Pb. Sin embargo, estos metales preciosos carecen de correlación con el Ba.

Por otro lado, los metales base entre si y con el Mo poseen una correlación positiva, entre As y Sb la correlación también es buena (teniendo en cuenta el alto límite de detección del Sb) y la correlación entre el Hg con el As y Sb es regular, pero positiva.

Todas estas correlaciones positivas son importantes debido a que permiten considerar a los metales base y los elementos Hg, Mo, As y Sb en ese orden como elementos rastreadores de la mineralización epitermal auroargentífera en aquellos sectores pobres en metales preciosos.

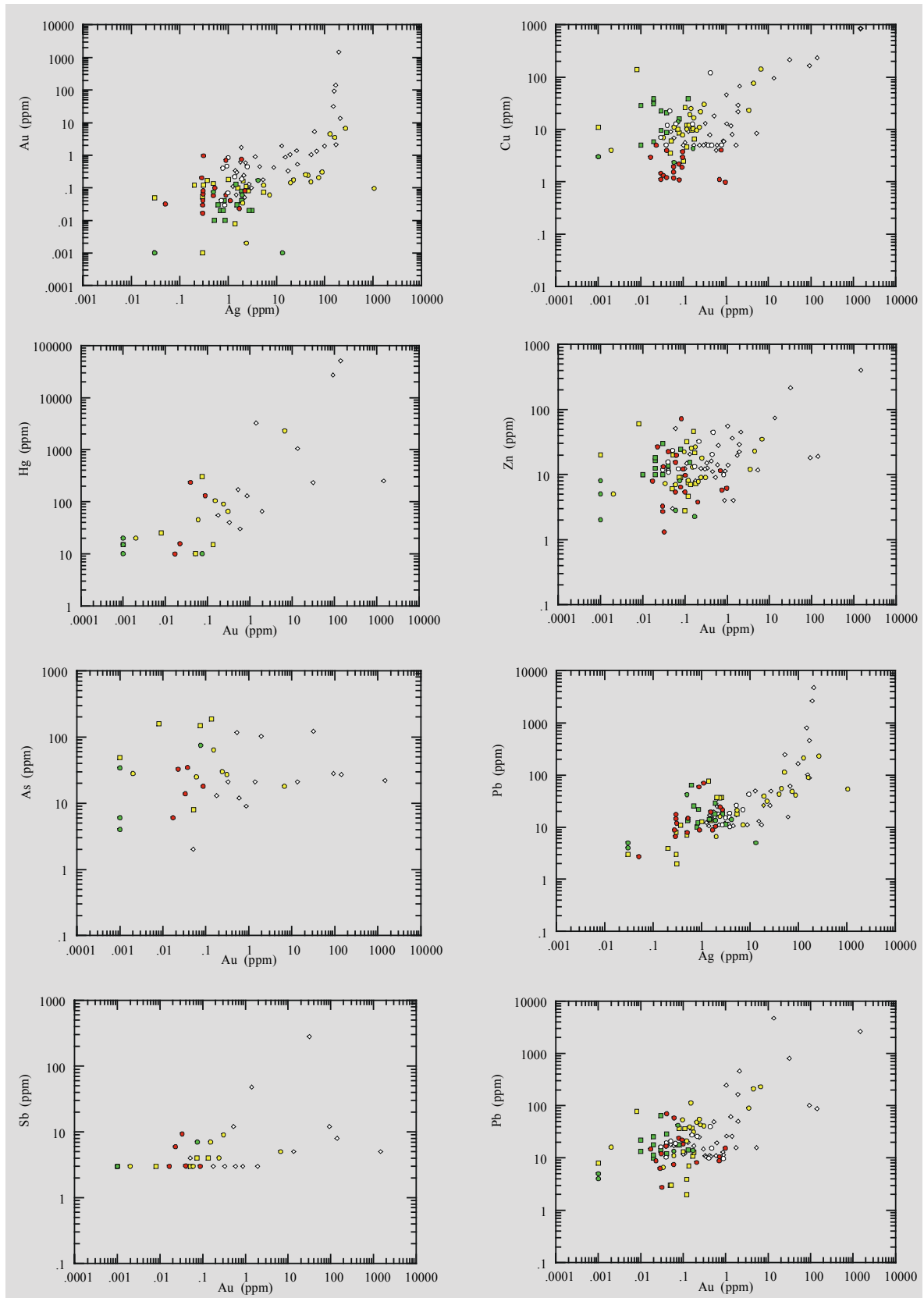


Figura 4-9: Diagramas de correlación entre el Au y Ag, Hg, Cu, Pb, Zn, As y Sb y entre el Pb y la Ag. Los datos de las diferentes tablas se corresponden con los de las tablas de la siguiente forma: rombo blanco: Tabla 4-8, círculo rojo: Tabla 4-9, círculo blanco: Tabla 4-10, cuadrado amarillo: Tabla 4-11, cuadrado verde: Tabla 4-12, círculo amarillo: Tabla 4-13 y círculo verde: Tabla 4-14.

MINERALIZACIONES MENORES

Además de las cinco áreas descritas y trabajadas con mayor detalle, se han reconocido un conjunto de manifestaciones epitermales menores que se presentan en la [Figura 4-2](#) y cuyos resultados geoquímicos se encuentran en la [Tabla 4-16](#).

Juan Pablo:

Es la única mineralización publicada con anterioridad a la presentación de este trabajo, de toda la región oriental del Macizo del Deseado y pertenece a la empresa MinAmérica S.A. (**Idoyaga et al., 1999**). En este sector, ubicado entre las áreas Buena Esperanza y Chispas, se observó un escaso conjunto de venillas subparalelas de cuarzo agrupadas en crestones de hasta 10 metros de potencia de rumbo NNO (N345° a N5°), alojadas en ignimbritas del Grupo Bahía Laura. Estas venillas alcanzan individualmente hasta 5 cm de potencia, presentan cuarzo con textura en peine, escasa pirita y abundante limonitización. En los muestreos realizados en el presente trabajo, no se han determinado tenores anómalos en metales, aunque los autores antes mencionados describen anomalías en Au (hasta 2,19 ppm), Ag (hasta 18,50 ppm), As (hasta 858 ppm), Sb (hasta 98 ppm) y Mo (hasta 91 ppm).

NE de Chispas:

Al noreste del área Chispas se ha encontrado un conjunto de venillas subparalelas de cuarzo, crestones silicificados y brechas hidrotermales de rumbo NE (N40° a N65°) con anomalías en Au y As. Las venillas de cuarzo tienen textura en peine, un espesor máximo de 5 cm y ocupan un área aproximada de 1 Km²; presentan limonitas y pequeños cristales de pirita diseminada y se alojan en tobas y tufitas de color verde. Cabe señalar que **Yamana Resources Inc. (2000)** menciona valores superiores a 1 ppm de Au para esta zona.

Cerro Blanco:

Al sudeste de Buena Esperanza y en el borde sur del criptodomo Cerro Blanco se ha hallado la veta Cerro Blanco, donde se han determinado algunos tenores anómalos en As, Sb y Ba. Esta estructura está conformada por cuarzo de color rojizo (por tener abundantes óxidos de hierro) a blanco, con un bandeado crustiforme formado por bandas de cuarzo macizo y en enrejado y textura brechosa; alcanza 1 metro de potencia y una corrida de 50 metros. Tiene un azimut N85°, inclina unos 60 a 70° al norte y se emplaza en las lavas riolíticas del mencionado cuerpo. Además, las venillas de cuarzo en este mismo cuerpo lávico muestran tenores anómalos en As y Ag.

SE de Cerro Negro:

Al sudeste del Cerro Negro se ha concentrado otro conjunto de estructuras de cuarzo, crestones silicificados y brechas hidrotermales encajadas en rocas del Grupo Bahía Laura. Se trata de estructuras de rumbos NNE y NNO, formadas principalmente por estructuras de cizalla, posiblemente sinestrales, rellenas con cuarzo o brechas hidrotermales de cemento silíceo, en ocasiones ferruginoso ([Foto 4-26](#)). Las estructuras de cuarzo son mayormente brechas con clastos de la roca, donde se pueden reconocer venillas de cuarzo color gris, con una matriz de cuarzo con textura en peine y maciza. En el sudeste se

encuentra una estructura vetiforme (veta Cerro Negro) de rumbo NNO de hasta 70 cm de potencia y casi 2 Km de corrida con abundantes texturas en enrejado por reemplazo de calcita. Este sector es básicamente estéril, solo se ha determinado una aislada anomalía en Ag en proximidades de la estructura vetiforme con pseudomorfos.

Sector	Muestras	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Mo	W	Ba	Mn
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm
Juan Pablo	n=2	<0,03	0,23	2,6	11,2	6,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NE de Chispas	33	0,23	0,03	3	5,5	3,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NE de Chispas	34	0,28	0,56	3	5	6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NE de Chispas	34	<2	0,4	5	6	24	67	<3	55	4	5	198	91
Cerro Blanco	465	0,05	1,27	3,5	21,5	8,8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cerro Blanco	465	0,001	1,70	3	17	9	66	<3	15	2	4	119	45
Cerro Blanco (veta)	113	0,001	<0,3	4	4	3	56	7	nd	3	7	1108	87
SE Cerro Negro (veta)	323	<0,03	<0,03	1,8	12,6	5,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SE Cerro Negro (veta)	324	<0,03	<0,03	1,4	13,1	4,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SE Cerro Negro (veta)	325	<0,03	<0,03	0,7	3,5	3,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SE Cerro Negro (veta)	326	<0,03	<0,03	1,2	4,9	5,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SE de Cerro Negro	328	<0,03	3,60	1,4	3,6	3,8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SE de Cerro Negro	328	0,014	<0,03	4	3	5	2	<3	25	3	6	124	63
SE de Cerro Negro	156	0,007	<0,03	3	6	10	9	<3	nd	1	3	106	82
SE de Cerro Negro	157	0,002	<0,03	3	13	12	13	<3	nd	2	3	58	99
SE de Cerro Negro	158	0,001	<0,03	2	4	4	5	<3	nd	1	3	53	109
Ea. Malacara	189	<0,03	<0,3	1,1	7,8	2,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ea. Malacara	190	<0,03	<0,3	1	1,9	3,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ea. Malacara	191	0,08	<0,3	1,6	2,9	5,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ea. El Malacara	191	0,003	<0,3	6	3	7	9	<3	nd	6	10	207	130
Ea. El Malacara	172	0,046	<0,3	4	11	4	34	<3	nd	14	2	79	95
Ea. El Malacara	178	0,008	<0,3	3	5	6	7	<3	nd	2	2	96	60
Ea. El Malacara	179	0,001	<0,3	4	3	3	6	<3	nd	4	5	67	63
Ea. El Malacara	180	0,184	<0,3	5	6	5	36	<3	nd	6	4	40	77
Basam. Bahía Laura	317	0,04	0,5	20,4	12	38,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Basam. Bahía Laura	317	0,017	0,7	30	10	37	22	<3	25	3	5	38	182
N de Meseta del Oeste	360	0,09	6,73	3,42	12	6,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N de Meseta del Oeste	360	0,01	4,6	4	12	6	34	<3	45	7	3	745	128
S de Cerro Moro	416	0,2	0,58	3,69	6,35	4,18	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	416	0,098	0,7	2	4	3	<2	<3	15	<1	4	88	55
S de Cerro Moro	417	0,1	0,66	3,27	10,2	3,23	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	417	0,001	0,9	3	8	2	8	<3	15	3	3	192	94
S de Cerro Moro	419	0,05	<0,03	3,07	5,63	3,71	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	420	0,07	0,09	2,69	6,19	3,74	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	422	0,05	<0,03	1,24	1,71	1,87	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	425	0,33	9,05	3,59	33,4	3,74	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	425	0,201	9,00	2	29	3	114	16	4900	97	3	76	44
S de Cerro Moro	455	<0,03	0,14	6,25	15	3,45	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
S de Cerro Moro	456	<0,03	0,84	2,85	3,73	2,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
San Jorge	437	0,07	<0,03	1,88	10,5	7,11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N de Bajo Leonardo	472	0,13	9,32	37,7	3390	59,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N de Bajo Leonardo	472	0,028	8,8	41	1819	48	1033	18	100	80	2	82	60
N de Bajo Leonardo	473	0,15	1,18	3,06	22,1	8,23	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N de Bajo Leonardo	473	0,019	1,5	3	17	8	67	<3	15	2	4	189	70
N de Bajo Leonardo	474	0,05	1,22	11,7	106	9,1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
N de Bajo Leonardo	474	0,001	1,2	8	93	8	146	<3	40	2	3	116	46

Tabla 4-16: Resultados de muestreos geoquímicos realizados en las mineralizaciones menores del sector oriental del Macizo del Deseado, nd=no determinado.

Estancia El Malacara:

Al norte de la Estancia El Malacara se han determinado otro conjunto de estructuras de cuarzo alojadas en rocas tufíticas a tobáceas del Grupo Bahía Laura. Se trata de estructuras de rumbos NE a NNE que se pueden asociar en una gran estructura NE en cola de caballo. Domina la silicificación penetrativa y las venillas de cuarzo con textura maciza y en peine, que en ocasiones forman stockworks (Foto 4-27). Se ha determinado escasa pirita diseminada y un cuarzo poroso (donde se ha determinado una anomalía aurífera) con textura sacaroide y abundantes limonitas. En estas estructuras se han determinado anomalías en Au y As.



Foto 4-26: Brecha hidrotermal con clastos angulosos de toba y matriz silíceica rica en Fe emplazada en una falla de rumbo de tipo sinistral. Norte de Laguna Tordillo.



Foto 4-27: Vista de las venillas de cuarzo entrecruzadas (stockwork alineado), de textura maciza y en peine, que afectan a las tobas del Grupo Bahía Laura en inmediaciones de la Estancia El Malacara.

Basamento Bahía Laura:

En el asomos del basamento Bahía Laura se ha determinado una estructura mineralizada formada por un conjunto de venillas subparalelas de calcedonia, de azimuth N350°, que afectan al esquisto serpentínico. Tiene una corrida de escasos 10 metros por hasta 2 metros de potencia y presenta anomalías en As, Cu, Zn y Mn. Por otra parte, estas rocas son altamente anómalas en Ni (679ppm) y Cr (1813ppm) lo que se explica por la naturaleza de la roca metamorfizada. Además, se han reconocido en el área otras venillas de cuarzo sin anomalías en metales.

N de Meseta del Oeste:

Al norte de la Meseta del Oeste se encuentra un conjunto de venillas de cuarzo y óxidos con rumbos NNO dentro de las cuales se destaca una de azimuth N330° que ha retornado valores anómalos en Au, Ag, As y Ba. Es un pequeño crestón de unos 100 metros de largo producido por fallamiento, posterior relleno y silicificación.

Sur de Cerro Moro:

Al sur de Cerro Moro se presenta otro conjunto de venillas de cuarzo y silicificaciones de rumbos NO y NE alojadas en ignimbritas y lavas del Grupo Bahía Laura. Las estructuras consisten en venillas de cuarzo de buenas corridas (300 a 400 metros) y hasta 30 cm de potencia con texturas en peine, macizas y en enrejado (pseudomorfos de calcita) que presentan en las estructuras NE importantes anomalías en Au, Ag, Mo, As, Sb y Hg y menores anomalías en Au y Ag en las estructuras NO.

Estancia San Jorge:

En la Estancia San Jorge se encuentra una extensa estructura (cerca de 1200 metros) de cuarzo de rumbo N-S que pasa a NO en su tramo norte, que consiste en venillas de cuarzo con textura sacaroide alojadas en ignimbritas, en las cuales se ha determinado una suave anomalía en Au.

Norte de Bajo Leonardo:

Al norte de Bajo Leonardo se ha determinado un conjunto de estructuras de cuarzo, venillas y crestones de rumbos NE a ENE que afectan a rocas del Grupo Bahía Laura y a rocas de la Formación La Golondrina. Las venillas de cuarzo tienen texturas macizas y en peine, con ocasionales limonitas. Estas estructuras presentan tenores anómalos en Au, Ag, Pb y As y aisladas anomalías en Cu, Zn, Mo, Sb y Hg.

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

Introducción:

Las inclusiones fluidas son una muy importante herramienta en el estudio de los depósitos epitermales, permitiendo conocer la temperatura y composición química de los fluidos hidrotermales y posibilitando la obtención de datos de presión y profundidad a las cuales se han formado los mismos. Los conceptos básicos sobre inclusiones fluidas han sido obtenidos de **Roedder (1979)**; **Roedder (1984)**; **Bodnar et al. (1985)** y **Shepherd et al. (1985)**. En el caso de las mineralizaciones jurásicas del Macizo del Deseado, las inclusiones fluidas primarias representan la única posibilidad de obtener una muestra representativa de las soluciones hidrotermales que les han dado origen, de ahí la importancia de investigarlas.

Estudios realizados en cuarzos de vetas epitermales mineralizadas de varias localidades (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, La Josefina, El Dorado-Montserrat, La Manchuria, Bajo Pobre, Laguna Guadalosa, La Valenciana y El Macanudo) del Macizo del Deseado (**Ríos et al., 1994**; **Schalamuk et al., 1995a**; **Schalamuk et al., 1995b**; **Schalamuk et al., 1997**; **Schalamuk et al., 1998**; **Echavarría, 1997** y **Schalamuk et al., 1999**) han establecido que se trata de fluidos de baja salinidad (desde 0,18% a 8% en peso de NaCl), pertenecientes a un sistema H₂O-NaCl, sin CO₂ y formados a temperaturas entre 130° y 320°C ([Tabla 4-17](#)).

Localidad	Th (°C) en cuarzo de vetas	Rango de Th (°C)	Salinidad (% peso NaCl equiv.)
Cerro Vanguardia	240-280 (Schalamuk et al., 1995a) 200-310 (Schalamuk et al., 1995b) 200-240 y 250-310 (Schalamuk et al., 1997) 210-250 y 250-320 (Schalamuk et al., 1999) 75% entre 210-260 (Zubia et al., 1999)	200-320	Promedio de 3,8 (Schalamuk et al., 1995a ; 1997) 1,5 a 3 (Zubia et al., 1999)
Manantial Espejo	150-300 (Ríos et al., 1994) 160-300 (Schalamuk et al., 1995b) 164-240 (Schalamuk et al., 1997) 200-270 (Schalamuk et al., 1998) 200-240 y 275-320 (Schalamuk et al., 1999)	150-320	1 a 8 (Ríos et al., 1994) 1 a 6,6 (Schalamuk et al., 1997) 0,35 a 6,54 (Schalamuk et al., 1998)
La Josefina	200-280 (Schalamuk et al., 1999)	200-280	< 1 (Fuzikawa et al., 1998)
El Dorado-Montserrat	160-280, con moda 210-250 (Echavarría, 1997) 190-280 (Schalamuk et al., 1997) 220-280 (Schalamuk et al., 1999)	160-280	1,5 a 5,6, con 1,6 de promedio (Echavarría, 1997) 1 a 1,7 (Schalamuk et al., 1997)
La Manchuria	130-170 y 240-280 (Schalamuk et al., 1999)	130-280	No determinada
Bajo Pobre	Hasta 230 (Schalamuk et al., 1995b, 1997) 150-225 (Schalamuk et al., 1999)	150-230	0,18 a 0,35 (Schalamuk et al., 1995b) <0,3 (Schalamuk et al., 1997)
El Macanudo	<70 (Schalamuk et al., 1997; 1999)	<70	No determinada
Laguna Guadalosa	<100 (Schalamuk et al., 1999)	<100	No determinada
La Valenciana	<100 (Schalamuk et al., 1999)	<100	No determinada

Tabla 4-17: Resumen de los datos de inclusiones fluidas obtenidos hasta el momento en el ámbito del Macizo del Deseado.

Estudios microtermométricos:

Estos estudios han sido realizados sobre muestras de las cinco mineralizaciones principales consideradas en este capítulo. En cada veta se ha procurado realizar mediciones sobre los pulsos de cuarzo portadores de minerales metalíferos y en las inclusiones de tipo primaria, evitando aquellas con evidencias de estrangulamiento. Los resultados se muestran en [Tabla 4-18](#).

En los cuarzos estudiados se han observado abundantes inclusiones fluidas en el orden de decenas de micras (8 a 100 µm) de tamaño, de tipo intercristalinas e intracristalinas. Dentro de estas últimas se han determinado inclusiones de tipo primarias, pseudosecundarias y secundarias y gran cantidad de

estrangulamientos (“necking down”), los cuales no han sido estudiados debido a que suelen alterar las relaciones iniciales de los fluidos. Las inclusiones primarias estudiadas tienen tamaños variables entre 8 y 80 μm y, a temperatura ambiente, son irregulares o subredondeadas con ocasionales formas de cristales negativos (formas irregulares indicarían $T_h < 230^\circ\text{C}$ y los cristales negativos $T_h > 250^\circ\text{C}$, según **Bodnar et al., 1985**), bifásicas (con una relación vapor/líquido promedio del 20%) y sin cristales hijos (**Fotos 4-28 - 4-29**).

Area	Veta	n	Tam (μm)	Fases (% vap.)	Rango T_h ($^\circ\text{C}$)	Tfh ($^\circ\text{C}$)	Te ($^\circ\text{C}$)	Moda (Th)	Salinidad (%peso)	δ	Presión (bar)	Observaciones
Cerro	Escondida	20	8 a 80	10 a 60	230-370			250-260				
Moro		2	16 y 30	20 y 30	(255)	-2,65	-22,5		4,311	0,830	37,5	
		1	20	80	395,3	-2,7						Homog. a vapor.
	Michelle	6	8 a 10	25 a 30	261-313			250-260				
		1	8	30	(255)	-2,5	-19,5		4,074	0,828	60	
	Dora	6	8 a 15	20 a 40	230-365			230-240				
		1	15	20	(230)	-2,3	-21,5		3,757	0,860	25	
	Deborah	11	10 a 16	15 a 40	245-303			280-290				
		1	10	30	245,4	-2,7	-20		4,389	0,845	35	
	3 Lomas	11	8 a 20	20 a 60	230-380			230-240				
		1	14	20	253	-2,5	-20,4		4,153	0,832	38	
	Moro	1	20	20	264	-2,4	-22,2	260-270	3,916	0,812	46	
	Esperanza	10	8 a 50	20 a 40	250-300			220-230				
		1	50	40	261	-2,4	-20,7		3,916	0,817	43	
	Nini	11	8 a 20	20 a 30	220-270			240-250				
		1	12	30	240	-2,8	-19,3		4,546	0,854	38	
Buena	Del Dique	10	10 a 28	15 a 40	235-285			230-250				
Esperanza	2	1	12	40	285,6	-2,5	-19,3		4,074	0,777	65	
Bajo Leonardo	Venillas	4	10 a 16	15 a 50	229-308			260-270 290-300				
		1	10	15	229	-2,8	-22		4,546	0,869	22	
Chispas	Stockwork	5	8 a 20	15 a 30	280-295			280-290				
		1	16	30	295	-3			4,857	0,771	75	
		1	12	60	400							Homog. a vapor.
Henriette	Venillas	5	10 a 25	20 a 25	272-295			270-300				

Tabla 4-18: Resumen de los datos obtenidos en las inclusiones fluidas de las vetas estudiadas. Los cálculos de salinidad, densidad y presión obtenidos con el software FLINCOR 1-2-1.

Durante la etapa de criometría no se han observado cambios de fases que indiquen la presencia de CO_2 en la fase gaseosa y calentando desde -120°C , se han medido un total de 14 temperaturas de fusión de hielo (Tfh) en las vetas estudiadas. Estas Tfh varían entre $-2,3^\circ$ y -3°C , correspondiendo con salinidades aparentes (sin tener en cuenta el contenido de CO_2) entre 3,87 y 4,96 % en peso de NaCl equivalente (**Bodnar, 1993**). Por otro lado se ha determinado un total de 12 temperaturas de punto eutéctico (Te), menor temperatura a la que coexiste la fase sólida (hielo) con la líquida. Estas varían entre -19° y -23°C , correspondiendo a un sistema H_2O -NaCl que posee una Te teórica de $-20,8^\circ\text{C}$ (**Shepherd et al, 1985**). Cabe señalar que **Echavarría (1997)**, no ha podido determinar CO_2 para el área El Dorado-Montserrat debido a pérdida de gases o precipitación de calcita y adularia durante la ebullición. Por lo tanto las soluciones que originaron los cuarzos de las vetas (generalmente posteriores a la calcita y adularia) están empobrecidos en estos gases y por ello no registran CO_2 en su composición. De este modo la salinidad aparente determinada con los estudios criométricos corresponde aproximadamente al valor de la salinidad real.

Durante el calentamiento (**Figura 4-10 A**) se ha alcanzado, para todas las vetas estudiadas, un rango de temperaturas de homogeneización (Th) entre 220° y 390°C , con una moda principal en el rango 240° - 270°C y una secundaria entre 280° - 300°C . Debido a que los depósitos epitermales se forman en

ambientes someros y a bajas presiones, se considera que las Th son prácticamente iguales a las temperaturas de entrapamiento de las inclusiones fluidas.

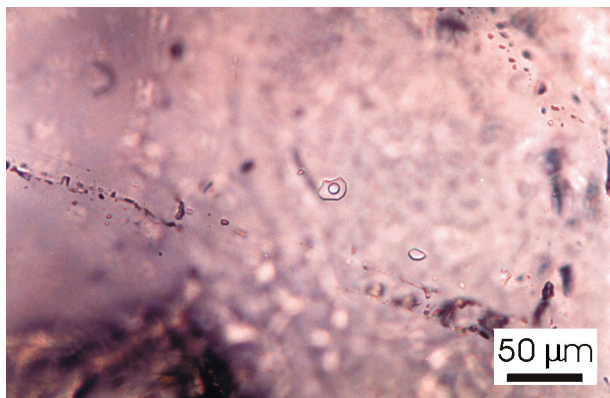


Foto 4-28: Microfotografía de una inclusión fluida primaria.

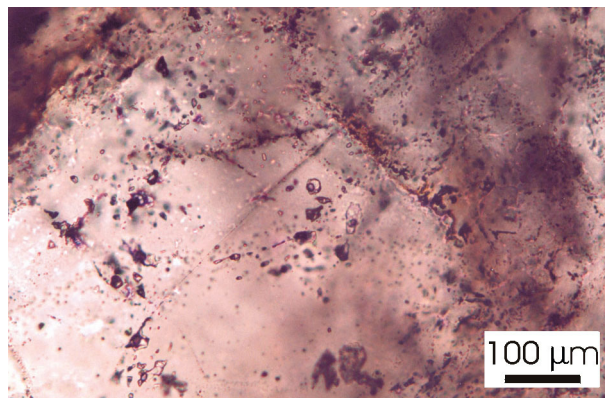


Foto 4-29: Microfotografía de inclusiones fluidas primarias (aisladas), secundarias (en fracturas) y estrangulamientos (centro).

Sin embargo hay diferencias en las temperaturas de homogeneización entre las diferentes zonas mineralizadas estudiadas:

- En Cerro Moro (Figura 4-10 B, B1 y B2) se han separado las vetas en dos grupos: Las vetas de baja Th, con un rango entre 240°-270°C y representadas por las vetas Dora, Tres Lomas, Nini, Esperanza, Moro y Escondida y las vetas de alta Th, con intervalo de 280°-300°C, vetas Deborah y Michelle.
- En las Vetas del Dique (área Buena Esperanza) el rango de Th es 230°-250°C (Figura 4-10 C).
- En Bajo Leonardo el rango de Th es de 260°-300°C (Figura 4-10 D).
- En Chispas el rango de Th es de 280°-300° para el stockwork (Figura 4-10 E). En la veta Sur no fue posible encontrar inclusiones fluidas primarias por estar casi íntegramente formada por texturas de reemplazo de calcita laminar.
- En las venillas de Henriette también fue muy difícil hallar inclusiones fluidas primarias. Sin embargo, en algunas inclusiones que posiblemente sean primarias, se pudo registrar un rango de Th entre 270° y 300° (Figura 4-10 F).

Por otro lado, cabe señalar que en la veta Escondida del área Cerro Moro y en el stockwork de Chispas, se han observado importantes variaciones en la relación de volumen entre las fases que componen las inclusiones. En el caso de veta Escondida la variación es muy importante, desde 10% a 80% de fase vapor y en Chispas de 15% a 80%. Estas variaciones estarían indicando ebullición (Roedder, 1984) en estas 2 vetas. A su vez, en ellas se han ensayado inclusiones bifásicas ricas en vapor que han homogeneizado a este gas a una temperatura cercana a 400°C, hecho que confirma lo señalado por Roedder (1984) y Bodnar et al. (1985), acerca de que es usualmente imposible medir Th o Tfh en inclusiones ricas en vapor.

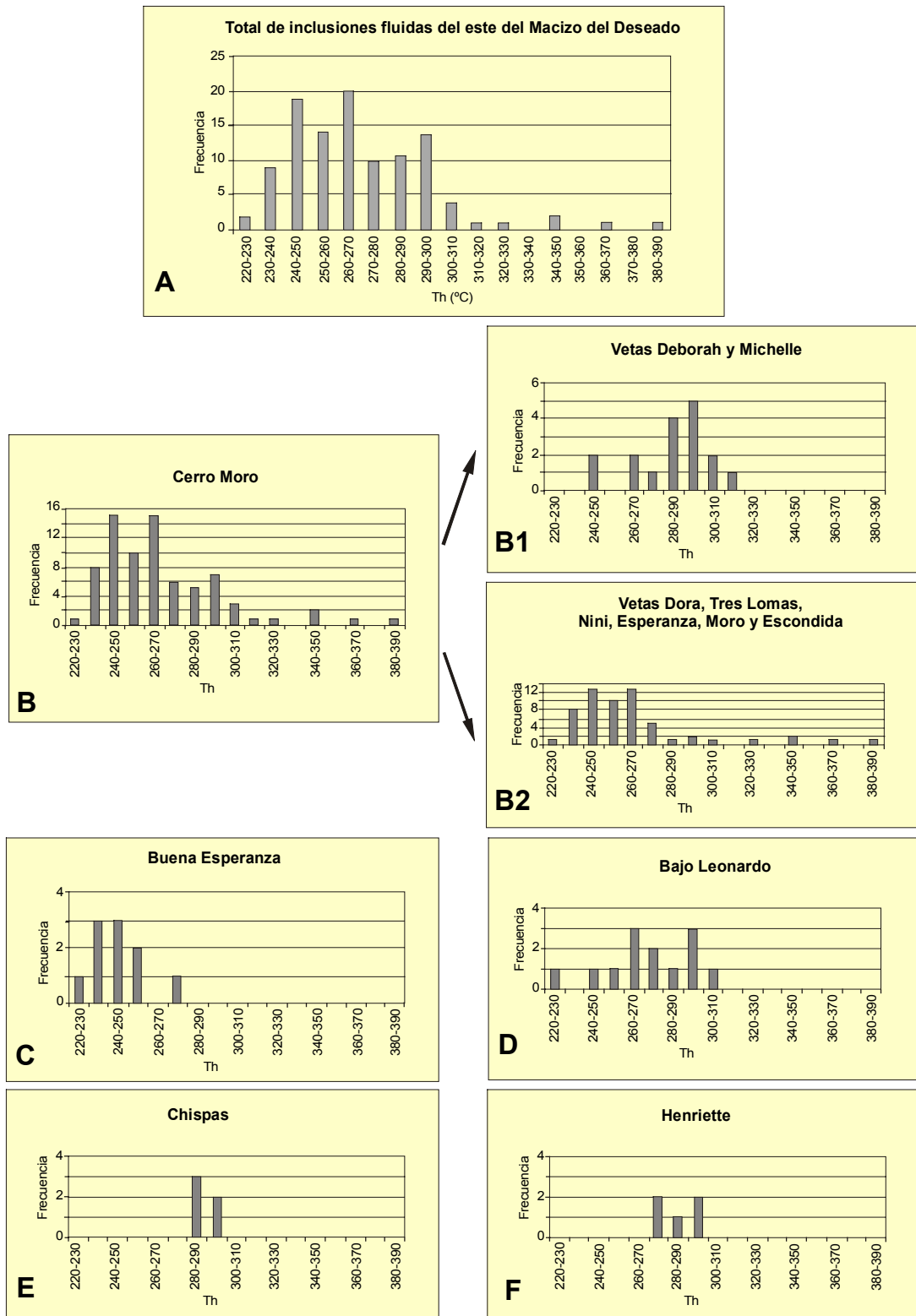


Figura 4-10: Histogramas de frecuencias de Th determinadas. A: Total de vetas de cuarzo estudiadas. B: Vetas del sector Cerro Moro, con las 2 poblaciones de Th halladas. C: Vetas del dique del sector Buena Esperanza. D: Venillas del stockwork del área Chispas. E: Vetas del sector Bajo Leonardo. F: Venillas del sector Henriette.

Caracterización del fluido hidrotermal:

Mediante el estudio de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo de las vetas de las cinco manifestaciones epitermales principales, se puede definir que el fluido hidrotermal ha tenido una temperatura entre 240° y 300°C, con una salinidad promedio de 4,23% en peso de NaCl y en un sistema H₂O-NaCl.

Estas condiciones son típicas de depósitos epitermales (Tabla 4-1), donde las bajas Th y salinidades indican bajas densidades (0,827 g/cc en promedio) y presiones (en el rango 22 a 75 bares, presiones mínimas de homogeneización obtenidas con el software FLINCOR 1-2-1, Tabla 4-18 y Figura 4-11), que indican una somera profundidad de emplazamiento.

La composición y temperaturas de homogeneización obtenidas en los estudios de inclusiones fluidas concuerdan con los valores conocidos para depósitos epitermales relacionados a rocas volcánicas (Roedder, 1984) y son consistentes con las condiciones de depositación del Au, mencionadas por Berger y Henley (1989), para estos ambientes.

Si comparamos las características de los fluidos del área con las obtenidas para el resto del Macizo del Deseado (Tabla 4-17) se observa que quedan comprendidos dentro del extenso campo de las mineralizaciones epitermales de la Provincia auroargentífera del Deseado (Figura 4-12), con una tendencia a tener salinidades promedio y Th máximas. En cambio, si las comparamos con ejemplos de yacimientos epitermales de baja sulfuración del mundo (Acupan, Comstock, Hishikari, McLaughlin, Round Mountain y Tayolita), surge que tanto las Th como las salinidades son relativamente elevadas, sugiriendo una mayor profundidad de emplazamiento.

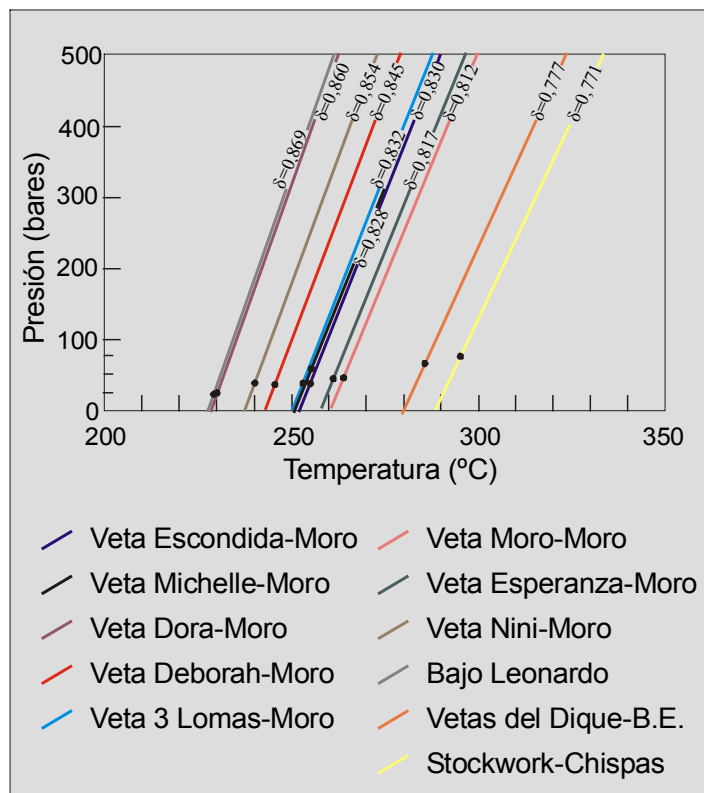


Figura 4-11: Gráfico de isocoras que muestra la variación de las temperaturas (Th) y presiones en cada una de las vetas estudiadas.

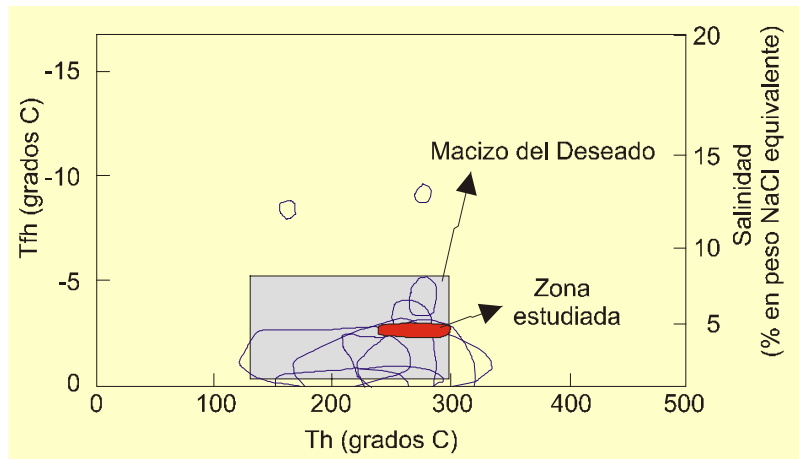


Figura 4-12: Gráfico comparativo de los parámetros salinidad y Th obtenidos de inclusiones fluidas. En rojo las obtenidas en este trabajo. En gris el conjunto de mediciones realizadas hasta el momento en el Macizo del Deseado y con bordes azules ejemplos (Acupan, Comstock, Hishikari, McLaughlin, Round Mountain y Tayolita) de yacimientos epitermales de baja sulfuración (modificado de **Cooke y Simmons, 2000**).

ESTUDIO DE ISOTOPOS ESTABLES

Isótopos de oxígeno:

El análisis de los isótopos estables de oxígeno permite obtener información muy importante para comprender el origen, naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales.

En el marco de esta investigación, la determinación de relaciones de isótopos estables de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) se ha llevado a cabo sobre 12 muestras de las diferentes mineralizaciones del sector oriental del Macizo del Deseado. Los resultados obtenidos se muestran en la [Tabla 4-19](#).

Nº Muestra	Sector – Descripción	N	Mineral	$\delta^{18}\text{O Qz}_{\text{SMOW}}$ (‰)	Th (°C)	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)
259	Moro-veta Esperanza	1	Cuarzo	2,6	225	-7,6
282	Moro-venillas	2	Cuarzo	0,7 y 1,2	255	-8,5 y -7,55
260	Moro-veta Escondida	2	Cuarzo	4,8 y 5,6	255	-3,95 y -3,15
277	Moro-veta Nini	1	Cuarzo	4,1	245	-5,10
278	Moro-veta Dora	2	Cuarzo	2,0 y 2,3	225	-8,20 y -7,90
284	Moro-veta Michelle	1	Cuarzo	2,7	255	-6,05
284	Moro-veta Michelle	2	Adularia	2,8 y 2,9	255	-5,95 y -5,85
478	Buena Esperanza-veta del Dique 2	1	Cuarzo	-0,5	240	-9,94
150	Bajo Leonardo-venillas	1	Cuarzo	0,8	270	-7,32
253	Chispas-stockwork	1	Cuarzo	2,5	285	-5,05
218	Henriette-venillas en domo	1	Cuarzo	4,5	285	-3,05

Tabla 4-19: Isótopos de oxígeno en muestras de cuarzo y adularia de las mineralizaciones estudiadas.

En esta tabla se muestran también los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ obtenido a partir del $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$ y las Th resultantes del estudio de inclusiones fluidas, utilizando la fórmula de **Zheng (1993)**, tanto para el cuarzo como para la adularia de las vetas del área oriental. El valor de Th se ha obtenido de las modas y promedios de área según el caso. De este cálculo resulta que el $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos en equilibrio con el cuarzo de las vetas epitermales del área oriental está comprendido en un rango de $-2,72\text{‰}$ a $-9,94\text{‰}$.

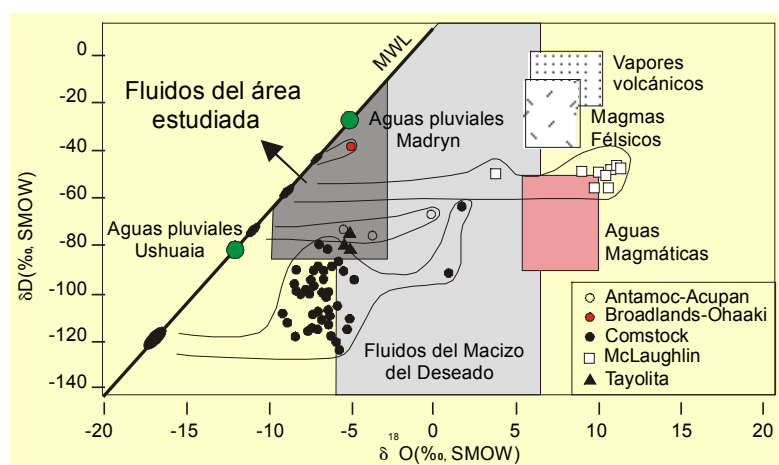


Figura 4-13: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus δD que ubica los fluidos del área estudiada en relación a las aguas de referencia (círculo verde), junto con el rango de valores obtenidos para el resto del Macizo del Deseado y con ejemplos de depósitos epitermales de baja sulfuración (modificado de **Cooke y Simmons, 2000**). El campo de aguas magmáticas fue obtenido de **Sheppard (1986)**.

Este rango de valores isotópicos de oxígeno de los fluidos ha sido graficado en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus δD , donde resulta clara la afinidad de estos con la línea de aguas meteóricas (MWL), indicando que han tenido un importante aporte de aguas meteóricas, independientemente del valor de δD (Figura 4-13). Además, se incluyen en la mencionada figura algunos ejemplos de depósitos epitermales de baja sulfuración con sus respectivas composiciones de aguas meteóricas, que permiten evidenciar las similitudes composicionales entre los fluidos. Estos datos coinciden con la composición de los fluidos en los depósitos epitermales de baja sulfuración (Tabla 4-1) y con lo señalado por **Simmons (1995)**, quien señala que el aporte magmático en los fluidos que forman los depósitos epitermales de baja sulfuración es de hasta un 10%.

En función de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos se podrían ordenar a las distintas áreas en función de la proporción de aporte magmático, siendo menor (-9,94‰) para la veta del Dique 2, en Buena Esperanza, seguido por las venillas de Bajo Leonardo (-7,32‰), el stockwork de Chispas (-5,05‰) y las venillas del domo de la Laguna Salada, en Henriette (-3,05‰), las cuales son las de mayor aporte magmático. Sin embargo, para el área Cerro Moro, único sector con abundantes mediciones, el $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos en equilibrio con el cuarzo y la adularia varía desde -2,72‰ hasta -8,50‰ (valor promedio de -6,34‰), hecho que confirma la alta variabilidad de la composición isotópica de los fluidos epitermales en los depósitos antiguos (**Giggenbach, 1992**), limitando el ordenamiento en función de valores puntuales.

Por otro lado, mediante la base de datos de ISOHIS (Isotope Hydrology Information System) de la página web (www.isohis.iaea.org), se han extraído datos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{lluvia}}$ y $\delta\text{D}_{\text{lluvia}}$ de las estaciones más cercanas a la zona estudiada, Puerto Madryn ubicada a 100 msnm y Ushuaia a 10 msnm. Los $\delta^{18}\text{O}$ y δD promedio de las aguas de lluvias de estas estaciones, obtenidas por el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), son de -6,33‰ y -24‰ (dato único de 1998) para Madryn y -11,12‰ y -84,80‰ para Ushuaia para el período 82-98 y 86-98 respectivamente (Figura 4-13). En función de que no ha habido grandes variaciones en altitud y latitud desde el Jurásico hasta el presente en la zona de estudio, se puede estimar que el valor de la composición isotópica del oxígeno del agua meteórica para el Macizo del Deseado en épocas jurásicas podría estar comprendido en este rango (-6 a -11‰), muy similar al de los fluidos que han formado las mineralizaciones epitermales del este del Macizo del Deseado. En cuanto al la composición del deuterio, no ha sido determinada y por ello se asume que debe ser similar al rango de valores de las aguas meteóricas actuales (-24 a -84,80‰). Esto estaría avalado también por lo señalado por **Recio (2000)**, quien apunta que como el H es elemento traza en las rocas y mayoritario en el agua, el fluido no sufre grandes cambios en la composición de deuterio.

Todo esto coincide con la propuesta de **Cooke y Simmons (2000)**, quienes formulan que el agua meteórica local es el principal componente de los fluidos epitermales de baja sulfuración.

Comparando estos resultados con los análisis isotópicos de oxígeno obtenidos para los cuarzos de vetas de los diferentes sectores del Macizo del Deseado (Tabla 4-20), resulta claro que el sector oriental del Macizo del Deseado posee los menores contenidos en $\delta^{18}\text{O}$. Esto puede deberse a que el aporte meteórico fue aún más importante que en el resto de las manifestaciones epitermales o a que las vetas del área oriental son de mayor temperatura.

Localidad	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰) en cuarzo de vetas	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) del fluido (calculado)	Referencia
Cerro Vanguardia	9,3 a 12,8 ‰	1,5 a 5‰	Schalamuk et al., 1999
Manantial Espejo	8,8 a 12,7‰ 1,8 a 15,7‰	No calculado. -6,4 a 2,8‰	Schalamuk et al., 1998 Schalamuk et al., 1999
La Josefina	12,8 a 14,7‰	4,4 a 6,35‰	Schalamuk et al., 1999
El Dorado-Montserrat	6,1 a 8,6‰	-3,11 a -1,9‰	Echavarría, 1997
Bajo Pobre	9,3 a 14,8‰	-3,5 a 2‰	Schalamuk et al., 1999

Tabla 4-20: Resumen de los resultados isotópicos de oxígeno obtenidos en vetas del Macizo del Deseado.

Isótopos de azufre:

Los estudios de isótopos de azufre son utilizados en depósitos minerales para determinar el origen de las menas sulfuradas. En el área estudiada la presencia de sulfuros es muy escasa (<1%) y se restringe a ciertas vetas de cuarzo.

Ocho muestras de sulfuros de vetas de cuarzo del sector estudiado han sido analizadas por isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España y sus resultados se muestran en la Tabla 4-21, junto con los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ calculados, mediante la fórmula de **Ohmoto y Rye (1979)**, para los diferentes minerales.

Los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{min}}$ varían entre $-1‰$ y $2,3‰$ y los de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ entre $-2,61‰$ y $0,87‰$. Estos valores, próximos a $0‰$, indican un origen magmático (con escasa actividad supergénica) para el S que conforman el H_2S de los fluidos hidrotermales, coincidiendo con las conclusiones a las que llegan **Echavarría (1997)** y **Schalamuk et al. (1998)** en otros sectores del Macizo del Deseado. Este magmatismo se correspondería con la estrecha vinculación entre estas manifestaciones epitermales con el volcanismo Jurásico del Macizo del Deseado (Grupo Bahía Laura, Formación Bajo Pobre)

Nº Muestra	Sector - Descripción	Método	n	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{-min}}$ (‰)	Th (°C)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{-fluido}}$ (‰)
259	Moro-veta Esperanza	convencional	2	Pirita	-1	225	-2,61
259	Moro-veta Esperanza	convencional	1	Calcopirita	-0,7	225	-0,50
284	Moro-veta Michelle	convencional	2	Pirita	0,6 y 0,7	255	-0,83 y -0,73
350	Moro-loma stockwork	láser	1	Pirita	2,3	255	0,87
351	Moro-veta Escondida	láser	1	Pirita	2	255	0,57
253A	Chispas-stockwork	convencional	1	Pirita	1,3	285	0,02

Tabla 4-21: Resultados de isótopos de azufre de las muestras analizadas.

EDAD DE LAS MINERALIZACIONES

Las dataciones existentes sobre la mineralización de tipo epitermal del Macizo del Deseado están hechas sobre los minerales de alteración (illita), sobre adularia (**Arribas Jr. et al., 1996**) o sobre roca total en ignimbritas alteradas hidrotermalmente del proyecto La Josefina (**Fernández et al., 1999**). Estos fechados han demostrado que las vetas de cuarzo se emplazaron en el Jurásico superior, aunque, según **Arribas Jr. et al. (1996)**, las edades correspondientes a illita de fracción fina (<2 μm) y las de adularia (que están parcialmente alteradas) no pueden ser consideradas como válidas, pues en ambos casos pudo haber ocurrido pérdida de Ar radiogénico. Estos datos se resumen en la [Tabla 4-22](#).

En el sector estudiado ha podido observarse, específicamente en el área Buena Esperanza, que las vetas y venillas de cuarzo del sistema de vetas Del Dique afectan a todas las litologías del Grupo Bahía Laura, cortando incluso a los diques riolíticos, considerados póstumos dentro del evento volcánico Jurásico. Por lo tanto, teniendo en cuenta estas relaciones estratigráficas, la mineralización sería posterior a los eventos póstumos del volcanismo ácido (Jurásico superior bajo).

Este hecho coincide con lo puntualizado por **Gemmell (2002)**, quien sostiene que la convección que origina los depósitos epitermales de baja sulfuración, generalmente comienza hasta 1 Ma después del fin del volcanismo.

Referencia	Material	Localidad	Método	Edad (Ma)
Arribas et al. (1996)	Illita (halo de alteración)	Perforación. Cerro Vanguardia	K/Ar	151 \pm 3,5 a 142,3 \pm 3,4 Ma
Arribas et al. (1996)	Adularia	Veta Natalia, Cerro Vanguardia	K/Ar	138,5 \pm 3,3 Ma
Arribas et al. (1996)	Adularia	Veta María, Manantial-Espejo	K/Ar	142,6 \pm 3,5 a 124,8 \pm 3 Ma
Fernández et al. (1996)	Roca Total (ignimbrita alterada hidrotermalmente)	La Josefina	Rb/Sr	156 \pm 2 Ma

[Tabla 4-22](#): Resumen de datos radiométricos de las mineralizaciones epitermales del Macizo del Deseado.

RELACION ENTRE ESTRUCTURA Y MINERALIZACION

Al nivel de la Provincia auroargentífera del Deseado, las estructuras vetiformes más ricas y las fajas de alteración hidrotermal más importantes, están alojadas en los rumbos NO, la dirección principal de estructuramiento del Macizo del Deseado. Esto indica que el rifting NO, al cual está vinculado la formación del volcanismo Jurásico, ha tenido gran influencia en la ubicación, distribución y génesis de las estructuras mineralizadas (**Dubé, 1997**). Este mismo autor señala que la dirección ONO a E-O de las fallas de rumbo dextrales representan un segundo control en la mineralización, tal como se puede ver en los sectores de Manantial Espejo y Cerro Vanguardia.

Por otro lado, las más importantes mineralizaciones epitermales vetiformes del Macizo del Deseado (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Bacon) están relacionadas a estructuras de falla, aparentemente desvinculadas de centros volcánicos. En cambio, otras mineralizaciones estarían relacionadas a estructuras volcánicas de calderas fosilizadas, como es el caso de Microondas-Martinetas (www1.hcdn.gov.ar/dependencias/cmineria/martinetas.htm), La Josefina (**Fernández et al., 1996**), El Dorado-Montserrat (**Echavarría, 1997**) y La Pilarica, donde parte de la mineralización se aloja en los domos póstumos de borde de caldera (**Tessone y Del Blanco, 1998**).

El estudio estructural presentado en el Capítulo 3, nos permite comprender los esfuerzos que han actuado sobre el Macizo del Deseado, antes y durante el emplazamiento de las vetas y también cuales fueron los posibles desplazamientos sufridos por las mismas.

La estructura de las áreas mineralizadas, al igual que en todo el sector estudiado, se caracteriza por estar dominada por fallamiento. La gran mayoría son fallas directas con alguna componente de cizalla y son el producto de la tectónica extensional mesozoica que produjo la estructura de bloques que caracteriza al Macizo del Deseado. La vinculación entre las mineralizaciones con las principales direcciones de falla facilita la identificación de las orientaciones favorables para la circulación de soluciones hidrotermales y emplazamiento de vetas portadoras de metales.

Tal como se desprende de las descripciones realizadas de las estructuras mineralizadas, la mineralización epitermal del Macizo del Deseado tiene un muy fuerte control estructural. La [Figura 4-14](#) muestra un diagrama de rosas que resume las direcciones de las vetas y venillas de cuarzo. De este diagrama surge que las direcciones más favorables para el emplazamiento de estructuras mineralizadas son la NO (dirección principal del sistema Bajo Grande), la NE (dirección conjugada del sistema El Tranquilo) y la NNE (dirección principal del sistema Río Pinturas). Todas estas direcciones son muy frecuentes entre las estructuras que conforman los bloques de rocas volcánicas jurásicas, salvo la NNE que no se encuentra muy representada en la región.

Además, en cada una de las 5 áreas consideradas (Cerro Moro, Chispas, Buena Esperanza, Bajo Leonardo y Henriette) se ha realizado también un diagrama de rosas donde se muestran las direcciones de las vetas y venillas de cuarzo ([Figura 4-14](#)). Estos diagramas se han cotejado con los resultados geoquímicos para obtener las direcciones preferenciales donde se depositaron los metales. De esta comparación surge que:

- En Cerro Moro los más altos tenores se concentran en las vetas de rumbo NO a ONO, en el sector oeste del área.
- En Henriette las anomalías en metales tienden a concentrarse en venillas NE (N30° a N70°).

- En Bajo Leonardo las anomalías se concentran en las venillas E-O.
- En Buena Esperanza las mayores anomalías en metales se concentran en las vetas del Dique, de dirección NNO (N340° a N350°).
- En Chispas las anomalías se dan en el stockwork de rumbo principal NE (N50° a N70°).

Como se observa, es clara la tendencia a encontrar los mayores tenores de metales (vetas del Dique en Buena Esperanza y vetas Esperanza, Escondida, Nini y Tres Lomas en Cerro Moro) en la dirección NO, tal como fue señalado por **Dubé (1997)**. Sin embargo la dirección NE acumula también anomalías en metales, pero en mucha menor proporción.

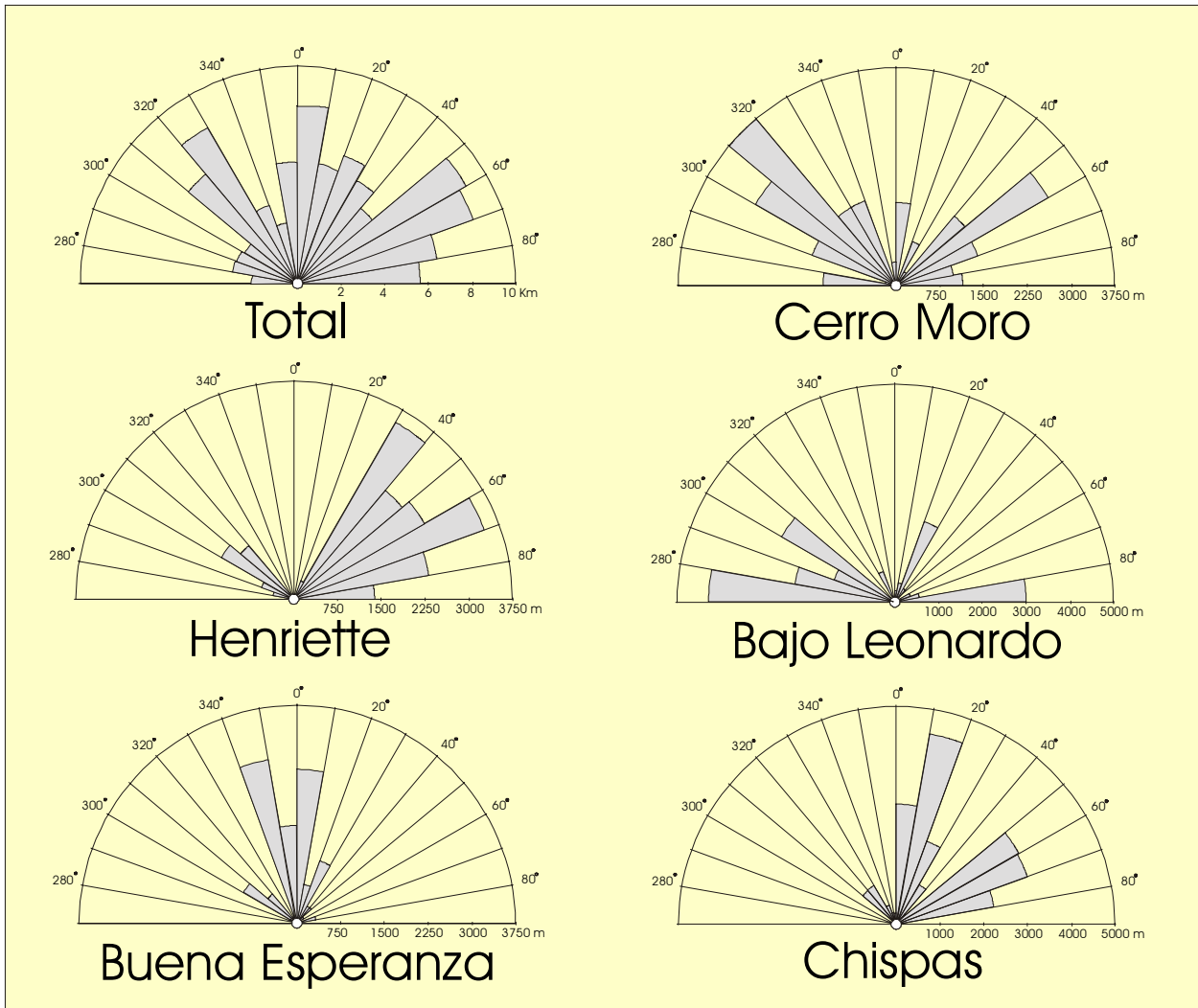


Figura 4-14: Diagramas de rosas de las direcciones principales de mineralización (vetas y venillas de cuarzo) en las diferentes mineralizaciones principales.

CAPITULO 5

DISCUSION Y CONCLUSIONES

EVOLUCION GEOLOGICA

En esta sección se hace un compendio de toda la información geológica obtenida en este trabajo de investigación. Para un mejor ordenamiento se lo ha subdividido en función de la columna estratigráfica ([Cuadro Estratigráfico](#)), aunque sin perder el objetivo, que es el de relatar los sucesivos procesos geológicos que ocurrieron en el sector oriental del Macizo del Deseado.

Complejo Río Deseado:

Según estudios de xenolitos del manto realizados por **Stern et al. (1986)**, previamente a la conformación de la corteza continental de la Patagonia existía un cratón continental Arqueano con un margen pasivo en el borde occidental. Posiblemente en el Proterozoico se produjo el cambio de comportamiento de este margen, pasando a formar un margen activo e iniciando la acreción al oeste de Gondwana. Hay muy pocas evidencias del basamento Precámbrico en la región patagónica austral. Las únicas rocas indudablemente Proterozoicas son las del Complejo Cabo Meredith, en las islas Malvinas. Las demás evidencias (errorcronas en gneises, clastos en conglomerados paleozoicos y xenolitos de edad precámbrica y circones heredados en rocas metasedimentarias) son indirectas, pero apoyan la idea que las rocas precámbricas han contribuido a la corteza de la Patagonia austral (**Pankhurst, 1999**).

En el sector estudiado, las evidencias de rocas precámbricas posiblemente se encuentren en el Complejo Río Deseado y en los clastos de los conglomerados de la Formación La Golondrina.

Según lo estudiado en las rocas del asomo Bahía Laura del Complejo Río Deseado, las metamorfitas estarían indicando que en el NeoProterozoico (580 a 540 Ma, según **Pankhurst et al., 2001**) se produjo acumulación de sedimentos marinos someros (grauvacas, areniscas, pelitas, cuarcitas y en menor medida carbonatos), conjuntamente con un conjunto de rocas ígneas (que evolucionan desde basaltos toleíticos a granodioritas calcoalcalinas) con características de arco magmático de islas producido por subducción de corteza oceánica bajo corteza oceánica ([Figura 5-1 A](#)). Este conjunto igneo-sedimentario de posible edad neoproterozoica fue metamorfozido regionalmente (hasta facies de medio a alto grado) alrededor del límite Proterozoico-Paleozoico (asumiendo la edad 540 ± 20 Ma, determinada por **Pezzuchi, 1978**). Este metamorfismo Pampeano, si bien faltan elementos para determinarlo, se podría haber producido por la anomalía térmica vinculada con la evolución del propio arco magmático ([Figura 5-1 B](#)).

Posteriormente, en el Paleozoico inferior a medio (Ordovícico a Devónico inferior) se produjo un magmatismo de arco Famatiniano (**Ramos, 2002**) que se encuentra representado en forma de inyecciones y escasos cuerpos plutónicos, representados en el área de estudio por las inyecciones ígneas, el granito de Bahía Laura y el leucogranito de la Laguna Dulce. Este magmatismo se produce conjuntamente con una deformación dúctil progresiva (S2), de rumbo NNO e inclinaciones NE (en los asomos Bahía Laura y Bajo La Leona) y SO (en Tres Hermanas y Dos Hermanos), que produce efectos metamórficos dinámicos en las metamorfitas y en algunas de las rocas ígneas paleozoicas ([Figura 5-1 C](#)).

Formación La Golondrina:

En el Pérmico medio a superior (**Homovc et al., 1996**) se inicia la apertura de una cuenca de rift con grabens y hemigrabens de orientación NO-SE (**Uliana y Biddle, 1987**) en el sector oriental del Macizo del Deseado. Esta apertura se vincula con procesos extensionales que reactivaron los lineamientos Famatinianos por atenuamiento cortical vinculado a variaciones (por ejemplo en la velocidad de convergencia) en el margen de subducción occidental (**Palma y Ubaldón, 1988; Ramos y Palma, 1991**). En esta cuenca continental intermontana se depositaron los depósitos sinextensionales continentales fluviales de la Formación La Golondrina de edad Pérmico superior (**Figura 5-1 D**). Las psamitas y psefitas de la base de la Formación se habrían producido en una llanura aluvial de ríos entrelazados que se hicieron arenosos y con intercalaciones pelíticas hacia la parte media; tienen paleocorrientes hacia el SE y están representados por los Miembros Laguna Lillo y Laguna Polina. Hacia la parte media (**Figura 3-6**) de esta unidad formacional se produce una reactivación del sistema, evidenciada por los conglomerados del Miembro Dos Hermanos, con paleocorrientes hacia el SO y también, en el sector investigado, por las facies paraconglomerádicas proximales que apoyan sobre las rocas del Complejo Río Deseado en el asomo Bahía Laura. Esta reactivación del sistema ha sido muy importante debido a que ha reseteado la mayoría de los minerales del Complejo Río Deseado, hecho que ha permitido acotarla temporalmente con dataciones Ar/Ar al Pérmico superior alto (251 ± 3 Ma). Estas rocas sedimentarias habrían sido posteriormente plegadas por los movimientos diastróficos de la Fase Huárpica (**Ugarte, 1966; Godeas, 1985; Palma y Ubaldón, 1989; Panza et al., 1995**).

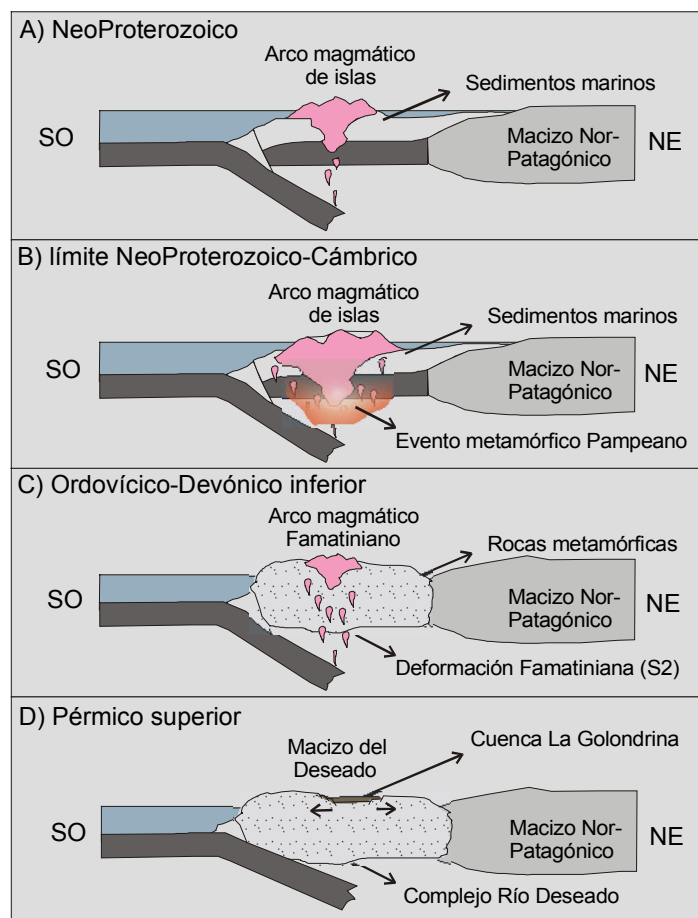


Figura 5-1: Esquema interpretativo de la evolución de los ciclos Pampeano, Famatiniano y Gondwánico.

Evento Magmático Jurásico:

Introducción:

En esta sección se vinculan las unidades magmáticas jurásicas que asoman en el sector estudiado, Formación Cerro León, Formación Bajo Pobre y Grupo Bahía Laura, proponiendo su amalgamación en un único evento magmático de grandes dimensiones que dominó durante gran parte del período Jurásico en el ámbito de la Patagonia extrandina. Esta asociación se basa en las afinidades geoquímicas, isotópicas, genéticas y geocronológicas entre estas unidades.

Con la intención de hacer referencia al conjunto de volcanitas bimodales del Jurásico presentes en el área estudiada se propone el término Evento Magmático Jurásico. Este evento está abierto para la inclusión de más unidades volcánicas jurásicas que asoman en otros sectores del Macizo del Deseado (Formaciones Roca Blanca y Bajo Grande) mediante estudios posteriores.

Relaciones entre el Grupo Bahía Laura, Formación Bajo Pobre y Cerro León:

Varios autores (**Pankhurst et al., 1993b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998; Bertrand et al., 1999; Féraud et al., 1999; Riley et al., 2000 y Echeveste et al., 2001**) han considerado la coetaneidad y cogénesis de los eventos volcánicos del Grupo Bahía Laura y de la Formación Bajo Pobre y **Pezzi (1970)** y **Panza (1982)** mencionan la correlación entre las rocas de la Formación Bajo Pobre con las de la Formación Cerro León.

El presente trabajo confirma estas hipótesis por medio del uso conjunto de las relaciones estratigráficas, geoquímicas y fechados radimétricos, características que definen sin lugar a dudas esa coetaneidad y cogénesis entre estas unidades.

Las relaciones estratigráficas halladas en el sector oriental del Macizo del Deseado permiten ubicar a los diques de diabasas de la Formación Cerro León en la parte inferior y más profunda del Evento Magmático Jurásico, debido a que se encuentran intruyendo rocas pre-jurásicas (Formación La Golondrina y Grupo Río Deseado) y no hallando ninguna relación de intrusividad con las rocas de la Formación Bajo Pobre o del Grupo Bahía Laura. Esta relación fue posteriormente confirmada por una datación Ar/Ar que ubica a esta unidad en el Jurásico inferior alto ($180,3 \pm 1,8$ Ma).

Por otro lado, las relaciones estratigráficas entre la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura representan claras evidencias de la coetaneidad entre estos dos eventos. Se han encontrado y datado rocas de la Formación Bajo Pobre tanto por debajo (edad Ar/Ar de 170 ± 10 Ma), como por encima (edad K/Ar de $151,3 \pm 3,4$ Ma) de las volcanitas ácidas del Grupo Bahía Laura. Estas dos muestras son coincidentes con los extremos del período efusivo del Bajo Pobre en todo el Macizo del Deseado, cuya edad está circunscripta entre 173 ± 8 y $150,6 \pm 2$ Ma (**Tessone et al., 1999 y Pankhurst et al., 2000**).

Para discriminar las distintas facies que componen el Grupo Bahía Laura también se han tenido en cuenta las complejas relaciones estratigráficas encontradas en el sector occidental del área, donde se encuentra el Horst de Leonardo. Se han considerado como ignimbritas basales ($176,9 \pm 1,6$ Ma) de la secuencia volcánica a las apoyadas sobre las sedimentitas pérmicas en el borde noreste del horst y como ignimbritas más jóvenes, con edades $162,3 \pm 1$ Ma y 160 ± 3 Ma, a las determinadas más al sur, en el graben adyacente. Por otro lado, la lava y el pórfido que intruyen a la secuencia piroclástica en el área de la Estancia La Henriette tienen edades de $164,3 \pm 0,3$ y $163,8 \pm 0,5$ Ma. Cabe señalar que en el

área del Horst de Leonardo, el criptodomo Cerro Blanco intruye y deforma a las ignimbritas jóvenes, teniendo entonces edades menores a los 160 Ma. Estas edades confirman el período de efusividad del Grupo Bahía Laura (177 a <160 Ma) y apoyan un rejuvenecimiento de las edades hacia el oeste.

El conjunto de edades radiométricas obtenidas sobre las rocas básicas y ácidas del volcanismo jurásico en el área investigada confirman las relaciones estratigráficas observadas en el campo y por ende avalan fuertemente la idea de interdigitación de los procesos efusivos y subvolcánicos, hecho que se grafica en la [Figura 5.2](#), donde se evidencia que los dos eventos tienen el mismo rango de edad e incluso el mismo climax de actividad, entre los 150 y 165 Ma.

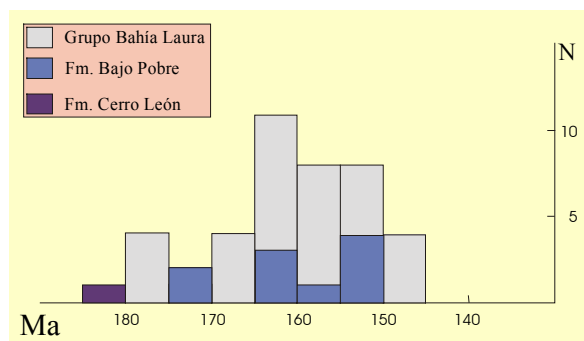


Figura 5-2: Histograma que reúne todos los datos radiométricos del Evento Magmático Jurásico.

Las afinidades entre estas tres unidades de rocas volcánicas jurásicas también pueden ser observadas en los estudios geoquímicos ([Figura 5-3](#)). El diagrama de clasificación TAS (**Le Maitre, 1989**) muestra una transición desde las rocas básicas a intermedias de la Formaciones Cerro León y Bajo Pobre a las ácidas del Grupo Bahía Laura ([Figura 5-3 A](#)), con una menor proporción de rocas de composición intermedia, típico comportamiento de un volcanismo bimodal. Por otro lado, según los diagramas de **Irvine y Baragar (1971)**, todas las volcanitas del Evento Magmático Jurásico son subalcalinas, con excepción de un dique de diabasa de la Formación Cerro León (muestra 240) que tiene una ligera tendencia alcalina ([Figura 5-3 B](#)).

Es notable la coincidencia de los tenores en elementos traza en un diagrama expandido normalizado a MORB (**Pearce, 1981**), donde se evidencia el carácter calcoalcalino de las rocas ([Figura 5-3 C](#)). Este gráfico muestra además una ligera transición entre las rocas básicas (basaltos a andesitas) de las Formaciones Cerro León y Bajo Pobre, hacia las unidades dacíticas y luego a las riolíticas del Grupo Bahía Laura. Los elementos Rb, Th, K y Nb aumentan y los elementos Sr, Ba, Zr y Ti disminuyen con el aumento en el contenido de SiO₂, hecho normal para secuencias con fuente magmática común. Además, mediante el ploteo ([Figura 5-3 D](#)) de Nb versus SiO₂ y, siendo el Nb un elemento traza incompatible durante la cristalización fraccionada de magmas subalcalinos (**Pankhurst et al., 1998**), se puede deducir que hubo fraccionamiento pues, en términos generales, el Nb aumenta conjuntamente con la SiO₂. Además el enriquecimiento en elementos livianos (LILE) sugiere procesos de cristalización fraccionada, por lo tanto las rocas ácidas del Grupo pueden ser refundidos parciales de magmas básicos que cristalizaron en la corteza inferior (**Pankhurst y Rapela, 1995**).

Los datos isotópicos (Sr^{87}/Sr^{86} y ΣNd) también apoyan la cogénesis de las rocas del Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura y confirman que no existen diferencias isotópicas de importancia entre estas unidades volcánicas (**Pankhurst y Rapela, 1995; Riley et al., 2000**).

De este modo, resulta claro que tanto la Formación Cerro León, como la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura constituyen las efusiones básicas y ácidas de un gran evento bimodal calcoalcalino

que se propone denominar Evento Magmático Jurásico, producido en el intervalo Jurásico inferior alto a Jurásico superior en el ámbito del Macizo del Deseado y que precedió el desmembramiento del continente Gondwana y la apertura de Océano Atlántico hacia el Cretácico.

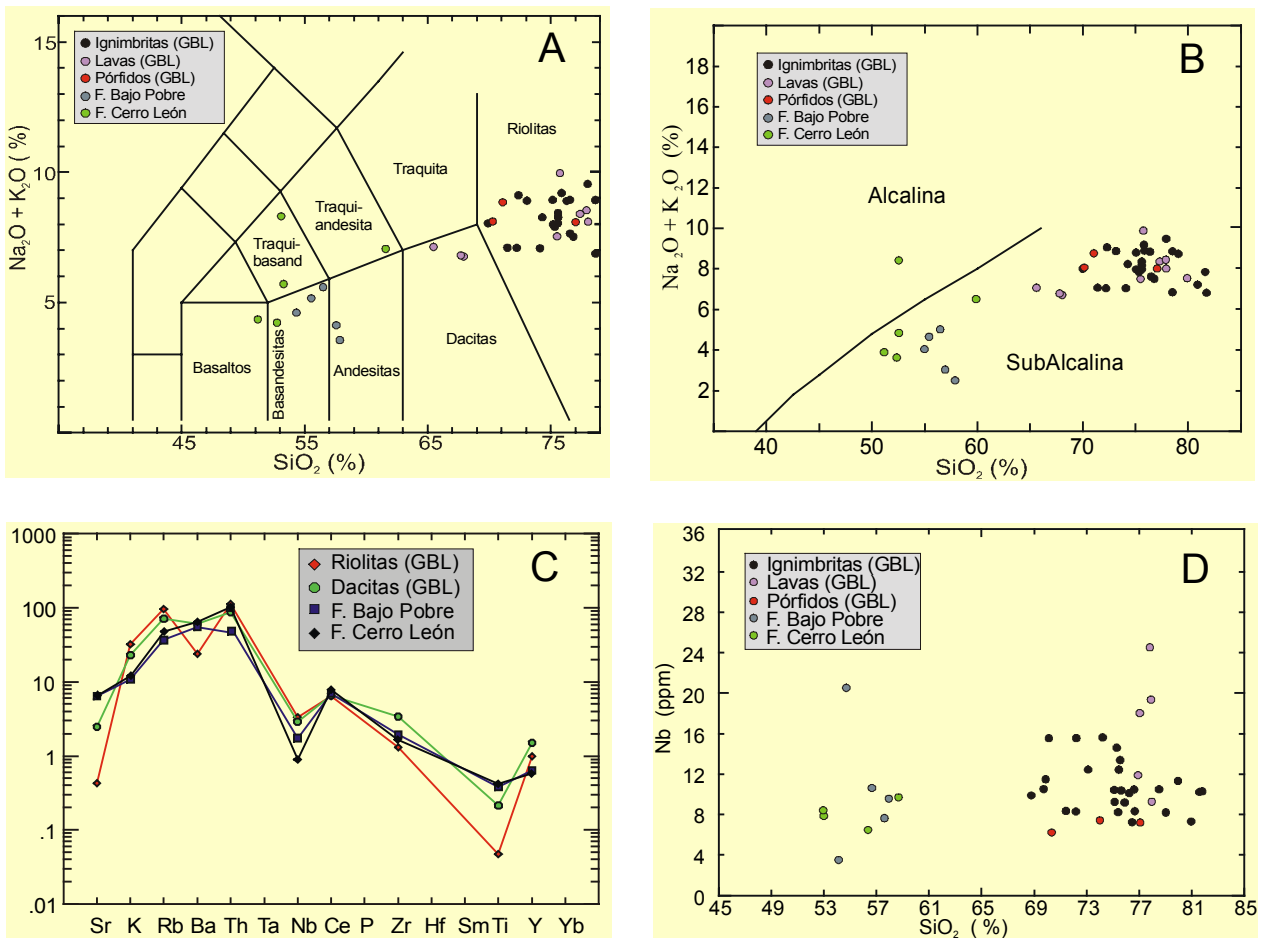


Figura 5-3: Diagramas geoquímicos donde se representan las rocas del Evento Magmático Jurásico.

Génesis del Evento Magmático Jurásico:

En cuanto a la génesis de este Evento Magmático Jurásico, los últimos estudios (Riley et al., 2000) señalan que la gran uniformidad isotópica de las rocas volcánicas jurásicas ($Ri^{87}Sr/^{86}Sr$ cercanos a 0,707 y ϵNd_i cercano a -3) estaría reflejando un efecto denominado MASH, fenómeno propuesto por Hildreth y Moorbath (1988), por el cual hay mezcla, asimilación y homogeneización de los fundidos de la corteza inferior con los magmas básicos fraccionados. Este magma isotópicamente homogéneo sería de composición andesítica a dacítica, siendo las riolitas el resultado de procesos de cristalización fraccionada en cámaras magmáticas ubicadas en la corteza superior. A su vez, el hecho de que el magma intermedio a ácido haya formado una barrera de densidad que no ha permitido el ascenso de los magmas máficos ha sido importante en la generación de los grandes volúmenes de materiales fundidos de la corteza superior y por lo tanto explica la gran extensión areal y temporal del magmatismo ácido jurásico. Estos autores señalan también que la corteza inferior estaría hidratada o, según Bertrand et al. (1999), el manto litosférico estaba enriquecido por procesos de subducción, confiriéndole características de arco a las volcanitas jurásicas de Patagonia.

Ajustándose a esta teoría genética, las rocas de la Formación Cerro León corresponderían a las rocas más próximas a representar los magmas básicos que han generado el efecto MASH; estos han sufrido baja contaminación cortical y el hecho de que posean anfíboles avala la hipótesis del manto litosférico enriquecido. Estas rocas no han llegado a la superficie, presentándose como diques en los altos estructurales de Leonardo y Bahía Laura. La menor cantidad y alcalinidad del dique de diabasa en las rocas esquistosas del asomo Bahía Laura y la mayor cantidad y subalcalinidad de los diques que cortan a la Formación La Golondrina podrían ordenar de más profundo a más somero los dos niveles estructurales diferentes para el tiempo del emplazamiento de estos diques.

Las rocas de la Formación Bajo Pobre corresponden a los magmas andesíticos formados por la mezcla de los magmas básicos con los fundidos de la corteza inferior y que por una cuestión de diferencia de densidad han alcanzado la superficie en menor proporción que las rocas ácidas. Estas rocas máficas están bien fraccionadas en relación a derivados directos del manto.

Finalmente, las dacitas (poco representadas) y riolitas del Grupo Bahía Laura son el resultado de la cristalización fraccionada producida en cámaras magmáticas de la corteza superior y son las rocas que mayoritariamente han extruído en superficie.

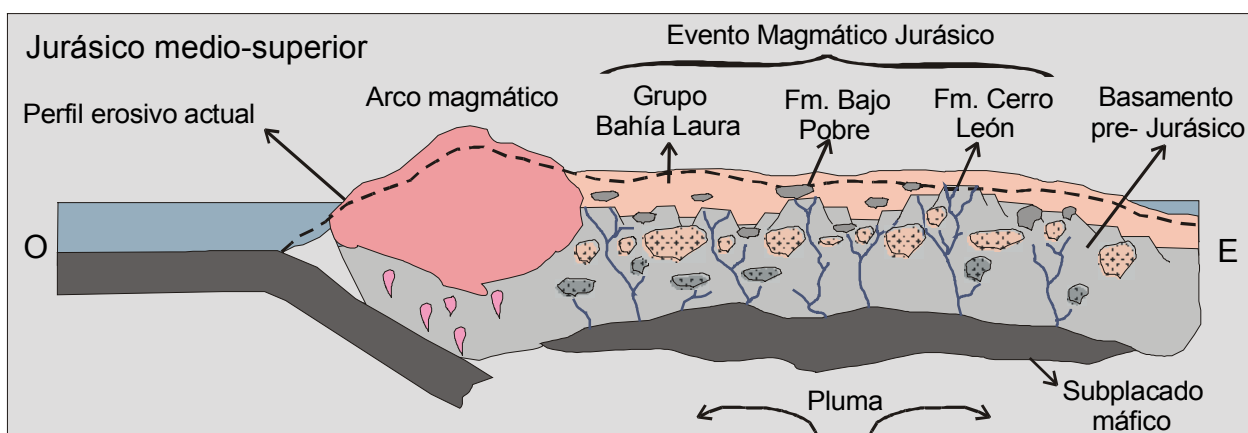


Figura 5-4: Esquema interpretativo de la evolución del Evento Magmático Jurásico.

Del estudio regional se ha comprobado que los materiales magmáticos (domos, complejos de domos, pórfidos y diques) se asocian a las grandes fracturas e intersecciones de fracturas, producidas en el ambiente extensional jurásico. Esto evidencia una alineación de los centros emisores de los grandes volúmenes de rocas jurásicas, demostrando de este modo un volcanismo estructuralmente controlado.

Tal como se señaló en el apartado de Geología Estructural, el ambiente geotectónico donde se produjeron estas volcanitas fue de subducción lenta a muy lenta, por lo cual el Macizo del Deseado entero estaba sujeto a un régimen extensional con generación de horst y graben NO-SE. Este hecho y la posible existencia de una pluma mantéfica (Riley et al., 2000), es lo que provocó un alto gradiente térmico y una importante actividad magmática de retroarco (Figura 5-4). El ascenso de los materiales magmáticos procedentes de niveles profundos se produjo aprovechando fracturas pre-existentes, generando procesos de transferencia de calor de los niveles más profundos a los niveles basales a intermedios de la corteza (Uliana et al., 1985).

Este volcanismo bimodal del Jurásico colmató de materiales volcánicos-sedimentarios a toda la región, incluso hasta los altos topográficos, pues en el Horst de Leonardo y de Bahía Laura se encuentran abundantes evidencias de las raíces (diques y filones capa bimodales) de este episodio volcánico, demostrando que estuvieron en algún momento cubiertos de materiales volcánicos jurásicos.

Evolución post-jurásica:

En el Jurásico superior-Cretácico inferior, y como resultado de la disipación del evento térmico que produjo la actividad volcánica jurásica, se instala un período de reactivación de fracturas del basamento con formación de bloques rígidos. A este proceso le siguió un fenómeno localizado de subsidencia que generan nuevas depresiones (grabens E-O) en el río Seco que fueron colmatadas por las sedimentitas continentales de la Formación Baqueró, materiales piroclásticos de caída y sedimentos fluviales sobreimpuestos del Cretácico inferior.

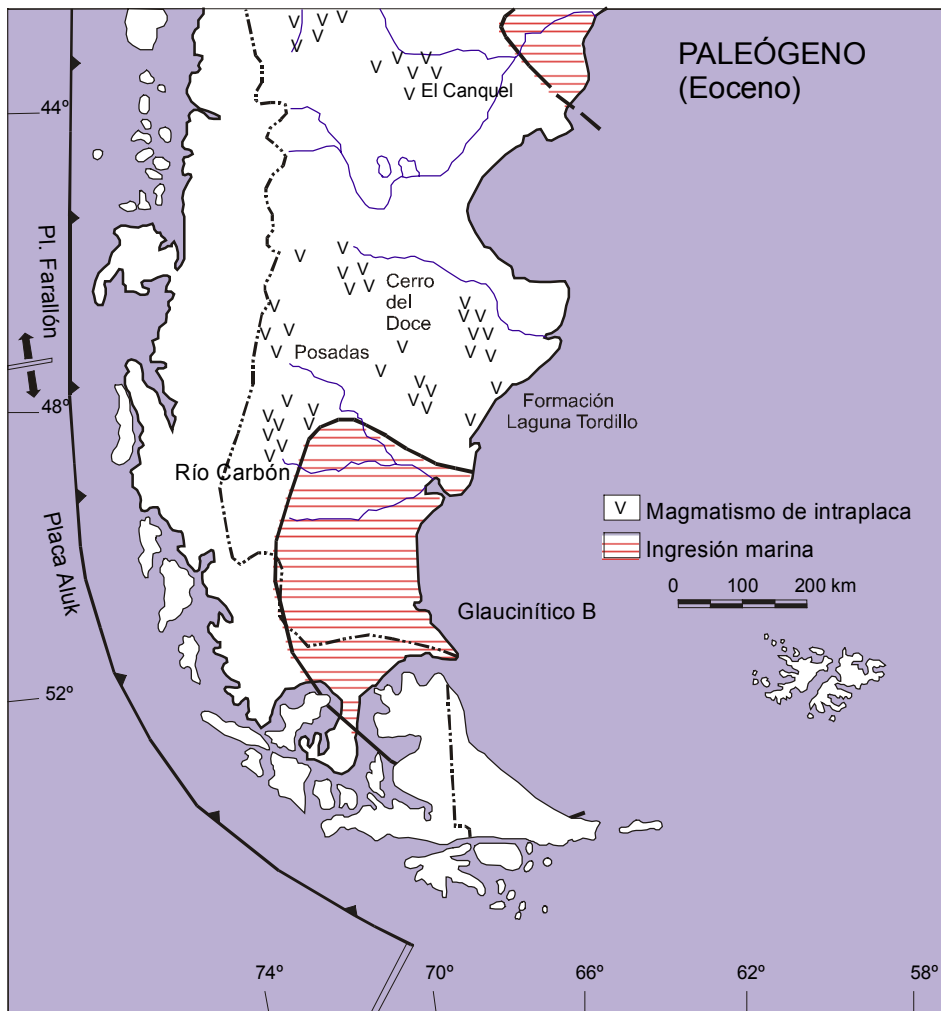


Figura 5-5: Esquema paleogeográfico del Paleógeno en Patagonia (modificado de **Ardolino et al., 1999**).

El ciclo Ándico se caracteriza en la zona de estudio (como en todo el Macizo del Deseado) por presentar una extensa plataforma continental desarrollada sobre un margen pasivo de muy leve pendiente (**Malumián, 1999**). Este ciclo se inicia con los movimientos compresivos Intersenonianos o Fase

Patagónica Principal que fractura y pliega suavemente a las rocas baqueroenses (**Panza, 1982**). El primer registro en la zona oriental es el de las lavas dacíticas eocenas ($40,8 \pm 2,4$ Ma) de la Formación Laguna Tordillo, correlacionables temporalmente con el Basalto Cerro del Doce y las efusiones basálticas alcalinas del Basalto Posadas que se producen en el centro y oeste del Macizo del Deseado y en el este de la Cordillera Patagónica Austral, respectivamente. Este volcanismo extensional de intraplaca está asociado en este período con una ausencia de volcanismo de arco en el sector occidental de la Patagonia y ambos procesos se vinculan genéticamente a la subducción marcadamente oblicua de las placas oceánicas (Aluk y Farallón) bajo la placa continental Sudamericana (**Figura 5-5**). Durante el período que va desde los 52 a los 42 Ma. la dorsal entre las placas oceánicas se subdujo bajo la placa Sudamericana desde los $43^{\circ} 30'$ y fue migrando hacia el sur. Esto generó un amplio sector carente de volcanismo de arco que se correspondió con un extenso volcanismo de retroarco, dentro del cual se habrían formado los escasos diferenciados dacíticos de la Formación Laguna Tordillo, por posible mezcla de estos magmas básicos con fundidos de la corteza.

Hasta los 25 Ma la subducción siguió siendo marcadamente oblicua, coincidiendo con el pico de mayor actividad volcánica basáltica alcalina en la región de trasarco. Posteriormente se produjo un cambio en el ángulo de colisión de las placas, pasando a una convergencia normal, similar a la actual y el magmatismo de arco permaneció restringido al sector noroccidental de la Patagonia (**Cande y Leslie, 1986; Ardolino et al., 1999**).

El primer Movimiento del Ciclo Ándico (Fase Incaica del Eoceno cuspidal) produjo una continentalización del área (**Malumián, 1999**) y generó el registro de las piroclastitas de caída Deseadenses (Oligoceno inferior) de la Formación Sarmiento. En este momento comenzó el ascenso eustático que culminaría, en el área de estudio, con la transgresión oligocena superior representada por las sedimentitas de la Formación Monte León (**Figura 5-6**). La Fase Pehuénchica produciría el retroceso de esta lengua marina mediante un ascenso de la región oriental del Macizo. La elevación de Los Andes promovió el flujo sedimentario que, junto con la caída del nivel del mar post-Mioceno medio, produjo la entrada de la Patagonia a un régimen erosivo neto (**Malumián, 1999**). De este modo en el Plioceno superior se acumularon las gravas de la Formación La Avenida en respuesta quizás a los movimientos del Tercer Movimiento (Fase Quechua) del Ciclo Ándico (**Panza et al., 1995**). Finalmente, en el Pleistoceno superior-Holoceno, se registraron depósitos de terrazas fluviales, cordones marinos, como consecuencia de ascensos producidos posiblemente por los Movimientos III y IV del Ciclo Ándico y en el Holoceno se produjeron procesos de erosión fluvial, marina, eólica y de remoción en masa que generan los depósitos cuaternarios de la zona (**Panza et al., 1995**).

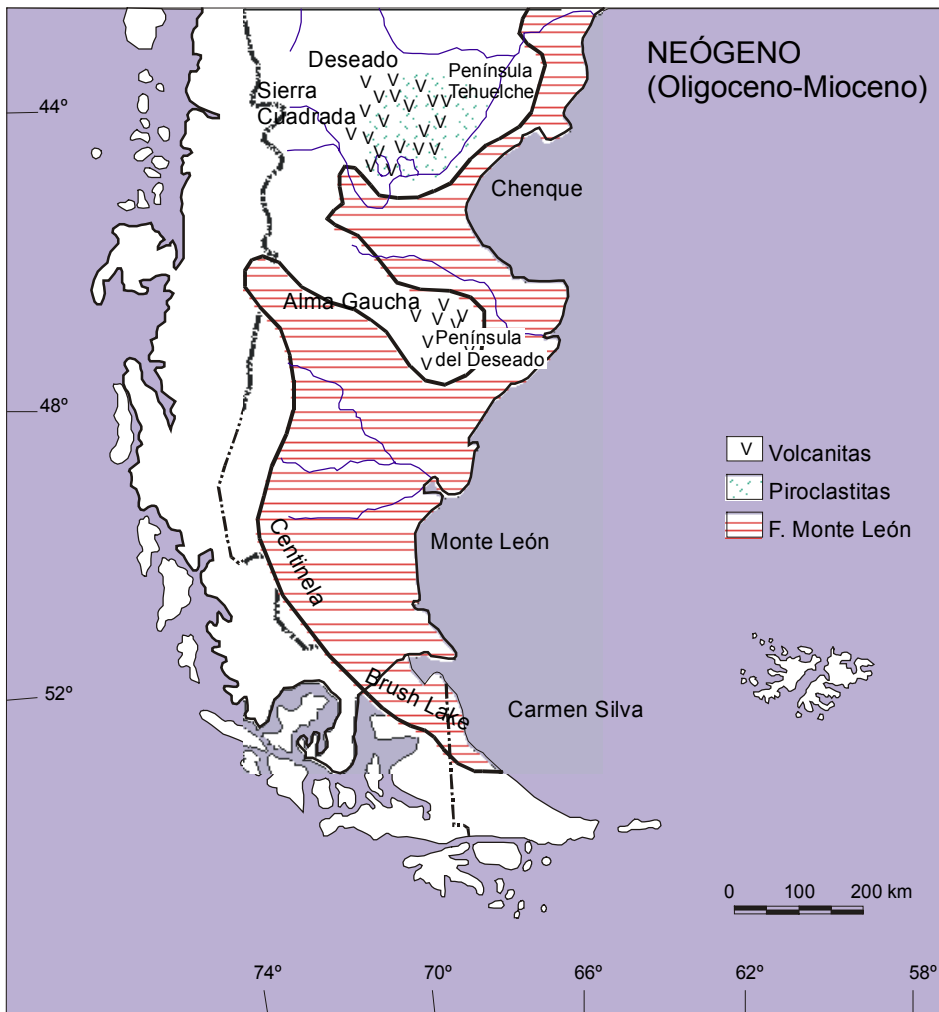


Figura 5-6: Esquema paleogeográfico del Neógeno en Patagonia (modificado de **Ardolino et al., 1999**).

ESQUEMA METALOGENICO

Las características de las mineralizaciones estudiadas (texturas de cuarzo, presencia de adularia, carbonatos, los minerales de alteración hidrotermal, la mineralogía de mena, la signatura geoquímica y las características de los fluidos mineralizantes) son típicas de depósitos epitermales del tipo baja sulfuración (Tabla 4-1).

En esta sección se discute la posible ubicación de las cinco mineralizaciones epitermales principales en el modelo epitermal de baja sulfuración, su posible discriminación en un subtipo de depósito, la génesis de los fluidos y las perspectivas económicas de este sector del Macizo del Deseado. Las características de las cinco áreas principales, expuestas en el Capítulo 4, se resumen en la Tabla 5-1.

	Cerro Moro	Vetas del Dique (Buena Esperanza)	Henriette	Chispas	Bajo Leonardo
Forma del depósito	Vetas, venillas, silicificación y stockwork.	Vetas y venillas	Venillas, silicificación, stockwork	Veta, venillas, stockwork y silicificaciones.	Vetas y venillas.
Roca encajante	Grupo Bahía Laura (principalmente ignimbritas).	Fm La Golondrina y Grupo Bahía Laura.	Grupo Bahía Laura (principalmente rocas retrabajadas y domos lávicos).	Grupo Bahía Laura (ignimbritas y rocas retrabajadas).	Fm. La Golondrina principalmente.
Rumbo de las mineralizaciones	NO y NE, inclinaciones al N.	NNO a N-S.	NE, menor ENE y NO.	NNE a NE	ONO, menor E-O y NNE.
Presencia de la F. Bajo Pobre	Si (importante)	No	Si	Si	No
Texturas de cuarzo	Multipulso. De relleno, de reemplazo (calcita) y de recristalización (plumosa, mosaico y flameante).	2 pulsos. De relleno, reemplazo (calcita y baritina) y de recristalización (plumosa).	De relleno y reemplazo (calcita).	De relleno, reemplazo (calcita) y recristalización (plumosa).	De relleno, reemplazo (calcita) y recristalización (plumosa).
Brecha hidrotermal	Si	Si	Si	Si	No
Cuarzo amatista	Si	Si	No	No	No
Brechas con cemento rico en Fe.	Si	Si	Si	Si	No
Otros minerales de ganga	Adularia (rómbrica, pseudoacicular y tabular) y fluorita.	Adularia (subrómbrica)	No	No	No
Minerales metalíferos	Pirita, argentita, oro nativo, electrum, calcopirita, esfalerita con bajo Fe, galena, secundarios de Cu, limonitas y halogenuros de Ag.	Pirita, argentita, oro, calcopirita, galena, secundarios de Cu, limonitas y clorargirita.	Pirita, calcopirita, oro, venas de óxidos de Fe y Mn, hematita.	Pirita, calcopirita, esfalerita, galena y secundarios de Cu en el sotckwork.	Pirita, calcopirita, esfalerita y oro.
Geoquímica (anomalías en función de la relación entre metales).	Altas anomalías en Au, Ag, metales base, As, Sb, Hg, Mo, W, Ba y Mn.	Altas anomalías en Au, Ag, As, Sb, Hg, Mo, W, Ba y Mn. Bajos contenidos en metales base.	Suaves anomalías de Au, Ag y Hg. Bajo As, Sb y metales base.	Suaves anomalías de Au, Ag y As.	Anomalías en As y W. Suaves anomalías en Au y Ag. Bajo Sb y metales base.
Características del fluido	Sistema NaCl-H ₂ O, con Th entre 240° y 300°C, salinidad promedio de 4,13% NaCl.	Sistema NaCl-H ₂ O, con Th entre 230° y 250°C, salinidad promedio de 4,07% NaCl.	Th entre 270-300°C (pocas mediciones).	Sistema NaCl-H ₂ O, con Th entre 280° y 300°C, salinidad de 4,86% NaCl para el Stockwork.	Sistema NaCl-H ₂ O, con Th entre 260° y 300°C, salinidad de 4,55% NaCl.
δ¹⁸O del fluido	-6,64‰	-9,94‰	-3,05‰	-5,05‰	-7,32‰
Profundidad de emplazamiento	400 a 500 metros.			700 a 1000 metros.	

Tabla 5-1: Resumen de las características más importantes de las cinco mineralizaciones epitermales principales del área investigada. Los colores grises indican valores 1 a 3; gris claro (1) a gris oscuro (3).

Ubicación de las mineralizaciones en el modelo epitermal de baja sulfuración:

A continuación se exponen cada uno de los parámetros a tener en cuenta para determinar el nivel de emplazamiento de las mineralizaciones, su ubicación dentro del modelo epitermal de baja sulfuración y su potencialidad económica.

Los parámetros más importantes a tener en cuenta son la presencia de rasgos superficiales (sinters, zonas con alteración argílica avanzada y horizontes silicificados), la morfología de los depósitos, la mineralogía, la geoquímica y las características de los fluidos (deducidos a partir de los estudios inclusiones fluidas). Individualmente, ninguno de estos parámetros es concluyente para determinar la ubicación dentro del modelo, pero el conjunto de información permitirá arribar a una adecuada interpretación.

Zonación morfológica:

Los rasgos más superficiales de los depósitos epitermales (50 a 100 metros de profundidad) son los sinters silíceos, las zonas con alteración argílica avanzada y los horizontes silicificados (**Sillitoe, 1993a**), según **Hedenquist et al. (2000)** la silicificación de la roca encajante se produce hasta los 150 metros de profundidad. Por otro lado, **Corbett y Leach (1995)**, señalan que la presencia de stockworks indica niveles someros (100 a 400 metros) dentro del sistema, donde se favorece su presencia debido a la menor presión de confinamiento y mayor permeabilidad y que a mayores profundidades (300 a 400 metros) dominan las vetas de cuarzo alojadas en fracturas extensionales.

La presencia de stockworks y silicificaciones en Cerro Moro, Henriette y Chispas indican para ambos sectores rasgos relativamente más superficiales que en la vetas del Dique (Buena Esperanza) y Bajo Leonardo donde hay predominio de estructuras vetiformes.

El área Cerro Moro, en función de la presencia de un stockwork de importante desarrollo y varios sectores con extensos mantos con silicificaciones penetrativas, sería la que mayores características superficiales reúne.

Zonación mineralógica:

Minerales de alteración: Según los rangos de estabilidad de los minerales de alteración de **Cooke et al. (1996)** y **Hedenquist et al. (1996)**, se puede ubicar a los minerales de alteración presentes en las vetas del sector oriental dentro del recuadro de color gris en la [Figura 5-7](#). Esto coincide perfectamente con fluidos neutros a ligeramente alcalinos con rangos de temperaturas similares a los definidos con el estudio de inclusiones fluidas (240-270°C) y a su vez dentro del intervalo de depósitos de Au epitermal.

Texturas de cuarzo y mineralogía: **Morrison et al. (1990)** y **Bobis y Aquino (1995)** señalan la importancia de las texturas de cuarzo de las vetas epitermales para ubicar a un depósito en los diferentes niveles dentro del modelo de baja sulfuración. Para ello diferencian distintas zonas:

- La superzona cristalina (la más profunda) se caracteriza por un débil bandeado de cuarzo cristalino con textura en peine predominante (representa poca variación en las condiciones del espacio abierto durante el crecimiento cristalino, según **Dong et al., 1995**), bandeamiento crustiforme poco desarrollado y sin texturas derivadas de gel silíceo (coloforme, mosaico y flameante). Las vetas pueden tener sulfuros dispersos (calcopirita, esfalerita y galena) y esporádicos tenores de metales preciosos.

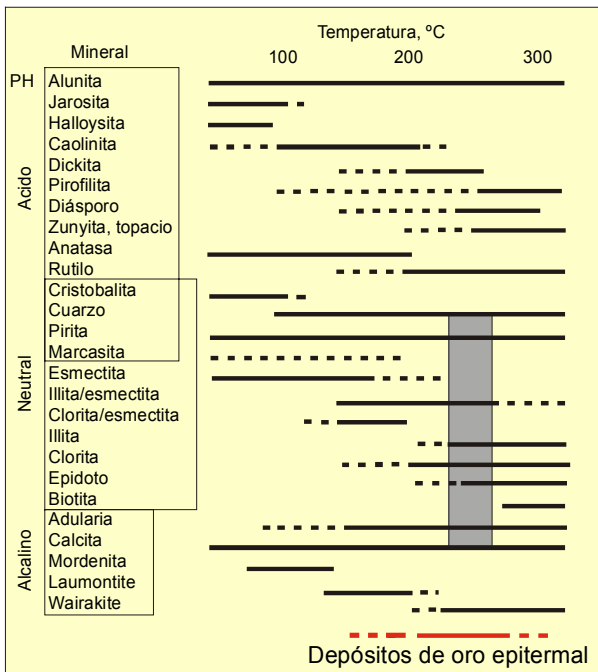


Figura 5-7: Ubicación de los minerales de alteración de las mineralizaciones vetiformes en un diagrama de minerales de alteración versus temperatura (modificado de **Hedenquist et al., 1996**)

- La superzona crustiforme-coloforme está representando el intervalo de ebullición de los fluidos. Se caracteriza por la presencia de bandeamiento crustiforme, donde se presentan varios tipos de sílice (calcedonia, cuarzo microcristalino y cuarzo cristalino), sulfuros, arcillas, adularia y calcita. La textura dominante es coloforme y cocarda y este intervalo está caracterizado por otros indicadores de ebullición como brechamiento hidrotermal e inclusiones fluidas bifásicas de proporciones variables (ricas en líquido y gas) coexistentes. Este intervalo es donde se presentan las mayores acumulaciones económicas de metales preciosos (argentita, electrum y platas rojas) y complejos intercrecimientos de sulfuros y sulfosales (esfalerita, galena, calcopirita, pirita), debido a que la ebullición constituye el mecanismo más eficaz para la precipitación de metales.

- La superzona calcedónica (la más superficial) se caracteriza por la presencia de calcedonia y texturas de reemplazo de carbonatos. La mineralización de metales preciosos se produce como Au en pirita y sulfosales de Ag y los sulfuros de metales base están prácticamente ausentes.

En función de las descripciones de las cinco áreas estudiadas, resumidas en la **Tabla 5-1**, se puede concluir que se agrupan entre la parte alta de la superzona cristalina y la parte inferior de la crustiforme-coloforme (**Figura 5-8**). Esto se correspondería, según estos autores, con temperaturas de 215° a 245°C y profundidades de 250 a 450 metros bajo la superficie. Dentro de este conjunto se puede diferenciar a Cerro Moro por tener la mayor proporción de bandeamiento crustiforme, adularia, calcita, brechamiento hidrotermal y varias texturas de recristalización del gel silíceo como perteneciente a la superzona crustiforme-coloforme y el otro extremo está dado por las vetas de Bajo Leonardo y varias de las vetas de Buena Esperanza, donde solo se encuentra cuarzo cristalino, con predominante textura en peine.

Adularia: Cristales de adularia se han encontrado en algunas vetas (Nini, Escondida, Esperanza, Lourdes y Michelle) del área Cerro Moro y en las vetas del Dique del área Buena Esperanza, demostrando posible ebullición en los fluidos que las han formado (**Browne, 1978; Dong y Morrison, 1995**).

En el caso de las vetas del Dique, las adularias son del tipo subrómica, de gran tamaño, color rosado y visibles a simple vista. Este subtipo, según **Dong y Morrison (1995)**, se asocia generalmente con cuarzo cristalino grueso, se forma en condiciones de cristalización lenta y se asocia en las vetas de Queensland con Th entre 254° y 287°C.

En el área Cerro Moro, en cambio, se trata principalmente de la variedad rómbica, con menor participación de las variedades tabular, pseudo-acicular y subrómbica. La adularia rómbica y pseudo-acicular es muy frecuente en los bandeados crustiformes y colofornes, se asocia con altos tenores auríferos y las Th medidas en Queensland son menores (141° a 226°C). En cambio la variedad tabular es rara y se vincula con ascenso rápido y ebullición violenta (**Dong y Morrison, 1995**).

De esta forma, surge que las vetas del Dique son relativamente más profundas que algunas de las vetas de Cerro Moro en función de la tipología de adularia.

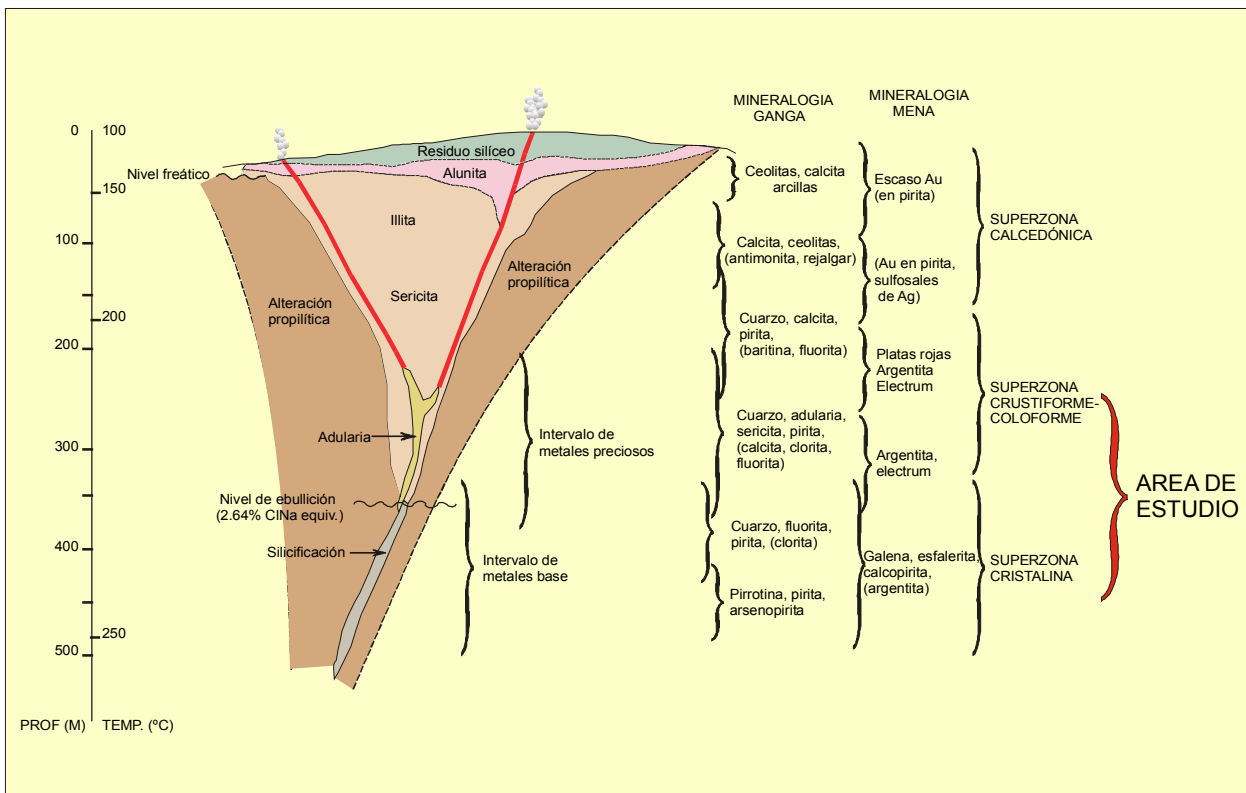


Figura 5-8: Ubicación de las mineralizaciones epitermales del este del Macizo del Deseado en el modelo de Morrison et al. (1990), a partir del de Buchanan (1981).

Zonación geoquímica:

Corbett y Leach (1995), prueban que la zonación de metales se produce porque los metales base se transportan como complejos clorurados, por lo cual precipitan a mayor profundidad cuando la temperatura y la salinidad descienden rápidamente. El Au, en cambio, se transporta principalmente como complejo bisulfurado, al igual que el As y el Sb (elementos que comúnmente acompañan a las menas auríferas), por ende la precipitación de estos metales está controlada por ebullición y mezcla que se producen en niveles más someros. La Ag se transporta como complejo clorurado y bisulfurado (**Henley, 1985**), por lo cual aparece en una zona transicional entre el Au y los metales base, aunque esta zonación no es siempre tan clara por la frecuente formación de electrum rico en Ag a bajas temperaturas. Las observaciones de estos autores, junto con **Sillitoe (1995b)** y **Hedenquist y Henley (1985)** entre otros, coinciden en señalar que en los depósitos epitermales, con el aumento de la temperatura y por ende de

la profundidad disminuyen los contenidos de metales preciosos y aumentan los de metales base (Figura 5-9).

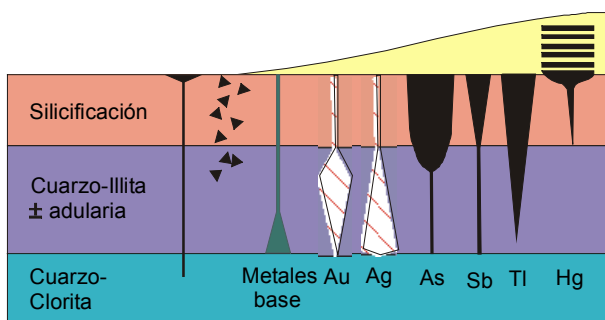


Figura 5-9: Esquema de zonación de metales en los depósitos epitermales de baja sulfuración, modificado de Hedenquist et al. (1996).

Para probar si tal zonación se produjo en las cinco mineralizaciones epitermales principales del área estudiada y, siguiendo los lineamientos dados por Gemmell (2002), se han realizado relaciones entre los metales preciosos y base (Tabla 5-2), con los contenidos geoquímicos promedio de la Tabla 4-15. En esta tabla se han adjudicado distintos colores que implican un puntaje de 1 a 5, siendo más alto cuando la relación entre metales indica mayor temperatura, profundidad y/o salinidad.

Si tenemos en cuenta que la salinidad es casi constante, estas relaciones están evidenciando una variación en la temperatura y por ende en la profundidad de emplazamiento de las vetas.

En base a la geoquímica podemos decir que los depósitos de mayor temperatura o más profundos son claramente los del Bajo Leonardo, al que le siguen Henriette y Chispas en una profundidad intermedia y los más someros son Moro y las vetas del Dique en Buena Esperanza, los cuales tienen elevados tenores en Hg, Sb y As, elementos indicadores de niveles estructurales altos, según Hedenquist et al. (1996).

Area	Ag/Au	Ag/Pb	Pb/Cu	Ag/Cu	Ag/Zn	MP/MB	Resultado
Moro	7	0.12	3.6	0.43	0.76	0.10	15
Henriette	3	0.07	4.4	0.30	0.09	0.04	19
Bajo Leonardo	10	0.07	1.2	0.09	0.06	0.03	27
vetas del Dique	167	2.76	2.8	7.87	10.01	1.71	12
Chispas	71	0.31	2.7	0.82	0.61	0.17	17

Color	Puntaje	Temp./Prof.
Rojo	5	Mayor
Naranja	4	
Amarillo	3	
Verde	2	
Gris	1	

Tabla 5-2: Resultados de las seis relaciones entre metales preciosos (MP) y metales base (MB) realizados sobre las cinco mineralizaciones principales del área oriental del Macizo del Deseado.

La relación Ag/Au, según Gemmell (2002), está controlada esencialmente por tres factores:

- La salinidad del fluido, siendo mayor la relación con salinidades elevadas.
- La temperatura del fluido, siendo mayor la relación a temperaturas elevadas (depósitos ricos en Ag generalmente tienen Th entre 230° y 280°C).
- La composición del fluido, siendo mayor la relación cuanto mayor es el aporte magmático.

Mediante la observación de los resultados de las relaciones Ag/Au (Tabla 5-2) y teniendo en cuenta estos tres parámetros se puede considerar:

- Todas las relaciones Ag/Au son elevadas, hecho que se debe a que las salinidades de los fluidos hidrotermales (salvo en el sector de Henriette, donde no pudo determinarse) son elevadas (cerca de 4,5% en peso de NaCl), hecho que también se puede vincular a la relativamente alta temperatura y

profundidad del fluido mineralizante. El parámetro aporte magmático queda descartado por la baja influencia de los fluidos magmáticos, evidenciados con los estudios isotópicos de oxígeno.

- **Turner (1997)**, compara menas oxidadas con primarias en Yanacocha (Perú), estableciendo la escasa movilidad del Au y la alta concentración de Ag. Por lo tanto, la tan elevada relación Ag/Au de las vetas del Dique se pueden deber a un enriquecimiento supergénico de las vetas, hecho que se comprueba además con la mineralogía descrita en las mismas (argentita secundaria, oro removilizado y halogenuros de Ag).

Cabe señalar que la relación Ag/Au del Yacimiento Cerro Vanguardia está en el orden de 10 (**Cerro Vanguardia S.A. 1999 Annual Report**) y es mayor a 40 en veta María, Manantial Espejo (**Schalamuk et al., 1997**).

Zonación microtermométrica:

Th: En el caso de la veta Escondida y el stockwork de Chispas (vetas con evidencias de ebullición en las inclusiones fluidas), se puede estimar mediante el gráfico de **Haas (1971)**, que las profundidades de emplazamiento de las estructuras de cuarzo han sido de 400 a 500 metros para Escondida y de 700 a 1000 metros para el stockwork de Chispas (**Figura 5-10**).

Esto podría generalizarse para el resto de los depósitos suponiendo, mediante los estudios de inclusiones fluidas, que la profundidad de emplazamiento ha sido entre 400 y 1000 metros bajo el nivel de la tabla de agua. Considerando que la salinidad es más o menos constante, de menor a mayor profundidad podemos ordenar en función de las Th a los depósitos. La veta del Dique 2 de Buena Esperanza (Th=230°-250°C), junto con las vetas Dora, Tres Lomas, Nini, Esperanza, Moro y Escondida de Cerro Moro (Th=240°-270°C) serían las más someras. A este conjunto, le seguirían sin un ordenamiento claro, las vetas Deborah y Michelle (Th=280°-300°C) del área Cerro Moro, las vetas de Bajo Leonardo (Th=260°-300°C), las venillas de Henriette (270°-300°C) y las venillas del stockwork de Chispas (Th=280°-300°C).

Salinidad: La salinidad de los depósitos epitermales estudiados es alta en relación a las de depósitos epitermales clásicos (cercanas a 1 a 2%, según **Sillitoe, 1993a** y **Hedenquist et al., 2000** y menores a 3,5%, según **Cooke y Simmons, 2000**). Esta relativamente elevada salinidad favorece la ebullición a mayor profundidad y la precipitación de Ag respecto de Au (altas relaciones Ag:Au), hecho que se representa en las vetas estudiadas. La relativamente alta salinidad se puede deber:

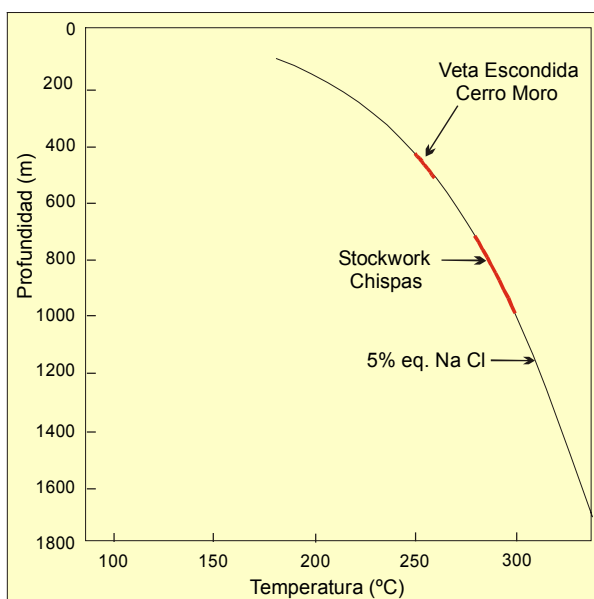


Figura 5-10: Diagrama que representan la temperatura (Th) versus la profundidad para un sistema hidrotermal con salinidad del 5% en peso de NaCl (modificado de **Haas, 1971**).

1) A múltiple ebullición del fluido (**Gemmell, 2002**).

2) Relaciones más próximas con cuerpos intrusivos:

2a) Vinculación con domos riolíticos, tal como ocurren en De Lamar, USA (**Halsor et al., 1988**), donde se presentan mineralogías y alteraciones hidrotermales típicas de depósitos epitermales de baja sulfuración, pero con la particularidad de una elevada relación Ag/Au (cerca a 40), la cual es asociada por estos autores a la relación espacial y genética con un ambiente de domos riolíticos.

2b) Vinculación con rocas andesíticas (como podría ser la Formación Bajo Pobre en este caso), tal como lo señalara **Henley (1985)**.

3) Mayor profundidad de los depósitos epitermales.

De todas estas variables, la primera y la última parecen ser las más adecuadas, debido a que la segunda se descarta en función de la caracterización isotópica del fluido. Sin embargo, la variable 2b (vinculación con la Formación Bajo Pobre) no se descarta totalmente, debido a que es común, para todo el Macizo del Deseado, hallar mineralizaciones con elevados contenidos en metales preciosos en proximidad a asomos de esta unidad.

Otros factores que permiten inferir el nivel de erosión:

Roca de caja: El tipo de roca encajante es también otro factor a tener en cuenta para determinar el posible nivel de erosión de cada una de estas áreas. En el caso de Bajo Leonardo la roca de caja es predominantemente la Formación La Golondrina, por lo cual se podría pensar en un nivel estructural más bajo para esta zona. Los sectores Cerro Moro, Chispas y Henriette se hospedan en rocas volcánicas del Jurásico, por ende corresponderían a niveles más someros, aunque haciendo una posible distinción con Henriette donde las venillas de cuarzo se alojan en domos y rocas retrabajadas, consideradas en la parte alta de la secuencia jurásica. Las vetas del Dique, en cambio, presentan el sector sur en caja de areniscas pérmicas, pero hacia el norte se emplazan en volcanitas del Grupo Bahía Laura. Esto permite suponer una profundidad intermedia.

Isótopos de oxígeno: Comparando los resultados de los isótopos de oxígeno ([Tabla 4-20](#)) con los del resto del Macizo del Deseado ([Tabla 4-19](#)), resulta claro que el sector estudiado posee los menores contenidos en $\delta^{18}\text{O}$. Esto puede deberse a que el aporte meteórico fue aún más importante que en el resto de las mineralizaciones epitermales o a que las vetas del área estudiada son de mayor temperatura y profundidad que el resto. Además, se pueden ordenar los valores obtenidos determinando un relativo mayor aporte magmático para el área Henriette y un relativo mayor aporte meteórico (posiblemente indicando profundidades más someras) para las vetas del Dique.

Presencia de brechas hidrotermales: La presencia de brechas hidrotermales tiende a ser mayor cuanto más somero es el sistema de vetas. El único caso de vetas sin brechamiento hidrotermal se da en Bajo Leonardo, por lo cual se pueden considerar más profundas que el resto.

Presencia de cuarzo amatista y brechas con sílice ferruginosa: Según **Corbett y Leach (1995)**, la hematita hipogénica y el cuarzo amatista son indicadores de aguas frías (superficiales) descendentes que producen la precipitación por mezcla y enfriamiento brusco y se vinculan a mineralización tardía en Cracow, Queensland. Por ende son rasgos superficiales en los depósitos epitermales, tal como fue

señalado por **Gemmell (2002)**, significando que Cerro Moro y las vetas del Dique son más superficiales en relación a Henriette y Chispas y aún más en relación a Bajo Leonardo.

Rumbo de las mineralizaciones: Tal como fue señalado por **Dubé (1997)** para el Macizo del Deseado y en el Capítulo 4 para las mineralizaciones del sector investigado, hay una clara tendencia a encontrar los mayores tenores en metales preciosos (ubicados en la parte más alta del sistema epitermal) en la dirección NO. Esto favorece la posibilidad de que Cerro Moro y las vetas del Dique sean relativamente más someras que el resto de las áreas.

Consideraciones finales:

De todo lo expuesto resulta que las mineralizaciones investigadas se ubican en niveles intermedios a profundos (**Figura 5-8**), posiblemente en el sector superior de la superzona cristalina y la parte baja de la superzona crustiforme-coloforme de **Morrison et al. (1990)**. Sin embargo, las temperaturas y profundidades dadas por estos autores no coinciden con las obtenidas mediante los estudios de inclusiones fluidas. Si bien los datos de inclusiones fluidas son escasos, esta diferencia en la profundidad y temperatura de emplazamiento de las vetas de cuarzo pueden deberse a la relativamente elevada salinidad de los depósitos estudiados respecto de los ejemplos mundiales en que se basan los modelos. Por otro lado, al conjunto de información resumido en la **Tabla 5-1** y discutido previamente se le han otorgado valores (de 1 a 3), representado por variaciones de grises, en función de la afinidad con sectores profundos (3) o someros (1) del sistema epitermal. De esta valoración surge que los depósitos se pueden ordenar de más someros a más profundos como: Cerro Moro (13), vetas del Dique (17), Henriette (25), Chispas (25) y Bajo Leonardo (31), abarcando profundidades que van desde los 400 a los 1000 metros bajo el nivel paleofreático (**Figura 5-11**).

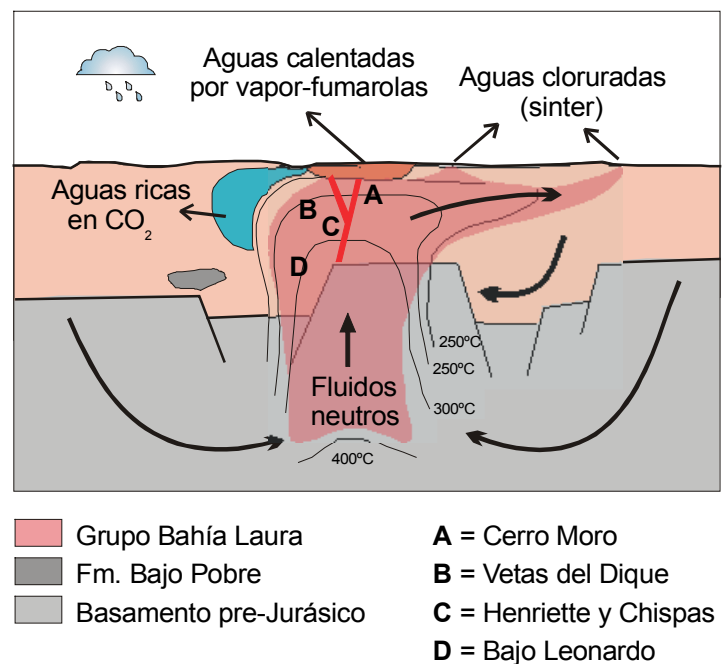


Figura 5-11: Modelo epitermal de baja sulfuración, donde se han ubicado a las cinco mineralizaciones principales del área estudiada (modificado de **Cooke y Simmons, 2000**)

Para el área Cerro Moro y, tal como lo señala **Dong et al. (1995)** para Queensland, la presencia de texturas de cuarzo de reemplazo de gel síliceo (bandeado coliforme y texturas mosaico y flameante), conjuntamente con datos de inclusiones fluidas que indican altas temperaturas de formación (240° a 300°C), son buenos indicadores de ebullición (también comprobada por otros indicadores indirectos) en un ambiente epitermal. De modo que considerando todos los sectores, el más cercano a las condiciones de ebullición es el área Cerro Moro.

Por otra parte, esto mismo ocurre en otros proyectos del Macizo del Deseado, tales como Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, La Josefina, La Pilarica y El Dorado-Montserrat, donde se presentan altas Th (entre 240° y 320° C), junto texturas de reemplazo de gel síliceo y altos tenores en metales preciosos.

Subtipos de depósitos epitermales de baja sulfuración:

Los depósitos epitermales del área investigada no se ajustan perfectamente con ninguno de los subtipos de depósitos epitermales postulados, sin embargo sus características permiten asociarlos a los subtipos:

- Pobre en sulfuros y asociados a rocas riolíticas subalcalinas de **Sillitoe (1993a)**.
- Depósito de Au-Ag-(Te), con una leve tendencia a Ag-Au-metales base, ambos asociados a rocas calcoalcalinas de **White y Poizat (1995)**.
- Depósito “miembro final de baja sulfuración”, con una leve tendencia a “sulfuración intermedia” de **Hedenquist et al. (2000)**.

Además se han podido discriminar, según el diagrama ternario propuesto por **Albinson et al. (2001)** para los depósitos epitermales de baja sulfuración de México, en depósitos de Au-Ag y depósitos de Ag-Au tal como se muestra en la **Figura 5-12**.

Del ploteo de los valores promedios (**Tabla 4-15**) de las áreas principales con mineralización epitermal surge que:

- Todas las áreas coinciden con la zona de salinidad <7,5%, delimitada por estos autores en función de la salinidad de las inclusiones fluidas de los depósitos mexicanos.
- La mineralizaciones epitermales Henriette y Moro tienden a ser depósitos de Au-Ag, mientras que las vetas del Dique del área Buena Esperanza y las mineralizaciones de Chispas pertenecen a los llamados depósitos de Ag-Au, posiblemente influenciados por el enriquecimiento supergénico en Ag determinado en estas zonas. El área Bajo Leonardo presenta una alta proporción de metales base respecto de los metales preciosos, la cual la acerca a los depósitos de Au-Ag-metales base, coincidiendo con la interpretación acerca de la profundidad de emplazamiento de estas vetas.

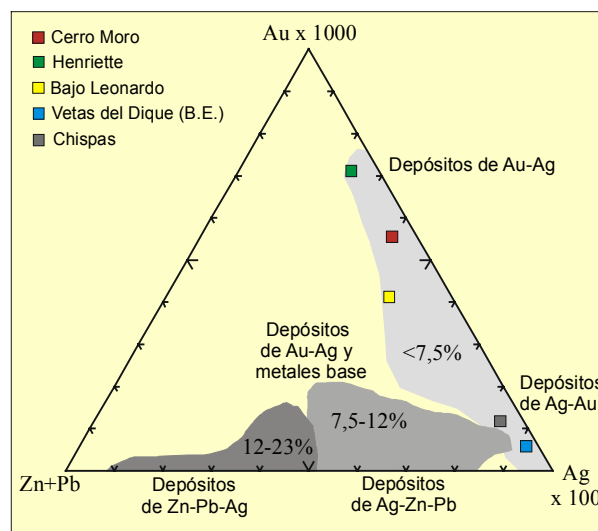


Figura 5-12: Diagrama triangular donde se grafican los depósitos epitermales estudiados según el contenido de metales. Las zonas grises indican zonas de iso-salinidad, obtenidas de los estudios de inclusiones fluidas en depósitos epitermales de México (modificado de **Albinson et al., 2001**).

Origen de las soluciones hidrotermales:

Introducción:

Los depósitos epitermales de ambientes volcánicos, como el del Macizo del Deseado, desde hace años se han estudiado haciendo analogías con los sistemas geotermales actuales. En estos sistemas se ha comprobado que los fluidos se mueven a través de celdas convectivas profundas, tienen un pH próximo al neutro y están compuestos principalmente por NaCl (en los cuales el Na expresa los moles equivalentes de Na, K y Ca) y CO₂. Además hay otros gases en menor proporción como H₂S, N₂, CH₄, NH₃, Ar, etc (**Ellis, 1979; Hedenquist y Henley, 1985**).

Según varios autores (**Seward, 1984; Hedenquist et al., 1987; Corbett y Leach, 1995; Dong et al., 1995**), el origen de los fluidos hidrotermales de los depósitos epitermales de baja sulfuración está vinculado con una fuente de calor que genera convección de los fluidos principalmente meteóricos. Las emanaciones magmáticas ricas en S y Cl⁻ aportan los volátiles que se mezclan con los fluidos y los constituyentes metálicos los adquiere al circular, por interacción del fluido clorurado con la roca de caja. Estos fluidos hidrotermales calentados y enriquecidos en metales ascienden en el sistema, confinándose el flujo a estructuras o litologías permeables. En los niveles superficiales ese fluido sufre ebullición debido a la caída de presión produciendo variaciones en la temperatura, el contenido de vapor, pH y Eh, que conducen a la precipitación de los minerales que caracterizan a los depósitos epitermales de baja sulfuración. El complejo sulfurado es el mecanismo dominante de transporte de Au en los sistemas hidrotermales, sin embargo los coloides también cumplen una importante función (**Seward, 1984; Sillitoe, 1993b**).

Las evidencias de ebullición en vetas epitermales son: adularia y texturas de reemplazo de calcita laminar (**Simmons y Christenson, 1994; Dong et al., 1995**), contenido variable de gas y líquido en las inclusiones fluidas (**Roedder, 1984**), presencia de brechamiento hidrotermal por fracturación hidráulica y alivio de presión (**Hedenquist y Henley, 1985**), texturas de cuarzo derivadas de gel silíceo y dendritas de oro, producidas por supersaturación y formación de coloides de SiO₂ y Au por concentración de especies disueltas durante la ebullición (**Saunders, 1994**).

Si bien la ebullición es el principal mecanismo de precipitación de minerales de los sistemas epitermales de baja sulfuración, el "mixing", que trae aparejado el enfriamiento brusco por mezcla súbita de los fluidos mineralizantes ascendentes con los superficiales, fríos y descendentes (generalmente de bajo pH y oxigenados), también produce precipitación de minerales. La hematita hipogénica y el cuarzo amatista son indicadores de "mixing", debido a que son minerales formados en un ambiente más oxidante (**Corbett y Leach, 1995 y Gemmell, 2002**).

Modelo:

Para comprender la formación de los depósitos epitermales de baja sulfuración del sector estudiado se consideró útil la comparación con el modelo de equilibrio químico y balance de masas de **Bobis et al. (1995)**, desarrollado para el depósito Pajingo, en Australia. Estos autores consideran un fluido hidrotermal con salinidad de 0,7 a 2,5% en peso de NaCl equivalente, con baja concentración de CO₂, Th variables entre 170° y 315°C, con presencia de adularia, brechamiento de las vetas, inclusiones fluidas con variables contenidos de líquido y gas coexistentes y δ¹⁸O variable entre 4,7 y 7,8‰.

Este modelo demuestra (Figura 5-13) que un fluido epitermal de baja sulfuración (en equilibrio con cuarzo, feldespato potásico, muscovita, clorita, piritita y calcita, saturado respecto de oro, galena y esfalerita y subsaturado de plata) que sufre ebullición adiabática desde los 300°C hasta los 180°C le ocurre lo siguiente:

- Pierde rápidamente los elementos más volátiles (CO_2 , HCl y H_2S), aumentando el pH (desde 5,81 a 6,57).
- El aumento de pH produce precipitación de adularia, carbonato y piritita.
- A medida que baja la temperatura, la calcita recién precipitada se reemplaza por cuarzo. El cuarzo constituye más del 98% del precipitado, aumentando su participación con la disminución de la temperatura.
- La rápida pérdida de H_2S al principio de la ebullición favorece la precipitación del complejo hidrosulfurado ($\text{Au}(\text{HS})_2$), sin embargo el aumento del pH lo estabiliza y desestabiliza el complejo clorurado de Ag. Por lo tanto, recién cuando la ebullición se produce a temperaturas bajo los 275°C precipitan el Au y la Ag (la cual precipita en un 91% en el intervalo 275°-242°C).
- A 252°C el 98% de la galena y esfalerita se deposita, explicando de esta manera la presencia de sulfuros de metales base en niveles profundos de las vetas epitermales.

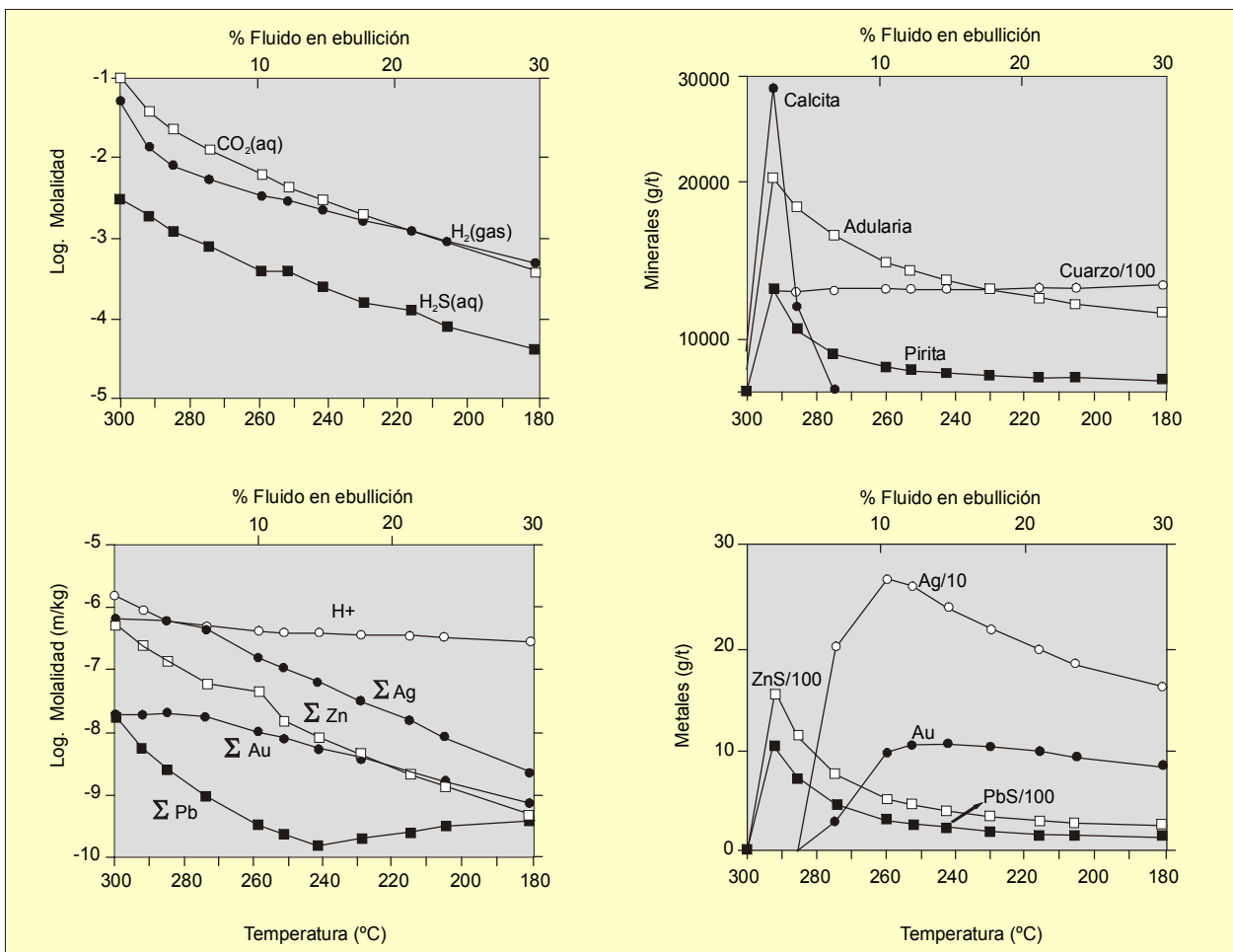


Figura 5-13: Modelo de comportamiento de un fluido epitermal de baja sulfuración de similares características a los estudiados (extraído de Bobis et al., 1995)

Caracterización de los fluidos del área oriental del Macizo del Deseado:

Los fluidos que han formado las mineralizaciones epitermales de baja sulfuración del área estudiada son bastante uniformes en su composición. Se trata de fluidos neutros a ligeramente alcalinos, con composición H₂O-NaCl y salinidad promedio de 4,23% en peso de NaCl que han precipitado cuarzo, en ocasiones con importantes metales asociados, a temperaturas de homogeneización en el rango 240°-300°C.

La mayor concentración de evidencias de ebullición se presentan en las vetas del área Cerro Moro, en especial en veta Escondida y en menor medida en la veta del Dique 2 del área Buena Esperanza y en el stockwork de Chispas. Por otro lado, las evidencias de "mixing" se concentran en algunas vetas del área Cerro Moro y en las vetas del Dique, aunque en Henriette y en el stockwork de Chispas también son importantes las brechas con cemento rico en Fe.

Para los fluidos del sector oriental y, en vista de las similitudes entre los fluidos de todo el Macizo del Deseado, se puede extrapolar lo postulado por **Echavarría (1997)** para El Dorado-Montserrat y **Schalamuk et al., (1999)** para la Provincia auroargentífera del Deseado, acerca de que las soluciones han tenido fugacidades de O₂ y H₂S entre -33 y -34 y -0,3 y 0,6 y pH ligeramente ácido (5 a 6,5 para El Dorado-Montserrat), por lo tanto el Au y la Ag han sido transportados principalmente como complejos sulfurados. Además, las proporciones de CO₂ en los fluidos son muy bajas, generalmente debajo del límite de detección de los análisis en inclusiones fluidas.

Génesis de los fluidos y fuente de los metales:

Tal como fue señalado por **Hedenquist et al. (1996)** y **Sillitoe (1993a)**, los depósitos epitermales de baja sulfuración están generalmente ubicados en zonas marginales de centros volcánicos, son vetiformes y pueden estar asociados a manifestaciones geotermales, por ende la relación existente entre los edificios volcánicos y las mineralizaciones epitermales es muy importante.

Tanto **John (2001)** como **Sillitoe (2002)**, mencionan la importancia del volcanismo bimodal (básicamente basalto-riolita) en la formación de ciertos tipos de depósitos epitermales. **Connors et al. (1993)** señalan para el norte de Great Basin, USA que los magmas máficos (basaltos y diferenciados intermedios) del ambiente volcánico bimodal son la fuente primaria del Au, S y Cl⁻ de los depósitos epitermales de baja sulfuración (Sleeper, De Lamar, entre otros), en función de la vinculación entre la edad de la mineralización y el pico de intensidad del volcanismo básico y de los elevados tenores de Au en volcanitas máficas respecto de las silíceas (**Noble et al., 1988 y Tilling et al., 1973**). **Sillitoe (2002)**, da como ejemplos de depósitos epitermales de baja sulfuración relacionados a volcanismo bimodal de ambiente extensional (rift) de retroarco a los del norte de Great Basin, USA y los del Macizo del Deseado y plantea que posiblemente los magmas básicos y riolíticos de estos ambientes (más calientes, secos y reductores que los de arco, según **John, 2001**), sean capaces de producir fluidos con altas concentraciones de metales preciosos.

La relación genética entre los depósitos epitermales del Macizo del Deseado con el volcanismo jurásico ácido (Formación Chon Aike) ha sido mencionada por varios autores, **Arribas et al. (1996)**; **Echavarría (1997)**; **Schalamuk et al. (1997)**; **Fernández et al. (1999)** y **Schalamuk et al. (1999)**. Por otro lado, los isótopos de Pb, realizados por **Schalamuk et al. (1997)**, en galenas de los proyectos Cerro Vanguardia,

Manantial Espejo, La Josefina y La Sarita, sugieren fuentes radiogénicas corticales, lo cual coincide con la génesis cortical inferior propuesta para las rocas volcánicas jurásicas del Macizo del Deseado.

La vinculación de los depósitos epitermales de la zona estudiada con los magmas que le dieron origen es poco clara debido al alto porcentaje de fluido meteórico en su composición, aún más alto que en el resto del Macizo del Deseado. Sin embargo, la asociación de las anomalías de Mo con las anomalías de Ag y Au observada especialmente en las vetas de Cerro Moro y vetas del Dique estaría vinculando los fluidos mineralizantes a riolitas de alta sílice, tal como lo propuso **Sillitoe (1995b)**. Lo mismo ocurre con la adularia, donde en este mismo trabajo se señala que su presencia está favorecida en ambientes donde hay alto K, estando ausentes en terrenos andesíticos como Filipinas. Anteriormente, este mismo autor (**Sillitoe, 1993a**), había notado la posible vinculación de los sistemas epitermales de baja sulfuración con la parte superior de los pórfidos de Mo (debido a los altos tenores de Mo y la ocurrencia de fluorita), aunque esta relación nunca pudo ser comprobada.

En función de lo mencionado y lo observado en el presente trabajo, la fuente de calor y de aportes de volátiles y algunos metales (Mo) de los depósitos epitermales de baja sulfuración del área investigada serían las rocas volcánicas riolíticas de alta sílice y potasio del Grupo Bahía Laura. Sin embargo, siguiendo la línea de pensamiento de **John (2001)** y **Sillitoe (2002)**, habría una estrecha vinculación genética entre los depósitos epitermales de baja sulfuración del Macizo del Deseado con el volcanismo básico a intermedio (Formación Bajo Pobre) que también forma parte del complejo bimodal volcánico jurásico. La relación espacial entre asomos de Bajo Pobre y depósitos epitermales ricos en metales preciosos (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, El Dorado-Monserrat, La Pilarica y Cerro Moro), avala de forma empírica esta propuesta.

Perpectivas económicas del sector oriental del Macizo del Deseado:

Tomando la Provincia auroargentífera del Deseado como un conjunto, es posible asegurar que las vetas epitermales estudiadas reflejan niveles erosivos entre medianos a profundos, no encontrándose ningún tipo de forma paleosuperficial (sinter, estromatolito, silica cap, etc) correspondientes al modelo "hot spring", hecho que sí ocurre con frecuencia en el sector occidental del Macizo del Deseado. Esto nos permite pensar que las áreas más favorables de preservar el sistema epitermal íntegro se encuentran al oeste de la provincia metalogénica y no en esta porción oriental del Macizo del Deseado.

Sin embargo, teniendo en cuenta las características tipo bonanza de los depósitos más importantes del Macizo del Deseado (Vanguardia, Manantial Espejo, Bacon) y considerando que en el área estudiada se presentan este tipo de vetas (veta del Dique 2 en Buena Esperanza y las vetas Escondida, Nini y Esperanza en Cerro Moro), el potencial de hallar bonanzas en el sector oriental del Macizo del Deseado es alto. Estos depósitos de bonanza son muy importantes blancos de exploración por su alto retorno financiero (**Sillitoe, 2002**). Además, el hecho de encontrar menas oxidadas (con ocasional enriquecimiento supergénico) en las mejores vetas del área investigada, resulta muy favorable para una futura metalurgia de los depósitos minerales, debido a que las recuperaciones son muy elevadas (> 90%). Los depósitos de bonanza se caracterizan por estar formados por un bajo número de estructuras vetiformes y tener poca alteración hidrotermal en las rocas de caja, dificultando de esta forma su

hallazgo. Esto deja abierta la posibilidad de poder encontrar aún más manifestaciones de este tipo en estudios detallados del Macizo del Deseado.

En las rocas estudiadas se notan diferencias de emplazamiento de las mineralizaciones vetiformes en función de la reología de los materiales. En el Grupo Bahía Laura, el emplazamiento de vetas es dominante en las ignimbritas y las venillas en las rocas piroclásticas no soldadas. Lo mismo sucede en las sedimentitas de la Formación La Golondrina, donde es raro que se formen estructuras vetiformes, produciéndose en cambio un conjunto de venillas subparalelas que se extienden en un ancho mayor y que favorece la presencia de depósitos de gran tonelaje y bajas leyes (tipo Round Mountain, **Hedenquist et al., 1996**). Aunque no se han encontrado evidencias de disseminaciones en toda el área, no hay que dejar de lado la prospección de grandes cuerpos disseminados, con importantes tonelajes a bajas leyes, en sectores donde abundan las rocas sedimentarias y volcánicas retrabajadas.

Por lo tanto, los blancos de exploración mineral del sector estudiado son fundamentalmente las fracturas que cortan a las rocas pre-cretácicas. A través de ellas, en especial las de rumbo NO y NE, es donde han circulado los pulsos de fluidos hidrotermales, algunos de ellos mineralizados con metales preciosos, que han precipitado cuando las condiciones (caída de presión, ebullición) fueron las adecuadas.

Como corolario de este trabajo, se ha transferido a la empresa adquiriente del proyecto con el cual se llevaron adelante las investigaciones (Fomicruz S.E.), un sector de importante interés económico (el área Buena Esperanza) por sus mineralizaciones epitermales ricas en Ag y Au, en especial en la zona de las vetas del Dique. Este hecho le confiere continuidad y aplicación directa a este trabajo de investigación.

CONCLUSIONES

- El **tratamiento** realizado con las **imágenes satelitales** (mosaico, procesamiento y georeferenciación) fue particularmente productivo para realizar gran cantidad de observaciones geológicas en un extenso sector del Macizo del Deseado.
- El **procesamiento digital de las imágenes satelitales** brindó buena información de base para el reconocimiento de algunas litologías (volcanitas de la Formación Bajo Pobre y formas volcánicas del Grupo Bahía Laura), los rasgos lineales y algunas alteraciones hidrotermales (silicificación en especial). Sin embargo, no fue eficaz en la identificación de muchas otras litologías, ni de las abundantes vetas y venillas existentes en la región. En este punto se destaca el trabajo de campo, debido a que casi todos los hallazgos importantes realizados (geológicos y de mineralización) fueron el resultado de recorridos y transectas por el terreno. Esto coincide con lo señalado por **Sillitoe (1995a)**, quien, en un análisis de los más importantes descubrimientos mineros de los últimos 25 años, sostuvo que las imágenes TM no fueron una herramienta crucial en el descubrimiento de depósitos epitermales. Sin embargo, las nuevas generaciones de imágenes satelitales, tales como AVIRIS (Airbone Visible Infrared Imaginig Spectrometer), SFSI (Short Wave Infra-Red Full Spectrum Imager) y ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) permitirán realizar diferenciaciones de más detalle que posiblemente conduzcan al hallazgo de mineralizaciones epitermales.
- El empleo de una **cartografía digital** utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG) resultó conveniente para el ágil manejo de la gran cantidad de información obtenida. Permitió su agrupación en un único mapa, el **Mapa Geológico-Metalogénico**, que posibilita infinidad de combinaciones entre la información planimétrica, geológica y la de las bases de datos. Esta herramienta de trabajo tiene mucho futuro en el campo de la geología, debido a que permite una rápida visualización y manejo de grandes cantidades de información, una actualización permanente y la posibilidad de integrar datos de distintos sectores.
- Se determinó la presencia de dos nuevos asomos de rocas ígneo-metamórficas del **Complejo Río Deseado**, los afloramientos Bahía Laura y Laguna Dulce, los cuales se suman a las cuatro localidades preexistentes. El conjunto de seis asomos del Complejo Río Deseado aflora en una franja NNO que se ubica al este de la Ruta Nacional N°3, demostrando la presencia en el sector oriental del Macizo del Deseado de un bloque relativamente elevado respecto del resto de esta provincia geológica. El complejo está compuesto por rocas metamórficas de derivación sedimentaria (sedimentos marinos neoproterozoicos) e ígnea (arco magmático islándico NeoProterozoico), asumiendo como edad del metamorfismo a los 540 Ma (evento metamórfico Pampeano). Las metamorfitas fueron afectadas por inyecciones ígneas, correlacionables con un arco magmático Famatiniano. Este conjunto fue modificado con el evento de deformación dúctil S2 (foliación NNO con inclinaciones al NE) del mismo ciclo, con excepción de algunas inyecciones ígneas posteriores que se alojan en la foliación S2.
- Los dos asomos de facies paraconglomerádicas hallados y correlacionables con la **Formación La Golondrina**, junto con las determinaciones Ar/Ar realizadas en filosilicatos de rocas deformadas del basamento, han permitido definir un evento tectónico de importancia en el Pérmico superior que produjo levantamiento y deformación de las rocas del Complejo ígneo-metamórfico.

- Los diques de diabasa reconocidos y asignados a la **Formación Cerro León**, corresponden a los primeros indicios del magmatismo sinextensional jurásico y se pueden vincular con los magmas básicos que propiciaron la anatexis de la corteza inferior y que no alcanzaron la superficie. Se descartó la correlación temporal con la Formación Bajo Pobre por ser ligeramente más antiguos (Jurásico inferior alto).
- Las basandesitas a andesitas de la **Formación Bajo Pobre** determinadas en el sector estudiado son las representantes más orientales de esta unidad en el Macizo del Deseado. Las edades determinadas coinciden con los extremos del rango de fechados de este volcanismo máfico, evidenciando simultaneidad de este proceso efusivo intermedio a básico en toda la región Macizo del Deseado.
- Se propone la reutilización del término **Complejo Bahía Laura** para las rocas magmáticas y volcano-sedimentarias ácidas del período Jurásico, las cuales fueron subdivididas en litofacies, siguiendo criterios volcanológicos. Se interpreta que el volcanismo fue inicialmente, y en gran proporción, de tipo explosivo, pasando a ser de tipo lávico por desgasificación de los magmas. Las ignimbritas son principalmente soldadas a densamente soldadas, indicando que fueron preservadas las partes más resistentes de los flujos piroclásticos y que el magmatismo explosivo fue principalmente formado por bajas columnas eruptivas, produciendo flujos de alta temperatura y con escasa proporción de volátiles (ignimbritas de alto grado). Los diques ácidos se vincularían con los domos lávicos en profundidad, alojándose básicamente en litologías pre-jurásicas, lo que evidencia su nivel de emplazamiento. Las dataciones realizadas sobre estas litologías se realizaron teniendo en cuenta el complejo control estratigráfico de estas rocas y son consistentes con el rango de edades determinados para el Grupo Bahía Laura en todo el Macizo del Deseado.
- La combinación de las relaciones estratigráficas definidas con los fechados realizados, permitieron definir una interdigitación entre la Formación Bajo Pobre y el Grupo Bahía Laura, confirmando que se trata de un **magmatismo bimodal** calcoalcalino, que se ajusta a la teoría genética denominada MASH (mezcla, asimilación y homogeneización de los magmas básicos fraccionados con fundidos de la corteza inferior), planteada por **Riley et al. (2001)**.
- Todas las rocas volcánicas jurásicas, especialmente evidenciado por la alineación de lavas ácidas, muestran signos de haber sido eruptadas a través de fracturas extensionales, constituyendo entonces un **volcanismo estructuralmente controlado**, donde los domos y complejos de domos son indicadores de edificios volcánicos antiguos. Por otro lado, este mecanismo explica la escasa presencia de calderas (como la Caldera del Cerro Torta) en esta provincia geológica.
- Se propone un **Evento Magmático Jurásico** bimodal (Jurásico inferior alto a Jurásico superior) para integrar las rocas de las Formaciones Cerro León, Bajo Pobre y Grupo Bahía Laura (que incluiría a las Formaciones Chon Aike y La Matilde), pero que podría comprender además otras unidades afines no aflorantes en el área oriental del Macizo del Deseado. Este evento surgió en respuesta de un muy importante ambiente extensivo de retroarco producto del efecto combinado de una velocidad de subducción lenta a muy lenta en el margen pacífico de Gondwana y la presencia de una anomalía térmica vinculada a la pluma Karoo-Antártic-Tasmania, que puso en evidencia el inicio del desmembramiento de Gondwana.

- La **migración de edades** observada en las volcanitas jurásicas del ambiente patagónico extrandino por varios autores también se observó en el área estudiada. Sin embargo, la presencia de un bloque relativamente elevado en el este del Macizo del Deseado, junto con evidencias de edades jóvenes (lavas basandesíticas de 151,3 Ma y lavas del Criptodomo Cerro Blanco con edad menor a 160 Ma), permitió explicar que la concentración de mayores edades en el sector oriental se debe a un efecto combinado del alto estructural expuesto con la importante denudación sufrida.
- Se determinó una nueva entidad formacional, la **Formación Laguna Tordillo**, que agrupa a lavas y filones capa eocenos de composición dacítica y tendencia calcoalcalina que afloran en inmediaciones de la Laguna Tordillo, al sur del área estudiada. Su génesis podría vincularse con mezcla de magmas (proceso similar al producido en el Jurásico) básicos, correlacionables con el Basalto Cerro del Doce, con fundidos corticales más evolucionados.
- El estudio de la **geología estructural** del sector oriental del Macizo del Deseado permitió determinar la presencia de los sistemas de facturación El Tranquilo (cuya dirección principal es reactivación de la foliación NNO Famatiniana) y Bajo Grande, los cuales se habrían producido en el período Triásico superior-Jurásico superior. Estos dos sistemas se presentan junto con una variación del sistema Río Pinturas al que se denominó Bahía Laura, que tiene dirección principal E-O y conjugada NNE. Este sistema caracteriza al área oriental del Macizo del Deseado y se habría producido en el Cretácico inferior como consecuencia en la variación en el régimen tectónico adjudicada al proceso de apertura del Océano Atlántico. Además, habría dado lugar a la depositación de la Formación Baqueró.
- Las características de las mineralizaciones del sector estudiado (texturas de cuarzo, presencia de adularia, pseudomorfos de calcita y baritina, los minerales de alteración hidrotermal, la mineralogía de mena, la signatura geoquímica y las características de los fluidos mineralizantes) son típicas de depósitos **epitermales de baja sulfuración**, sumándose al modelo postulado para la Provincia auroargentífera del Deseado.
- Las características de los **fluidos hidrotermales** que formaron las distintas mineralizaciones epitermales del área investigada son bastante uniformes. Se trata de fluidos neutros a ligeramente alcalinos, con composición H₂O-NaCl, de salinidad promedio de 4,23% en peso de NaCl y que han precipitado cuarzo, en ocasiones mineralizado a temperaturas de homogeneización en el rango 240°-300°C. La composición isotópica del oxígeno indica una importante participación de aguas meteóricas en su composición, aún mayor que en el resto de los depósitos conocidos del Macizo del Deseado. Estos fluidos hidrotermales habrían circulado a través de los sistemas de fracturación que conforman la estructura jurásica.
- Las mineralizaciones epitermales del área de estudio tuvieron un **nivel de emplazamiento** intermedio a profundo (aproximadamente 400 a 1000 metros bajo el nivel paleofreático) del modelo epitermal de baja sulfuración. Del conjunto de cinco mineralizaciones principales se destacan Cerro Moro y las vetas del Dique como las más superficiales, seguidas de Henriette y Chispas. Por su parte, Bajo Leonardo sería la de mayor profundidad de emplazamiento. Este nivel de exposición de las vetas puede vincularse con el alto estructural y el elevado grado de denudación postulado para el sector oriental del Macizo del Deseado en función de los estudios geológicos (mayor exposición de unidades pre-jurásicas y la presencia de los fechados más antiguos del complejo volcánico ácido).

- Las evidencias más concluyentes de procesos de **ebullición** (presencia de adularia, texturas de reemplazo de calcita laminar, contenido variable de gas y líquido en las inclusiones fluidas, coexistencia de texturas heredadas del gel silíceo con altas temperaturas de homogeneización, presencia de dendritas de oro y abundante brechamiento hidrotermal) se presentan en la veta Escondida del área Cerro Moro. Sin embargo, no se descarta ebullición en otras vetas del área Cerro Moro, en las vetas del Dique del área Buena Esperanza y en el stockwork del área Chispas.
- Las mineralizaciones del sector estudiado tienen afinidades con los **subtipos de depósitos epitermales de baja sulfuración**: pobres en sulfuros y asociados a rocas riolíticas subalcalinas de **Sillitoe (1993a)**, Au-Ag-(Te) con tendencia a Au-Ag-metales base de **White y Poizat (1995)**, dentro del miembro final de baja sulfuración, con tendencia a los depósitos de sulfuración intermedia de **Hedenquist et al. (2000)** y a los depósitos de Au-Ag (Cerro Moro y Henriette), Ag-Au (Buena Esperanza, Chispas) y Au-Ag-metales base (Bajo Leonardo) de la subdivisión de **Albinson et al (2001)**.
- La **mineralización de Au y Ag** (especialmente representada en las vetas de baja Th de Cerro Moro y en las vetas del Dique) se vincula a las vetas de menores temperaturas de homogeneización (230°-270°C), salinidades más bajas (4,07% y 4,13% respectivamente), rumbo predominante NO, con adularia, evidencias de “mixing” (cuarzo amatista y hematita) y con texturas de cuarzo bandeadas crustiformes que representan episodios cíclicos de ebullición y precipitación.
- La **génesis de los depósitos epitermales** estuvo íntimamente ligada al desarrollo del Evento Magmático Jurásico, donde la fuente de volátiles y de algunos metales (por ejemplo Mo) pudieron haber sido los magmas riolíticos de alta sílice y alto potasio del Grupo Bahía Laura y gran parte de los metales preciosos (principalmente del Au) provendrían de la lixiviación de las rocas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre. La vinculación de las mineralizaciones con el magmatismo bimodal se debe a: la relativamente elevada salinidad en relación a otros depósitos similares de ambientes diferentes, la relación espacial y temporal de las mineralizaciones ricas en metales preciosos en presencia de rocas volcánicas bimodales y por el hecho de que el magmatismo andesítico haya generado una barrera de densidad que no permitió el ascenso de los mismos, con la consecuente generación de importantes anomalías térmicas durante un prolongado período de tiempo que produjo celdas convectivas profundas, lixivando importantes volúmenes de rocas volcánicas.
- Las **perspectivas económicas del sector oriental del Macizo del Deseado** están vinculadas a la potencialidad de hallar mineralizaciones epitermales del tipo bonanza, las cuales se caracterizan por estar fuertemente controladas estructuralmente, contener altos tenores en metales preciosos en bajos volúmenes de vetas y presentar pocas evidencias de alteración hidrotermal, características que se reúnen en varias vetas del sector estudiado. Todas estas particularidades de las bonanzas hacen que sean depósitos difíciles de hallar, no obstante estudios detallados posibilitan el descubrimiento de nuevos cuerpos auro-argentíferos de alta ley.
- Las **vetas del Dique del área Buena Esperanza** son un claro ejemplo de este tipo de mineralización en bonanzas que pudo localizarse con las técnicas aplicadas en este trabajo de investigación.

ANEXO

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ACEÑOLAZA, G. y TOSELLI, A., 1973.** Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. 2° Congreso Latino-americano Geología, Memoria 2: 755-763.
- ALBINSON, T., NORMAN, D., COLE, D. y CHOMIAK, B., 2001.** Controls on the formation of low sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotope data. Economic Geology Special publication, 8: 132 pg.
- AMEGHINO, F., 1898.** Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.
- AMEGHINO, F., 1906.** Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15 (3), 8: 1-568.
- AMOS, A., 1964.** A review of the marine carboniferous stratigraphy of Argentina. Proceedings. XXII International Geological Congress 9 (9): 53-72. India.
- ALRIC, V., HALLER M.J., FERAUD, G., BERTRAND, H. y ZUBIA, M. 1996.** Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extrandina. Actas V del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 243-250. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1957a.** Sobre la flora de Glossopteris del Bajo de La Leona, Santa Cruz, Patagonia. Ameghiniana, 1(3): 42-43.
- ARCHANGELSKY, S., 1957b.** Las Glossopterídeas del Bajo de La Leona (Santa Cruz), Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12(3): 135-164. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1958a.** Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). Acta Geológica Lilloana, 2: 5-136. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., 1958b.** "Eremopteris Golondrinensis" nueva especie de la Serie La Golondrina, Bajo de La Leona. Santa Cruz. Acta Geológica Lilloana, 2: 285-290. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., 1960a.** Licópsida y Sphenópsida del Paleozoico superior del Chubut y Santa Cruz. Patagonia. Acta Geológica Lilloana, 3: 21-36. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., 1960b.** "Chirópteris harrisii" nueva especie de la Serie La Golondrina, provincia de Santa Cruz. Acta Geológica Lilloana, 3: 289-293. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., 1963.** Notas sobre a flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3 (2): 57-63. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1965.** Tafofloras paleozoicas y eomesozoicas de Argentina. Boletín Sociedad Argentina de Botánica, 10(4): 247-291. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1967.** Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Paleontología, 5: 63-171. La Plata.
- ARCHANGELSKY, S., 1992.** *Dictyopteridium Feistmantel* (Fructificación pérmica Glossopteridales): primer registro argentino. 8° Simposio Argentino Paleobotánica y Palinología: 19-22.
- ARCHANGELSKY, S. y BONETTI, M., 1963.** Fructificaciones de Glossopterídeas del Pérmico del Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz. Ameghiniana, 3(1): 29-34.
- ARCHANGELSKY, S. y CUNEO, R., 1984.** Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. Memorias del 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: 143-153.

- ARCHANGELSKY, S. y DE LA SOTA, E., 1960.** Contribución al conocimiento de las Filices pérmicas de la Patagonia Extraandina. Acta Geológica Lilloana, 3: 85-126. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J. y SELLER, J., 1984.** Palinología Estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III: Distribución de las especies y conclusiones. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 21 (1): 15-33. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., JALFIN, G. y CUNEO R., 1991.** Cuenca La Golondrina, en el Sistema Pérmico de la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Capítulo 5, 12° Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Pre-impresión.
- ARDOLINO, A., FRANCHI, M., REMESAL, M. y SALANI, F., 1999.** El volcanismo en la Patagonia Extrandina. En: La sedimentación y el volcanismo Terciarios en la Patagonia Extrandina. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (18): 579-612. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- ARRIBAS JR, A., SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., FERNANDEZ, R. e ITAYA, T., 1996.** Edades Radimétricas de Mineralizaciones Epitermales Auríferas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. IGCP Project 342: Age and isotopes of South American Ores. XXXIX Congresso Brasileiro de Geología. Pág: 254-257
- ARRONDO, O., 1972.** Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (N.S.) Paleontología 7 (43): 1-194. La Plata.
- BAKER, P. E., REA, W. J., SKARMETA, J., CAMINOS, R. y REX, D. C., 1981.** Igneous History of the Andean Cordillera and Patagonia Plateau around latitude 46° S. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, A 303, 105-149.
- BELLOSI, E. y JALFIN, G., 1989.** Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e islas Malvinas. En Cuencas Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti editores): 379-393. Serie Correlación Geológica 6, Universidad Nacional de Tucumán.
- BERGER, B. y P. EIMON, 1982.** Comparative models of epithermal gold-silver deposits. Soc. Min. Eng. Reprint 82-13: 25.
- BERGER, B. y P. EIMON, 1983.** Conceptual models of epithermal precious metal deposits. En Shanks, W. C. Editors Cameron Volume on unconventional mineral deposits. New York, American Institute of Mining and Metallurgy. Petroleum Engineers: 191-205.
- BERGER, B.R. y HENLEY, R.W. 1989.** Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits of the western United States. In: R. Keays, R. Ramsay and D. Groves (Editors), *The Geology of Gold Deposits: The prospective in 1988. Economic Geology Monograph* 6: 405-423.
- BERTELS, A., 1970.** Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (4): 495-501.
- BERRY, E., 1924.** Mesozoic plants from Patagonia. American Journal of Science, Serie 5, Volumen VII (42): 473-482.
- BERTRAND, H., FERAUD, G., HALLER, M., LUAIS, B., MARTINEZ, M., ALRIC, V. y FORNARI, M., 1999.** The mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Geochronology and origin

evidenced by Ar/Ar dating and Sr-Nd isotopes. South American Symposium on Isotope Geology, Actas II: 167-169.

BIANCHI, J.L., 1960. Informe geológico preliminar en la zona del Río Pinturas (provincia de Santa Cruz), escala 1:100.000. YPF (inédito). Buenos Aires.

BOBIS, R. y AQUINO, J., 1995. Guide to the epithermal environment: Vein attributes, hydrothermal alteration and origin. 55 pág.

BOBIS, R., JAIRETH, S. y MORRISON, G., 1995. The anatomy of a Carboniferous epithermal ore shoot at Pajingo, Queensland: Setting, zoning, alteration and fluid conditions. Economic Geology, vol 90 (6): 1776-1798.

BODNAR, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57: 683-684.

BODNAR, R., REYNOLDS, T. y KUEHN, C., 1985. Fluid inclusions systematics in epithermal systems. Reviews in Economic Geology, vol 2: 73-97.

BONHAM, H., 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. International Volcanological Congress, New Zealand, Proc. Symposium 5: 13-17.

BORRELLO, A., 1947. Comisión de servicio a la parte nordeste del territorio de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 14 p. (inédito).

BORRELLO, A., 1949. Recursos minerales de la República Argentina. III Combustibles Sólidos Minerales. Revista Instituto Nacional de Investigaciones, Ciencias Naturales, Geología 5, 665 p.

BORTHWICK, J. y HARMON, R.S., 1982. A note regarding ClF₃ as an alternative to BrF₅ for oxygen isotope analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 46: 1665-1668.

BROWNE, P., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. Annual Review, Earth and Planetary Sciences, 6:229-250.

BRUHN, R., STERN, CH. y DE WIT, M., 1979. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters 41: 32-46.

BUCHANAN, L., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. En: Dickinson, W. and Payne, W. (editors). Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera. Arizona Geological Society, Digest, v XIV: 237-262.

CAMACHO, H. y FERNANDEZ, J., 1956. La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del Río Chubut. Revista Asociación Geológica Argentina 11 (1): 23-45.

CANDE, S. y LESLIE, R., 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. Journal of Geophysical Research, 91: 471-496.

CARANZA, H., 1988. Estudio estratigráfico y paleoambiental de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), en el sector norte del Anfiteatro de Ticó, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires, 64p. (inédito).

CAS, R. y WRIGHT, J. V., 1982. Volcanic successions, modern and ancient. 528 p

CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia), por el método K/Ar. Asoc. Paleon. Arg., Ameghiniana, IV, (5), 156-158.

- CERRO VANGUARDIA S.A., 1999.** Cerro Vanguardia S.A., 1999 Annual Report, Santa Cruz, Argentina.
- CLAYTON, R.N. y MAYEDA, T.K., 1963.** The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27: 43-52.
- CODIGNOTTO, J. C., 1983.** Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa Fueguino-patagónica. Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemiciclo Deglacial en la Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas, Actas: 12-26.
- CODIGNOTTO, J. C., MARCOLINI, S. y SANTILLANA, S., 1988.** Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Mustamante, Santa Cruz, Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina* 43 (1): 43-50.
- CONNORS, K., NOBLE D., BUSSEY, S. y WEISS, S., 1993.** Initial gold contents of silicic volcanic rocks: Bearing on the behaviour of gold in magmatic systems. *Geology*, Vol. 21: 937-940.
- CORBETT, G. y LEACH, T., 1995.** Southwest Pacific Rim gold/copper systems: structure, alteration and mineralization. Exploration workshop presented for the Society of Exploration Geochemists at Townsville: 143 pp.
- COOKE, D. , MCPHAIL, D. y BLOOM, M., 1996.** Epithermal Gold Mineralization, Acupan Baguio District, Philippines: Geology, Mineralization, Alteration and Thermochemical Environment of ore deposition. *Economic Geology* vol 91: 243-272.
- COOKE, D. y SIMMONS, S., 2000.** Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews*, vol. 13: 221-244.
- CREER, K., MITCHEL, J., ABOUDEER, J., 1972.** Paleomagnetism and radiometric ages of the Jurassic Chon Aike Formation from Santa Cruz province, Argentine: Implications for the opening of the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 15: 131-138.
- CRIADO ROQUE, P., 1953.** Reconocimiento geológico Zona Bahía Laura. Territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito. 18p.
- CHEBLI, G. y FERELLO, R., 1975.** Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXIX (4), p. 479-481.
- CHEBLI, G., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1976.** Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz). 6° Congreso Geológico Argentino, actas 1: 357-373.
- DALZIEL, I., 1982.** Back arc extension in the southern Andes: a review and critical rephraisal. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*. V. A 300: 319-335.
- DALZIEL, I., LAWVER, L. y MURPHY, J., 2000.** Plumes, orogenesis and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letter*, 178: 1-11.
- DARWIN, C., 1938.** Diario del viaje de un naturalista alrededor del mundo en el navío S. M. Beagle. (versión española). 2 volúmenes, Ed. Calpe.
- de BARRIO, R., 1984.** Descripción geológica de la Hoja 53c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- de BARRIO, R., 1989.** Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura) en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral N°528 (inédito). Fac. Cs. Nat. y Museo. La Plata.

- de **BARRIO, R., 1993.** El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, actas III: 289-298.
- de **BARRIO, R., ARRONDO, O., PETRIELLA, B. y ARTABE, A., 1982.** Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la Estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz, Revista Asociación Geológica Argentina, XXXVII (3): 285-299.
- de **BARRIO, R., PANZA, J. L., y NULLO, F., 1999.** Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (17): 511-527. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- DE GIUSTO, J., 1954.** Informe preliminar. Reconocimiento de Florida Negra (Territorio de Santa Cruz). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DE GIUSTO, J., 1955.** Informe geológico preliminar zona San Julián. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 55p. (inédito).
- DE GIUSTO, J., 1956.** Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró – Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DE GIUSTO, J., 1958.** Informe Geológico Zona “Cerro Vanguardia – Cerro 1° de Abril”. Departamento Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DE GIUSTO, J., DI PERSIA A. y PEZZI, E., 1980.** El Nesocratón del Deseado, en II Simposio de Geología Regional Argentina. Tomo 2: 1389-1430. Academia Nacional Ciencias, Córdoba.
- DELHAES, G., 1913.** Sobre la presencia del Rético en la costa Patagónica. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología): 5-10.
- DI PAOLA, E. y MARCHESI, H., 1973.** Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián-desembocadura del Río Santa Cruz), provincia de Santa Cruz, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 207-222.
- DI PERSIA, C., 1954.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Primera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1955.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Segunda Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1956.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1957.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Cuarta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1958.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Quinta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.

- DI PERSIA, C., 1959.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Sexta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1962.** Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz). I Jornadas Geológicas Argentinas, actas II: 65-68. Buenos Aires, Argentina.
- DI PERSIA, C., 1965.** Presencia de Sedimentos Triásicos en el ambiente del Deseado. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, actas, 2: 147:154. Buenos Aires.
- DONG, G. y MORRISON, G., 1995.** Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralum Deposita*, Vol. 30 (1): 11-19.
- DONG, G., MORRISON, G. y JAREITH S., 1995.** Quartz textures in epithermal veins in Queensland: Classification, origin and implication. *Economic Geology, Scientific Communications* Vol 90: 1841-1856.
- DUBE, B., 1997.** Low sulphidation gold mineralization in the Jurassic Deseado Massif, Santa Cruz province, South Argentina. *Mission Report* (inédito): 1-57.
- DU TOIT, A., 1937.** Our wandering continents. Oliver and Boyd, Edimburgh. 366p.
- ECHAVARRÍA, L. 1997.** Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- ECHEVARRÍA, A., 1984.** Estudio micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras Sa (Piedra del Museo) y 307, pertenecientes a la Hoja 54f. Servicio Geológico Nacional, 4p. (inédito).
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R., BELLINI, G., PICCIRILLO, E. y BLESA, A., 1998.** Características petrográficas y geoquímicas del vulcanismo jurásico en el área La Josefina. Sector Central del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 2: 180-184.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. LLAMBIAS, E., TESSONE, M., SCHALAMUK, I., BELLINI, G., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 1999.** Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino. Salta. Actas 2: 182-186.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. BELLINI, G., TESSONE, M., LLAMBIAS, E., SCHALAMUK, I., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 2001.** Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, (4): 548-558.
- ELLIS, A., 1979.** Exploded geothermal systems. En: Barnes (editor). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2da edición. John Wiley and sons: 632-683. New York.
- FERAUD, G., ALRIC, B., FORNARI, M., BERTRAND, H., HALLER M., 1999.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letter*, 172: 83-96.

- FERNANDEZ, R. y de BARRIO, R., 1994.** Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de Comunicaciones, Universidad de Chile*. N° 45: 59-66.
- FERNANDEZ, R., ECHEVESTE, H., ECHAVARRIA, L. y SCHALAMUK I., 1996.** Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 41-54.
- FERNANDEZ, R., ECHEVESTE, H., TASSINARI, C. y SCHALAMUK I., 1999.** Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz Province. Argentina. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, actas: 462-465. Villa Carlos Paz, Córdoba.
- FERUGLIO, E., 1929.** Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo San Jorge. *Anales GAEA* 3 (2): 395-488.
- FERUGLIO, E., 1937.** Una interesante Filicínea fósil de la Patagonia. *Boletín de Informaciones Petroleras* XIV (151): 5-20.
- FERUGLIO, E., 1949.** Descripción geológica de la Patagonia. 3 Tomos, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1973.** Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz. 5to Congreso Geológico Argentino, actas 5: 123-137.
- FIDALGO, F. y RIGGI, J.C., 1965.** Los Rodados Patagónicos de la meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20 (3): 273-325.
- FIDALGO, F. y RIGGI, J.C., 1970.** Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 430-443.
- FIGUEIREDO, A., PELLON DE MIRANDA, A., FERREIRA, R. y ZALAN P., 1996.** Cuenca de San Julián. Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Ramos y Turic (editores). Relatorio 11: 193-212.
- FLEAGLE, J., BOWN, T., SWISHER, C. y BUCKLEY, G., 1995.** Ages of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-135.
- FORSYTHE, R., 1982.** The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, V. 139: 671-682.
- FRANCHI, M., PANZA, J.L. y de BARRIO, R., 1989.** Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 347-378. S.M. de Tucumán.
- FRENGUELLI, J., 1933.** Situación estratigráfica y edad de la "Zona con Araucarias" al sur del curso inferior del Río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras*, 112: 843-900.
- FREUNDT, A., 1998.** The formation of high grade ignimbrites, I: Experiments on high and low concentrations transport systems containing sticky particles. *Bulletin of Volcanology*, 59: 414-435.
- FRIEDMAN, I. y GLEASON, J.D., 1973.** Notes on the bromine pentafluoride technique of oxygen extraccion. *Journal of Research. U.S. Geological Survey* 1, 6: 679-680.

- FUZIKAWA, K., RIOS, J., VIEIRA ALVES, J., SCHALAMUK, I., DEL BLANCO, M., de BARRIO, R., ECHEVESTE, H. y SILVIA DANTAS, M., 1998.** Fluid Inclusion studies in La Josefina Au district, Macizo del Deseado, Argentina. 40° Congresso Brasileiro de Geología, Belo Horizonte, Anais: 168.
- GARRELS, R. M. y MACKENZIE, F.T., 1971.** Evolution of sedimentary rocks. Ed: Norton Inc., New York, 307 p.
- GEMMELL, B., 2002.** Low and High sulfidation epithermal deposits: Characteristics, genesis and exploration implications. Short Course Notes, dictado en el XV Congreso Geológico Argentino, Calafate.
- GENINI, A., 1977.** Informe preliminar Mosaico 4969-II-B3. Cerro Vanguardia. Informe inédito. Secretaría de Minería de la Nación, Plan Patagonia Comahue.
- GENINI, A., 1984.** Informe general área n° 43 "Cerro Vanguardia". Incluye estudio calcográfico de la Dra. L. Malvichini y estudio geofísico por el Ing. R. Curcio. Informe inédito. Secretaría de Minería de la Nación P. P. C.
- GENINI, A., 1990.** Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. III Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110.
- GIACOSA, R., 1995.** Descripción geológica de la Hoja Puerto Deseado (4766-III/IV), provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- GIACOSA, R., 1999.** El basamento ígneo-metamórfico en el extremo oriental del Macizo Nordpatagónico y en el Macizo del Deseado. En: El Basamento Pre-Silúrico del extremo este del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado, Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, anales 29 (5): 107-132.
- GIACOSA, R., MARQUEZ, M., PEZZUCHI, H. y FERNANDEZ, M. 1990.** Geología y estratigrafía preliminar del Complejo Igneo-metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 85-88.
- GIACOSA, R., MARQUEZ, M. y PANZA, J., 2002.** Basamento Paleozoico inferior del Macizo del Deseado. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, I-2: 33-44.
- GIGGENBACH, W., 1992.** Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 113: 495-510.
- GODEAS, M. C., 1982.** Geología del Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz, con especial referencia a las relaciones de contacto entre las plutonitas de La Leona (Formación La Leona) y la Formación La Golondrina, y los fenómenos de mineralización. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de Buenos Aires.
- GODEAS, M. C., 1985.** Geología del Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 262-277.
- GORRING, M.L., 1997.** Mantle processes associated with ridge collision: evidence from plateau lavas and xenoliths from southern Patagonia. PhD dissertation, Cornell University, Ithaca, New York.

- GORRING, M., KAY, S., ZEITLER, P., RAMOS, V., RUBIOLO D., FERNANDEZ, M. y PANZA, J., 1997.** Neogene Patagonian plateau lavas, continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16: 1-17.
- GOTHAN, W., 1925.** Sobre restos de plantas fósiles procedentes de Patagonia. *Boletín Academia de Ciencias de Córdoba*, 28: 197-212.
- GUIDO, D., 1998.** Informe Geológico y Geoquímico del Área Marina, provincia de Santa Cruz. Exploración Regional, Mincorp Exploraciones S.A. (inédito).
- GUIDO, D., 2002.** Halogenuros de Plata en vetas epitermales del sudeste del Macizo del Deseado. VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Buenos Aires, actas: 173-174.
- GUIDO, D. y LOPEZ, R., 2002.** Estudio estructural y geoquímico de las vetas del Dique, área Buena Esperanza, Sudeste del Macizo del Deseado. VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Buenos Aires, actas: 175-182.
- GUIDO, D., TIBERI, P., de BARRIO, R., ESCAYOLA, M. y SCHALAMUK, I., 2000.** Hallazgo de basamento ígneo - metamórfico en Bahía Laura, sector sud-oriental del Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Patagonia Argentina. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile. Agosto 2000 2 (Simposio Internacional 4): 731-735.
- GUIDO, D., DEL BLANCO, M., de BARRIO, R., TIBERI, P. y SCHALAMUK I., 2001.** Las mineralizaciones epitermales en el sudeste del macizo del Deseado, Santa Cruz. VII Congreso de Geología Económica, Actas 2: 11-15.
- GUST, D., BIDDLE, D., PHELPS y ULIANA, M., 1985.** Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extention in southern South America. *Tectonophysics* 116: 223-253.
- HAAS, J., 1971.** The effect of salinity in the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66: 940-946.
- HALSOR, S., BORNHORST, T., BEEBE, M., RICHARDSON, K. y STROWD, W., 1988.** Geology of the De Lamar silver mine, Idaho: A volcanic dome complex and genetically associated hydrothermal system. *Economic Geology*, Vol. 83: 1159-1169.
- HARRINGTON, H.J., 1962.** Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10): 1773-1814, Tulsa.
- HAYBA, D., BETHKE, P., HEALD, P. y FOLEY, N., 1985.** The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. En: Berger y Bethke editors, *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists, *Rev. Economic Geology* 2: 129-168.
- HEALD, P., FOLEY, N. y HAYBA, D., 1987.** Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.
- HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1985.** Modelo de facies volcánicoclástico y consideraciones estratigráficas para la Formación Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura, Jurásico superior-Cretácico inferior, provincia de Santa Cruz. Y.P.F., Comodoro Rivadavia (inédito).
- HECHEM, J. J. y HOMOVC, J. F., 1986.** La relación entre la Formación Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 244-254.

- HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1988.** Facies y paleoambientes volcanoclásticos en el Nesocratón del Deseado. Boletín de Informaciones Petroleras N° 16: 2-23.
- HEDENQUIST, J.W., 1987.** Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn editor, Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. American Association of Petroleum Geologists: 513-524.
- HEDENQUIST, J.W., 1990.** The thermal and geochemical structure of the Broadland-Ohaaki geothermal system. Geothermics, 19: 151-185.
- HEDENQUIST, J. y HENLEY, R., 1985.** The importance of CO₂ on the freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems, and implications for epithermal ore deposition. Economic Geology, 80: 1379-1406.
- HEDENQUIST, J., IZAWA, A, ARRIBAS JR. A. y WHITE, N., 1996.** Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. The Society of Resource Geology, Japan, Special Publication, 1.
- HEDENQUIST, J. , ARRIBAS, A. y GONZALEZ-URIEN, E., 2000.** Exploration for epithermal gold deposits, Reviews in Economic Geology, V 13: 245-278.
- HENLEY, R., 1985.** The geothermal framework for epithermal deposits. In: Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Berger y Bethke editors. Reviews in Economic Geology, Vol. 2: 1-24.
- HENLEY, R., 1990.** Ore transport and deposition in epithermal environments: University of Western Australia, Geology Department Publication 23: 51-69.
- HERBST, R., 1965.** La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. Opera Lilloana, 12: 3-101. Tucumán.
- HERBST, R., 1978.** *Asterotheca golondrinensis* n. Sp. from the Lower Permian Golondrina Series of the Bajo de La Leona, Santa Cruz, Argentina. The Paleobotanist 25: 126-130.
- HERMITTE, E., 1916.** Importancia de los estudios geológicos, principalmente en la individualización de los yacimientos minerales. Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Tucumán.
- HILDRETH, W. y MOORBATH, S., 1988.** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98: 455-489.
- HOMOVC, J., CONSTANTINI, L., FERREIRA, R. y PELLON DE MIRANDA, A., 1996.** Evolution of the Deseado Massif in Argentina, and its relationship with the San Julián Offshore Area in the South Atlantic Ocean. Informe YPF SA Argentina - Petrobras International Brazil.
- IDOYAGA, M., PEREZ LEALE, A., LOPETRONE, J. y ELAZAR, G., 1999.** "Juan Pablo", un nuevo prospecto epitermal en el Macizo del Deseado, Santa Cruz. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas II: 394-397.
- IRIGOYEN, M., 1989.** Descripción Geológica de la Hoja 57 f-g Comandante Luis Piedrabuena, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 114 p. (inédito).
- IRVINE, T. y BARAGAR, W., 1971.** Guide to the chemical classifications of the common volcanics rocks. Canadian Journal of Earth Science, Vol 8: 523-548.
- IZAWA, E. y YAMASHITA, M., 1995.** Truscottite from the Hishikari mine, Kagoshina Prefecture, Japan. Journal of the Society of Resource Geology. Vol 45 (4), 252: 251-252.

- JALFIN, G., 1987.** Estratigrafía y paleogeografía de las Formaciones pérmicas de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de similar edad de las islas Malvinas. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.
- JALFIN, G. y BELLOSI, E., 1984.** Variaciones del sistema de planicies entrelazadas en el pérmico del NE de Santa Cruz, Argentina. Anales Meeting Project 211, IGCP, Abstracts, 24-25.
- JALFIN, G., CUNEO, R. y ARCHANGELSKY, R., 1990.** Paleoambientes, paleobotánica y bioestratigrafía de la Formación La Golondrina en la localidad Dos Hermanos, Pérmico superior, Santa Cruz, Argentina. Reunión Anual Proyecto 211 (Paleozoico tardío de América del Sur), Abstracts.
- JOHANNES, W., 1983.** On the origin of layered migmatites. En: Atherton, M. P. y Gribble, C.D. (Eds.): Migmatites, Melting and Metamorphism, pp. 234-248., Shiva Publishing, Nantwich.
- JOHN, D., GARSIDE, L. y WALLACE, A., 1999.** Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in Northern Nevada, with emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the Northern Nevada rift. Geological Society of Nevada, 1999. Spring Field Trip Guidebook, Special Publication 29: 64-158.
- JOHN, D., 2001.** Miocene and Early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the Northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution and relationship to magmatism: Economic Geology, 96: 1827-1853.
- KAY, S., RAMOS V., MPODOZIS C. y SRUOGA P., 1989.** Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. Geology V17: 324-328.
- LA ROCHE, H., 1992.** Un homologue cationique du triangle Q-A-P (quartz-feldspath alcalin-plagioclase), figure majeure de la pétrologie des roches plutoniques. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris, 315. Serie II: 1687-1693.
- LE MAITRE, R., 1989.** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Ed. Blackwell, Oxford. 153 p.
- LEANZA, A., 1958.** Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Tomo I, Capítulo III: 217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.
- LESTA, P. y FERELLO, R. 1972.** Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.
- LINARES, E. y GONZALEZ, R. R., 1990.** Catálogo de Edades Radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 19: 346-354.
- LINDGREN, W., 1922.** A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: Economic Geology, 17: 292-294.
- LINDGREN, W., 1933.** Mineral Deposits. 4th edition. New York. MacGraw Hill Book Company. 930 pp.
- LOCK, B., 1980.** Flat plate subduction and the Cape fold belt of South Africa. Geology, V. B: 35-39.
- LOFGREN, G., 1970.** Experimental devitrification rates of rhyolitic glass. Geological Society American Bulletin, 82: 111-124.

- LOSKE, W., MARQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNANDEZ, M. 1999.** U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. XIV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p 102. Salta. Argentina.
- MACDONALD, R., SMITH, R. y THOMAS, J., 1992.** Chemistry of the subalkalic silicic obsidian. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1523, 214 p.
- MALUMIAN, N., 1978.** Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana 15 (1-2): 161-171.
- MALUMIAN, N., 1999.** La sedimentación en la Patagonia Extraandina. En: La sedimentación y el volcanismo Terciarios en la Patagonia Extrandina, Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, anales 29 (18): 557-578.
- MALUMIAN, N. y RAMOS, V., 1984.** Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America. Earth and Planetary Science Letters, 67: 228-237.
- MANIAR, P. y PICCOLI, P., 1989.** Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin. Vol. 101: 635-643.
- MARIN, G., 1982.** Descripción geológica de la Hoja 55c "Gobernador Gregores", provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).
- MARSHALL, P., PASCUAL, R., CURTIS, G. y DRAKE, R., 1977.** South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. Science, 195: 1325-1328.
- MARQUEZ, M. J., 1981.** Informe Geológico preliminar de; proyecto 19NA, La Leona, Santa Cruz. Secretaría de Estado de Minería, Plan Patagonia Comahue, inédito. Comodoro Rivadavia.
- MARQUEZ, M. y PANZA, J., 1986.** Hallazgo de basamento igneo-metamórfico en el Bajo de la Leona, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 41 (1-2): 206-209.
- MAZZONI, M., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, M. y SPALLETTI, L., 1984.** Estructuras Anulares en tobas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, provincia de Santa Cruz. 9° Congreso Geológico Argentino. Actas III: 485-507.
- MAZZONI, M., TERUGGI, M., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, M. y SPALLETTI, L., 1981.** El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián (provincia de Santa Cruz). 8° Congreso Geológico Argentino. Actas III: 485-507.
- MCPHIE, J., DOYLE, M y ALLEN, R., 1993.** Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES, University of Tasmania. 198 p.
- MEHNERT, K.R., 1968.** Migmatites and origin of granitic rocks. Elsevier, 405 p., Amsterdam.
- MERTZ, D., BITSCHENE, P., RENNE, J., HOMOVC, J. y DEWEY, C., 1998.** Age, source, and tectonic setting of Patagonian Bajo Pobre volcanic rocks. Lateinamerika-Kolloquium, Hamburg, Terra Nostra, 8.
- METHOL, E., 1967.** Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "pequeños bajos sin salida". Revista Asociación Geológica Argentina, 22 (4): 295-311.

- MIYASHIRO, A., 1974.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, Vol.274: 321-355.
- MORRISON, G., DONG, G. y JAREITH S., 1990.** Textural zoning in epithermal quartz veins in Queensland. *Manual de campo*. Tomesville, James Cook University of North Queensland. AMIRA project (P247): 25 pg.
- NAÑEZ, C., 1988.** Paleoecología de los foraminíferos del Terciario medio de la región oriental de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires (inédito).
- NOBLE, D., MCCORMACK, J., MCKEE, E., SILVERMAN, M. y WALLACE, A., 1988.** Time of mineralisation in the evolution of the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon, and the relation of middle Miocene mineralization in the northern Great Basin to coeval regional basaltic magmatic activity. *Economic Geology*, Vol. 83: 859-863.
- OHMOTO, H. y RYE, R., 1979.** Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; John Wiley & Sons: 509-561.
- PALMA, M., 1987.** Geología y evolución tectónica de la región adyacente al curso inferior del Río Deseado. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.
- PALMA, M., 1989.** Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del continente Austral. Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Mar del Plata, 1-3 Junio 1989: 97-101, Montevideo.
- PALMA, M., 1991.** Las rocas basamentales del Macizo del Deseado en la estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (1-2): 1-9.
- PALMA, M. y UBALDON, M.C., 1988.** Las sedimentitas gondwánicas de la Formación La Golondrina en la estancia Dos Hermanos, Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 43 (3): 388-403.
- PANKHURST, R., 1999.** Geochronology in Southern South America and West Antarctica: Achievements and prospects. II South American Symposium on Isotope Geology, *Actas*: 548-551.
- PANKHURST, R., RAPELA C. y MARQUEZ, M., 1993a.** Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, *Actas* 4: 134-141.
- PANKHURST, R., SRUOGA, P. y RAPELA, C., 1993b.** Estudio Geocronológico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas IV*: 171-178.
- PANKHURST, R., HERVE, F., RAPELA, C., 1994.** Sm-Nd evidence for the Grenvillian Provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and West Antarctica. 7° Congreso Geológico Chileno, *Actas II*: 1414-1418. Concepción. Chile.
- PANKHURST, R.S. y C. W. RAPELA, 1995.** Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and planetary Science Letters* 134: 23-36.
- PANKHURST, R., LEAT, P., SRUOGA, P., RAPELA, C., MARQUEZ, M., STOREY, B y RILEY, T., 1998.** The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.

- PANKHURST, R., RILEY, T., FANNING, C. y KELLEY, S., 2000.** Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, N°5: 605-625.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., LOSKE, W. y FANNING, C., 2001.** Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. III South American Symposium on Isotope Geology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.
- PANZA, J. L., 1982.** Descripción geológica de las Hojas 53d "Gobernador Moyano" y 54e "Cerro Vanguardia", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Buenos Aires. (inédito).
- PANZA, J. L., 1984.** Descripción geológica de las Hojas 54f "Bajo La Leona" y 54g "Bahía Laura", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 170 p. (inédito).
- PANZA, J. L. y de BARRIO, R., 1987.** Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f "Cordón Alto" y 55g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).
- PANZA, J. L. y de BARRIO, R., 1989.** Descripción geológica de las Hojas 56f "Cordón Alto" y 56g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).
- PANZA, J. L., COBOS, J. y RABONA, D., 1994.** Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, escala 1:750.000, Buenos Aires.
- PANZA, J. L., MARQUEZ, M. y GODEAS, M., 1995.** Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 p. Buenos Aires.
- PANZA, J. L., CUNEO, N. y ARCHANGELSKY, S., 1996.** La Formación La Golondrina (Pérmico) en la Laguna Dulce, provincia de Santa Cruz y su tafoflora. Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior, Universidad de Buenos Aires, Comunicaciones '96: 14-15.
- PASCUAL, R., HINOJOSA, E., GONDAR D., TONNI, E., 1965.** Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas*, provincia de Buenos Aires. VI: 165-193.
- PEARCE, J., 1981.** Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis attached continental margins. En: *Continental Basalts and mantle xenoliths*, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds). Shiba Publishing Limited, UK, pp 230-249.
- PEARCE, J. y CANN, J., 1973.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.19: 290-300.
- PEARCE, J. y NORRY, M., 1979.** Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb. *Variations in Volcanic Rocks, Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, pp.33-47.
- PEARCE, J., HARRIS, N. y TINDLE, A., 1984.** Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 953-956.
- PEZZI, E. E., 1970.** Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49p. (Inédito).
- PEZZUCHI, H.D. 1978.** Estudio geológico de la zona de Ea Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral (inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 99 p. Argentina.

- RAMOS, V., 1979.** El vulcanismo del Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica. 7° Congreso Geológico Argentino, actas 1: 423-435.
- RAMOS, V., 1983.** Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional Geología Económica, Actas 1: 107-124.
- RAMOS, V., 1984.** Patagonia: ¿Un continente Paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas II: 311-325.
- RAMOS, V., 1986.** Discussion on Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basin. Transactions of the Geological Society of South Africa, 89: 427-429.
- RAMOS, V., 1988.** Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. Episodes, 11: 168-175.
- RAMOS, V., 1989.** Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 73: 887-903.
- RAMOS, V., 1999a.** Las provincias geológicas del territorio Argentino. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1999b.** Evolución tectónica de la Argentina. En: Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, anales 29 (24): 715-759, Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1996.** Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En: Ramos y Turic (editores). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto del Petróleo: 385-404.
- RAMOS, V., 2002.** Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-23: 235-387.
- RAMOS, V. y KAY, S., 1992.** Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.
- RAMOS, V. y PALMA, M., 1991.** Tectónica y Diastrofismo. En: S. Archangelsky (editor): "El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay" (pre-impresión): 239-266.
- RAMOS, E. y RAMOS, V., 1979.** Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 771-786.
- RAPELA, C. y KAY S., 1988.** Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, Vol. 11 (3): 175-181.
- RAPELA, C. y PANKHURST, R., 1992.** The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault system in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, Alabaster and Pankhurst (editors), Magmatism and the causes of continental break-up, Geological Society Publication, 68: 209-220.
- RAPELA, C. y PANKHURST, R., 1996.** Monzonite Suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87: 193-203.
- RAPELA, C. y PANKHURST, R., 2002.** Eventos tectonomagmáticos del Paleozoico inferior en el margen proto-Atlántico del sur de Sudamérica. XV Congreso Geológico Argentino, Actas: 6 páginas.
- RAPELA, C., DIAS, C., FRANZESE, J., ALONSO, G. y BENVENUTO, A., 1991.** El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile 18 (2): 121-138.

- RAPELA, C., COIRA, B., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1992.** The lower Paleozoic Magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian Orogen. *International Geology Review*, 34 (11): 1081-1142.
- RECIO, C., 2000.** Isótopos estables en depósitos minerales. Apuntes del curso de postgrado, La Plata, Octubre de 2000: 131 pp.
- RIGGI, J., 1978.** La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia. *Revista Asociación Geológica Argentina* 33 (2): 158-171.
- RILEY, T., LEAT, P., PANKHURST, R. y HARRIS, C., 2000.** Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42, N°6: 1043-1065.
- RIOS, F., FUZIKAWA, K., SCHALAMUK, I. y PIMENTA, M. 1994.** Resultados preliminares del estudio de IF en cuarzo mineralizado del área Manatial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Actas II, Reunión Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales. Publicación 3: 345-351.*
- ROBINSON, B.W. y KUSAKABE, M., 1975.** Quantitative preparation of sulfur dioxide for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Analytical Chemistry*, 47, 7: 1179-1181.
- ROEDDER, E., 1979.** Fluid inclusions as samples of ore fluids. En: Barnes H.L. (ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition. Jhon Wiley and sons, New York: 684-731.
- ROEDDER, E., 1984.** Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy, Volume 12. Mineralogical Society of America.* 645 p.
- ROMERO, E. y ARCHANGELSKY S., 1986.** Early Cretaceous Angiosperm Leaves from Southern South America. *Science* 234: 1580-1582.
- ROLL, A., 1938.** Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras reimpr., tomo 15 (163): 17-83.*
- ROLLERI, E., 1973.** Acerca de la dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. 5° Congreso Geológico Argentino, *Actas 4: 203-220.*
- ROSSI DE GARCIA, E. y LEVY DE CAMINOS, R., 1982.** Informe de megafauna de la Hoja 54g "Bahía Laura" (Santa Cruz). Servicio Geológico Nacional, 1p. (inédito).
- ROSSI DE GARCIA, E. y LEVY DE CAMINOS, R., 1984.** Estudio paleontológico de la megafauna de las Hojas 54d "La Manchuria" y 54f "Bajo de La Leona", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 2p. (inédito).
- SACOMANI, L. E., 1981.** Informe preliminar de las observaciones petrológicas en localidades tipo de la secuencia volcánica jurásica ("Serie Porfírica") en el ámbito del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 11 p. (inédito).
- SACOMANI, L. E., 1982.** Informe preliminar sobre observaciones petrológicas en localidades del Complejo Básico Jurásico (Fm. Bajo Pobre) en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Informe inédito, Secretaría de Minería de la Nación.
- SACOMANI, L. E., 1986.** Descripciones petrográficas de muestras de la Hoja 54g "Bahía Laura", provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional de Minería y Geología, 30 p. (inédito).
- SAUNDERS, J., 1994.** Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt county, Nevada: Evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes. *Economic Geology*, Vol. 89: 628-638.

- SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., ZUBIA, M., GENINI, A. y ECHEVESTE, H., 1999.** Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188.
- SCHALAMUK, I., ECHEVESTE, H., ETCHEVERRY, R. y AMETRANO, S., 1998.** Metalogénesis del yacimiento de oro-plata "Manantial Espejo", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Buenos Aires, tomo 50: 217-236.
- SCHALAMUK, I., FERNANDEZ, R. y ETCHEVERRY, R., 1995a.** Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. In: Mineral Deposits, Kribek & Zak (editors), Balkema: 385-388.
- SCHALAMUK, I., RIOS, F., FUZIKAWA, K. y PIMENTA, M. 1995b.** Fluid inclusions studies in epithermal auriferous-quartz deposits of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Abstract XIII ECROFI. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 18: 220-221.
- SCHALAMUK, I., ZUBIA M., GENINI A. y FERNANDEZ R., 1997.** Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology, Reviews. Vol 12 N° 3: 173-186.
- SCHILLER, W., 1923.** Sobre derrumbamiento de capas en la Patagonia causado por sublavado. Contribución al estudio de las cuencas sin desagüe. Revista Museo La Plata, 27: 161-171.
- SCOTT, R., 1971.** Alkali exchange during devitrification and hydration of glasses in ignimbrite cooling units. Geology, 79: 100-109.
- SEWARD, T., 1984.** The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. En: Foster (editor), Gold '82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geological Society of Zimbabwe, Special Publication N°1, Rotterdam, Balkema: 165-181.
- SHEPHERD, T., RANKIN, A. y ALDERTON, D., 1985.** A practical guide to fluid inclusions studies. Blakie Ed. 237 p. Glasgow.
- SHEPPARD, S., 1986.** Stable isotope in high temperature geological processes, Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (editors), Capítulo 6. Reviews in mineralogy, Vol. 16: 165-184.
- SILLITOE, R., 1984.** Volcanic landforms and ore deposits. Reviews in Economic Geology, v. 79: 1286-1298.
- SILLITOE, R., 1993a.** Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. En: Kirkham, Sinclair, Thorpe and Duke (editors), Mineral Deposits Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40: 403-417.
- SILLITOE, R., 1993b.** Giant and Bonanza gold deposits in the epithermal environments: Assessment of potential genetic factors. In: Whiting, B., Mason, R and Hodgson, C. editors. Giant Ore Deposits: Society of Economic Geologist, Special Publication 2: 125-156.
- SILLITOE, R., 1995a.** Exploration and Discovery of base- and precious-metal deposits in the circum-Pacific region during the last 25 years. Resource Geology Special Issue 19: 119 pp.
- SILLITOE, R., 1995b.** The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs. Mineralogical Society of Canada Shortcourse Notes, v 23: 511-525.
- SILLITOE, R., 2002.** Rifting, bimodal volcanism, and bonanza gold veins. Economic Geology Commentary, SEG Newsletter 48: 24-26.
- SIMMONS, S., 1995.** Magmatic contributions to low sulfidation epithermal deposits: Magmas, fluids and ore deposits: Mineralogical Society of Canada, Shortcourse Notes, v 23: 455-477.

- SIMMONS, S. y CHRISTENSON, B., 1994.** Origin of calcite in a boiling geothermal system: American Journal of Science, Vol. 294: 99-112.
- SIMPSON, G., 1933.** Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of central Patagonia. American Museum Novitates, 644: 1-13.
- SIMPSON, G., 1941.** The Eocene of Patagonia. American Museum Novitates 1120.
- SPALLETTI, L., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, M. y MAZZONI, M., 1982.** Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, revista XXXVII (4): 483-485.
- SPALLETTI, L. y MAZZONI, M., 1979.** Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhue Huapi, provincia de Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34 (4): 271-281.
- SPARKS, R. y WALKER, G., 1977.** The significance of vitric-enriched air fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2: 329-341.
- SPARKS, R., SELF, S. y WALKER, G., 1973.** Products of ignimbrite eruptions. Geology, 1: 115-118.
- SPARKS, R., WILSON, L. y HULME, G., 1978.** Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. Journal of Geophysical Research, 83: 1727-1739.
- SRUOGA, P., 1989.** Estudio petrológico del Plateau Ignimbrítico Jurásico a los 47° 30' de latitud sur. Tesis Doctoral (inédito). Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- SRUOGA, P. y M. A. PALMA, 1984.** La Formación Chon Aike en su área clásica de afloramientos. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III: 171-184.
- SRUOGA, P. y M. A. PALMA, 1986.** Los domos riolíticos jurásicos de los cerros Laciár, Moro, Baguales y La Pava, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 41 (3-4): 397-401 (Nota Breve).
- STERN, C., FUTA, K., SAUL, S. y SKEWES, M., 1996.** Nature and Evolution of the subcontinental mantle lithosphere below Southern South America and implications for andean magma genesis. Revista Geológica de Chile 27: 41-53.
- STIPANICIC, P., 1957.** El Sistema Triásico en la Argentina. XX° Congreso Geológico Internacional, 1956. Sec. II. México.
- STIPANICIC, P. y BONETTI, M., 1970.** Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. Floras Liásicas, Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, 7 (1): 57-78. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. y METHOL, E. J., 1972.** Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A.F. (Editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1955.** Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. Revista Asociación Geológica Argentina, 10 (4): 215-233.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1957.** El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.

- STIPANICIC, P. y RODRIGO, A., 1969.** El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los movimientos jurásicos de la Patagonia. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337-352.
- STIPANICIC, P., TOUBES, R., SPIKERMANN, J. y HALPERN, N., 1971.** Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 26 (4): 459-467.
- STIPANICIC, P., RODRIGO, F., BAULIES, O. y MARTINEZ, C., 1968.** Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo NorPatagónico y regiones adyacentes. Revista Asociación Geológica Argentina 23 (2): 67-98.
- STOREY, B. y ALABASTER, T., 1991.** Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: evidence from the proto-pacific margin of Antártica. Tectonics 10: 1274-1288.
- SUERO, T. y CRIADO ROQUE, P., 1955.** Descubrimiento del Paleozoico superior al oeste de Bahía Laura (Territorio Nacional de Santa Cruz) y su importancia paleogeográfica. Notas Museo de La Plata, 18, Geología. 68-157.
- TERUGGI, M., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, M., SPALLETTI, L. y MAZZONI, M., 1981.** Tipo de rocas vulcano-piroclásticas del Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián (provincia de Santa Cruz). Actas VIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, tomo III: 509-531.
- TESSONE M. y DEL BLANCO, M., 1998.** Mineralización epitermal en domos riolíticos de la Formación Chon Aike, Sector Central del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas X, (III): 94-99.
- TESSONE, M., DEL BLANCO, M., MACAMBIRA, M. y ROLANDO, A., 1999.** New Radiometric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology. Villa Carlos Paz, Argentina. Actas: 132-135.
- THEODORE, T. y JONES, G., 1992.** Geochemistry and Geology of gold in jasperoid, Elephant Head Area, Lander County, Nevada. U.S. Geological Survey Bulletin 2009: 53 pág.
- TILLING, R., GOTTFRIED, D. y ROWE, J., 1973.** Gold abundance in igneous rocks: Bearing on gold mineralization. Economic Geology, Vol. 68: 168-186.
- TURIC, M., 1969.** Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del Río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), 55 p.
- TURNER, S., 1997.** The Yanacocha epithermal gold deposits, northern Peru: High sulfidation mineralization in a flow dome setting: PhD thesis, Golden, Colorado School of Mines: 326 pp.
- UGARTE, F., 1956.** Reconocimiento geológico expeditivo de las formaciones que incluyen combustibles sólidos en la región San Julián – Bahía Laura, Patagonia. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 14 p. (inédito).
- UGARTE, F., 1966.** La cuenca compuesta carbonífero-jurásica de la Patagonia Meridional. Anales de la Universidad Patagonia “San Juan Bosco”. N° 2, p. 37-68.
- ULIANA, M., BIDDLE K., PHELPS, D. y GUST, D., 1985.** Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.

- ULIANA, M. y BIDDLE K., 1987.** Mesozoic – Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.
- VARELA, R., PEZZUCHI, H., GENINI, A. y ZUBIA, M., 1991.** Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (3-4): 257-262.
- VIERA, R., PEZZUCHI, H., 1976.** Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del “Complejo metamórfico” de la Patagonia Extraandina, Ea Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina. Tomo XXXI (4), p. 281-283.
- WALKER, G., 1983.** Ignimbrite types and ignimbrite problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17: 65-88.
- WEAVER, S., GIBSON, I., HOUGHTON, B. y WILSON, C., 1990.** Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralkaline silicic lavas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43: 57-70.
- WHITE A. y CHAPPELL, B., 1977.** Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics 43, 7-22.
- WHITE, N. y HEDENQUIST, J., 1995.** Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, Society of Economic Geologists Newsletter, 23, 1: 9-13.
- WHITE, N. y POIZAT, V., 1995.** Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins? En: Mauck, J. and St. George J. (editors), Pancri95, Proceedings of the 1995 PACRIM Congress, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Carlton, Publication 9/95: 623-628.
- WICHMANN, 1922.** Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas, Boletín 30B.
- WICHMANN, 1927.** Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, Publicación 23.
- WINCKLER, H., 1978.** Petrogénesis de rocas metamórficas. Editorial Blume, Madrid.
- WINDHAUSEN, A. 1924.** Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 27: 167-320.
- WINDHAUSEN, A. 1931.** Geología Argentina. En: Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino (Segunda Parte). Editorial Peuser. (Buenos Aires), 1-40.
- WOLFF, J. y WRIGHT, J., 1981.** Rheomorphism of welded tuffs. Journal of Volcanological and Geothermal Research, 10: 13-34.
- WRIGHT, J., SMITH, A. y SELF, S., 1980.** A working terminology of pyroclastic deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8: 315-336.
- WRIGHT, J. y WALKER, G., 1981.** Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 9: 111-131.
- XICOY, A., 1949.** Sobre un afloramiento carbonoso del “Rético” en la zona de Bahía Laura, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 6p. (inédito).
- YAMANA RESOURCES INC., 2000.** Yamana Resources Inc. 1999 Annual Report, Santa Cruz, Argentina.

- YRIGOYEN, M., 1999.** Situación de la Argentina en el marco geológico de América del Sur. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, anales 29 (2): 35-39, Buenos Aires.
- ZAMBRANO, J. y URIEN, C., 1970.** Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75(8): 1363-1396.
- ZHENG, Y.F., 1993.** Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1079-1091.
- ZUBIA, M., GENINI, A. y SCHALAMUK, I. B., 1999.** Yacimiento Cerro Vanguardia. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Bs. As.