

## Capítulo 2:

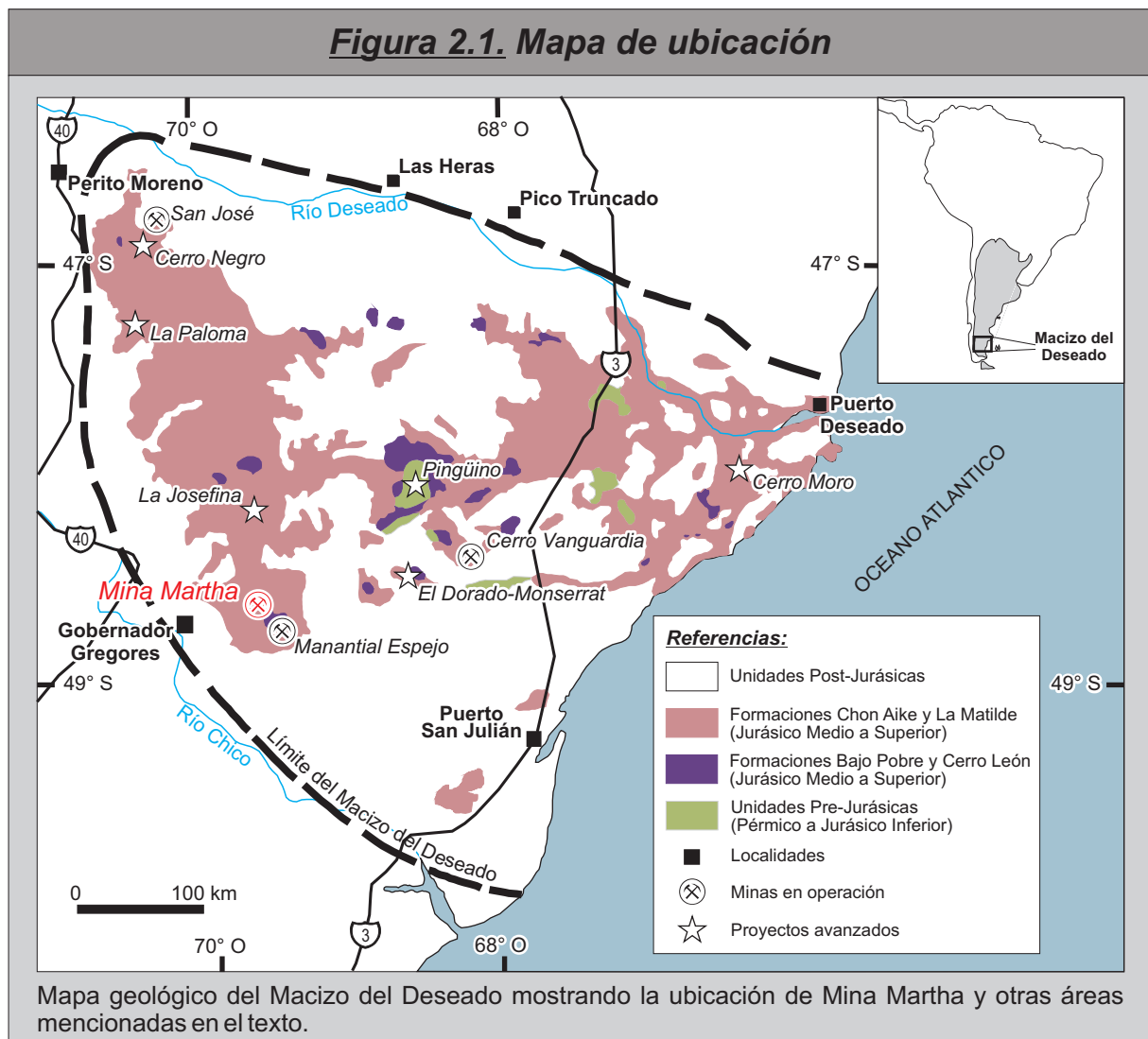
### Marco geológico del yacimiento Mina Martha, Macizo del Deseado, Argentina.

#### 2.1. Introducción

El área objeto del presente estudio está ubicada en la parte sudoccidental del Macizo del Deseado (Figura 2.1). Se encuentra localizada a 50 Km al NE de la localidad de Gobernador Gregores, Santa Cruz; e incluye al depósito argentífero Mina Martha perteneciente a la empresa Coeur Argentina.

Mina Martha se convirtió en Junio de 2002 en el segundo yacimiento de metales preciosos en entrar en producción en la región (Páez *et al.*, 2008). Se trata de un sistema de vetas de cuarzo-adularia alojadas en las rocas de la Fm. Chon Aike. Las estructuras mineralizadas comprenden múltiples episodios de relleno y brechamiento, con una mineralización de muy alta ley principalmente argentífera con oro y metales base asociados (este trabajo, capítulo 3). Posee una elevada relación Ag:Au, que oscila entre 900-1000:1 y una zona de alteración hidrotermal restringida, conteniendo adularia y cuarzo-calcedonia ± sericita. La extracción es por métodos subterráneos (Gonzalez Guillot *et al.*, 2004 y 2008; Páez *et al.*, 2008).

En este capítulo se describen las unidades volcano-sedimentarias presentes en las inmediaciones del



yacimiento, tanto en superficie como en subsuelo. Utilizando las relaciones de campo, estudios petrográficos y geoquímicos, se propone un modelo evolutivo para el vulcanismo de la zona, y se plantea una revisión de la estratigrafía formal del vulcanismo jurásico del Macizo del Deseado en función de los datos obtenidos.

## 2.2. Metodología

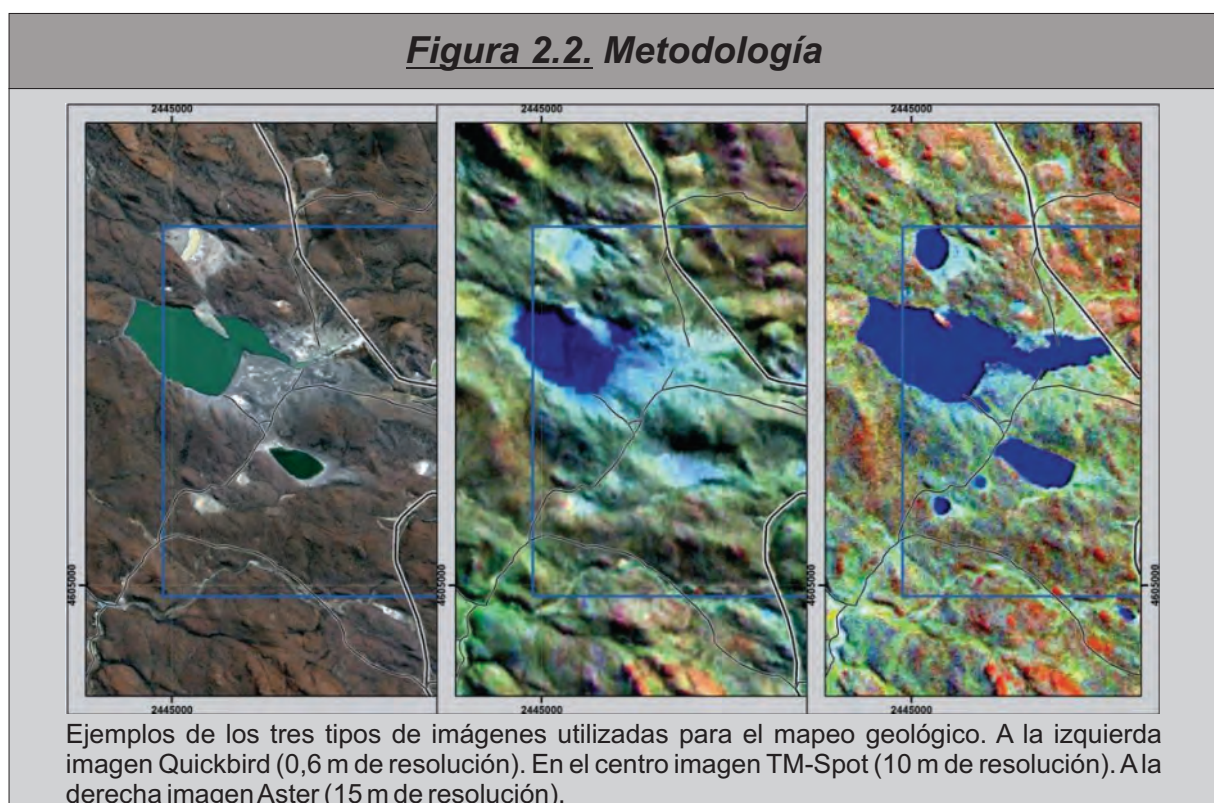
### 2.2.1. Trabajos de gabinete

Los trabajos de gabinete realizados previamente a las tareas de campo comprendieron esencialmente la compilación y análisis de la información proporcionada por Coeur Argentina (mapas e imágenes satelitales) y la preparación del material necesario para llevar adelante el mapeo.

Se contó con 18 mapas de detalle (escalas 1:1.000 y 1:500) de las zonas aledañas al área de operaciones de Mina Martha, y 2 mapas de semidetalle correspondientes al sector ubicado al oeste del área de operaciones (1:10.000). Adicionalmente se pudo contar con una integración de mapas de detalle a escala 1:2.000. Estos fueron procesados y volcados en un Sistema de Información Geográfica (GIS) para su rápida visualización y análisis.

Además, Coeur Argentina facilitó imágenes satelitales Quickbird y Aster. La primera posee una combinación de bandas en color real (Figura 2.2), con una resolución espacial de 0,6 m; esta imagen abarca completamente el área de estudio. La imagen Aster comprende un sector importante de la parte sudoccidental del Macizo del Deseado y posee una resolución espacial de 15 m (Figura 2.2). Ambas imágenes fueron entregadas preprocesadas y lo único que se realizó fue un ajuste en la georeferenciación. Luego de las correcciones, estas imágenes fueron también cargadas en el GIS.

El INREMI cuenta con imágenes Landsat TM 5 (30 m de resolución espacial), con combinación de



bandas RGB 741, la que mejor optimiza la discriminación litológica. La TM se fusionó con la imagen pancromática del satélite Spot (Imagen TM-Spot), que permitió reducir la resolución espacial a 10 m (Figura 2.2). Se mejoró la georeferencia de esta imagen utilizando las imágenes proporcionadas por la empresa.

Tanto la imagen TM-Spot como la imagen Aster poseen un tamaño de píxel óptimo para la realización de mapeos geológicos regionales a escalas 1:25.000 y más pequeñas. En tanto que la imagen Quickbird permite realizar mapeos detallados, siendo la escala óptima para relevamientos geológico-mineros 1:5.000.

Finalmente, se realizaron impresiones de estas imágenes para utilizarlas como base de las tareas de mapeo. Para esto se dividió el área de estudio en 24 sectores con el tamaño de una hoja A4, en cada una de ellas se imprimió un sector de la imagen junto con una grilla de coordenadas Gauss-Krüger Faja 2 (datum Campo Inchauspe).

### 2.2.2. Trabajos de campo

Los trabajos de campo comprendieron el relevamiento geológico del área a escala 1:5.000. Los datos tomados (litologías, contactos, fracturas, fallas, estructuras mineralizadas, puntos de muestreo, etc.) fueron graficados en los ploteos mediante el empleo de un GPS Garmin e-Trex y luego volcados a la base de datos GIS.

En el transcurso del levantamiento se identificaron las diferentes litologías presentes, intentándose además establecer mediante observaciones de campo una secuencia estratigráfica de los procesos volcánicos sucedidos. Asimismo, se llevaron a cabo muestreos litológicos para caracterizar con precisión, mediante petrografía y geoquímica, las unidades aflorantes.

## 2.3. Marco geológico regional: el Macizo del Deseado

La provincia geológica denominada Macizo (Leanza, 1958), Nesocratón (Harrington, 1962), Cuenca (Homoc y Constantini 2001; Cortiñas *et al.*, 2005) o Comarca (Giacosa *et al.*, 2008) del Deseado es una unidad morfoestructural que abarca un área de alrededor de 60.000 km<sup>2</sup> en la porción NE de la provincia de Santa Cruz (Figura 2.1). Esta región está limitada al norte por el Río Deseado y al sur por el Río Chico, hacia el oeste está limitada por la Dorsal de Río Mayo, en tanto que el océano Atlántico la limita por el este (De Giusto *et al.*, 1980). Una de las principales características de esta región es un extenso plateau compuesto por rocas volcánicas del Jurásico medio a superior que cubren más de la mitad de su superficie (alrededor de 35.000 km<sup>2</sup>).

Las rocas basamentales del Macizo del Deseado se presentan como afloramientos pequeños y dispersos, separados varios kilómetros unos de otros. La porción oriental está caracterizada por el Complejo Río Deseado, compuesto por rocas metamórficas de alto grado de edad Neoproterozoica a Cámbrica que son intruídas por granitoides Cámbricos a Ordovícicos (Pankhurst *et al.*, 2003; Guido *et al.*, 2004b). El sector occidental se caracteriza por rocas sedimentarias y volcánicas afectadas por un metamorfismo de bajo grado (Moreira *et al.*, 2005); estas rocas son agrupadas bajo la denominación de Formación La Modesta, y son de edad Silúrica a Devónica.

Cubriendo a las rocas del basamento se reconocen sedimentos epiclásticos continentales pertenecientes al Grupo Tres Cerros y al Grupo El Tranquilo, depositados en cuencas extensionales de orientación NO-SE (Andreis, 2002; Homovic y Constantini, 2001). Estos sedimentos son de edad Permo-Triásica y se encuentran representados principalmente en la porción oriental del Macizo del Deseado.

Hacia finales del Triásico ocurre un importante cambio en el régimen tectónico, dando lugar a un amplio ambiente extensional al que se le asocia un voluminoso magmatismo que se mantendrá a lo largo de casi todo el Jurásico.

Durante el Jurásico inferior, en el sector oriental del Macizo del Deseado, se desarrolla el evento intrusivo de la Formación La Leona. Se trata de un complejo granítico, ácido a intermedio y de afinidad calcoalcalina (Pankhurst *et al.*, 1993). En forma simultánea, en la porción central del Macizo, ocurre la depositación de la secuencia epi-piroclástica de la Formación Roca Blanca, caracterizada por depósitos mayormente fluviales con participación de escasos niveles piroclásticos (Panza y Haller, 2002; Jovic, 2009).

Durante el Jurásico medio a superior ocurrió un mega-evento volcánico en Patagonia y Península Antártica que dio origen a la Provincia Ígnea Gigante Chon Aike (Pankhurst *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 2000). En el Macizo del Deseado, este evento está representado por una suite volcánica bimodal denominada Complejo Bahía Laura (Feruglio, 1949; Guido, 2002 y Lopez, 2006); este complejo está integrado por las Formaciones Bajo Pobre, Cerro León, Chon Aike y La Matilde. Relaciones estratigráficas intrincadas caracterizan a este Complejo, pudiéndose reconocer múltiples interdigitaciones de diversas características (Echeveste *et al.*, 2001; Guido *et al.*, 2006; Lopez, 2006; Ruiz *et al.*, 2008a; Jovic, 2009). Sin embargo, en líneas generales se observa que la Formación Bajo Pobre está mejor representada en las partes bajas de la secuencia del Complejo Bahía Laura, la Formación Chon Aike en las partes medias, y la Formación La Matilde en las partes superiores.

La Formación Bajo Pobre está caracterizada por rocas volcánicas básicas a intermedias, principalmente andesitas con cantidades subordinadas de basaltos y dacitas, todas de características calcoalcalinas (Panza y Haller, 2002). Esta unidad está dominada por lavas y cantidades menores de ignimbritas y aglomerados volcánicos. Puede establecerse una correlación entre esta unidad y las rocas hipabisales de la Formación Cerro León, las cuales representarían facies de conducto y equivalentes intrusivos de la Formación Bajo Pobre (de Barrio *et al.*, 1999; Jovic, 2009).

La Formación Chon Aike está dominada por riolitas, algunas dacitas y escasas traquidacitas; todas ellas de naturaleza calcoalcalina, peraluminosa y de bajo potasio. Las rocas piroclásticas predominan en esta unidad, constituyendo más del 90% de los afloramientos, entre las que se intercalan domos y coladas lávicas. Esta unidad constituye un extenso plateau, dominado por vastos volúmenes de material piroclástico que fue eruptado principalmente como flujos piroclásticos de elevada fluidalidad y moderada temperatura (Pankhurst *et al.*, 1998; Panza and Haller, 2002; Guido, 2004a).

La Formación La Matilde está constituida por una secuencia homogénea de tobas de caída y depósitos volcanoclásticos retrabajados depositados en ambientes de baja energía, tanto fluviales como lacustres, entre los que se intercalan escasos niveles de ignimbritas (de Barrio *et al.*, 1999).

Existen dos opiniones diferentes acerca de los magmas que dieron origen a este complejo volcánico. Pankhurst y Rapela (1995) señalan que tanto la Fm. Bajo Pobre como la Fm. Chon Aike poseen relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y de  $_{\text{Nd}}$  idénticas, y que esto es indicativo de un origen común a partir de una

fuelle isotópicamente homogénea, esta idea es también apoyada por [Pankhurst \*et al.\* \(1998\)](#), no solo para el Macizo del Deseado, sino también para toda la Provincia Ígnea Gigante. Sin embargo, [Busà \*et al.\* \(2001; 2003\)](#) y [Fanatuzzi \(2003\)](#) proponen un origen diferente para los magmas ácidos e intermedios; basados en modelizaciones petrogenéticas y estudios de inclusiones fundidas. Estos autores proponen que los magmas ácidos de la Fm. Chon Aike no podrían originarse por procesos de cristalización fraccionada a partir de los magmas de la Fm. Bajo Pobre, y que por lo tanto tendrían un origen distinto.

El vulcanismo del Complejo Bahía Laura representa un evento volcánico complejo y con una larga vida (al menos 20 Ma), el mismo se desarrolló en un ambiente extensional dominado por hemigrábenes de orientación ONO, relacionado a la ruptura de Gondwana y a la concomitante apertura del Océano Atlántico Sur ([Pankhurst y Rapela, 1995](#); [Pankhurst \*et al.\*, 2000](#); [Busà \*et al.\*, 2004](#); [Giacosa \*et al.\*, 2008](#)).

Hacia finales del Jurásico, reactivaciones del ambiente extensional produjeron la apertura de pequeñas cuencas que fueron rellenas con sedimentos epi-piroclásticos. Estas rocas corresponden a la cobertura del Complejo Bahía Laura, y están representadas por dos unidades formacionales: La Formación Bajo Grande, de edad Jurásico superior, desarrollada principalmente hacia el sur y oeste del Macizo; y la Formación Baqueró, de edad Cretácica inferior, desarrollada principalmente en el sector central, y separada de la anterior por una importante discordancia angular ([Di Persia, 1958](#); [Archangelsky, 1967](#)).

El Terciario está representado principalmente por rocas sedimentarias marinas (Formación Monte León y Formación San Julián) y continentales (Formación Santa Cruz), y por un importante evento extrusivo de composición basáltica que se extendió hasta el Cuaternario y que recibe numerosos nombres formacionales. Los basaltos junto con los depósitos gravosos de los Rodados Patagónicos terminaron por moldear el paisaje mesetiforme típico de la región.

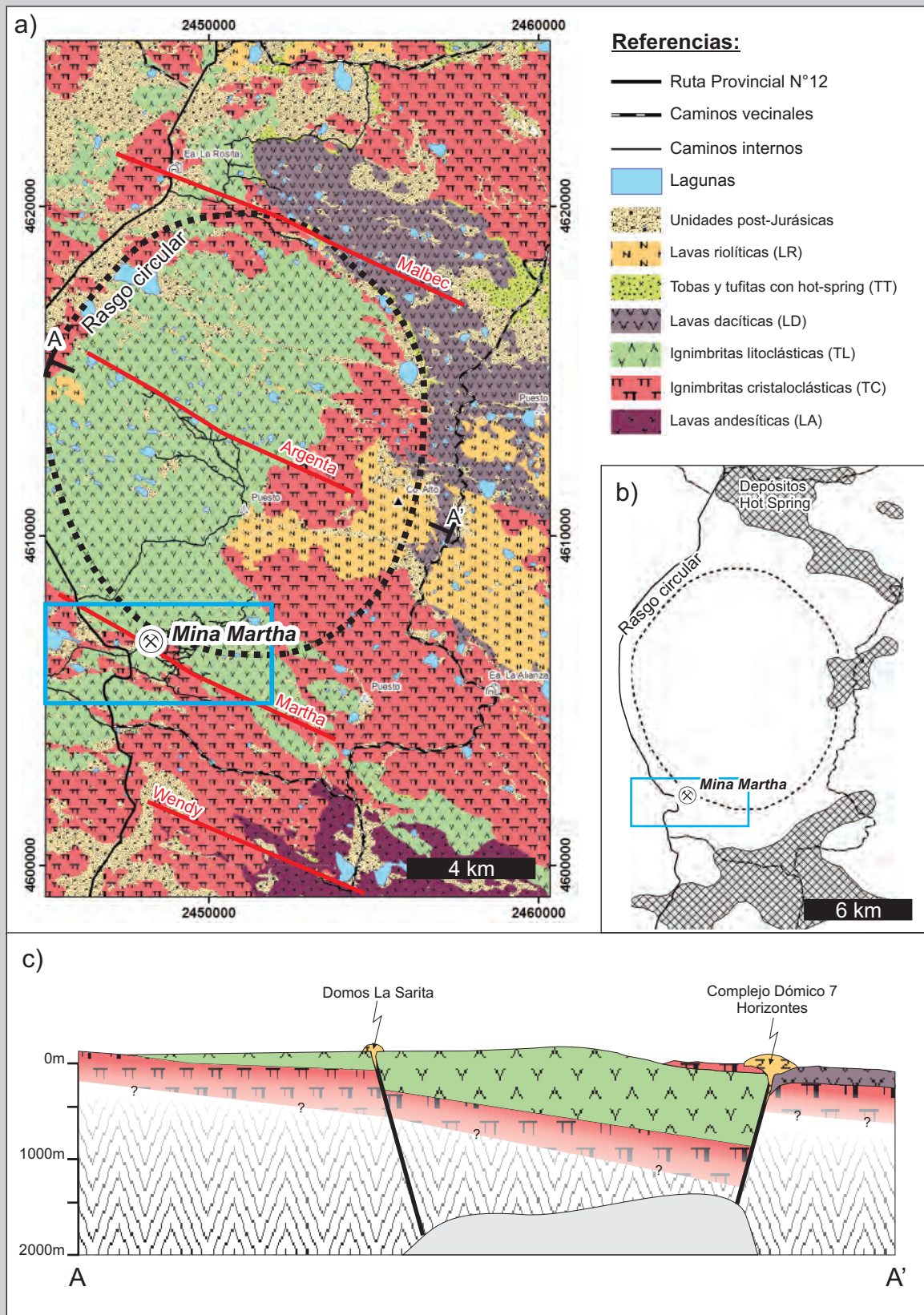
#### **2.4. Geología distrital: el Distrito Minero Cerro Primero de Abril**

El Jurásico del sector sudoccidental del Macizo del Deseado está caracterizado por la presencia de rocas volcanoclásticas y lávicas ácidas de la Formación Chon Aike; junto con lavas, y en menor medida, rocas volcanoclásticas intermedias de la Formación Bajo Pobre ([Panza \*et al.\*, 1998](#); [Echeveste, 2005](#)).

[Ruiz \*et al.\* \(2008a\)](#) definen el Distrito Cerro Primero de Abril para el sudoeste del Macizo del Deseado y sintetizan las facies volcánicas presentes en el área (Figura 2.3a), agrupándolas en conjuntos de litofacies de acuerdo a sus características petrológicas. La secuencia estratigráfica definida para este Distrito está formada por los siguientes conjuntos de litologías: Lavas Andesíticas, ignimbritas cristaloclásticas, ignimbritas litoclásticas, lavas dacíticas, depósitos de tobas y tufitas con evidencias de ambiente "hot spring", y finalmente un conjunto de diques, coladas y domos riolíticos agrupados dentro de las lavas riolíticas. Estos depósitos evidencian una importante actividad volcánica explosiva para el Jurásico en ese sector y se asocian a un rasgo morfoestructural subcircular de 12 Km de diámetro (Figura 2.3a y b), que conforma un complejo volcánico al que se vincula espacial, temporal y genéticamente una importante actividad hidrotermal.

Las lavas andesíticas pertenecen a la Fm. Bajo Pobre y conforman lomadas bajas en el sector sur. Son fenoandesitas de color negro a verde, alteradas, que presentan textura porfírica a glomeroporfírica con abundantes fenocristales de plagioclasas y en menor medida clinopiroxeno.

**Figura 2.3. Distrito Minero Cerro Primero de Abril**



Geología del Distrito Minero Cerro 1<sup>er</sup> de Abril (modificado de Ruiz *et al.*, 2008). a) Mapa geológico simplificado mostrando la relación entre las litologías, los 4 trenes mineralizados (en rojo), el rasgo morfoestructural subcircular (línea punteada), y el área cubierta en la presente tesis (rectángulo azul); b) Mapa mostrando la distribución de los afloramientos de "hot springs" y su relación con el rasgo circular observado en la región; c) Perfil geológico mostrando la estructura de colapso tipo caldera interpretada por Ruiz *et al.*, (2008).

Las ignimbritas cristaloclásticas conforman un relieve suave y redondeado de colores claros en el sector sur y norte del área. Se componen de abundantes cristaloclastos de cuarzo engolfado, feldespato potásico y plagioclasas alteradas a calcita y epidoto, abundante biotita orientada, acompañados por fiammes pequeños y escasos líticos volcánicos.

Las ignimbritas litoclásticas se intercalan con las anteriores, formando un paisaje con morfologías abruptas de tonalidades verdosas y castañas en el sector central del área, mayoritariamente en el interior del rasgo subcircular. Son rocas muy ricas en componentes líticos de origen metamórfico, volcánico y subvolcánico, que en algunos casos superan el metro de diámetro.

En la parte nororiental del área se desarrollan las lavas dacíticas, están caracterizadas por un complejo de domos y coladas dómicas que se asocian al rasgo subcircular regional, cubriendo a las ignimbritas litoclásticas y con una amplia distribución hacia el NE del mismo. Son rocas de textura porfírica fluidal, rica en fenocristales de plagioclasas y máficos alterados y con pasta pilotáxica.

Los depósitos de caída y retrabajados poseen afloramientos discontinuos, de grano medio a fino, y pertenecen a un ambiente lacustre-fluvial que se desarrolló con posterioridad a las ignimbritas litoclásticas y a las lavas dacíticas, y que no tienen relación con los niveles de tufitas observados también en Mina Martha. Se encuentran asociados con depósitos carbonáticos y estromatolíticos de ambiente "hot spring" (Figura 2.3b), cubriendo una superficie superior a los 130 km<sup>2</sup>, siendo el depósito de mayor extensión presente en esta provincia geológica (Ruiz *et al.*, 2008b).

Cubriendo a todas las unidades anteriores se observa nuevamente a las ignimbritas de cristaloclásticas, estas rocas se agrupan aquí junto con las anteriormente descritas por poseer características muy similares, siendo su única diferencia su posición estratigráfica.

Finalmente, y culminando la secuencia estratigráfica del área, se observó un conjunto de domos y coladas riolíticas con autobrechas y diques asociados en el sector centro oriental. Las rocas que lo conforman son fenoriolitas porfíricas foliadas, con niveles basales vítreos y sectores con disyunción columnar.

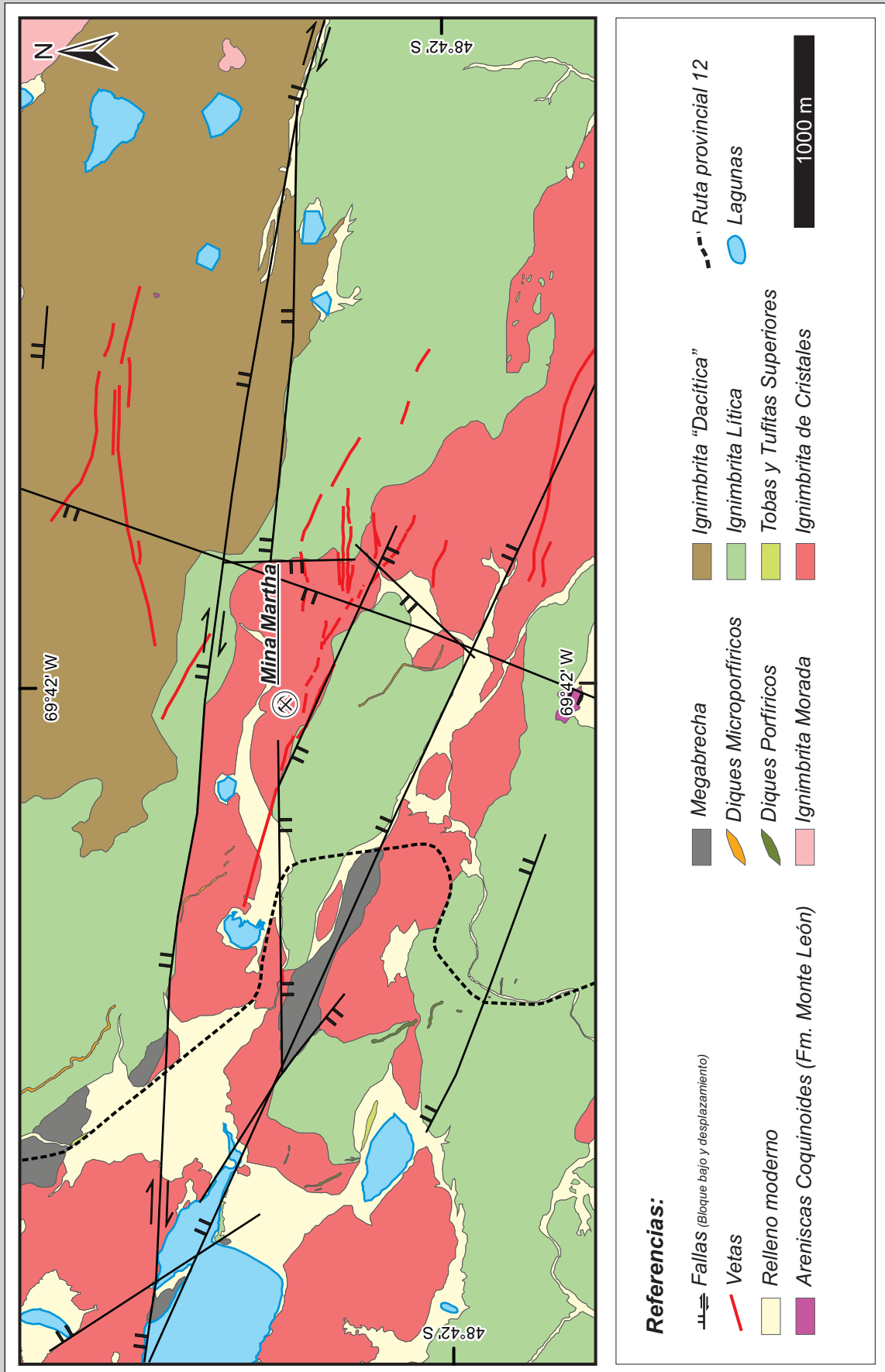
Asociado a esta secuencia volcánica Ruiz *et al.* (2008a) reconocen cuatro trends mineralizados (entre los que se encuentra Mina Martha), los cuales están dispuestos con rumbo NO-SE y poseen un fuerte control estructural (Figura 2.3a). Los mismos están formados por un conjunto de vetas, vetillas, stockworks y brechas hidrotermales compuestos mayormente por cuarzo, con texturas de relleno de espacios, bandeamientos crustiformes, coloformes, cocardas, texturas en peine y pseudomorfos de calcita laminar.

La asociación de las diferentes facies descritas les permitió a Ruiz *et al.* (2008a) plantear la existencia de una estructura volcánica de colapso tipo caldera de unos 12 km de diámetro en el centro del Distrito Cerro Primero de Abril (Figura 2.3c). Esta caldera habría dado origen tanto a las Ignimbritas Líticas como así también al complejo de domos y coladas dómicas dacíticas (LD). Este importante centro de emisión desarrolló en forma tardía un sistema hidrotermal de grandes dimensiones que se evidencia a través de los cuatro trends mineralizados y el extenso campo geotermal fósil.

## 2.5. Geología local: Mina Martha

Los trabajos de campo en el área de Mina Martha han permitido reconocer dos unidades geológicas:

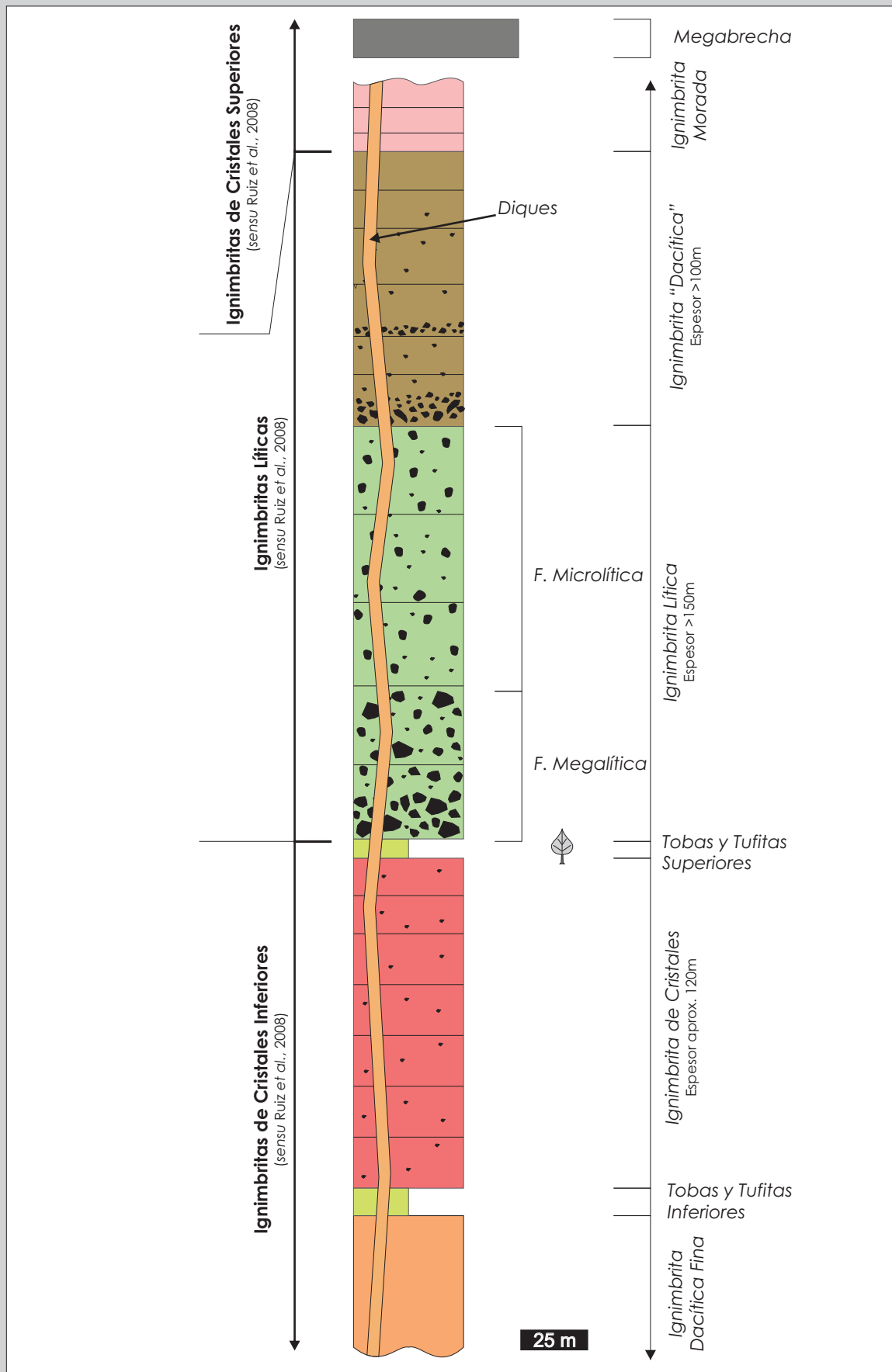
**Figura 2.4. Mapa Geológico de Mina Martha**



Mapa geológico de Mina Martha a escala reducida. Ver mapa a escala completa en el Anexo I.

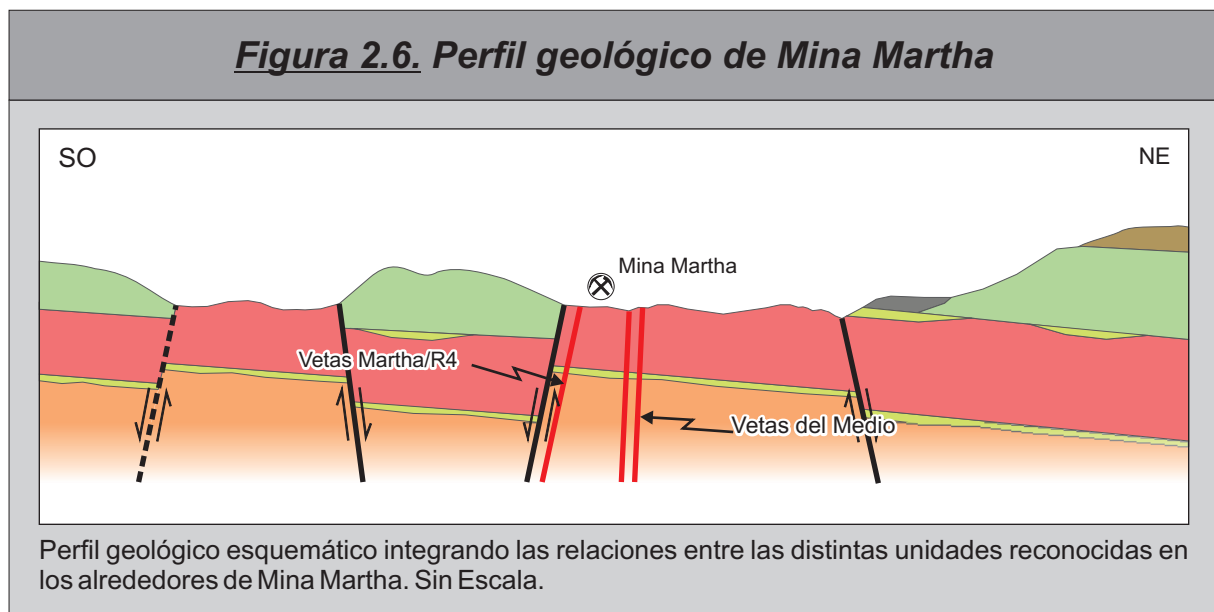


**Figura 2.5. Columna estratigráfica de Mina Martha**



Columna estratigráfica para las unidades Jurásicas de Mina Martha. Los espesores corresponden a potencias mínimas para cada unidad.

### Figura 2.6. Perfil geológico de Mina Martha



el Complejo Bahía Laura y la Formación Monte León (Figura 2.4 y Anexo I). Todas las unidades descritas en este trabajo exceden ampliamente el área de estudio, y su distribución regional e implicancias para el estilo y extensión del vulcanismo del Deseado fueron discutidos por Ruiz *et al.* (2008a) y resumidos en la sección anterior.

La unidad de mayor extensión e importancia (por alojar la mineralización) es el Complejo Bahía Laura del Jurásico medio a superior. En este sector, el mencionado Complejo se manifiesta por un conjunto de facies piroclásticas y lávicas que inclinan suavemente al NE y que conforman una columna que supera los 500 metros de espesor sin estar su base expuesta. Las unidades se han discriminado sobre la base de su textura, composición, patrón de afloramiento y aspecto general siguiendo los criterios de McPhie *et al.* (1993), Németh y Martin (2007), Gillespie y Styles (1999) y McArthur *et al.* (1998), y para ello se utilizaron datos de superficie, perforaciones e interior mina.

Los trabajos realizados permitieron obtener un ordenamiento estratigráfico que hace posible diferenciar, de base a techo, las siguientes unidades para el Jurásico (Figuras 2.4, 2.5 y 2.6): Ignimbrita Dacítica Fina, Tobas y Tufitas Inferiores, Ignimbrita de Cristales, Tobas y Tufitas Superiores, Ignimbrita Lítica, Ignimbrita "Dacítica", Ignimbrita Morada, Diques, y Megabrecha.

#### 2.5.1. Ignimbrita Dacítica Fina

La secuencia estratigráfica de Mina Martha se inicia con esta unidad (Figura 2.5), que no posee afloramientos dentro del área relevada, pero fue definida por medio de sondeos profundos.

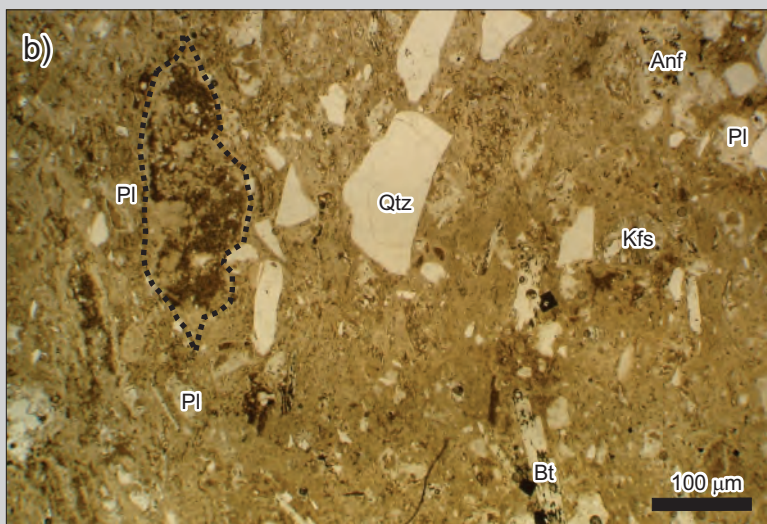
Se trata de una ignimbrita con cristaloclastos abundantes, pero de reducidas dimensiones en comparación con las unidades suprayacentes, donde los feldespatos (especialmente las plagioclasas) son los minerales más abundantes, seguidos por cuarzo, biotita y finalmente anfíboles (Figura 2.7). Las proporciones de cristaloclastos permiten clasificar esta unidad como una toba de cristales de composición feno-dacítica a feno-riodacítica.

Los vitroclastos son muy abundantes, aparecen formando una matriz vítrea muy rica en trizas, que se presentan fuertemente aplastadas y deformadas alrededor de los cristaloclastos conformando una textura eutaxítica. En general, la matriz muestra desvitrificación con desarrollo de texturas

### ***Figura 2.7. Ignimbrita Dacítica Inferior (TDF)***



Ignimbrita rica en matriz, con cristaloclastos y fiammes de un tamaño inferior al de las demás unidades de flujo reconocidas en las inmediaciones de Mina Martha. En esta fotografía se puede apreciar un detalle de la misma correspondiente al sondaje M-366.



Microfotografía mostrando el aspecto general de la roca. Los fiammes (línea punteada) y la matriz presentan una argilización que enmascara las texturas primarias de la roca. Las plagioclasas (Pl), las biotitas (Bt) y los anfóboles (Anf) se encuentran totalmente alterados, en tanto que el feldespato alcalino (Kfs) presenta una alteración fuerte, pero todavía pueden reconocerse sectores del mineral libres de alteración.

micropoiquilítica y en menor medida esferulítica. Se reconocen fiammes de pequeñas dimensiones, con un mediano a elevado grado de aplastamiento. Los fiammes se encuentran desvitrificados mostrando texturas micropoiquilíticas de grano grueso y, en menor medida esferulítica. En general los vitroclastos muestran una argilización acompañada con sericita, con una intensidad de media a muy fuerte, que por sectores oscurece y dificulta el reconocimiento de las texturas originales de los vitroclastos.

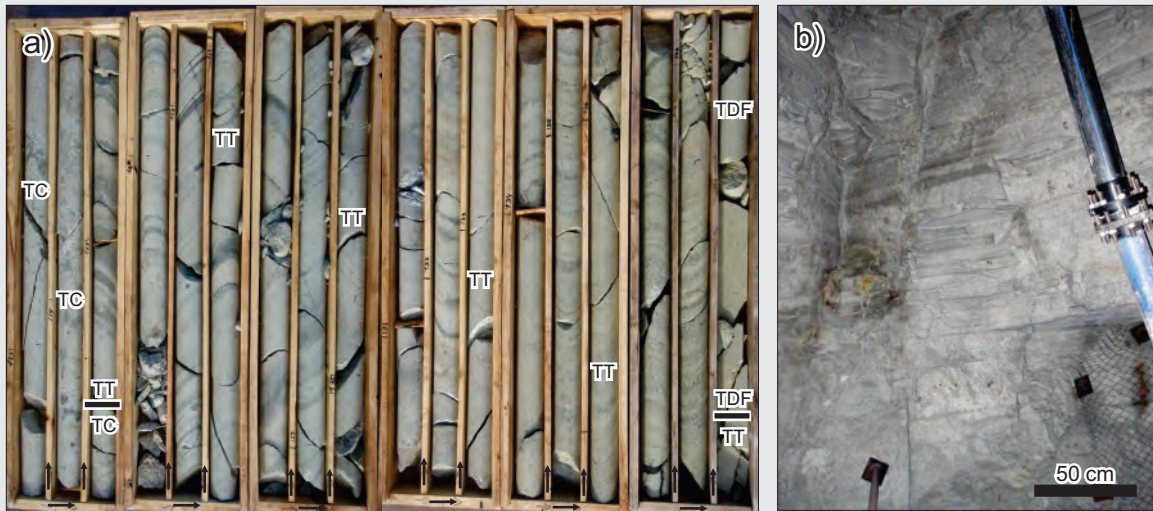
En esta unidad los fragmentos líticos son escasos y de naturaleza volcánica.

#### ***2.5.2. Tobas y Tufitas Inferiores***

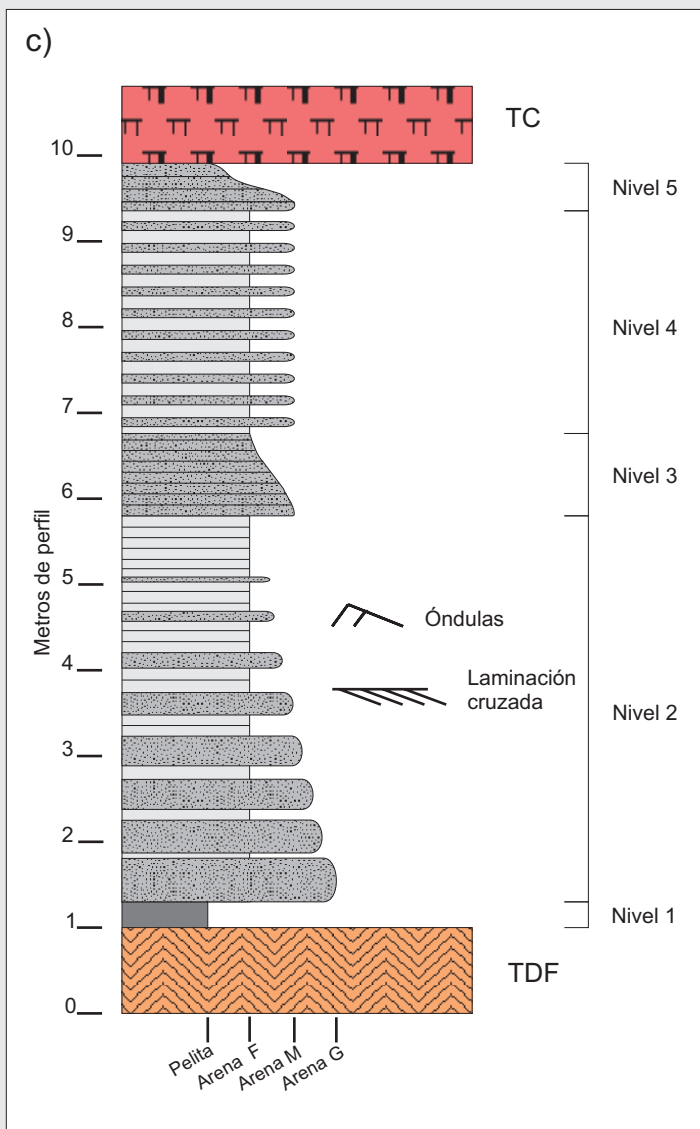
Esta unidad tampoco presenta afloramientos dentro del área de estudio, observándose exclusivamente en sondajes y labores mineras (Figura 2.8). Se trata de un nivel continuo que se desarrolla entre la Ignimbrita Dacítica Fina y la Ignimbrita de Cristales (Figura 2.5).

El espesor de esta unidad es variable, desde unos pocos decímetros hasta varios metros. Para el estudio de esta unidad se tomó como "sección tipo" al intercepto del pozo M-515. Este sondaje muestra un espesor aparente de casi 14 m, que representa un espesor real de alrededor de 10 m, dato similar al

**Figura 2.8. Tobas y Tufitas Inferiores (TT Inf)**



(a) Vista de los depósitos retrabajados que se encuentran intercalados entre la Ignimbrita de Cristales y la Ignimbrita Dacítica Fina. En este caso se trata de casi 14 metros de intercepto en el sondaje M-515, aunque el espesor de esta unidad es bastante variable. (b) Vista de los afloramientos en el acceso a las labores subterráneas de Catalina 225. Puede observarse la marcada estratificación que caracteriza a esta unidad.



Columna estratigráfica de los depósitos reconocidos en el sondaje M-515.



Detalle de laminación paralela en depósitos finos, posiblemente de ambiente lacustre. Nivel 4.



Facies arenosas con estructuras tipo óndula y estratificación cruzada. Nivel 2.



Facies arenosas con base erosiva y posible intraclasto pelítico. Nivel 2.

observado en cercanías a labores subterráneas de acceso.

Se trata de tobas y tufitas finas a gruesas intercaladas, con coloraciones gris verdosas que inclinan unos 10° hacia el ONO (con un rumbo del buzamiento hacia N290°). Dentro del depósito se pudieron reconocer 5 paquetes con pasajes transicionales entre sí, que representarían depósitos retrabajados en un ambiente fluviolacustre (Figura 2.8).

El paquete con el que se inicia la secuencia se caracteriza por 30 cm de una toba de grano muy fino con laminación paralela. Luego se pasa a 4,5 m caracterizados por una intercalación de niveles de tufitas gruesas a medias que alternan con niveles de tufitas finas. Dentro de este esquema, las tufitas gruesas muestran un arreglo estrato-decreciente con estructuras de laminación cruzada y posibles óndulas, en tanto que las tufitas finas presentan un arreglo estrato-creciente con una fina laminación paralela. La secuencia continúa con 2,7 m de una fina alternancia de niveles arenosos gruesos y finos con laminación paralela, para culminar con 70 cm de tufitas laminadas con un arreglo grano-decreciente que se inicia en la base con tufitas gruesas y culmina en el techo con tufitas finas.

### 2.5.3. Ignimbrita de Cristales

La Ignimbrita de Cristales forma lomadas suaves y redondeadas en las partes topográficamente más bajas (Figura 2.9a), aflorando como una franja longitudinal que surcan el área aproximadamente de noroeste a sudoeste (Figura 2.4).

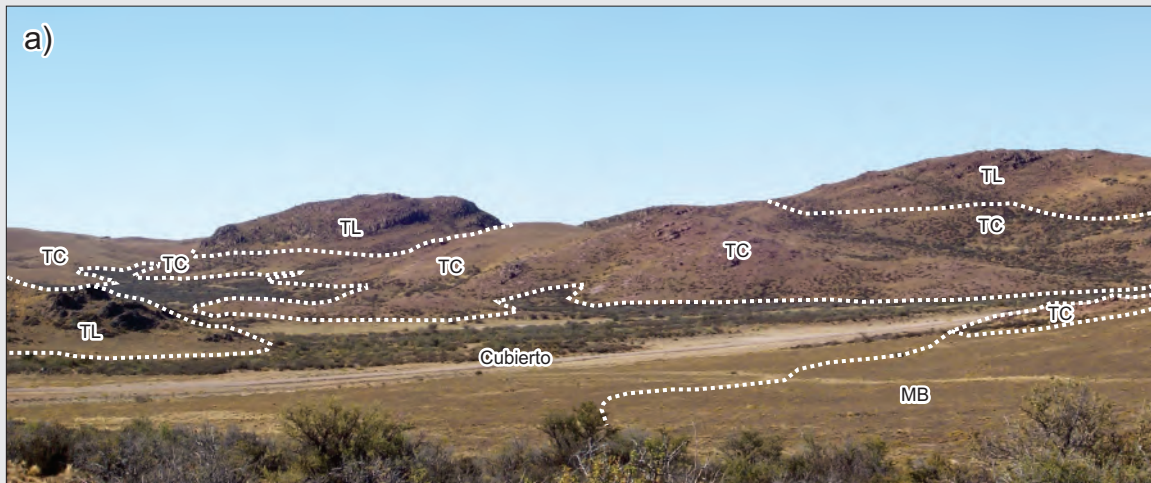
Si bien esta unidad no posee la base expuesta dentro del área relevada, en los sondeos, se la observa apoyando sobre las Tobas y Tufitas Inferiores o bien directamente sobre la Ignimbrita Dacítica Fina (Figura 2.6). Estratigráficamente por encima de esta unidad se desarrollan las Tobas y Tufitas Superiores, aunque, dada la discontinua distribución de esta unidad, la mayoría de las veces esta unidad es cubierta por la Ignimbrita Lítica (Figura 2.9a).

La Ignimbrita de Cristales muestra un variable aunque elevado grado de soldamiento, y una estratificación difusa que indica el apilamiento de varios flujos ignimbríticos con un espesor individual en general inferior a los 7 metros (Figura 2.9b). Estos flujos poseen una inclinación de 10° a 20° hacia el norte (con rumbos del buzamiento desde N355° a N10°), y se habrían consolidado juntos como una única unidad de enfriamiento, totalizando un espesor de alrededor de 120 m, estimado a partir de perforaciones y observaciones de campo.

Se trata de una ignimbrita con matriz de color morado a rojizo (Figura 2.9c y d), muy rica en biotita. El cuarzo es el mineral más abundante entre los cristaloclastos, seguido por el feldespatos alcalino y las plagioclasas, luego por la biotita, y finalmente el anfíbol. Las proporciones de cristaloclastos permiten clasificar esta unidad como una toba de cristales de composición feno-riodacítica a feno-riolítica.

Los vitroclastos son muy abundantes (Figura 2.9d y 2.9e), aparecen formando una matriz vítrea muy rica en trizas fuertemente aplastadas y deformadas que determinan una textura eutaxítica muy marcada, que envuelve a los cristaloclastos, aunque por sectores puede tomar un aspecto masivo por el alto grado de soldamiento. En general, la matriz muestra un grado variable de desvitrificación con desarrollo de texturas esferulíticas, axiolíticas y micropoiquilíticas que varían de tamaño de grano a lo largo del corte. Se reconocen fiammes fuertemente achatados donde pueden reconocerse texturas relícticas de vesículas colapsadas, en algunos casos las vesículas han desaparecido por completo debido a un muy

**Figura 2.9. Ignimbrita de Cristales (TC)**



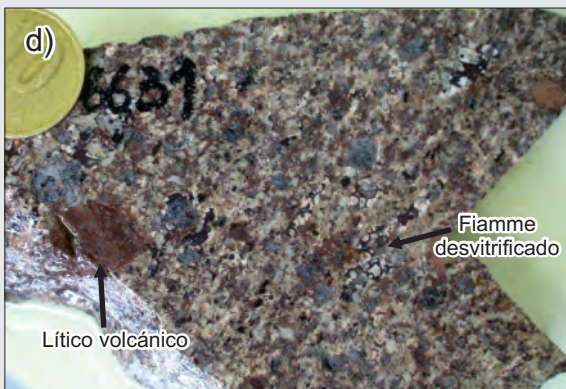
Relaciones de campo entre la Ignimbrita de Cristales y la Ignimbrita Lítica al sur del portal de la mina, sobre la Ruta Provincial N° 12. Fotografía mirando al sudeste.



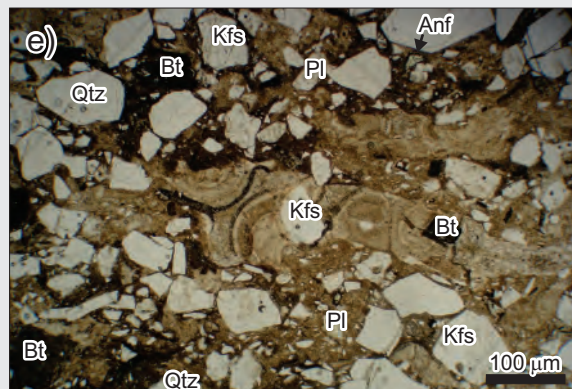
Vista de los afloramientos de la Ignimbrita de Cristales mostrando el apilamiento de dos de las unidades de flujo que componen la unidad. Los sectores que sobresalen corresponden a los niveles basales mas soldados de cada unidad de flujo.



Vista axial de la roca a nivel afloramiento mostrando los fiammes argilizados y el color morado que caracterizan a la mayoría de los afloramientos de esta unidad.



Detalle de la roca mostrando la alta proporción de cristaloclastos en la pasta y los fiammes con abundantes cristales y esferulitas (rosadas). También pueden reconocerse algunos fragmentos líticos de naturaleza volcánica.



En esta microfotografía puede apreciarse la elevada proporción de cristaloclastos que caracteriza a esta unidad. En la parte central puede observarse un fiamme fuertemente aplastado y desvitrificado en agregados esferulíticos. Foto con nicoles paralelos.

alto grado de soldamiento y los fiammes se presentan con aspecto masivo. Estos se encuentran desvitrificados mostrando texturas micropoiquiliticas, esferulíticas y axiolíticas (Figura 2.9e). Dentro de los fiammes pueden reconocerse fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita. En general los vitroclastos muestran una argilización variable, que tiende a ser más elevada en el caso de los fiammes.

Los litoclastos son en general escasos y de reducidas dimensiones, se reconocieron fragmentos de lavas dacíticas y riolíticas, de ignimbritas dacíticas y riolíticas, y de pórfidos riolíticos.

#### 2.5.4. Tobas y Tufitas Superiores

Se trata de una unidad de reducida expresión en superficie, reconociéndose únicamente dos afloramientos dentro del área de estudio. Sin embargo, esta unidad se encuentra bien representada en los sondajes. Se trata de un nivel discontinuo que se desarrolla entre la Ignimbrita de Cristales y la Ignimbrita Lítica (Figuras 2.5 y 2.6), y totaliza espesores que pueden alcanzar varios metros.

El principal afloramiento, tomado como base para la caracterización de este depósito, se ubica a 1 km al norte del portal de acceso a la mina, sobre la Ruta Provincial N°12 (Figura 2.10a). Estos afloramientos poseen una inclinación del orden de los 15° hacia el norte (con rumbo de buzamiento hacia N355°), y se caracterizan por materiales piroclásticos retrabajados con un espesor del orden de 8 m, en cuyo interior pueden discriminarse 4 paquetes sedimentarios (Figura 2.10b, c, d y e).

En la parte inferior del perfil se observa un paquete de 3,8 m de tufitas gruesas color gris verdoso (Figura 2.10e), con geometría estrato-decreciente e intercalaciones de tufitas finas laminadas (Figura 2.10d). Dentro de este esquema, los niveles individuales de tufitas gruesas son, en general, masivos y grano-decrecientes.

Sigue a este paquete, 1,2 m de tufitas gruesas grisáceas, y grano-decrecientes con geometría lenticular y base erosiva, que en la parte superior muestran algunas intercalaciones más gruesas. La secuencia continúa con 50 cm de depósitos pelíticos de coloración gris oscura a negra, que incluyen lentes de tufitas de grano grueso también de coloración oscura.

Coronan la secuencia 1,2 m de tufitas gruesas a medias de color gris claro levemente oxidadas, compuestas por capas lenticulares con estratificación entrecruzada en artesa y abundantes restos vegetales fósiles (Figura 2.10c).

#### 2.5.5. Ignimbrita Lítica

Los afloramientos de esta unidad constituyen elevaciones importantes de aspecto redondeado en forma de "bochones" (Figura 2.11a) que se desarrollan mayormente a ambos lados de la franja oblícuca definida por la Ignimbrita de Cristales, tanto hacia el sudoeste como hacia el noreste de ésta (Figura 2.4).

Esta ignimbrita se apoya sobre las Tobas y Tufitas Superiores o bien directamente sobre la Ignimbrita de Cristales, y hacia el techo se observa un pasaje transicional hacia la Ignimbrita "Dacítica" (Figura 2.5).

La unidad presenta un aspecto masivo (Figura 2.11a), con inclinaciones que varían de 10° a 20° hacia noreste (con rumbo de buzamiento hacia aproximadamente N50°). Unos kilómetros hacia el norte del área de estudio muestra una estratificación muy grosera en bancos de más de 20 m de potencia.

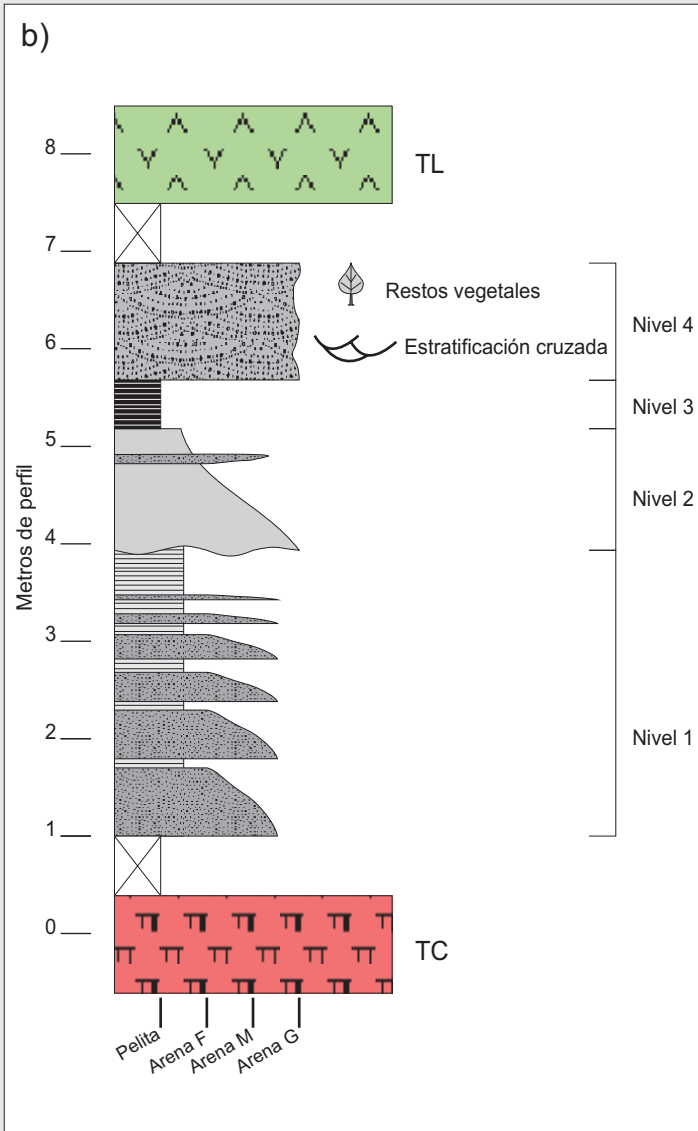
Se trata de una ignimbrita de color verde oscuro a negro (Figura 2.11), rica en cristaloclastos de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas, y en menores cantidades se reconocen anfíboles, piroxenos, y biotita. Esta unidad se clasificó como una toba lítica de composición feno-riolítica a feno-riodacítica.

Son muy comunes las texturas de desequilibrio (Figura 2.12) entre las fases minerales que aparecen tanto como cristaloclastos en la matriz, o como fenocristales dentro de los fragmentos pumíceos

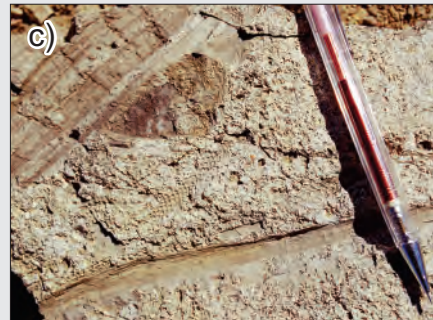
**Figura 2.10. Tobas y Tufitas Superiores (TT Sup)**



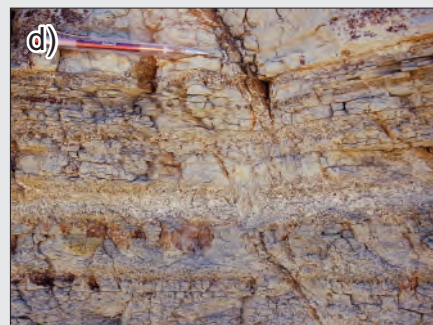
Vista de los afloramientos ubicados a la vera de la Ruta Provincial N°12, comprende un paquete de rocas volcanoclásticas re trabajadas que alcanza un espesor aflorante de casi 7 metros. Se trata de una unidad con afloramientos discontinuos y espesores muy variables.



Columna estratigráfica de los depósitos reconocidos a la vera del la Ruta Provincial N°12, detalles en el texto.



Restos Vegetales, se trata de impresiones de tallos que pueden alcanzar hasta varios cm de diámetro. Nivel 4.



Facies arenosas y pelíticas con arreglo estratodecreciente. Techo del Nivel 1.



Facies arenosas en la parte media del Nivel 1.



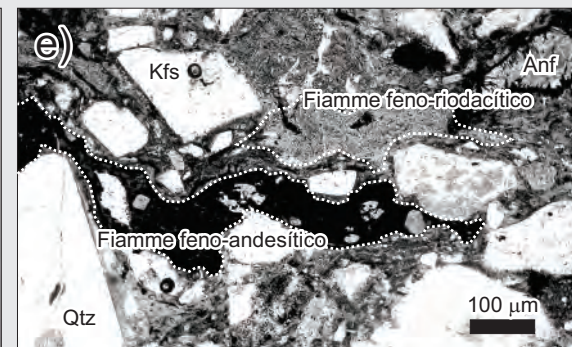
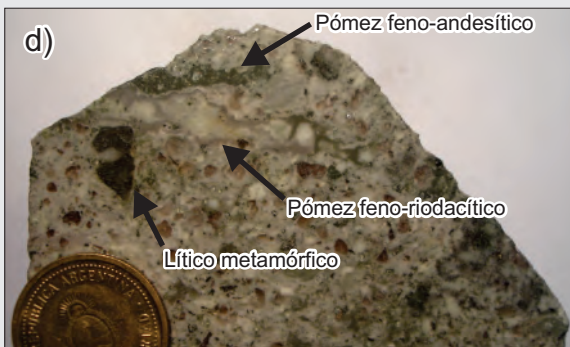
**Figura 2.11. Ignimbrita Lítica (TL)**



Vista general de los afloramientos ubicados al sur del portal de Mina Martha. Esta unidad presenta una geomorfología característica conformada por lomadas más abruptas y con mayores afloramientos que la Ignimbrita de Cristales.



Detalle de los afloramientos mostrando la elevada densidad de líticas que caracteriza a esta unidad, algunos de los cuales alcanzan dimensiones que superan el metro de diámetro. La mayoría de los líticos observados corresponden a gneises y esquistos, aunque también se reconocen abundantes líticos de otras ignimbritas, lavas e incluso granitoides.



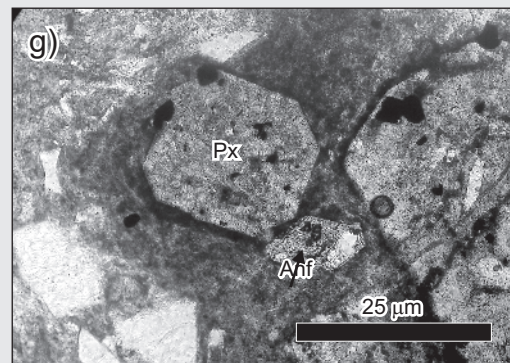
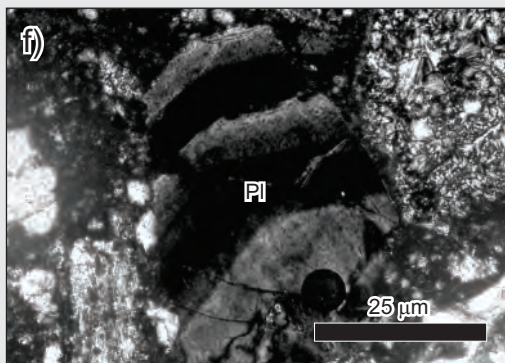
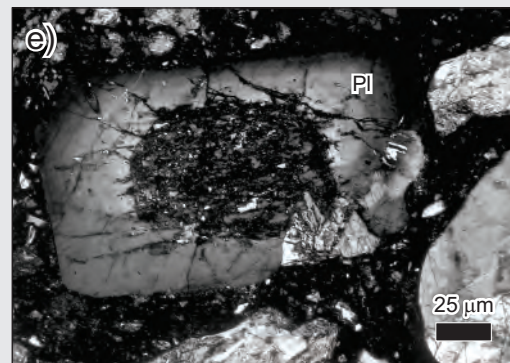
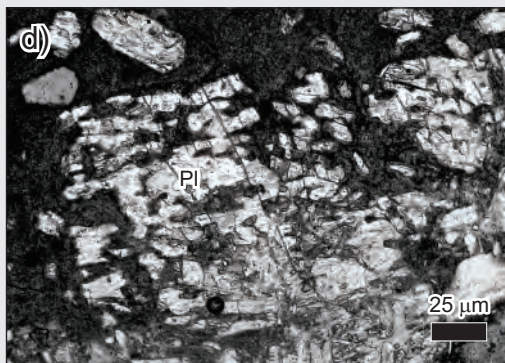
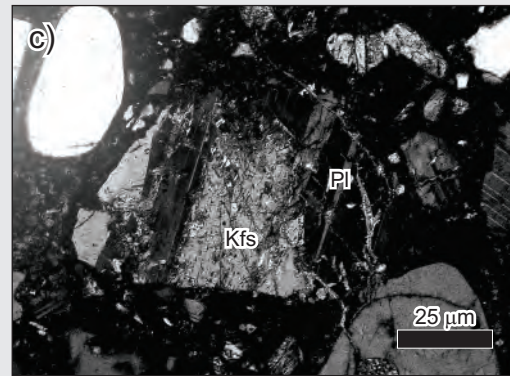
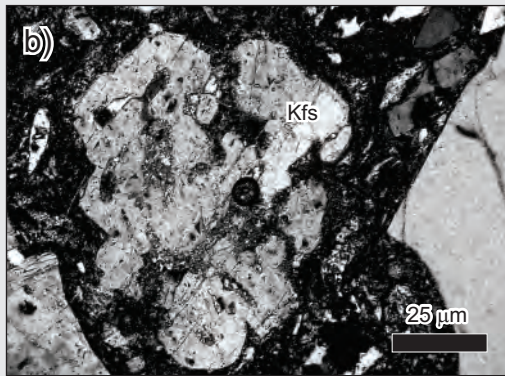
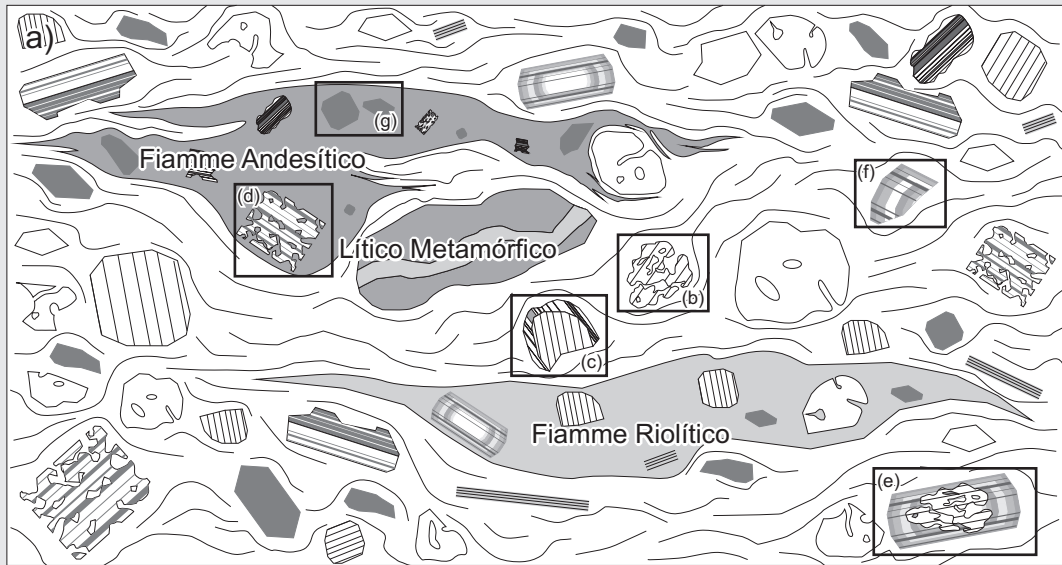
Aquí pueden verse dos fragmentos pumíceos composicionalmente diferentes conviviendo en la misma roca, es posible observar un pómez verdoso de composición féno-andesítica y por debajo del mismo uno grisáceo de composición féno-riodacítica.

(Hibbard, 1995): el feldespatos alcalino muestra engolfamientos (Figura 2.12b), finas desmezclas de plagioclasa (textura pertítica) y/o coronas de plagioclasa (textura rapakivi, Figura 2.12c). Las plagioclasas se presentan cribadas (Figura 2.12d y 2.12e), con engolfamientos, con zonación en etapas (step zonation, Figura 2.12e y 2.12f), con desmezclas de feldespatos alcalinos (textura antipertítica).

Los vitroclastos conforman una matriz con trizas aplastadas y deformadas, en general bastante alteradas y desvitrificadas con formación de esferulitas, axiolitas y textura micropoiquilitica.

Los fiammes son abundantes, en general grandes, y donde la roca muestra un bajo nivel de alteración, pueden reconocerse dos tipos de fiammes (Figuras 2.11d, 2.11e y 2.12a), unos verdosos y

**Figura 2.12. Ignimbrita Lítica (TL)**



a) Esquema integrando todas las texturas de desequilibrio observadas en la Ignimbrita lítica; b) Fenocristal de feldespato alcalino engolfado; c) Textura rapakivi en cristaloclasto; d) fenocristal de plagioclasa cribada; e) Cristaloclasto de plagioclasa con el núcleo cribado y reborde zonado; f) Cristaloclasto de plagioclasa con zonación en etapas; g) Fenocristales de piroxenos y anfíboles cloritizados.

otros grisáceos. Ambos tipos de fragmentos pumíceos se presentan aplastados formando una textura de tipo eutaxítica con recristalización de tipo micropoiquilitica y esferulítica, donde se pueden reconocer algunos pocos sectores que preservan texturas con vesículas colapsadas. Los fiammes más abundantes son de composición feno-riodacítica, con fenocristales de cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa con y sin zonación, anfíbol y biotita, rodeados por una matriz de color castaño claro. El segundo tipo de fiammes, de composición feno-andesítica, posee fenocristales de plagioclasa cribada, piroxenos y anfíboles cloritizados (Figura 2.12g), en una matriz castaño oscura muy rica en opacos.

Los litoclastos son en general muy abundantes, superando en algunos casos hasta el 20 ó 30% en volumen de la roca, y en general rondan los 5 a 30 cm de diámetro (Figura 2.11b y 2.11c), aunque pueden exceder el metro de diámetro. Predominan los líticos de rocas metamórficas (esquistos y gneises), si bien también se reconocen fragmentos líticos provenientes de rocas volcánicas y subvolcánicas (ignimbritas, riolitas y andesitas).

Desde su base a techo, la Ignimbrita Lítica, muestra una disminución gradual en el tamaño y cantidad de los líticos y una aparente reducción en la proporción de los fiammes oscuros, al punto tal que las partes superiores de la Ignimbrita Lítica son difíciles de distinguir de los niveles inferiores de la Ignimbrita "Dacítica".

De acuerdo a observaciones de campo y a datos de sondajes, los depósitos de esta ignimbrita superarían los 150 m de espesor, aunque el espesor total es muy difícil de estimar, y junto con la Ignimbrita "Dacítica" forman un paquete de superaría ampliamente los 250 m de potencia.

El tamaño y la abundancia de los líticos indican que se trata de un depósito de flujo ignimbritico originado por una erupción muy violenta, capaz de movilizar grandes bloques de roca de caja de un basamento no aflorante en la región.

#### 2.5.6. Ignimbrita "Dacítica"

Esta ignimbrita posee un color castaño rojizo en superficie meteorizada y verdosa en superficie fresca, forma afloramientos redondeados a escarpados, que en general se muestran con un marcado diaclasamiento (Figura 2.13a). Se trata de una roca con cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y plagioclasas, rica en líticos de tamaños de 2 a 3 cm que en algunos casos pueden alcanzar tamaños de hasta 30 cm, y que hacia el techo desaparecen casi por completo. La composición de los mismos es similar a los descritos para la Ignimbrita Lítica. Los fiammes son achatados, en general abundantes, y de varios centímetros. En esta unidad se han podido reconocer los dos mismos tipos de pómez observados en la Ignimbrita Lítica (Figura 2.13b), con la salvedad que la proporción de los fiammes feno-andesíticos se encuentra fuertemente subordinada y desaparecen casi por completo hacia el techo de la unidad.

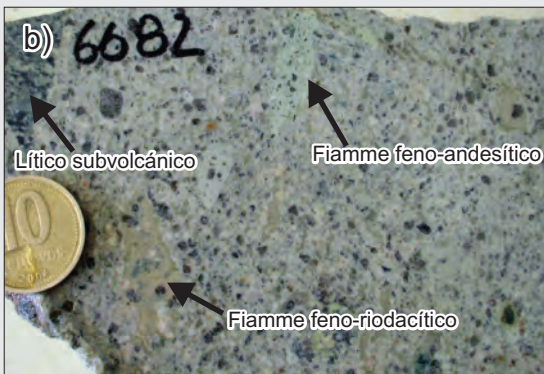
Los cristaloclastos son en general muy abundantes, siendo el cuarzo el mineral más importante, seguido por la plagioclasa y el feldespato alcalino (Figura 2.13c), los minerales máficos son en general escasos, observándose raramente biotita y anfíbol. Las proporciones de los cristaloclastos permiten clasificar a esta roca como una toba feno-riodacítica.

Los vitroclastos son abundantes, se trata de una ignimbrita con una gran proporción de matriz vítrea con cristaloclastos que son envueltos por trizas estiradas y deformadas con un arreglo de tipo eutaxítico (Figura 2.13c). En general la matriz se encuentra completamente desvitrificada con arreglo

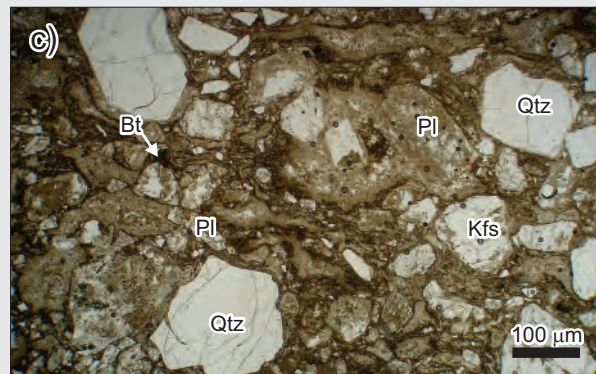
**Figura 2.13. Ignimbrita Dacítica (TD)**



Fotografía mostrando tres de los múltiples bancos que componen esta unidad.



Detalle de la roca, en esta fotografía pueden reconocerse dos tipos de fiammes y algunos líticos de naturaleza volcánica.



En esta microfotografía puede observarse la intensa deformación que han sufrido los vitroclastos de esta ignimbrita, así como también la baja proporción de minerales máficos que caracterizan a esta unidad. Foto con Nícoles paralelos.

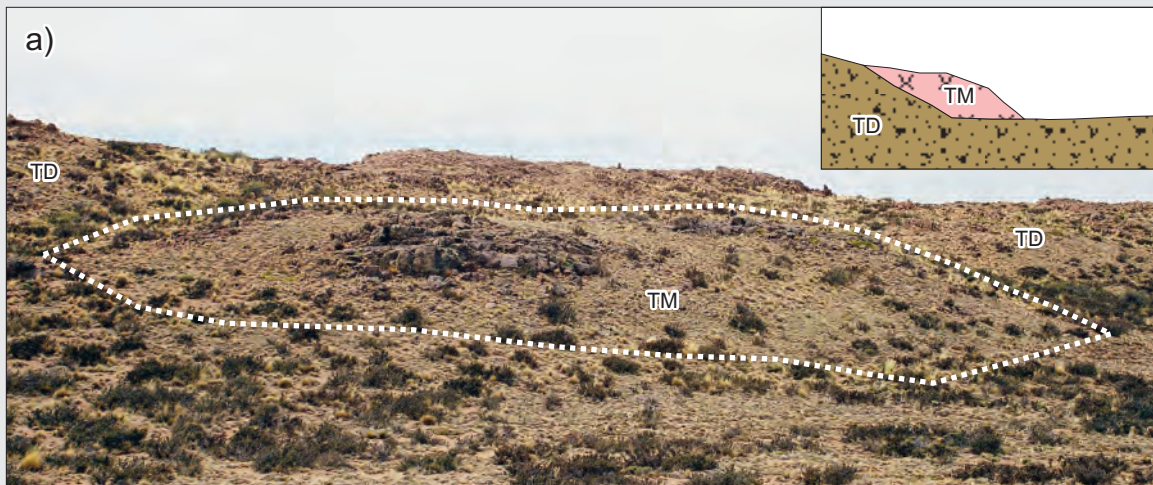
micropoiquilitico de grano fino y en mucha menor proporción con arreglos esferulíticos y axiolíticos, y muchas veces se encuentra argilizada con grado variable y levemente oxidada. Ambos tipos de fiammes se presentan bastante achatados conformando una textura de tipo eutaxítica, y se caracterizan por la desvitrificación total a agregados micropoiquiliticos con menor participación de texturas granofíricas.

Esta unidad muestra una marcada estratificación que indica el apilamiento de sucesivos flujos ignimbriticos, de entre 5 y 10 m de potencia (Figura 2.13a), en un corto período de tiempo, varios de estos flujos presentan sus propios niveles basales de líticos. Los bancos observados en esta ignimbrita inclinan unos 10° a 20° hacia el noreste (con un rumbo de buzamiento aproximado hacia N40°).

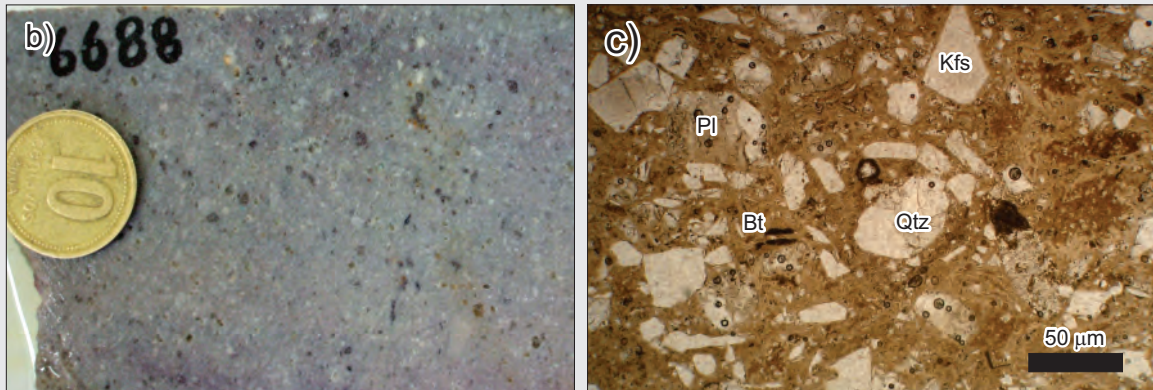
Desde su base a techo esta unidad presenta una escasa variación, interrumpida por algunos pocos niveles con enriquecimiento de líticos que parecen “colgados” y que marcan la transición entre los diferentes flujos que conforman esta unidad.

El pasaje transicional entre esta unidad y la Ignimbrita Lítica, junto con la similitud composicional de sus líticos y fiammes, podría estar indicando que ambas se originaron a partir de un mismo evento eruptivo.

**Figura 2.14. Ignimbrita Morada (TM)**



Esta unidad muestra un escaso desarrollo dentro del área de estudio, y en general aparece “colgada” a lo largo de valles actuales indicando que se encuentra rellenando un paisaje previo. El recuadro corresponde a una vista en perfil ilustrando la relación entre las unidades.



Vista detallada de la roca, pueden reconocerse los cristaloclastos de grano fino y la abundante matriz que caracterizan a esta unidad. b) vista a muestra de mano; c) vista al microscopio con Nícoles paralelos

**2.5.7. Ignimbrita Morada**

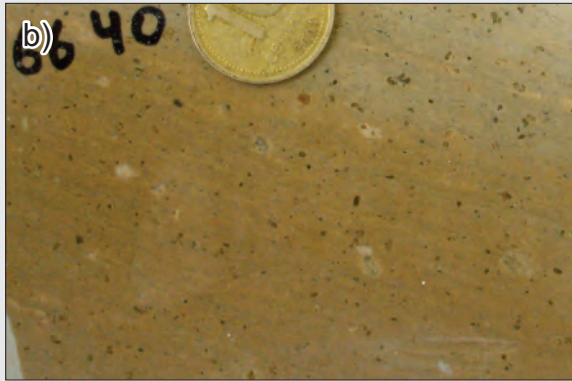
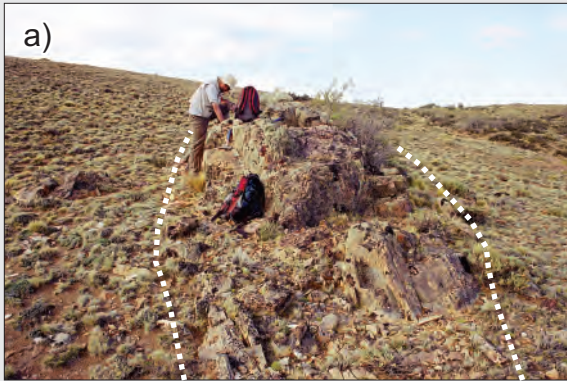
Esta ignimbrita posee afloramientos muy reducidos dentro del sector mapeado, ubicados en la esquina nororiental del área (Figura 2.4). Sin embargo, hacia el este, esta unidad muestra un desarrollo importante caracterizado por el apilamiento de numerosos flujos de poco espesor que le dan un aspecto estratificado.

La unidad se presenta cubriendo a la Ignimbrita Dacítica, apareciendo muchas veces “colgada” a lo largo de valles actuales, indicando que podría encontrarse rellenando un paisaje previo (Figura 2.14a).

Se trata de una ignimbrita rica en cristaloclastos con un elevado grado de soldamiento, una elevada proporción de matriz y escasos líticos pequeños de composición volcánica (Figura 2.14b). Los cristaloclastos más abundantes corresponden a feldespatos argilizados, seguidos por cuarzo y escasa biotita (Figura 2.14c). La geometría de los cristales de feldespatos permite estimar, con cierto grado de incertidumbre, que ambos tipos (plagioclasas y feldespato alcalino) se encuentran en proporciones similares, lo que permitiría clasificar tentativamente a la roca como una feno-riodacita.

Los vitroclastos conforman una abundante matriz vítrea con una alta proporción de material fino en relación a los cristaloclastos, que son en general pequeños (Figura 2.14b). La matriz presenta un aspecto

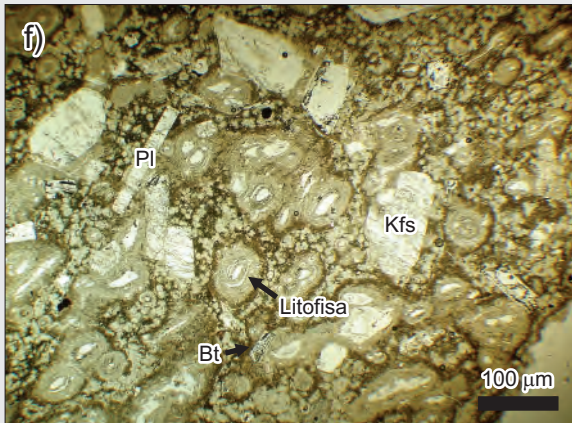
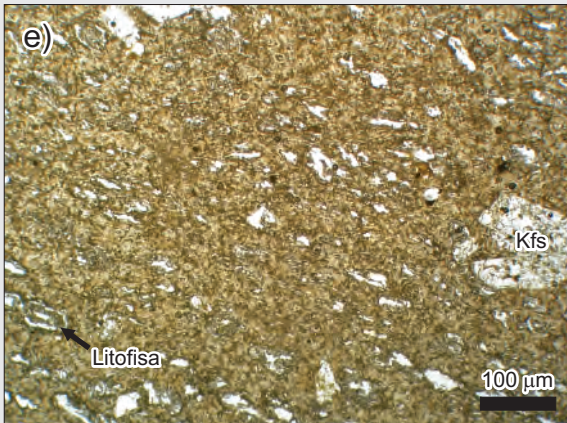
**Figura 2.15. Diques (DqM y DqP)**



Diques Microporfíricos (DqM). a) Afloramientos típicos; b) aspecto en muestra de mano que presenta la roca. Notar el bandeado y el color castaño claro típico de estas rocas.



Diques Porfíricos (DqP). c) Afloramientos típicos; d) aspecto en muestra de mano que presenta la roca. Notar el color verdoso que caracteriza a estos diques, las zonas mas grisáceas corresponden a litofisas.



Detalle microscópico de los dos tipos de diques. e) aspecto típico de los Diques Microporfírico (DqM) con una menor cantidad de fenocristales y menor grado de desvitrificación; f) Diques Porfíricos (DqP) con un elevado nivel de desvitrificación con abundantes litofisas y una mayor participación de fenocristales.

marcadamente fluidal con una recristalización micropoiquilítica de grano fino. Los fiammes son abundantes y fuertemente aplanados, pero pequeños, no superando los 5 mm, indicando un alto grado de soldamiento y definiendo una textura eutaxítica. Se encuentran totalmente desvitrificados en un agregado micropoiquilítico de grano fino a medio.

**2.5.8. Diques**

Se pudieron reconocer dos tipos de diques en función de su patrón de afloramiento y aspecto en muestra de mano, sin embargo las observaciones a nivel microscópico solo permitieron realizar una

discriminación textural entre ambos, ya que mineralógicamente son muy similares.

Los diques son subverticales y muestran dos orientaciones principales según N160° y N100°, y fueron observados intruyendo a las Ignimbritas de Cristales y Lítica (Figura 2.5). No pudo observarse la relación de corte con las Ignimbritas Dacítica y Morada, sin embargo, trabajos distritales permitieron confirmar que los diques también cortan a estas unidades (Ruiz *et al.*, 2008a).

En algunos casos, los diques muestran interrupciones y “saltos” repentinos en su posición a lo largo del rumbo, conformando un arreglo de tipo “en echelón”; en otros casos, se observa un cambio gradual en el rumbo de los diques, entre las dos orientaciones mencionadas, definiendo estructuras sigmoidales (Figura 2.4).

El primer grupo de diques, Diques Microporfíricos (DqM) (Figura 2.15a y b), forman afloramientos sobreelevados con colores castaños rojizos a anaranjados, presentan una marcada foliación y bandeamiento por flujo en la cercanía con las paredes. En general muestran espesores de 2 a 4 metros y es común que tengan disyunción columnar en forma perpendicular a las paredes. En muestra de mano presenta fenocristales pequeños y poco abundantes, en una pasta afanítica castaña que en algunos casos puede presentar escasas estructuras de desvitrificación tipo litofisas de hasta 0,7 cm de diámetro.

A diferencia de los anteriores, el segundo grupo de diques, Diques Porfíricos (DqP) (Figura 2.15c y d), forman afloramientos rastreros de color gris verdoso que los hace fácilmente confundibles con las rocas circundantes y poseen espesores de entre 2 y 3 metros. También se ha podido observar bandeamiento y foliación por flujo, pero la disyunción columnar no se encuentra presente. Mesoscópicamente presenta abundantes fenocristales de feldespatos envueltos en una matriz verdosa con muy abundantes estructuras de desvitrificación tipo litofisas de menos de 1 mm de diámetro (Figura 2.15e y f).

Se trata de rocas de textura porfírica (DqP) a microporfírica (DqM) con fenocristales de plagioclasas, feldespato alcalino, y biotita inmersos en una pasta vítrea de aspecto fluidal (Figura 2.15e y f). Es común que los fenocristales se encuentren orientados en forma paralela a la foliación de la roca. Se observa una marcada variación en la cantidad de fenocristales respecto a la pasta a lo largo de las diferentes muestras. Las proporciones de los fenocristales observados permiten clasificar a estas rocas como feno-andesitas a feno-latitas.

Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta fluidal con textura hialopilitica a hialoofítica, rica en vidrio y microlitos de plagioclasa, biotita y minerales opacos. La fluidalidad está caracterizada por la alternancia de bandas con distintas proporciones de microlitos, vidrio y estructuras de desvitrificación.

Se observan abundantes texturas de desvitrificación del tipo micropoiquilítico, esferulítico y litofisas, que muchas veces acentúan la fluidalidad de la roca (Figura 2.15e y f).

#### 2.5.9. Megabrecha

En el extremo noroeste del área mapeada se ha reconocido una serie de afloramientos elongados en sentido NO-SE (Figura 2.4), correspondientes a una brecha matriz sostén con abundantes megaclastos de hasta varios metros de diámetro.

En líneas generales estos depósitos forman lomadas suaves con los afloramientos de los megaclastos asomando en forma aislada entre la matriz que en general no se observa (Figura 2.16a). El mejor afloramiento de esta unidad se reconoce en la península de la laguna ubicada hacia el oeste del

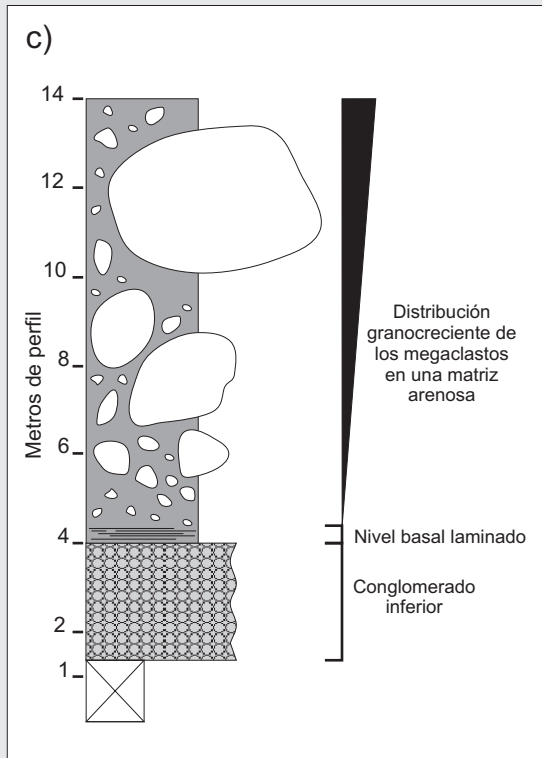
**Figura 2.16. Megabrecha (MB)**



Vista general de los afloramientos de la Megabrecha vistos en superficie. Notar la forma redondeada de los megaclastos que afloran formando montículos aislados rodeados por la matriz que en este caso no aflora.



Vista hacia el sudeste mostrando un corte del depósito en el área de la península. En la parte inferior se puede reconocer un nivel conglomerádico que es cubierto por el depósito de la Megabrecha.



Columna estratigráfica para la Megabrecha en la península de la Laguna (localidad tipo).



Megaclasto brechado, posiblemente durante el transporte y depositación de la megabrecha.



Detalle del nivel conglomerádico inferior.



### ***Figura 2.17. Areniscas Coquinoideas***



Afloramientos de las areniscas y areniscas coquinoideas de la Fm. Monte León.

portal de la mina, donde se observa el espesor casi completo de la unidad, que totaliza unos 10 a 15 m (Figura 2.16b).

Se trata de una brecha polimíctica con gradación inversa en el tamaño de los megaclastos (Figura 2.16b y c), que varían en tamaño desde centímetros hasta casi 8 metros. En algunos casos los clastos poseen un tamaño que equivale al espesor total del depósito. Composicionalmente, los clastos corresponden a varios tipos de ignimbritas, lavas y clastos calcáreos con restos de estromatolitos. La mayoría de los clastos presentan un aspecto brechoso (Figura 2.16d), algunos presentan únicamente sus bordes brechados, en tanto que los restantes presentan un aspecto interno fuertemente fracturado, esto estaría indicando que los mismos fueron sujetos a atrición durante su transporte (Reubi y Hernández, 2000; Schneider y Fisher, 1998).

La matriz posee aspecto tobáceo, con tamaño de grano medio a grueso, y en general se presenta en forma masiva, aunque en la proximidad de los megaclastos desarrolla una laminación envolvente que podría estar indicando que la misma se habría originado por la atrición de los bloques mayores. Los 40 cm basales del depósito se presentan libres de clastos y con una incipiente laminación paralela, que representarían la cizalla basal del mismo (Figura 2.16b y c). Por debajo de este nivel se observa un conjunto de conglomerados clastosostén que representan la parte más basal de la secuencia (Figura 2.16c y e).

Las características observadas en este depósito permiten clasificarlo como formado a partir de una avalancha y correspondería al tipo conocido como Avalancha de Detritos (Debris Avalanche) (Reubi y Hernández, 2000; Schneider y Fisher, 1998).

Los depósitos de esta Megabrecha apoyan sobre los depósitos de Tobas y Tufitas Superiores, como así también sobre la Ignimbrita de Cristales y la Ignimbrita Lítica, y muestra una geometría que permite interpretar que tuvo una distribución encausada a lo largo de antiguos valles. No se ha podido observar la relación estratigráfica con la Ignimbrita Morada ni con los Diques, sin embargo la presencia de clastos de lavas ácidas hace pensar que se trata de un depósito posterior a ambas unidades.

#### ***2.5.10. Areniscas Coquinoideas de la Fm. Monte León***

Se trata de areniscas de grano medio de coloración morada a grisácea (Figura 2.17), con

intercalaciones de areniscas coquinoides muy ricas en fósiles de bivalvos, gasterópodos y briozoarios entre otros, que indican una edad Terciaria (Panza *et al.*, 1998).

Esta unidad aparece como manchones de muy escaso desarrollo, ubicados en los extremos SO y NO del área relevada (Figura 2.4). Se la observa cubriendo a la Ignimbrita Lítica y a la Ignimbrita Dacítica y corresponde a la unidad más joven depositada con anterioridad a los sedimentos aluviales y lacustres modernos.

## 2.6. Geoquímica de roca

Se realizaron un total de 22 análisis químicos de roca por elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras. Los análisis fueron realizados en Acme Labs, Canadá, mediante espectrometría de emisión ICP (Tabla 2.1 y Anexo III).

Para las muestras seleccionadas, se han realizado análisis de roca total, con excepción de las muestras correspondientes a la Ignimbrita Lítica donde se muestrearon únicamente los fragmentos pumíceos, ya que el elevado contenido de fragmentos líticos hubiera enmascarado la composición real de la roca.

A pesar de los recaudos tomados al momento de seleccionar las muestras, las mismas presentan un grado de alteración de leve a moderado para las rocas y elevado en el caso de los pómez, con valores de LOI (loss on ignition) que varían desde 0,6% hasta 5,9% para las muestras de roca total; y de entre 4,6% y 8,3% para los fragmentos pumíceos (Tabla 2.1).

Los procesos de alteración, ya sean meteóricos o hidrotermales, producen la movilización de algunos elementos trazas y de varios elementos mayoritarios, especialmente el sodio, el potasio y el silicio lo que dificulta el uso de las clasificaciones químicas basadas en elementos mayoritarios (Giffkins *et al.*, 2005; Páez *et al.*, 2010). En el caso de las muestras estudiadas, se ha podido observar una correlación entre el grado de alteración (representado por el LOI) y los contenidos de algunos elementos mayoritarios: negativa para el  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , y positiva para el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ .

La elevada movilidad de los elementos mayoritarios que son utilizados en los diagramas TAS, AFM,  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , y A/CNK vs. A/NK (Le Bas *et al.*, 1986, Irvine y Baragar 1971, Peccerillo y Taylor 1976, Maniar y Piccoli 1989), hace necesaria la utilización de elementos traza inmóviles, como el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd 1977) o el diagrama Y vs. Zr (MacLean y Barrett, 1993) para una mejor caracterización de las rocas estudiadas. Se han utilizado diagramas de variación basados en elementos mayoritarios únicamente para las rocas con un bajo nivel de alteración (LOI < 3%). El tratamiento de los datos fue realizado utilizando el recálculo en base anhidra de todos los análisis.

En su mayoría, las muestras analizadas en el presente trabajo corresponden a rocas ácidas subalcalinas, pertenecientes a la serie calcoalcalina, de alto potasio y naturaleza peraluminosa (Figura 2.18a, b, c, d y e).

La Ignimbrita de Cristales se clasifica como una riocacita en el diagrama de inmóviles (Figura 2.18a), y como una riolita de acuerdo con el diagrama TAS (Figura 2.18c).

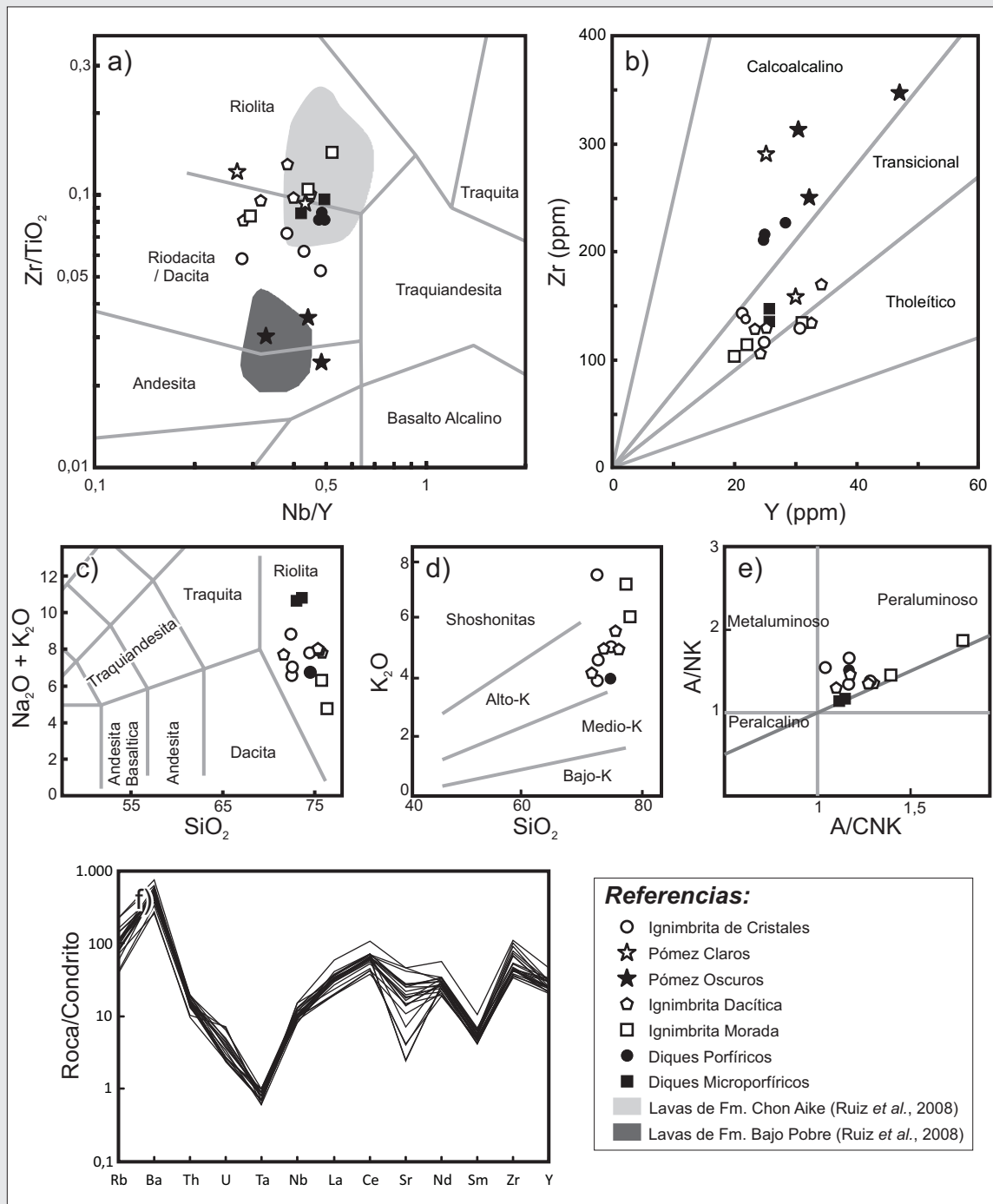
La Ignimbrita Lítica se caracteriza por la presencia de dos tipos de fragmentos pumíceos. Estos pómez fueron analizados y evidencian composiciones andesítica/dacítica y riolíticas (Figura 2.18a). Al comparar la composición de los fragmentos pumíceos con las composiciones de las lavas presentes en el

**Tabla 2.1. Geoquímica de Roca**

Nro. De Muestra	6626	6628	6631	6702	9096	9077	9097	9100	9078	6680	9020	9024	9029	9030	6694	6757	6761	6690	6650	6695	6639
Unidad <sup>a</sup>	TC	TC	TC	TC	TL-C	TL-C	TL-O	TL-O	TL-O	TD	TD	TD	TD	TD	TM	TM	TM	DqP	DqP	DqP	DqM
<i>Elementos Mayoritarios (% en peso)</i>																					
SiO <sub>2</sub>	70,48	70,42	72,99	70,49	58,75	59,30	51,39	54,28	55,99	70,76	71,99	74,04	73,92	69,44	75,45	71,67	75,74	72,89	68,67	69,70	72,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	13,82	13,08	13,79	17,78	13,42	17,98	17,73	17,97	12,22	13,54	12,91	13,17	14,53	12,56	12,51	12,68	12,99	14,10	13,25	13,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	3,42	3,81	3,02	3,44	4,15	2,73	9,61	7,35	7,34	2,47	2,76	2,50	2,42	3,21	2,39	2,69	1,56	3,20	2,81	3,29	1,59
FeOT	3,08	3,43	2,72	3,10	3,73	2,46	8,65	6,61	6,60	2,22	2,48	2,25	2,18	2,89	2,15	2,42	1,40	2,88	2,53	2,96	1,43
MgO	0,35	0,43	0,34	0,30	1,12	0,48	2,64	2,49	2,41	0,26	0,33	0,20	0,29	0,70	0,19	0,53	0,10	0,47	0,44	0,37	0,05
CaO	2,30	1,93	0,80	0,42	3,89	7,56	2,63	5,27	2,62	0,47	1,03	0,32	0,22	1,33	0,15	1,98	0,15	1,36	2,30	0,52	0,10
Na <sub>2</sub> O	2,33	2,56	2,64	1,29	3,83	2,62	4,02	3,14	5,57	2,63	3,15	2,35	2,34	3,37	0,26	0,68	0,74	2,67	3,12	3,46	0,69
K <sub>2</sub> O	4,47	3,79	4,98	7,27	4,21	5,11	1,93	2,06	1,90	4,89	4,85	5,26	5,42	4,06	5,87	5,02	7,03	3,93	4,79	4,22	9,99
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,27	0,16	0,22	0,31	0,13	1,14	0,88	1,02	0,13	0,14	0,10	0,11	0,21	0,08	0,16	0,10	0,25	0,28	0,26	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,058	0,065	0,048	0,022	0,095	0,039	0,306	0,228	0,280	0,044	0,019	0,018	0,006	0,063	0,020	0,031	0,021	0,077	0,085	0,069	0,022
MnO	0,06	0,04	0,03	0,02	0,06	0,11	0,18	0,15	0,11	0,03	0,04	0,04	0,03	0,08	0,01	0,05	0,01	0,05	0,07	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,002	0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,011	0,008	0,011	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
LOI	2,7	2,7	1,8	2,5	5,5	8,3	7,9	6,1	4,6	5,9	2,0	2,1	1,9	2,8	2,6	4,5	1,7	1,9	3,1	4,6	0,6
Total	99,82	99,82	99,83	99,78	99,75	99,78	99,69	99,74	99,77	99,81	99,80	99,80	99,81	99,76	99,54	99,78	99,82	99,79	99,78	99,79	99,78
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>																					
Rb	213,6	160,2	210,7	330,3	172,5	217,5	83,0	79,6	145,4	224,6	200,7	222,9	212,2	164,1	284,2	186,6	279,7	117,0	184,8	155,9	450,5
Sr	139,6	176,3	127,4	96,9	324,7	94,6	323,3	298,6	114,7	123,7	151,5	106,5	75,6	182,9	27,7	48,9	28,7	199,8	193,5	195,8	171
Y	21,9	21,2	24,9	30,8	25,2	30,0	47,1	30,4	32,2	23,6	32,4	25,4	24,4	34,0	22,4	30,8	20,3	24,9	28,4	24,8	25,7
Zr	137,3	142,9	116,4	128,8	290,5	158,6	347,9	313,7	250,5	128,9	133,6	129,8	107,2	169,7	114,7	134,0	104,6	216,2	227,3	211,0	137,2
Nb	9,4	10,2	9,5	8,6	10,9	8,1	15,5	13,4	15,6	10,3	10,3	9,7	9,9	6,6	11,7	9,1	9,0	12,1	13,6	12,2	10,8
Cs	17,5	5,3	12,4	6,2	2,2	5,5	2,5	3,7	12,2	4,5	4,5	4,3	5,4	6,7	9,9	8,1	9,8	6,1	7,1	15,2	6,4
Ba	863	877	760	964	916	1240	691	577	542	982	969	833	1083	1037	889	1177	828	1110	1123	1030	1314
La	30,7	33,0	27,5	35,3	36,0	33,7	60,3	37,7	31,0	30,2	31,7	21,0	19,5	43,1	23,5	37,4	20,0	34,0	37,5	34,5	33,1
Ce	57,8	64,4	53,1	63,0	70,6	63,6	112,1	70,1	63,1	60,2	63,1	44,0	39,6	75,2	47,1	74,6	44,2	67,5	73,6	68,0	67,8
Pr	6,82	7,49	6,35	8,19	8,79	7,96	14,73	9,21	8,67	7,64	7,93	5,66	5,42	9,98	6,40	9,18	5,52	8,18	9,11	8,42	8,15
Nd	24,7	26,5	21,8	28,6	31,8	29,1	58,0	35,2	33,8	26,9	28,0	20,0	21,4	35,9	24,8	31,6	19,9	30,3	33,9	31,2	28,4
Sm	4,18	4,60	4,06	5,26	5,60	5,37	10,66	6,42	6,66	5,15	6,08	4,66	4,35	6,86	5,06	6,45	4,60	5,42	5,75	5,50	5,02
Eu	0,74	0,82	0,57	0,92	1,37	1,59	1,75	1,56	1,18	0,78	0,95	0,55	0,52	1,27	0,64	0,89	0,55	0,79	0,92	0,79	0,60
Gd	3,72	3,87	3,97	4,70	5,10	5,25	10,05	5,93	6,57	4,78	5,46	3,92	4,13	6,05	4,88	5,68	3,88	4,56	5,29	4,85	4,60
Tb	0,60	0,62	0,65	0,84	0,78	0,84	1,52	0,91	1,03	0,77	0,97	0,74	0,71	1,02	0,77	0,98	0,68	0,72	0,83	0,74	0,73
Dy	3,57	3,51	3,93	4,77	4,32	4,98	8,32	5,00	5,71	4,35	5,38	4,16	3,91	5,69	4,17	5,02	3,71	4,23	4,67	4,07	4,31
Ho	0,75	0,76	0,85	1,02	0,93	1,05	1,71	1,09	1,16	0,88	1,13	0,95	0,88	1,08	0,89	1,06	0,76	0,85	0,95	0,86	0,88
Er	2,08	2,01	2,41	3,01	2,46	2,83	4,34	2,91	3,15	2,38	3,05	2,76	2,59	3,00	2,47	3,14	2,22	2,46	2,53	2,37	2,50
Tm	0,35	0,35	0,41	0,48	0,41	0,46	0,66	0,48	0,50	0,38	0,50	0,47	0,38	0,48	0,43	0,48	0,37	0,39	0,42	0,39	0,43
Yb	2,21	2,09	2,65	2,93	2,47	2,79	3,89	2,77	3,02	2,51	2,89	2,96	2,59	3,01	2,40	2,90	2,10	2,40	2,62	2,43	2,78
Hf	4,1	3,8	3,7	4,2	7,6	4,8	8,1	7,3	6,5	4,2	4,9	4,9	4,3	5,5	3,9	4,2	4,1	5,5	5,5	5,9	4,6
Ta	0,36	0,35	0,44	0,48	0,41	0,47	0,63	0,46	0,49	0,41	0,47	0,47	0,40	0,46	0,43	0,45	0,33	0,39	0,44	0,39	0,41
Th	0,7	0,7	0,8	1,0	0,8	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	1,0	0,8	0,9	0,7	1,0	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9
U	16,1	16,3	17,8	15,7	16,8	12,9	14,7	9,8	10,6	16,3	15,0	15,3	15,0	14,0	16,6	13,9	14,9	18,7	20,2	19,2	16,9
U	2,8	2,8	3,1	2,7	4,5	3,4	7,1	2,5	7,2	2,4	2,7	4,6	2,8	2,5	2,7	2,5	4,2	3,9	4,8	3,8	5,2

<sup>a</sup> Unidades: TC: Igmbrita de Cristales; TL-C: Igmbrita Lítica, Pómez Claros; TL-O: Igmbrita Lítica, Pómez Oscuros; TM: Igmbrita Morada; DqP: Diques Porfíricos; DqM: Diques Microporfíricos

**Figura 2.18. Geoquímica de Roca**



Diagramas de discriminación geoquímica para las rocas de Mina Martha. a) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977); b) Diagrama Y vs. Zr (MacLean y Barrett, 1993); c) Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986); d) Diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Peccerillo y Taylor, 1976); e) Diagrama A/NK vs. A/CNK (Maniar y Piccoli, 1989); f) Diagrama Spider normalizado a condrito para todas las muestras estudiadas (Sun y McDonough, 1989). La geoquímica de las lavas pertenecientes a la Fm. Bajo Pobre y la Fm. Chon Aike fue tomada de Ruiz *et al.* (2008). En los gráficos que utilizan elementos mayoritarios se han omitido las muestras con LOI > 3%.

distrito (Ruiz *et al.*, 2008), se puede apreciar una clara correspondencia entre la composición de los pómez oscuros y las rocas intermedias de la Formación Bajo Pobre, y entre los pómez claros y las rocas ácidas pertenecientes a la Formación Chon Aike (Figura 2.18a).

La Ignimbrita “Dacítica” muestra en el diagrama TAS una composición riolítica (Figura 2.18c), en tanto que el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> restringe su clasificación a riodacita (Figura 2.18a).

La Ignimbrita Morada, tanto en el diagrama TAS como el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub>, se clasifica como de composición riolítica (Figura 2.18a y c).

Los diques que cortan la secuencia de rocas piroclásticas observada en Mina Martha han sido clasificados, mediante uso de los diagramas TAS y Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub>, como riolitas con una leve tendencia hacia las riolitas (Figura 2.18a y c). Si bien petrográficamente no se podía observar una clara diferencia composicional entre los dos tipos de diques, la geoquímica permite distinguirlos en función del grado de diferenciación que muestran en el diagrama TAS y el diagrama Y vs. Zr. De esta manera, si bien ambos diques son de composición riolítica, los diques microporfíricos muestran un mayor grado de diferenciación que los diques porfíricos.

Con respecto a la distribución de los elementos trazas (Sun y McDonough 1989), se reconoce una clara coherencia entre las composiciones de todas las muestras (Figura 2.18f); donde además, se puede observar una progresiva disminución en el contenido del estroncio (Sr) desde las muestras menos diferenciadas hasta las más diferenciadas.

## 2.7. Edad del vulcanismo

Con el fin de ajustar la edad del vulcanismo, se realizó una determinación geocronológica por el método <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar sobre cristales de sanidina pertenecientes a la Ignimbrita de Cristales (Figura 2.19). Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), ubicado en la ciudad de Santiago de Chile. Los resultados obtenidos arrojaron una edad plateau de 157,6 ±1,0 Ma (Figura 2.19 y Anexo V) y una edad por isócrona de 157,4 ±1,8 Ma, lo que permite ubicar el funcionamiento del vulcanismo en el Jurásico Superior, más específicamente dentro del piso Oxfordiano (IUGS, 2010).

## 2.8. Consideraciones finales

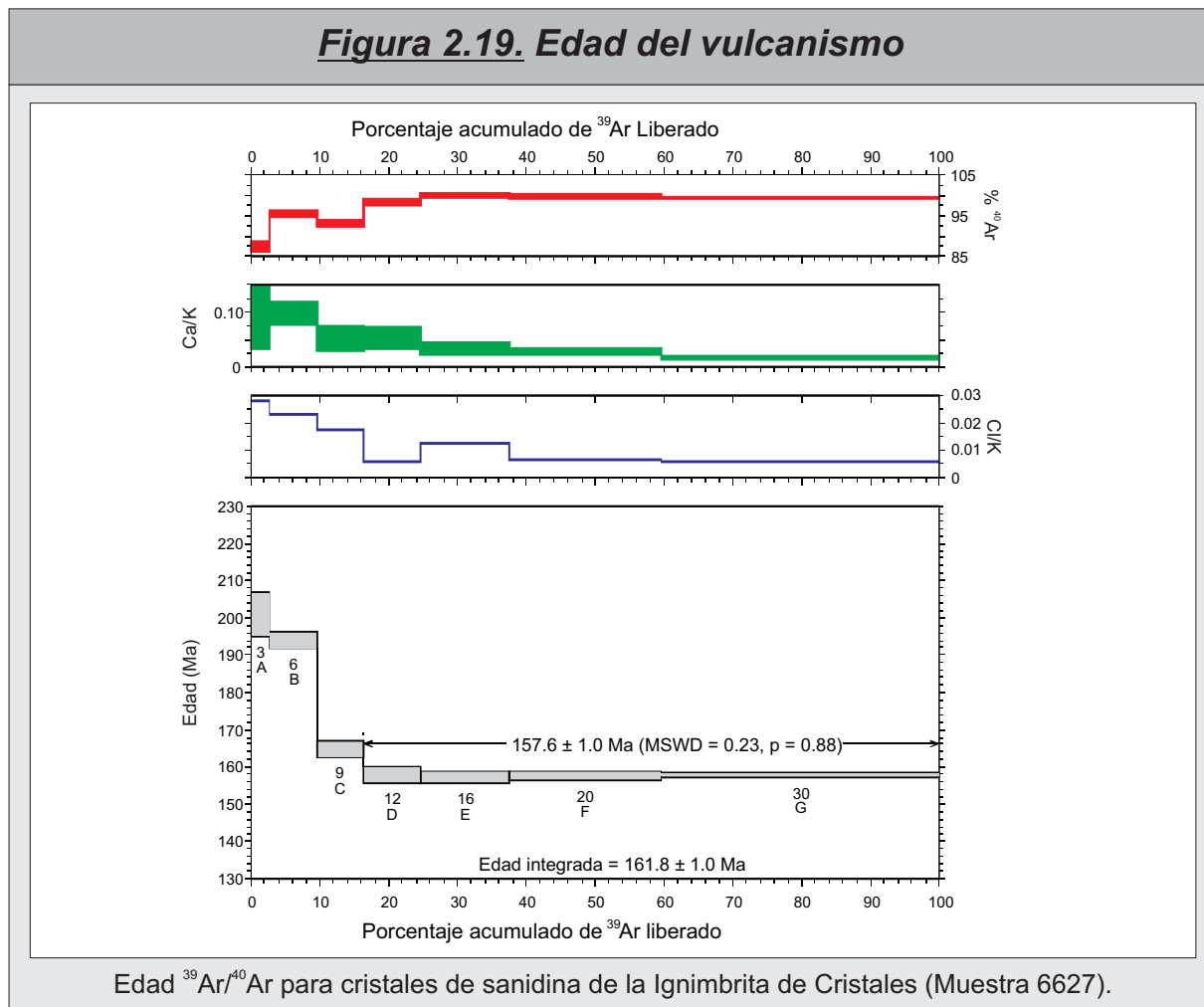
En el trabajo de Ruiz *et al.* (2008) se interpretó al Distrito Cerro Primero de Abril como un importante centro volcánico jurásico caracterizado por un aparato volcánico de colapso de tipo caldera. El área de Mina Martha se encuentra ubicada en el sector centro sur de este distrito, en las proximidades del borde sur de la fractura anular de la caldera, y en ella afloran parte de las extensas unidades reconocidas en este sector del Macizo del Deseado.

La columna estratigráfica observada en Mina Martha se caracteriza por cinco unidades de flujo piroclástico, dos unidades piroclásticas retrabajadas, una unidad sedimentaria, y dos tipos de diques.

Dentro del esquema propuesto por Ruiz *et al.* (2008) para la geología distrital, las similitudes petrográficas y geoquímicas de las Ignimbritas Dacítica Fina, de Cristales y Morada permitirían agruparlas dentro del conjunto de las ignimbritas cristaloclásticas, en tanto que la Ignimbrita Lítica y "Dacítica" corresponderían al conjunto de las ignimbritas litoclásticas (Figuras 2.3 y 2.5).

Todas las unidades analizadas en el área de Mina Martha corresponden a rocas subcalcinas pertenecientes a la serie calcoalcalina, con alto potasio y naturaleza peraluminosa (Figura 2.18), características distintivas del vulcanismo Jurásico del Grupo Bahía Laura (Pankhurst *et al.*, 1998). De acuerdo con los datos aportados por las tierras raras (Figura 2.18), se plantea que todas las rocas en este

**Figura 2.19. Edad del vulcanismo**



estudio estarían relacionadas por procesos de cristalización fraccionada, involucrando al menos el fraccionamiento de plagioclasas, como lo evidencia la disminución del contenido de estroncio (Sr) al aumentar el grado de diferenciación (Wilson, 1989). En Mina Martha, este evento volcánico ocurrió en el Jurásico Superior, más específicamente en el piso Oxfordiano, alrededor de los  $157,6 \pm 1,0$  Ma (Figura 2.19).

El inicio del magmatismo del área de Mina Martha estuvo caracterizado por un vulcanismo que originó flujos ignimbríticos pertenecientes a las ignimbritas cristaloclásticas (Ignimbrita Dacítica Fina y de Cristales). Este vulcanismo inicial fue de naturaleza episódica, ya que luego de cada erupción le seguía una pausa que permitió la instalación de sistemas fluviales y lacustres con ecosistemas asociados (depósitos de Tobas y Tufitas).

En función de las características de campo, petrográficas y geoquímicas, las Ignimbritas Lítica y “Dacítica” se pueden agrupar como pertenecientes a un mismo evento volcánico (el conjunto de las ignimbritas litoclásticas de Ruiz *et al.*, 2008). De esta manera estas unidades conforman un paquete que supera los 250 m de potencia y que representa un evento volcánico particularmente explosivo dentro de la región en estudio.

La convivencia de dos tipos de fragmentos pumíceos en estas unidades, sumado a las texturas de desequilibrio observadas en las secciones delgadas, permiten interpretar que estas ignimbritas se habrían originado por una mezcla de dos magmas composicionalmente distintos que quedaron preservados como dos tipos de fragmentos pumíceos (mingling). Existe una correspondencia entre la composición de los pómez oscuros y las rocas intermedias de la Formación Bajo Pobre, y entre los pómez

claros y las rocas ácidas pertenecientes a la Formación Chon Aike (Figura 2.18a).

De esa manera se plantea que estas ignimbritas se habrían originado por la mezcla de los magmas intermedios y ácidos pertenecientes a las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike., suceso que habría gatillado la erupción. Este proceso habría ocurrido por el ingreso de una cantidad subordinada de magma intermedio dentro de una cámara magmática ácida, esto habría producido un aumento en la energía térmica de la cámara magmática, desencadenando una erupción muy violenta, capaz de arrancar grandes fragmentos del basamento no aflorante en la región (Eichelberger *et al.*, 2000, Summer y Wolff 2003, Troll *et al.*, 2004).

La disminución en la proporción de los fragmentos pumíceos andesíticos observada a lo largo del perfil de estas unidades, estaría relacionada a cambios dentro de la cámara magmática ocurridos a lo largo de la erupción. Ya sea por variaciones en la posición de la interface entre ambos magmas, o bien sujeta a la falta de disponibilidad de magma andesítico a lo largo de toda la erupción (Eichelberger *et al.*, 2000, Summer y Wolff 2003, Troll *et al.*, 2004).

La gran energía de los momentos iniciales de la erupción explicaría el elevado contenido y las grandes dimensiones de los fragmentos líticos, así como también la potencia de los niveles basales de la Ignimbrita Lítica. Con la progresiva desgasificación de la cámara, ocurre una disminución en la violencia de la erupción, esto hace que tanto los fragmentos líticos como la potencia de los bancos sean cada vez menores, y que de esta manera la Ignimbrita Lítica pase transicionalmente a la Ignimbrita "Dacítica".

El extraordinario volumen de estas unidades y la complejidad de los procesos que llevaron a su formación, evidencian su vinculación con un aparato volcánico de colapso tipo caldera tal y como fuese planteado originalmente por Ruiz *et al.* (2008).

Luego de la erupción que originó a las ignimbritas litoclásticas, se vuelve al magmatismo "normal" para el distrito, es decir el desarrollo de otra ignimbrita perteneciente al conjunto de ignimbritas cristaloclásticas (Ignimbrita Morada), pero más evolucionadas.

Con posterioridad, se produce la intrusión de los Diques Microporfíricos y Porfíricos. Estos diques representan las etapas terminales del vulcanismo de la región y corresponden a los conductos alimentadores de los numerosos domos riolíticos reconocidos en la comarca (Echeveste, 2005; Ruiz *et al.*, 2008; Wallier, 2009).

Por último, y con una posición estratigráfica incierta con respecto a la Ignimbrita Morada y los Diques, pero claramente posterior a la Ignimbrita "Dacítica", se han podido reconocer una Megabrecha matriz sostén con abundantes megaclastos de hasta varios metros de diámetro, que representa los depósitos de avalancha correspondientes a una etapa de destrucción del paisaje volcánico jurásico. Estos depósitos estarían indicando la presencia de una zona de alta pendiente al momento de su formación.

Finalmente, la coexistencia en una misma ignimbrita de dos tipos composicionalmente diferentes de fragmentos pumíceos, comparables con las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, replantea el esquema estratigráfico tradicional reconocido para el Macizo del Deseado (De Giusto *et al.*, 1980, Panza 1982 y 1984, Panza *et al.*, 1998). Estas observaciones se suman a las realizadas por otros investigadores, donde se han descrito complejas interdigitaciones entre estas unidades en otros sectores del Macizo (Echeveste *et al.*, 2001, Guido *et al.*, 2006, Lopez 2006). Siguiendo esta línea de investigación, se coincide en agrupar a las rocas de la Formación Bajo Pobre junto con las de la Formación Chon Aike y Formación La Matilde dentro del Complejo Volcánico Bahía Laura.

## 2.9. Referencias

- ANDREIS, R.R., 2002. Cuenca La Golondrina (depósitos del rift pérmico y eventos magmáticos triásicos). En: Haller, M. J. (Ed). Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 71-82.
- 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.
- BUSÀ, T., BELLIENI, G., CLOCCHIATTI, R., ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R., PICCIRILLO, E.M., FANTAUZZI, G., 2001. Preliminary data on orthopyroxene and quartz-trapped melt inclusions from patagonia igneous province: evidence on the evolution of magmatic system. GEOITALIA, 3o Forum FIST. Sessione 28, 833-834.
- BUSÀ, T., FANTAUZZI, G., BELLIENI, G., FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H., PICCIRILLO, E.M., 2003. Relationship between Bajo Pobre and Chon Aike Formations (Deseado Massif, Patagonia, Argentina): a melt inclusions study. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, 11094, 2003.
- BUSÀ, T., BELLIENI, G., FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H., PICCIRILLO, E.M., 2004. Origin and evolution of the Deseado Massif volcanism (Patagonia, Argentina). 32nd International Geological Congress, Italy. CD-ROM.
- CORTIÑAS, J., HOMOVC, J., LUCERO, M., GOBBO E., LAFFITTE, G., VIERA, A., 2005. Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: "Frontera exploratoria de la argentina". Chebli, A. G., Cortiñas J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. & Vallejo E. L. (eds). 1º ed. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 2005. 352 pp. p 289-305.
- DE BARRIO, R., PANZA, J.L., NULLO, F., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. In: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (17): 511-527. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- DE GIUSTO, J.M., DI PERSIA, C., PEZZI, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En: Geología Regional Argentina, II, p. 1389-1430. Academia Nacional de Ciencias, Cordoba.
- 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.
- ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R., BELLIENI, G., TESSONE, M., LLAMBÍAS, E., SCHALAMUK, I., PICCIRILLO, E., DEMIN, 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.
- ECHEVESTE, H., 2005. Metalogénesis del distrito argentoaurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral Inédita. 272 p.
- EICHELBERGER, J.C., CHERTKOFF, D.G., DREHER, S.T., NYE, C.J., 2000. Magmas in collision: Rethinking chemical zonation in silicic magmas. Geology, 28 (7): 603-606.
- FANTAUZZI, G., 2003. Magmatismo Giurassico del Macizo del Deseado (Argentina): studio petrológico e sue implicazioni geodinamiche. Dottorato di Ricerca in "Geofisica della litosfera e geodinamica" XIV ciclo. Universita' Degli Studi di Trieste.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. 3 Volumes, Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- GIACOSA, R., ZUBIA, M., MARTÍNEZ, H., FUENTES, J., SÁNCHEZ, M., 2008. Evolución estructural Meso-Cenozoica del Sector Oriental de la Región Del Deseado (68° 00' y 69° 30' O, 47° 00' Y 48° 30' S, Santa Cruz, Argentina). XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 837-838. Jujuy, Argentina.
- GIFKINS, C., HERRMANN, W., LARGE, R., 2005. Altered Volcanic Rocks: A guide to description and interpretation. CODES, University of Tasmania. 275pp.
- GILLESPIE, M.R., STYLES, M.T., 1999. BGS Rock Classification, Volume 1: Classification of Igneous Rocks. British Geological Survey. 52 pp.
- GONZALEZ GUILLOT, M., DE BARRIO, R., GANEM, F., 2004. Mina Martha, un Yacimiento Epitermal Argentífero en el



Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 119-204. Río Cuarto.

- GONZALEZ GUILLOT, M., BIEL SORIA, C., FANLO GONZALEZ, I., SUBIAS PEREZ, I., MATEO GONZALEZ, E., 2008. Cobres grises y sulfosales de Plata del Yacimiento Epitermal de Mina Martha, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz (Argentina). *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía. Macla* (9):127-128.
- GUIDO, D., 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral Inédita. 244 p.
- GUIDO, D., 2004a. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 727-742.
- GUIDO, D., ESCAYOLA, M., SCHALAMUK, I., 2004b. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 567-577.
- GUIDO, D., ESCAYOLA, M., DE BARRIO, R., SCHALAMUK, I., FRANZ, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 187-196.
- HARRINGTON, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10): 1773-1814, Tulsa.
- HIBBARD, M.J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. 587 pp.
- HOMOVC, J., CONSTANTINI, L. 2001. Hydrocarbon exploration potential within interplate shearrelated depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 85 (10): 1795-1816.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* (8): 523-548.
- IUGS, 2010. International Stratigraphic Chart 2010. International Commission on Stratigraphy (IUGS). Disponible en: <http://www.stratigraphy.org/>
- JOVIC, S.M., 2009. Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), Sector Central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral Inédita. 266 p.
- LEANZA, A., 1958. Geología Regional. En: *La Argentina, Suma de Geografía*, Tomo I, Capítulo III: 217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, Vol 27: 745-750.
- LÓPEZ, R., 2006. Estudio Geológico-Metalogenético del area oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral Inédita. 226 p.
- MANIAR, P., PICCOLI, C., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of American, Bulletin* (101): 635-643.
- MCARTHUR, A.N., CAS, R.A.F., ORTON, G.J., 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology* (60): 260-285.
- 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 pp.
- MOREIRA, P., GONZÁLEZ, P. D., FERNANDEZ, R., ECHEVESTE, H., SCHALAMUK, I., ETCHEVERRY, R., 2005. El basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1):49-63.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., 2007. *Practical Volcanology*. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, Volume 207. 221 pp.
- PÁEZ, G.N., RUIZ, R., GUIDO, D.M., SCHALAMUK, I.B., 2008. Historia del Yacimiento Argentífero Mina Martha, Macizo Del Deseado, Santa Cruz. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 895-896. Jujuy, Argentina. Actas (II): 661-662. Jujuy, Argentina.

- PÁEZ, G.N., RUIZ, R., GUIDO, D.M., JOVIC, S.M., SCHALAMUK, I.B., 2010. The effects of K-metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology* 273 (3-4): 300-313.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., MARQUEZ, M., 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.
- PANKHURST, R.S., RAPELA, C.W., 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., MÁRQUEZ, M., STOREY, B., 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., 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, Nº5: 605-625.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., LOSKE, W., MARQUEZ, M., FANNING, C., 2003. Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27-44.
- PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, "Gobernador Moyano" y 54c, "Cerro Vanguardia", Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 197p. (inédito)
- PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f, "Bajo de La Leona" y 54g, "Bahía Laura", Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 187p. (inédito)
- PANZA, J., MARÍN G., ZUBIA M., 1998. Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 239: 104 pp.
- PANZA, J.L., HALLER, M.J., 2002. El volcanismo jurásico. In: Haller, M.J. (Ed). *Geología y recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino: 89-102.
- PECCERILLO, R., TAYLOR, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (58):63-81.
- REUBI, O., HERNÁNDEZ, J., 2000. Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (102): 271-286.
- RUIZ, R., PÁEZ, G.N., GUIDO, D.M., SCHALAMUK, I.B., 2008a. Ambiente Volcánico y Mineralizaciones del Área Cerro 1ro de Abril, Sector Sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 897-898. Jujuy, Argentina.
- RUIZ, R., PAEZ, G.N., GUIDO, D.M., SCHALAMUK, I.B., 2008b. Extensas Manifestaciones de Hot Spring Asociadas al Centro Volcánico Jurásico del Área Cerro 1ro de Abril, Sector Sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 895-896. Jujuy, Argentina.
- SCHNEIDER, J.L., FISHER, R.V., 1998. Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (83): 141-165.
- SUMMERS, J. M., WOLFF, J., 2003. Petrogenesis of mixed-magma, high-grade, peralkaline ignimbrite "TL" (Gran Canaria): diverse styles of mixing in a replenished, zoned magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (126): 109-126.
- SUN, S., MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (editores). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society. London. 313-345.
- TROLL, V.R., DONALDSON, C.H., EMELEUS, C.H., 2004. Pre-eruptive magma mixing in ash-flow deposits of the Tertiary Rum Igneous Centre, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (147): 722-739.
- WALLIER, S., 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (+gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral de la University of British

Columbia, Vancouver. 303p. Inédito. Disponible en:  
<http://circle.ubc.ca/handle/2429/17439>.

- WILSON, M., 1989: Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman. Londres. 466 p.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* (20): 325-343.

