

**SERIE CONTRIBUCIONES TÉCNICAS
RECURSOS MINERALES N°24**

Alteraciones hidrotermales asociadas a áreas
mineralizadas en el NOA

**COMPLEJOS VOLCÁNICOS DÓMICOS DE
PAN DE AZÚCAR, CHINCHILLAS
Y CERRO REDONDO**

Provincia de Jujuy
República Argentina

Pablo Caffè

Instituto de Geología y Minería – Universidad Nacional de Jujuy. CONICET

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES
SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral
Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. N. Page

DIRECCIÓN DE RECURSOS GEOLÓGICOS MINEROS

Director: Dr. Eduardo O. Zappettini

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10° Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / segemar@secind.mecon.gov.ar

Referencia bibliográfica

Caffe, P., 2005. Alteraciones hidrotermales asociadas a áreas mineralizadas en el NOA. Complejo volcánicos dómicos de Pan de Azúcar, Chinchillas y Cerro Redondo. Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas - Recursos Minerales N° 24, 81 p., Buenos Aires.

Armado y Diseño editorial: Osvaldo D. Caccaglio

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

ÍNDICE

RESUMEN	1
CAPITULO I - COMPLEJO DÓMICO VOLCÁNICO PAN DE AZÚCAR	
1.1. INTRODUCCIÓN	3
1.2. GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO	3
1.3. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL CDPA	6
1.3.1. ZONACIÓN HIDROTHERMAL	6
1.3.1.1. Episodio hidrotermal de alta temperatura	6
1.3.1.2. Episodio hidrotermal de baja temperatura	10
1.4. ALTERACIÓN SUPERGÉNICA	11
1.5. OTROS MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	11
1.6. MINERALIZACIÓN METÁLICA EN PAN DE AZÚCAR	11
1.6.1. VETAS	12
1.6.1.1. Veta Jesuita	12
1.7. ESTUDIO DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL POR DRX Y PIMA	13
1.7.1. METODOLOGÍA EMPLEADA	13
1.7.2. RESULTADOS	14
1.8. CLASIFICACIÓN Y PRINCIPALES ASPECTOS GENÉTICOS DEL YACIMIENTO	14
CAPITULO II - COMPLEJO DÓMICO VOLCÁNICO CHINCHILLAS	
2.1. INTRODUCCIÓN	17
2.2. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO DÓMICO CHINCHILLAS (CDCh)	17
2.2.1. UNIDADES INTEGRANTES DEL COMPLEJO DÓMICO CHINCHILLAS	17
2.2.1.1. Ignimbritas basales	17
2.2.1.2. Ignimbritas cuspidales y tobas asociadas	19
2.2.1.3. Depósitos de flujos de bloques y cenizas	20
2.2.1.4. Lavas dómicas dacíticas	20
2.3. ACTIVIDAD HIDROTHERMAL EN CHINCHILLAS	21
2.3.1. ZONACIÓN	21
2.3.1.1. Silicificación asociada a feldespatización	21
2.3.1.2. Sericitización, argilitizaciones y carbonatos sobrepuestos a la silicificación-feldespatización	24
2.3.2. OTROS TIPOS DE BRECHAMIENTO HIDROTHERMAL	24
2.3.3. ALTERACIÓN SUPERGÉNICA	25
2.4. MINERALIZACIÓN DE ELEMENTOS METÁLICOS EN CHINCHILLAS	25
2.5. IDENTIFICACIÓN DE MINERALES POR DRX-PIMA	25
2.6. MODELO HIDROTHERMAL	26
CAPITULO III - COMPLEJO DÓMICO VOLCÁNICO CERRO REDONDO	
3.1. INTRODUCCIÓN	29
3.2. GEOLOGÍA DEL ÁREA	29
3.2.1. GEOLOGÍA DE CERRO REDONDO (CR)	29
3.2.1.1. Estratigrafía volcánica	31
3.3. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL CERRO REDONDO	31

3.3.1. ZONA DE PROPILITIZACIÓN	32
3.3.2. ZONA DE SILICIFICACIÓN	32
3.3.2.1. Vetas y microbrechas de silicificación	32
3.3.2.2. Silicificación asociada a turmalinización con o sin brechamiento	34
3.3.3. ZONA DE SERITIZACIÓN - ARGILITIZACIÓN	36
3.3.4. ALTERACIÓN SUPERGÉNICA	37
3.4. MINERALIZACIÓN EN CERRO REDONDO	37
3.5. ESTUDIO MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X Y PIMA	38
3.6. INCLUSIONES FLUIDAS	38
3.7. CLASIFICACIÓN Y MODELO HIDROTHERMAL	39
3.7.1. TURMALINIZACIÓN EN CERRO REDONDO	40

CAPITULO IV - GEOQUÍMICA DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

4.1. INTRODUCCIÓN	43
4.2. CLASIFICACIÓN	43
4.3. FRACCIONAMIENTO MAGMÁTICO	43
4.4. PRECURSOR	45
4.5. ELEMENTOS INMÓVILES	46
4.6. CAMBIOS DE MASA	46
4.7. ELEMENTOS METÁLICOS	50
4.8. TIERRAS RARAS	50
4.9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	52

BIBLIOGRAFÍA	55
---------------------------	-----------

ANEXO I - Determinaciones por DRX	59
--	-----------

ANEXO II - Determinaciones por PIMA	67
--	-----------

ANEXO III - Análisis geoquímicos y calculos de masa	69
--	-----------

Estudios de alteración hidrotermal en complejos volcánicos dómicos de Puna Norte. Pan de Azúcar, Chinchillas y Cerro Redondo.

Pablo J. Caffè

Instituto de Geología y Minería – Universidad Nacional de Jujuy. CONICET

Los episodios tempranos del volcanismo andino de la Puna Norte (22° - 24° S, 65°30' - 67°O) (Coira *et al.* 1993a; Allmendinger *et al.* 1997), ocurrieron durante el lapso Oligoceno superior - Mioceno medio. Esta etapa se caracteriza por la extrusión de manifestaciones magmáticas de distribución regional, composición esencialmente dacítica y volúmenes eruptivos mucho menores a los productos volcánicos del Mioceno superior – Plioceno. El estilo eruptivo abarca tanto eventos intrusivos como subaéreos, si bien existe predominio de los representantes volcánicos.

El grupo de rocas más representativo de esta etapa en Puna Norte constituye una serie de pequeños cuerpos piroclástico-lávicos, clasificados previamente como *stocks* subvolcánicos (Sillitoe *et al.* 1975, Grant *et al.* 1980, Gorustovich *et al.* 1985, Aniel 1987, Long *et al.* 1993). Si bien algunas de estas expresiones magmáticas son verdaderamente subvolcánicas, la mayoría no responde a una tipología intrusiva, modificando las estimaciones existentes de profundidad de emplazamiento de los yacimientos metalíferos que a ellas se asocian. Su vinculación sistemática con rocas piroclásticas y morfologías (Igarzábal y Viramonte 1972, Schneider 1985, Cunningham *et al.* 1991, Coira *et al.* 1993b, Caffè 1999), son parámetros que permiten caracterizarlos como complejos volcánicos de morfologías dómicas, implicando su localización subaérea.

En Puna Norte estos cuerpos magmáticos están íntimamente ligados a mineralización polimetálica de metales de base (Pb-Zn-Cu) rica en elementos preciosos (Ag-Au) o con altos tenores de Sn (\pm W-Bi-Sb).

El objetivo de este trabajo es tipificar la alteración hidrotermal que afecta este tipo de cuerpos volcánicos, con tal de definir un modelo hidrotermal aplicable a este tipo de estructuras en el mismo u otros sectores de Puna y el país. Para ello, se han seleccionado tres complejos volcánicos dómicos cercanos entre sí (Pan de Azúcar, Cerro Redondo y Chinchillas; Figura 1), los que se emplazan sobre basamentos similares, tienen composición petrográfica y geoquímica muy similar y exhiben importante alteración hidrotermal y relativo grado de mineralización. Dichos centros fueron remuestreados durante una campaña realizada entre personal de SEGEMAR (M. Godeas y E. Ramallo) y del Instituto de Geología y Minería (P. Caffè) a fines del año 1997. Este nuevo muestreo permitió completar datos obtenidos previamente, como así también cotejar más profundamente los resultados alcanzados con estudios realizados previamente en la región.

En el presente informe se reportan los resultados alcanzados mediante el estudio petrográfico, de Difracción de rayos X y por PIMA de las muestras recolectadas. El estudio de la geoquímica de la alteración hidrotermal e isotopía de Pb, aún en proceso, será reportado en un informe aparte.

3.1.1 ZONA DE PRECIPITACIÓN	32
3.1.2 ZONA DE SOLIFICACIÓN	32
3.1.2.1 Vasos y membranas de solificación	32
3.1.2.2. SUPERFICIE SOLIDA A TRAVÉS DE LA SOLIFICACIÓN	34
3.1.3 ZONA DE SERITIZACIÓN - ARQUITECTURA	36
3.1.4 ALIMENTACIÓN SUPERFICIE	37
3.4 MINERALIZACIÓN EN CASO DE RAYONADO	37
3.5 ESTUDIO DE LAS OPERACIONES DE SEPARACIÓN DE LOS SÓLIDOS Y LÍQUIDA	38
3.6 INCLUSIONES PLÁSTICAS	38
3.7 CLASIFICACIÓN Y MODELO DE SEPARACIÓN	39
3.7.1.1. TORNADO DE SEPARACIÓN	39

Capítulo I

COMPLEJO DÓMICO VOLCÁNICO PAN DE AZÚCAR

1.1. INTRODUCCIÓN

El presente informe forma parte del Proyecto: "Alteraciones hidrotermales asociadas a áreas mineralizadas en el Noroeste de Argentina" que el Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy llevó a cabo conjuntamente con el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

El Complejo Dómico volcánico Pan de Azúcar comprende la mina homónima y las manifestaciones España y Potosí. Se ubica en el extremo sudoeste de la depresión de Pozuelos (Figura 1) en la provincia de Jujuy, 50 km al oeste de Abra Pampa y 25 km al norte de la localidad de Cochinoca. El acceso a la zona se realiza por la ruta provincial N° 7, desviando –luego de atravesar el abra de Moreta– por un camino secundario de dirección SO que se dirige hacia el depósito. El yacimiento se encuentra a una altura de 3600 m.s.n.m., hospedado en un complejo volcánico de edad miocena que se ubica entre los paralelos 22°32' - 22°38' Lat S y los meridianos de 66°01' - 66°08' Long O.

Las referencias más remotas de Pan de Azúcar datan de la época colonial. Los primeros trabajos mineros documentados históricamente fueron realizados por la comunidad jesuita, de donde deriva el nombre con que luego se identificara a la veta principal del criadero.

Los datos de tipo geológico y mineralógico más antiguos son los de Sgrosso (1943), Ahlfeld (1948), Angelleli (1950) y Fernández Lima *et al.* (1958). Chomnals (1968, 1969) y Brodtkorb (1969) realizaron diferentes estudios calcográficos en el yacimiento. Igarzábal y Viramonte (1972) y Coira (1979) actualizaron parte de la información geológica del depósito. Segal y Svetliza (1980) intensifica los estudios mineralógicos de mena y ganga, ordenando los distintos eventos de mineralización en el tiempo y brindando nuevos datos de índole mineralúrgica para la mena de este criadero. Trabajos dirigidos al análisis del yacimiento, guías exploratorias y de explotación están representados por Igarzábal (1969), De los Hoyos (1969 y 1993), Daroca (1970), Dawson (1973), Kleine Hering *et al.* (1981) y Coira y Brodtkorb (1995). Chernicoff *et al.* (1996) analizaron el

comportamiento magnético del sector a nivel regional, postulando preliminarmente la existencia de un sistema magmático caldérico de mayores dimensiones que incluiría al yacimiento. Caffè (1998 y 1999) estudió las condiciones físico-químicas de los fluidos que causaron la mineralización, y la estratigrafía y geoquímica del sistema volcánico donde se hospeda el yacimiento. Segal y Caffè (1999) realizaron un trabajo de síntesis de la metalogénesis de este centro volcánico.

Con respecto a la explotación, la empresa Río Cincel fue la encargada de llevarla a cabo hasta el año 1990. Actualmente la mina se encuentra inundada y sus actividades paralizadas.

1.2. GEOLOGÍA DEL DEPÓSITO

El Complejo dómico de Pan de Azúcar, que aloja al grupo minero homónimo (Mina Pan de Azúcar, manifestación España y manifestación Potosí, Segal y Caffè 1999), constituye un sistema volcánico que aflora en forma de pequeños centros eruptivos (0,1 - 4,5 km²) de morfología cónica invertida, distribuidos alrededor de la mina Pan de Azúcar. Los distintos domos se conocen como: Cerro Pan de Azúcar (CPA), Cerro de la Mina Pan de Azúcar (CM), Cerro Esquina Pabellón (CEP), Cerro Negro (CN), Cerro Yori Yorco (CYY), Cerro León Grande (CLG) y Cerro León Chico (CLC). Coira *et al.* (en prensa) consideraron a este sistema como parte del Complejo Volcánico Laguna Pozuelos, que conjuntamente a otras manifestaciones de tipo lávico – piroclástico de origen subaéreo y morfologías dómicas (Chinchillas, Cerro Redondo, Aguiliri), fueron eruptados durante el Mioceno medio en Puna Norte.

Las rocas del complejo (Figura 2) suelen disponerse en discordancia sobre las sedimentitas ordovícicas del Complejo volcano sedimentario Escaya – Cochinoca (Coira *et al.*, en prensa) y por encima de la Fm. Moreta. En el área de la Mina Pan de Azúcar, las rocas del complejo volcánico se disponen cubriendo areniscas tufíticas de edad miocena media (Fm. Tiomayo; Coira *et al.* en prensa). La edad del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar se ubica igualmente dentro del Mioceno

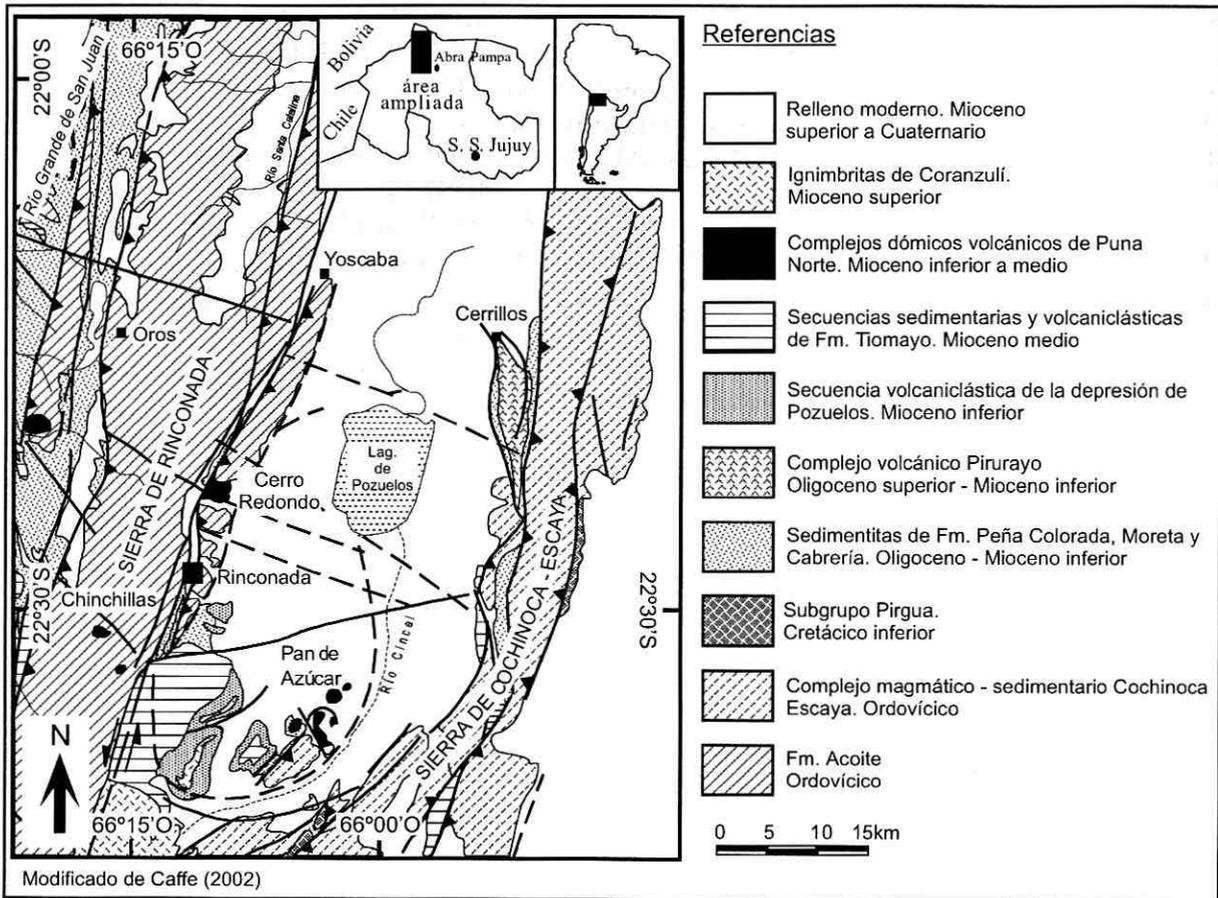


Figura 1. Mapa de ubicación

medio (12 ± 2 Ma, Coira 1979). Estas volcanitas son cubiertas por rellenos sedimentarios bastante más modernos (Plioceno a Cuaternario).

La base del conjunto en Pan de Azúcar está representada por ignimbritas brechosas grises y depósitos de flujos de bloques y cenizas rojizos y amarillentos (30-50 m de espesor), constituidos por material fragmentario denso de composición dacítica (diámetro $>1 - 0,3$ m). El material juvenil (litoclastos, cristales y vitroclastos) no exhibe vesiculación. La mineralogía usual de estos depósitos incluye plagioclasa, cuarzo, biotita, apatita y circón, y a menudo xenocristales de cordierita, hercinita y granate.

Le suceden depósitos de aspecto tobáceo que intercalan con brechas (Fotografías 1 y 2). La secuencia tiene colores grises o amarillentos, aproximadamente 20 m de espesor, y puede subdividirse en capas poco potentes, entre 8 y 100 cm. Usualmente son masivos, pero pueden observarse laminaciones cruzadas de bajo ángulo y planar, que indican transportes a partir de oleadas piroclásticas y depositación por caída. Están compuestos por fragmentos líticos dacíticos y

sedimentarios de Fm. Acoite, como también participación de cristaloclastos (cuarzo, plagioclasa, escasa sanidina y biotita) y trizas vítreas. La mineralogía de estas tobas y la de las lavas posteriores son similares.

Las coladas de lavas dómicas dacíticas por lo general ocupan las partes altas de los centros eruptivos, presentando tonalidades rojizas, grisáceas o blanquecinas y texturas porfíricas, siendo común la presencia de autobrechas. El único cuerpo intrusivo de la zona, aunque muy somero, está representado por la dacita de la Mina Pan de Azúcar (Figuras 2 y 3), que hace de encajonante a la mineralización junto a rocas ordovícicas. La dacita intruye, en la zona de las manifestaciones España y Potosí, a las brechas y tobas mencionadas en el párrafo anterior. Es litológicamente idéntica a las coladas, salvo por su mayor alteración hidrotermal que le confiere tonalidades blanquecinas o amarillentas por sericitización, argilitización y silicificación. Las lavas están compuestas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita como máfico principal distribuidos en una pasta afanítica vítrea de colores variados (Fotografía 7).

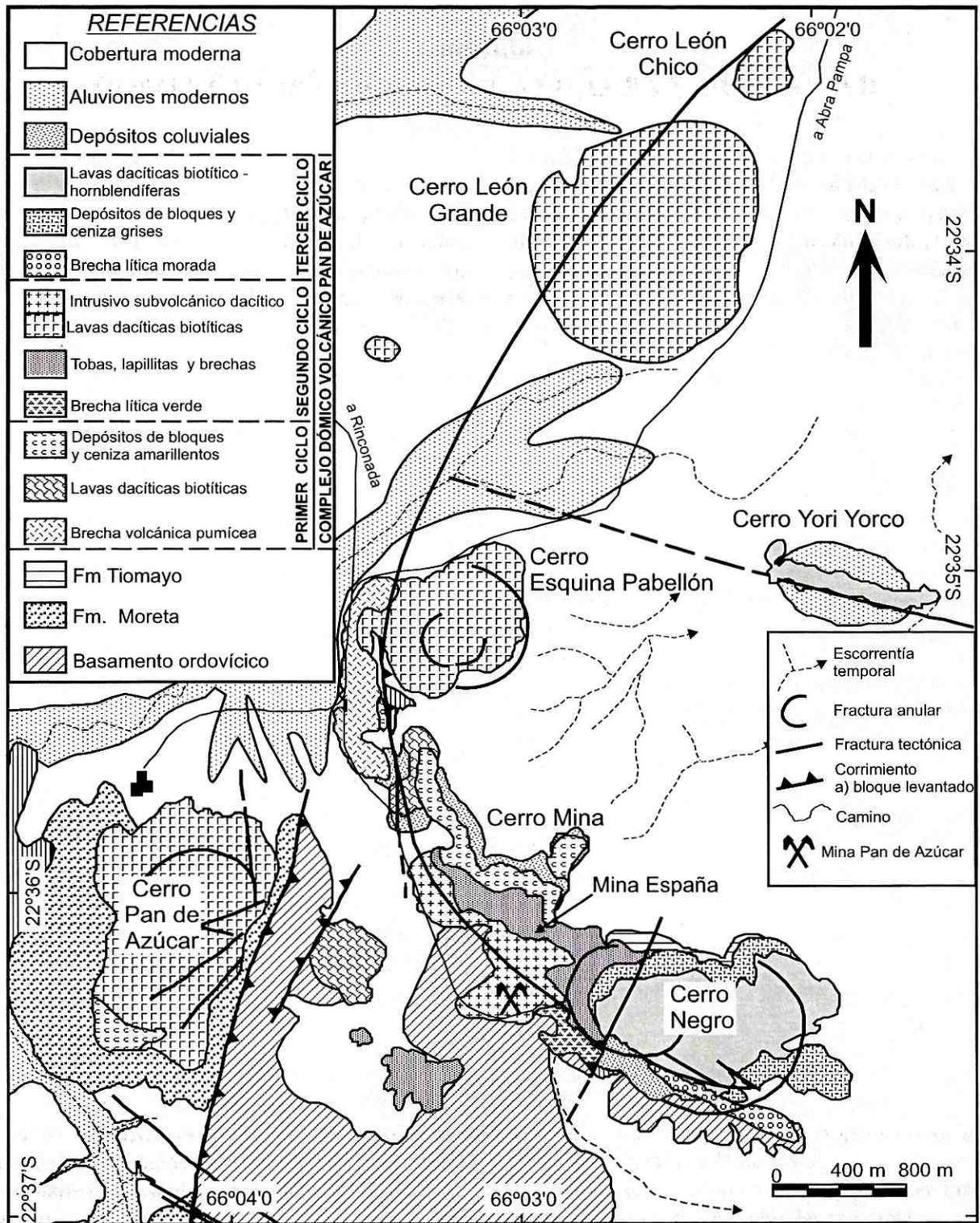


Figura 2. Complejo dómico Pan de Azúcar (modificado de Caffé, 2002)

Depósitos de flujos de bloques y ceniza grises y lavas dómicas dacíticas negras y rojizas con hornblenda (CYY y CN) coronan la secuencia y cierran la actividad volcánica del sector (Fotografías 5 y 6). Estas dos últimas unidades pueden verse alteradas por silicificación de baja tempe-

ratura (calcedonia-ópalo) pero están raramente alteradas por la paragénesis epitermal dominante.

Caffé (1999, 2002) sugirió que la actividad eruptiva en Pan de Azúcar comprendió tres ciclos, con emisiones desde centros eruptivos múltiples vinculados por una fractura anular. El primer ciclo

habría involucrado una fase pliniana seguida por un evento peleano, ambos localizados en el borde norte del complejo. Explosiones violentas causadas por desgasificación magmática (ignimbritas brechosas) fueron seguidas de erupciones lávicas más tranquilas, más tarde destruidas por colapsos gravitatorios sucesivos (depósitos de flujos de bloques y cenizas basales). El segundo episodio, hidromagmático - vulcaniano, ocurrió principalmente en la sección central, donde explosiones hidromagmáticas - aparentemente dirigidas hacia el oeste- generaron oleadas, flujos piroclásticos y depósitos tobáceos de caída (tobas y brechas). Domos dacíticos biotíticos y un *stock* subvolcánico (CM) fueron emplazados luego. La circulación de agua alrededor de una cámara magmática cada vez más fría formó un sistema epitermal, alterando y mineralizando los depósitos anteriores.

El último ciclo eruptivo es principalmente considerado una erupción peleana, la cual habría comprendido la reactivación explosiva (hidromagmática) del sistema, desplazando la actividad al borde austral del complejo (CN) a lo largo de la fractura anular. El centro de emisión fue probablemente ocupado por un domo lávico bandeado y rico en volátiles, luego destruido por una erupción final de tipo peleano s.s. (depósito de flujos de bloques y ceniza grises). Finalmente, el magma nuevamente desgasificado erupció dando origen a las lavas dómicas dacíticas biotítico-horblendíferas cuspidales.

Como se dijo más arriba, el yacimiento propiamente dicho se sitúa en una veta alojada principalmente en la dacita de la Mina Pan de Azúcar y el encajonante ordovícico.

Las manifestaciones España y Potosí están ubicadas en la dacita y en los depósitos de brechas y tobas de erupciones freatomagmáticas que son intruídas por aquélla (Figuras 2 y 3).

1.3. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL CDPA

El complejo dómico Pan de Azúcar (CDPA) alberga al distrito minero plumbo - argentífero homónimo.

El CDPA exhibe una íntima asociación de sus expresiones magmáticas e hidrotermales. La historia eruptiva del complejo tuvo una importante participación de agua como desencadenante de la

actividad explosiva, más evidente en el segundo ciclo (freatomagmático-vulcaniano) durante el cual se intruyó la Dacita de la Mina Pan de Azúcar. Asimismo, la fractura anular que margina al conjunto CEP-CM-CN controló la localización de la actividad magmática explosiva, a la vez que reguló las principales zonas de alteración hidrotermal en el sector. Los centros aledaños (CLC, CLG, CPA), si bien poseen algún tipo de manifestación hidrotermal, generalmente están poco afectados por ella. Incluso el conjunto CEP-CM-CN no tiene intensidades y tipos de alteración uniformes, siendo más pervasiva en los alrededores de la Mina Pan de Azúcar y manifestación España que hacia el sur (CN), donde aquéllas son restringidas a la presencia de zonas permeables y muestran opalización de baja intensidad.

1.3.1. ZONACIÓN HIDROTHERMAL

Mediante el estudio de la petrografía, las relaciones de campo y la identificación mineralógica por DRX y PIMA, se elaboró un mapa de alteración hidrotermal para el área, el cual es bastante simple y presenta pocas variedades en lo que respecta a la zonación hidrotermal (Figura 3). Alguna complejidad mayor surge cuando se consideran los tiempos de la alteración, desde que las zonas identificadas están parcial o totalmente superpuestas entre sí.

En el CDPA se distinguen dos episodios hipogénicos principales, que denominaremos de *alta y baja temperatura*, según el tipo de paragénesis dominantes.

1.3.1.1. Episodio hidrotermal de alta temperatura

En esta etapa la actividad hidrotermal produce una alteración que se concentra en el intrusivo dacítico y sus alrededores, afectando también a los depósitos piroclásticos dispuestos por encima de él en forma moderadamente pervasiva (Fotografía1). Involucra a tres tipos de alteración sucedidos en el tiempo.

a) Zona de alteración con adularia-cuarzo-sericita

Este tipo de alteración se distribuye principalmente en la zona central del conjunto CEP-CM-CN, es decir en los alrededores de la

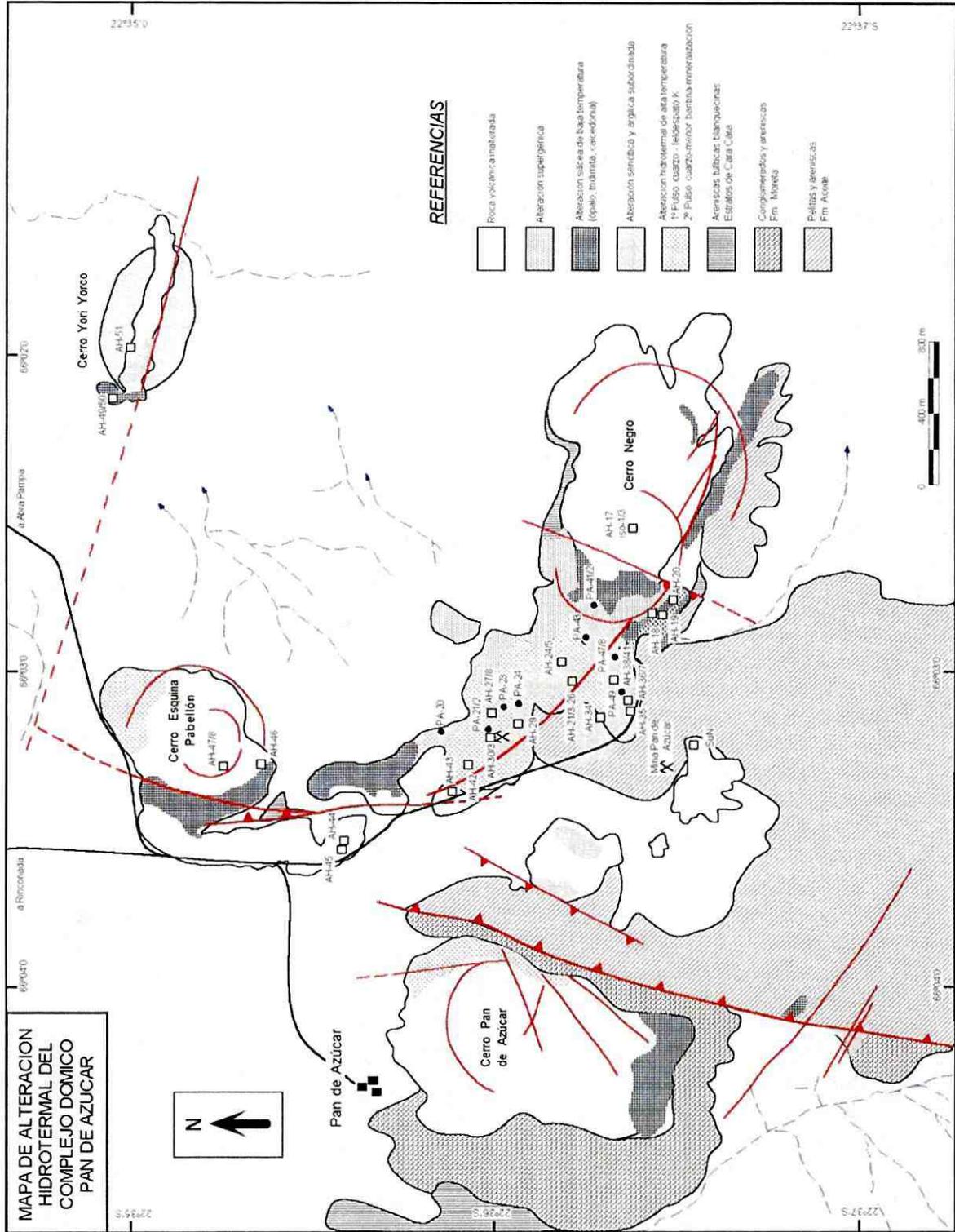


Figura 3. Mapa de alteración hidrotermal del complejo dómico Pan de Azúcar

Mina Pan de Azúcar (Figura 3). Está mucho mejor preservada en las cercanías de la manifestación España (Fotografías 1, 2 y 3) y en forma subordinada en el CEP, donde fue poco abundante, ya que el episodio de sericitización-argilitización posterior no fue dominante en esos sectores. En cambio hacia la Mina Pan de Azúcar la neoformación de arcillas y sericita enmascaró casi completamente a la feldespatización.

Este evento modifica tanto a la roca dacítica como a las tobas y brechas que esta última intruye (Fotografía 2). A raíz de la superposición de pulsos hidrotermales posteriores, en el campo es muy difícil diferenciar rocas que tienen esta alteración de aquéllas que sólo están sericitizadas, argilitizadas u oxidadas posteriormente. En cambio sí son fáciles de identificar cuando se asocian a silicificación, ya que esta última confiere a las rocas una induración mucho más alta y coloraciones blanquecinas o grisáceas (Fotografía 3).

La feldespatización es un fenómeno sumamente extendido de alteración hidrotermal en el CDPA, habiéndose identificado como un evento temprano.

El reemplazo mineral durante esta etapa es particularmente pervasivo pero en forma selectiva, concentrándose principalmente sobre la plagioclasa (Fotografía 8).

Al microscopio se observan las siguientes características:

La plagioclasa va siendo progresivamente "invadida" desde el borde preferentemente por un feldespato potásico. El mismo adopta aspectos parchiformes revistiendo externamente a los cristales (por ejemplo en el sector sur del CEP) en un primer pulso, para en un segundo momento conformar vénulas monominerales o bien acompañado de cuarzo. Los núcleos de plagioclasa en cambio son selectivamente reemplazados por sericita (Fotografías 7, 8 y 9).

La biotita es reemplazada por sericita o bien se desferriza formando un núcleo de aspecto muscovítico y un borde de apariencia oxidada, que a menudo son cortados por silicificación posterior.

La pasta en general exhibe silicificación temprana en forma de cuarzo policristalino, la cual es difícil de discriminar de depósitos de cuarzo posterior. Sin embargo, en la zona de la manifestación Potosí la feldespatización acompaña al cuarzo en formas de agregado pavimentoso de grano fino o bien rodeando a fenocristales previos.

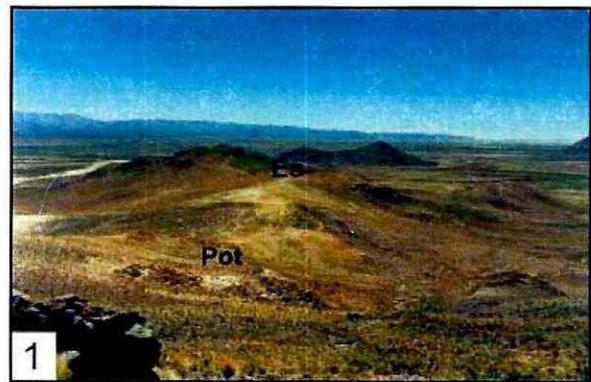
Durante esta etapa de alteración el brechamiento hidrotermal ha sido escaso. Además, cabe mencionar que feldespatización fue verificada también en el borde oriental del CPA.

Muestras que exhiben esta tipología de alteración: PA-21 a 23; AH-27 y 28; AH-31 a 33 y AH-42.

b) *Zona de silicificación (cuarzo) acompañada de baritina*

Este episodio se verifica principalmente en los alrededores de manifestación España y a lo largo de la corrida que yace sobre la veta mineralizada de la Mina Pan de Azúcar (Fotografías 4 y 5).

La roca se distingue por su mayor induración respecto del entorno. La silicificación se verifica por la disposición de corridas de vetillas subparalelas, generalmente milimétricas a



Fotografía 1. Panorámica desde el Cerro Negro hacia el sur, exhibiendo el área de alteración y blanqueo más extensa en Pan de Azúcar. Las manifestaciones metalíferas en este sector se concentran en dos anomalías principales, Potosí (Pot) y España (Es). Al fondo se observa el cerro Esquina Pabellón.



Fotografía 2. Tobas y brechas de erupciones hidromagmáticas en zona de manifestación España. El depósito se ve indurado por alteración feldespática (adularia) y silicificación.

centimétricas (en algunos casos >10 cm de potencia), en rumbos ~N110°. La caja de esas vetillas está silicificada por diseminaciones venulares de SiO₂ de 1-2 mm de espesor y 5 mm de largo. Este aspecto es predominante en manifestación España y en el cerro de la Mina Pan de Azúcar.

Hacia el sureste de la Mina en cambio estas venas suelen disponerse a manera de un *stockwork* complejo, integrándose como zonas de aspecto tabular y ancho variable entre 1-8 metros. Estas zonas tienen el mismo rumbo que la veta Jesuita en profundidad, con orientaciones N110°-120°/ 70-80° S, como continuación de la veta en superficie (Fotografía 5).

Las vetillas principales y las que afectan a la caja se disponen en una roca generalmente sericitizada o bien argilitizada posteriormente a la penetración de las mismas, pero que presenta indicios de feldespatización previa.

Al microscopio se observa que los minerales formados en la etapa anterior (adularia, parte de la sericita) son cortados por las microvetillas de cuarzo policristalino, internamente de apariencia plumosa o con extinción ondulosa. A su vez parte del feldespato puede ser reemplazado por baritina, en agregados tabulares o escamosos desorientados (entre 0,1-0,3 mm de largo), o por cuarzo. La baritina no aparece en todos los sectores, siendo más frecuente en manifestación España y afectando también a la brecha de explosión verde, lugar en el que corta a los clastos de Fm. Acoite en forma de venas de <<1 mm de ancho. En los sectores al sureste de CM la roca de caja es penetrada por sericita venular, la cual además reemplaza parcialmente al feldespato potásico secundario.

No se distinguieron evidencias de brechamiento hidrotermal asociado a esta zona de alteración.

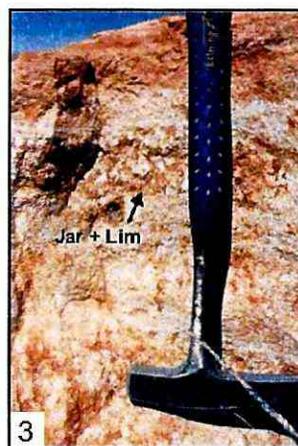
El evento fue portador de mineralización metálica. En manifestación España se identificaron, pirita y antimonita asociados al cuarzo microvenoso. Por otro lado, si bien en las cercanías de la Mina Pan de Azúcar no se pueden distinguir minerales metálicos, por la elevada alteración supergénica del sistema, Igarzábal (1969) y Segal de Svetliza (1980) consideraron que la mineralización económica de la veta se asoció a ganga de cuarzo y baritina en profundidad.

Muestras con este tipo de alteración: AH-23; AH-26 a 28; AH-30 a 33, AH-36 y AH-39.

c) Zona de sericitización (argilitización subordinada)

Este tipo de alteración está bastante extendido, afectando la roca de caja en el sector de CM a lo largo del afloramiento de vetillas con rumbo N110°, coincidiendo con la proyección superficial de la veta mineralizada (Figura 3). Argilitización en mucha menor intensidad es verificada también en CLC y CLG, como en el borde norte y occidental del CPA.

La roca dacítica en el CM adopta tonalidades blanquecinas intensas. En muestra de mano



Fotografía 3. Detalle del depósito anterior exhibiendo alternancia de bandas claras, silicificadas y feldespatizadas, con otras de color ocre donde predominan jarosita y limonitas. Estas guías ricas en minerales de alteración supergénica a veces contienen importantes proporciones de antimonita, denotando el origen somero de la mineralización.



Fotografía 4. Silicificación por cuarzo microgranoso de las brechas hidromagmáticas entre las manifestaciones Potosí y España.

se verifica un reemplazo pseudomorfo de los feldespatos, muchos de ellos secundarios, a partir de un agregado pulverulento blanco nieve. La matriz se ve igualmente reemplazada.

Al microscopio se observa el pasaje pseudomorfo de los feldespatos a agregados micáceos - caoliníticos en forma de escamas incoloras más o menos bien desarrolladas, de baja birrefringencia (ver más abajo DRX). Además del feldespato, la pasta y la biotita sufren este tipo de alteración, acompañadas por proporciones menores de arcillas fusiformes amarillentas de birrefringencia media (illita) y sericita escamosa. Las muestras recolectadas que exhiben esta alteración son: PA-24; PA-41 a 43; PA-47 a 49; AH-21, 22, 24, 25, 30, 34, 35, 37, 38, 43, SuN, aunque algunas de estas muestras exhiben importantes proporciones de caolinita (ver determinaciones por DRX y PIMA).

Esta alteración a menudo está acompañada por disolución de algunos cristales y depósito de cuarzo residual drusiforme ("vuggy silica"). Las texturas indicarían ciertas condiciones de lixiviación ácida moderada. El episodio mencionado es posterior a la feldespatización, ya que trabaja sobre aquélla, y es claramente previo a los procesos de opalización, por cuanto estos últimos rellenan las cavidades disueltas luego de la formación del cuarzo drusiforme. Su relación temporal con la silicificación de la *zona 2* es incierta, pero probablemente sericitización sea contemporánea o posterior.

1.3.1.2. Episodio hidrotermal de baja temperatura

Esta etapa de alteración se desarrolló con posterioridad a la silicificación - feldespatización y sericitización \pm argilitización, y significa un importante descenso de temperatura en el sistema epitermal estudiado. Las zonas donde mejor se distingue es en el CEP (borde oeste) y el CN. Además se superpone bastante intensamente sobre las anteriores alteraciones del CM.

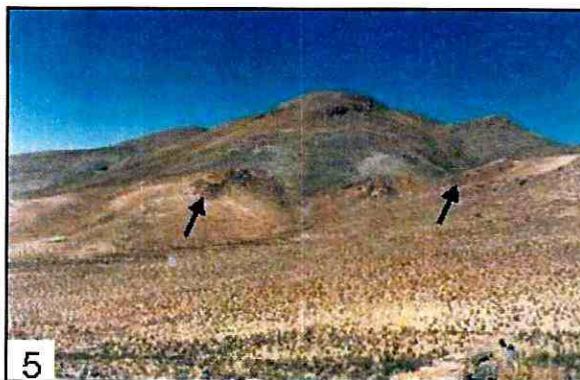
d) Zona de Opalización

La silicificación de baja temperatura está principalmente localizada en los márgenes sur y norte del grupo CEP-CM-CN (fig. 3).

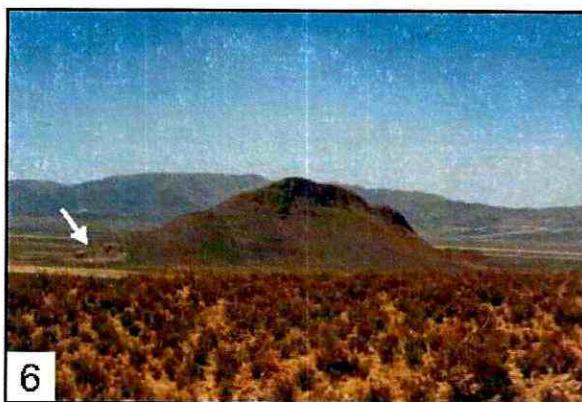
Los sectores silicificados durante este estadio sobresalen del entorno por su dureza, a menudo en forma de bancos o estratos rojizos, blan-

quecinos o levemente verdosos. Las formas más usuales del depósito silíceo es venular, donde múltiples vetas opalinas desarrollan *stockworks* o bancos de hasta 10 m de espesor (CEP, CM norte, CYY; Fotografía 6). En el caso de la zona silíceo del borde oeste del CN (de rumbo ~N-S y buzamientos subverticales al E y O), la alteración es más potente donde las unidades rocosas son más permeables, por ejemplo sobre brechas piroclásticas. En este sector además pudieron reconocerse brechas hidrotermales dispuestas como diques no muy potentes (<2 m), al igual que al norte, en el CEP, en donde están un poco más desarrolladas (2,5 m).

Al microscopio se observa que el ópalo es el mineral dominante, a veces acompañado por tridimita o por calcedonia. El mismo rodea cristales de plagioclasa y cuarzo magmático, a veces reemplazando a los primeros en forma total y pseudomorfa. El ópalo tiene hábitos típicamente botroidales o acintados, transformándose en cal-



Fotografía 5. Zona de silicificación al este de la Mina Pan de Azúcar. La zona (marcada con flechas) se define como un enjambre de vetillas de cuarzo, como una prolongación vertical en superficie de la Veta Jesuita.



Fotografía 6. Zona de silicificación opalina (flecha) en el borde occidental del Cerro Yori Yorco.

cedonia hacia sus sectores internos cuando rellena espacios abiertos. El brechamiento fue poco importante al norte, pero sobre brechas (N80°/40N) que se disponen atravesando los depósitos de bloques y cenizas del CN, el ópalo se deposita en varios y repetidos episodios de ruptura y mineralización, llegando a reemplazar casi a todos los minerales y clastos de la roca. Acompañan usualmente al ópalo arcillas pulverulentas isótropas (alofana), y en menor proporción arcillas caolínicas.

Muestras con este tipo de alteración son: PA-20; AH-18 a 20; AH-48 y 49.

1.4. ALTERACIÓN SUPERGÉNICA

Las rocas del CDPA exhiben una fuerte oxidación que, a causa del elevado contenido en minerales metálicos asociados a las vetas silíceas o diseminados en la roca, generaron coloraciones amarillentas muy notorias (Fotografías 1 y 3), sobre todo en los depósitos piroclásticos del primer y segundo ciclo y en la dacita intrusiva de la Mina. El nivel de oxidación y cementación llega hasta los 60 m aproximadamente (Segal de Svetliza 1980). Los minerales más típicos son jarosita y goethita productos de la oxidación y sulfatación de la pirita, aunque otros minerales supergénicos se asocian donde existieron sulfuros de metales de base (dacita de la Mina Pan de Azúcar: anglesita y cerusita). En los sectores septentrionales del CEP se hallaron vetas de MnO (psilomelano) a veces bastante espesas y como *stockworks*.

Al microscopio se ve que los minerales secundarios reemplazaron a los minerales de mena como también a los ferromagnesianos, especialmente biotita. Jarosita en agregados masivos venulares, o bien pseudomorfa de biotita es muy frecuente en el CEP y en CM (manifestación España). Esto se repite al ESE de la Mina Pan de Azúcar. Muestras de este grupo: AH-27, 35 y 42.

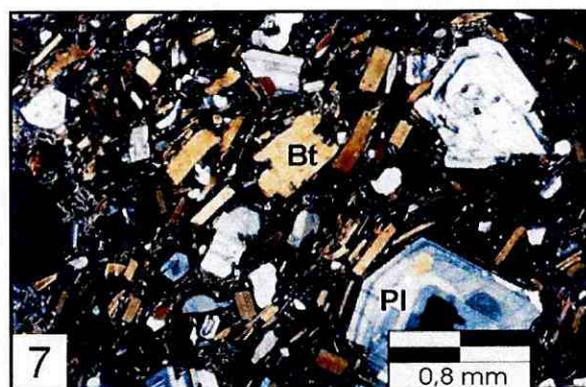
1.5. OTROS MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Alunitización, fluoritización y turmalinización fueron propuestos por otros autores como Igarzábal (1969), Segal de Svetliza (1980) y de

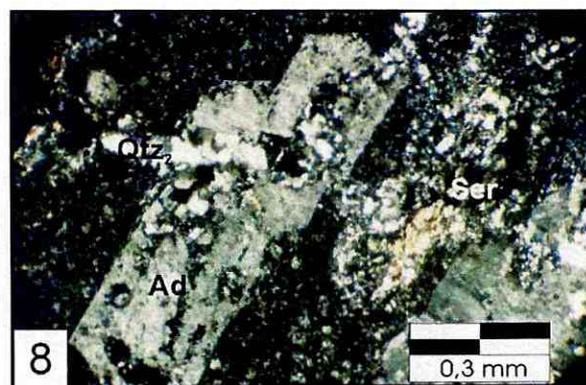
los Hoyos (1993). Los mismos no fueron hallados durante este estudio. Cabe mencionarse que la presencia de alunita fue propuesta con dudas en base a datos no definitivos por Segal de Svetliza (1980). De todas maneras, la presencia de pequeñas proporciones de estos minerales no cambiaría demasiado el esquema general de la zonación hidrotermal alcanzado en Pan de Azúcar.

1.6. MINERALIZACIÓN METÁLICA EN PAN DE AZÚCAR

La mineralización económica en Pan de Azúcar fue objeto de la explotación racional del yacimiento desde principios de la década de 1960 hasta el año 1990, fecha de cierre de la mina. A



Fotografía 7: Textura de lavas dacíticas biotíticas del complejo volcánico Pan de Azúcar. Plagioclasa y biotita se verifican frescas y la pasta muy vítrea (Nic. cruzados, X 40).



Fotografía 8: Alteración de lavas dacíticas al norte de manifestación Potosí. Plagioclasa es reemplazada pseudomórficamente por un feldespató potásico secundario (Ad), a la vez que pequeños granos de cuarzo se ven diseminados en la pasta, que pierde su carácter vítreo. Cuarzo venular (Qtz_2) y sericita (Ser) completan la asociación de alteración (Nic. cruzados, X 120).

lo largo de esos treinta años se extrajeron menas de Pb-Zn y Ag, aún restando en su interior reservas por más de 59.000 Tn de mena con tenores de 4.62% Pb, 6.58% Zn, 0.224 kg/T Ag y 0.88% Sb, entre los niveles -130 y -330 (de los Hoyos 1993).

La explotación se desarrolló sobre una veta (Veta Jesuita) en siete niveles hasta una profundidad de 250 m por debajo de la superficie, tomando como cota de superficie la entrada al pique maestro. Los niveles más altos (40 y 60) están totalmente agotados y la mina en la actualidad está inundada haciéndose imposible el ingreso a la misma. La corrida máxima trabajada tuvo un largo de 600 m.

1.6.1. VETAS

La mineralización se desarrolló fundamentalmente a lo largo de una veta cuarzosa de rumbo N110° inclinada en forma subvertical hacia el sur, denominada "Veta Jesuita" (AH-36, 39, 40 y 41). Vetas de esta orientación en superficie fueron reconocidas como vetillas en la zona de silicificación que hacia el sureste de la mina describen un arreglo general entrelazado (Fotografía 5). Definen una zona tabular mayor de hasta 8 m de espesor, aunque frecuentemente es más delgada (entre 1 a 3 m).

Las vetas mineralizadas en el CDPA son rellenos de fracturas de direcciones muy paralelas y bastante constantes. Kleine Hering *et al.* (1981) realizaron un relevamiento detallado de las vetas en superficie, concluyendo que las direcciones dominantes son N100°-110° con buzamientos variables al sur. Orientaciones de este tipo indicarían que las mismas aprovecharon un fracturamiento extensional paralelo de orientaciones cercanas a E-O. Tales fracturas se visualizan a lo largo de toda la región, cruzando en forma más o menos definida a la depresión de Pozuelos. Integrando estos aspectos al esquema estructural propuesto por Coira *et al.* (1996), la mineralización económica habría aprovechado fracturas de relajamiento asociadas a fuertes componentes de rumbo sinistral, mejor desarrolladas en los corrimientos de Sierra de Rinconada (Seggiaro y Hongn 1994) ubicados más al oeste.

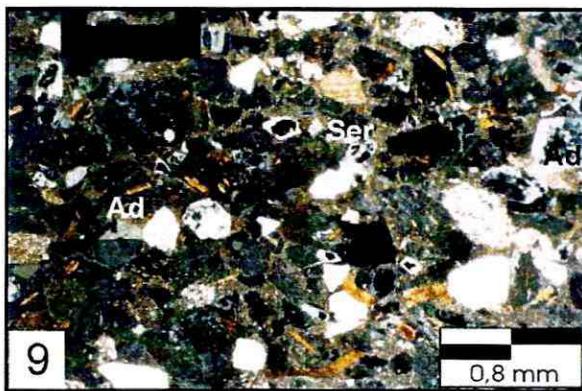
1.6.1.1. Veta Jesuita

La morfología de la veta, a lo largo de la cual

se dispuso la mineralización de Pan de Azúcar, es el de una tabla subvertical de espesor irregular, con potencia media de 0,8 m y ancho máximo de hasta 5 m (Igarzábal 1969; Segal de Svetliza 1980, de los Hoyos 1993; Segal y Caffé 1999).

La veta cuarzosa en superficie tiene textura aparentemente masiva en muestra de mano; en cambio, al microscopio exhibe una clara estructura coliforme y bandeada. El cuarzo adquiere formas microgranosas, de aspecto internamente plumoso o llameante, lo que junto a las estructuras coliformes sugieren un origen por recristalización (Gowling y Morrison, 1989) a partir de sílice coloidal (ópalo-calcedonia). No obstante su probable origen coloidal, este episodio de depositación de SiO₂ se distingue del de opalización siguiente (*baja temperatura*) porque es acompañado por la depositación de minerales de temperaturas más altas que aquél. A su vez esta SiO₂ se presenta con importantes rasgos de recristalización a cuarzo (texturas, un rasgo probablemente de su mayor temperatura y de haber sido depositado con anterioridad al ópalo del episodio de baja temperatura que permanece como tal.

El cuerpo de mena dentro de la veta cuarzosa posee forma de rosario, distribuyéndose en tres clavos o cuerpos principales y uno menor, ubicado en el borde oeste del yacimiento. Esos clavos se disponen con un cabeceo hacia el este de su eje máximo sobre el plano de la veta, y están separados por cuerpos de veta estériles. La distancia entre cada uno de los clavos oscila entre 20 a 100 m, siendo la longitud individual en planta de cada uno de ellos variable entre 15 a 65 m. En profundidad los cuerpos de mena se ramifican e



Fotografía 9. Importante selección de las tobas hidromagmáticas de caída en la zona de manifestación España. La alteración pre-dominante es feldespática (Ad), aunque también existe reemplazo de la escasa ceniza de la matriz por sericita (Ser) (Nic. cruzados, X 40).

interdigitan con roca estéril. Su largo máximo está localizado en el nivel 110.

La mena se depositó con estructuras bandeadas, costriformes y menos usualmente mediante brechamiento. Segal de Svetliza (1980) diferencia los minerales de importancia económica según su proporción en el yacimiento, a saber:

- Minerales esenciales: blenda, galena, pirita y marcasita, constituyen el 90% de la mena.
- Minerales comunes: entre el 9 y 10%, constituídos por arsenopirita, bournonita, calcopirita, estannita, freibergita, greenockita, oro nativo, pirargirita, pirrotina, plata nativa, semseyita y wurtzita.
- Minerales accesorios: generalmente en cantidades <1%, y como inclusiones. Argirodita, boulangerita, casiterita de baja temperatura (botroidal), electrum y hexaestannita.

Las texturas de depositación de la mena son predominantemente de relleno de fracturas, bandeamiento rítmico y escaso reemplazo, el cual fue más importante en los primeros estadios de mineralización.

La zonación de los metales en el espacio indica que hacia el este predominan galena y blenda sobre marcasita y pirita. A su vez los minerales de Pb y Sb (semseyita sobre todo) aumentan hacia el este, si bien sólo se presentan en profundidad. Igarzábal (1969) considera además que en profundidad y hacia el este, existe un aumento en la relación blenda/galena y que las principales acumulaciones de Ag y galena se relacionan con los niveles 110 y 90, donde la veta ensancha su potencia media considerablemente. Tomando el estudio mineralógico de Segal de Svetliza (1980) se puede señalar que los metales preciosos en estado nativo se encuentran hasta el nivel 170, mientras que por debajo los mismos están ausentes. Como no se conoce la mineralogía en detalle más abajo del nivel 210, lo dicho anteriormente se considera una evidencia buena pero no definitiva del nivel de enriquecimiento superior en elementos preciosos para este yacimiento, ya que de los Hoyos (1993) señala aún importantes tenores de plata ochenta metros por debajo del nivel 250.

Otro aspecto en la zonación del yacimiento está dado por la presencia de antimonita en

los niveles superiores del mismo, como lo reconociera Igarzábal (1969), al considerar la presencia de este mineral junto a cuarzo durante las etapas de destape y en el rajo a cielo abierto de la Veta Jesuita en el sector del pique maestro. Antimonita fue reconocida en las manifestaciones superficiales de manifestación España, la cual se encuentra asociada a cuarzo y menor pirita depositados durante la alteración silíceo de alta temperatura, y afectados en esa zona por alteración supergénica. El reconocimiento de este mineral también fue citado por Segal de Svetliza y Kleine Hering *et al.* (1980) en ese sector. Se presume entonces que manifestación España constituye un nivel somero similar al que muestra la veta Jesuita en superficie, abriendo la posibilidad de que exista en profundidad un cuerpo mineralizado por sulfuros de base y Ag, al igual que en esta última.

1.7. ESTUDIO DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL POR DRX Y PIMA

1.7.1. METODOLOGÍA EMPLEADA

El estudio de DRX se realizó con el objetivo de determinar cualitativamente los filosilicatos de alteración existentes en Pan de Azúcar. Por lo tanto, las muestras fueron preparadas para tales determinaciones, para lo cual:

- a) se trituró la muestra,
- b) se separó una fracción fina por tamizado (pasante #220),
- c) se separó la fracción arcilla por suspensión en agua destilada. Para lograr una mejor dispersión y separación de las arcillas se agitaron las muestras durante 20' y se agregó Hexametáfosfato de Na (4 m).
- d) 20' después de que la dispersión se dejara en reposo, se produjo la extracción de una muestra de la fracción por pipeteado sobre un portaobjeto común.

Las muestras que no sufrieron esta suspensión fueron tratadas hasta el paso b, y luego fueron prensadas para obtener una muestra total (muestra PA 22).

e) Los difractogramas fueron obtenidos mediante la utilización de un equipo de DRX Miniflex (Rigaku) del Instituto de Geología y Minería (UNJu), con un error medio de $\pm 0.05^\circ$ para valores de 2θ . Previamente a las determi-

naciones se corrigió el equipo mediante estándares de cuarzo y mezclas de yeso-calcita.

f) Los picos del difractograma, correspondientes a las distintas especies minerales, fueron luego confrontados con las tablas de identificación mineralógica que provee el mismo equipo.

g) Las muestras que presentaron picos correspondientes a caolinita fueron calcinadas a 650°C, para identificar de qué tipo de caolinita se trataba.

Los estudios con PIMA se realizaron directamente sobre la muestra de roca, sin ningún tipo de tratamiento adicional a la misma.

1.7.2. RESULTADOS

En el Anexo I se presentan las tablas (Tabla 1) con el listado de minerales determinados por esta metodología para cada muestra estudiada, como también los difractogramas y lista de picos según sus intensidades. La localización de las muestras se registra en la Figura 3.

Si bien los difractogramas fueron orientados a la determinación de arcillas, se pudo confirmar la presencia de feldespatos potásicos en la gran mayoría de las muestras. La poca precisión respecto de la especie mineral a la que estos feldespatos corresponden puede deberse a que existe más de una variedad de feldespato. Otra razón plausible es que los feldespatos secundarios correspondan a una solución sólida intermedia, con una estructura cristalina no siempre bien definida. Este aspecto es común en feldespatos K de baja temperatura (adularia- buddingtonita).

La silicificación es confirmada, de manera tal que se diferencia muy bien cuando se trata de cuarzo, y cuando se trata de otra especie mineral polimorfa de SiO₂, generalmente de menor temperatura.

La zona de sericitización - argilitización está caracterizada por una dominancia de sericita e illita frente a caolinita, salvo en el caso de las muestras PA42¹ y PA43, situadas sobre la prolongación ENE de la veta Jesuita. La abundancia está determinada de forma cualitativa, por la mayor intensidad de los picos correspondientes a las hidromicas. Como se deduce de los difractogramas, es muy raro observar que sericitización y argilitización estén separadas en el

espacio, al menos para la escala de trabajo. Arcillas del grupo de las esmectitas parecen estar ausentes o reducidas a muy bajas proporciones, ya que picos asignables a las mismas se confunden en el background de los difractogramas. Una excepción la representan las muestras AH-44 y 45 (lavas del primer ciclo eruptivo al norte del cerro Mina), las cuales en análisis por PIMA exhiben picos característicos de montmorillonitas, probablemente vinculadas a alteración meteórica del vidrio de dichas lavas.

El principal mineral de la zona de oxidación detectado es jarosita. No obstante, importantes proporciones de goethita, cerusita o anglesita pueden no haber sido registradas en los difractogramas en función de su mayor peso y de la metodología de separación mineralógica (dirigida a la determinación de arcillas). Esto último es válido también para los minerales de mena existentes en las rocas.

Las determinaciones por PIMA fueron realizadas en SEGEMAR, en general mostrando una coincidencia bastante buena con DRX. A veces la mineralogía determinada con PIMA no coincide exactamente con la observada en cortes delgados o la interpretada con DRX, sobre todo porque PIMA no registra la mineralogía completa de la roca. En el caso de las muestras AH-36 y AH-39 (veta Jesuita), existe una divergencia entre PIMA, que indica que las vetas están compuestas por ópalo, y lo observado en la petrografía (cuarzo). Esta diferencia es sólo aparente pues el cuarzo detectado en los cortes delgados posee muchas características texturales de recristalización desde sílice coloidal, lo que se corresponde con la identificación de tales muestras como ópalo.

1.8. CLASIFICACIÓN Y PRINCIPALES ASPECTOS GENÉTICOS DEL YACIMIENTO

De las zonas de alteración reconocidas, como también a partir de la mineralización de metálicos presente en Pan de Azúcar, se puede llegar a una tipificación del yacimiento según las clasificaciones más actuales para este tipo de sistemas.

La característica principal del CDPA es que la alteración hidrotermal se centra en los

¹ La muestra PA42 posee la única variedad de caolinita de alta T° determinada para Pan de Azúcar, puesto que luego de ser calcinada por encima de 650°C, el pico no desapareció. Presumiblemente se trata de dickita o nacrita.

conjuntos CEP-CM-CN, sobre todo asociándose al intrusivo dacítico de la Mina Pan de Azúcar. Dicha alteración puede ser integrada como dos eventos, de los cuales el primero (alta temperatura) es el que se asocia al depósito de mena, alterando a la roca con una paragénesis típica de los sistemas epitermales tipo adularia-sericitita o baja sulfuración (Hedenquist 1987, Heald *et al.* 1987, White 1991, White y Hedenquist 1995). Esta alteración incluye:

1) el depósito de adularia en forma pervasiva-selectiva y de cuarzo-sericitita subordinados en un primer pulso;

2) neoformación de cuarzo venular (a veces acompañado de escasa baritina), en un segundo momento; las texturas del cuarzo en las vetas son coliformes, e internamente tiene texturas de recristalización, por lo que es muy probable que al menos los sectores hoy superficiales hayan sido depositado en forma de sílice coloidal.

3) sericitización, seguida de caolinización poco intensa, conjunta o posteriormente al depósito de cuarzo.

El transporte de la mineralización polimetálica y su depositación ocurrieron en el segundo episodio, según surge de la presencia de cuarzo microgranular -sin feldespato potásico- como la ganga más usual de la mineralización. La disposición venular o en vetas y las texturas y estructuras de depositación de la mena (bandeamientos rítmicos, relleno de fracturas, pobres reemplazos), son propias también de sistemas epitermales polimetálicos con afinidad de baja sulfuración.

Estas características indican que los sulfuros de base y la plata de Pan de Azúcar se habrían depositado desde soluciones acuosas de pH alto, con valores cercanos a la neutralidad, y en principio similares a los presentes en algunos sistemas geotermales actuales (Buchanan 1981, Giggenbach 1992). La mineralogía de mena sugiere algo similar, por cuanto minerales en alto estado de sulfuración (enargita por ejemplo) están ausentes, y las relaciones *Ag/Au* siempre son muy altas; igualmente, las relaciones *metal de base/metal precioso* son elevadas (100:1), señalando transportes por soluciones cloruradas (pobres en complejos de tiosulfuros) y neutras

que no favorecen el enlace de los elementos preciosos, pero sí de los metales básicos como Pb, Cu y Zn.

La caolinización en los sectores cercanos a la veta Jesuita o a las vetillas de la manifestación España, corresponden probablemente a un proceso de calentamiento de aguas en la zona vadosa (por encima del nivel paleofreático) a partir del ascenso de fluidos calientes desde la profundidad. Este proceso provocó vaporización de los fluidos por ebullición, consecuente caída del pH de los mismos, mezcla con oxígeno, y la alteración ácida en las cercanías del foco hidrotermal (veta Jesuita). Dicho fenómeno es común en yacimientos de tipo vena abierta (Berger y Eimon 1983) dentro de sistemas epitermales de baja sulfuración, donde la percolación de los fluidos ácidos puede volver a ingresar por el conducto original, realterando en profundidad la caja de la mineralización. Eso explicaría la caolinización que se verifica en la roca de caja de la Veta Jesuita en niveles subterráneos (60-90; Segal y Caffè 1999). Sin embargo, la caolinización no parece haber sido demasiado intensa (nunca existe argilitización avanzada), y está siempre subordinada a una alteración de tipo filica. Tales condiciones señalan pH entre 4 y 6 para una temperatura de fluidos de ~300°C y presiones inferiores a 500 bars (Gammons y Williams-Jones 1997; ver más abajo estimación de T y P), típicos de sistemas con bajo nivel de sulfuración.

El segundo evento corresponde a un episodio hidrotermal de baja temperatura, que se sobreimpuso en las cercanías de las vetas, pero que también se reconoce en los márgenes del complejo. Los fluidos hidrotermales que produjeron opalizaciones más o menos pervasivas, a veces acompañadas de brechamiento, no generaron mineralización productiva.

Mientras transcurrieron los momentos finales del sistema, comenzó la degradación y erosión del mismo. Los productos de la oxidación supergénica fueron cementando niveles cada vez más profundos, hasta llegar a 60 m de profundidad desde la superficie. El nivel de erosión del CDPA no debe haber sido muy importante, ya que aún perduran los depósitos subaéreos de oleadas y flujos piroclásticos (generalmente de escaso poder de preservación), los afloramientos de vetas con antimonita y las alteraciones caoliníticas propias de la zona vadosa. Asimismo,

mo, en profundidad se siguió la mineralización por más de 250 m, exhibiendo aún altos valores de Ag, evidencias que se continuarían incluso 80 m más abajo del último nivel trabajado. Este aspecto constituye un rango normal para la zona de enriquecimiento en metales preciosos dentro de sistemas "vena abierta" (Berger y Eimon 1983, Buchanan 1981).

A pesar de todas las características mencionadas, comunes a la generalidad de yacimientos epitermales polimetálicos, un estudio de inclusiones fluidas (Caffe 1998) revela una peculiaridad notoria para el sistema epitermal de Pan de Azúcar, como es la presencia de fluidos altamente salinos representados por inclusiones trifásicas (con cristal hijo de halita).

Las inclusiones bifásicas acuosas menos salinas exhiben en profundidad (nivel 130) temperaturas de homogeneización bastante elevadas $T_h = 282^\circ \pm 20^\circ\text{C}$. En superficie los valores de T_h son más variables que en el interior de la mina abarcando un rango de 155° a 356°C . La T_h media es menor y su dispersión es alta: $223^\circ \pm 46^\circ\text{C}$. La T_h modal de este nivel se ubica entre los 180° y 200°C . Las T_h de las inclusiones con cristal hijo de halita son levemente inferiores a las anteriores, abarcando un rango que va desde 201° a 288°C . En el nivel subterráneo, la T_h media es de $259^\circ \pm 26^\circ\text{C}$, con valores modales entre 270° - 280°C . En superficie sus T_h medias son de $225^\circ \pm 24^\circ\text{C}$. Inclusiones bifásicas ricas en fase vapor son escasas, arrojando valores de $T_h > 300^\circ\text{C}$.

La $T_{m_{\text{NaCl}}}$ (temperatura de fusión de halita) en las inclusiones trifásicas indica que la salinidad media de dichas inclusiones es $33.5 \pm 1.1\%$ NaCl eq. La homogeneización final de la mayoría de ellas de vapor a líquido, indica que los fluidos no estuvieron saturados en NaCl al momento de su entrapamiento. La salinidad de las inclusiones bifásicas acuosas de muestras del nivel -130, permite distinguir dos grupos de inclusiones bifásicas: "baja salinidad" o BS y "alta salinidad" o AS. El primer grupo (BS) posee una media de $1.83 \pm 1.6\%$ NaCl eq. El conjunto AS tiene valores que promedian $17.4 \pm 2.7\%$ NaCl eq.

Durante las corridas de congelamiento se determinaron puntos eutécticos que señalan cierta proporción de CaCl_2 y MgCl_2 , además del NaCl.

Las proporciones exactas de dichas sales se desconocen.

Las presiones de entrapamiento mínimas calculadas son de ~ 63 - 48 bars. Según estos datos la profundidad de entrapamiento para una carga litostática ($\delta = 2.7 \text{ g.cm}^{-3}$) sería igual a $237 - 181$ m. Si en cambio se asume una carga hidrostática ($\delta = 1.0 \text{ g.cm}^{-3}$) la profundidad sería de 642 - 490 metros. Caffe (1998), haciendo una reconstrucción geológica simple consideró que un espesor de roca erosionado igual al espesor total de la columna de piroclastos medida en el sector, explicaría esos valores de presión de entrapamiento. Sin embargo, esta apreciación es cuestionable por cuanto por la proximidad del yacimiento a la superficie, lo razonable sería la alternancia de momentos de sellamiento más o menos largos, con otros de ebullición más cortos. Este último punto es coherente con la presencia de las texturas coliformes y bandeadas del cuarzo y de la mena. Según surge de los estudios de las inclusiones éste proceso no fue muy bien registrado, pero pudo haber ocurrido ya que es bastante difícil que un fluido heterogéneo quede completamente entrapado, sobre todo en el caso de la fase gaseosa (vapor) que tiende a escapar mucho más rápidamente que la fase líquida.

A partir de la existencia de tres grupos de IF con T_h groseramente similares (260° - 280°C), pero de diferente salinidad (Tipo II BS: 1.8% NaCl eq; Tipo II AS: 17% NaCl eq; Tipo III: 33% NaCl eq), Caffe (1998) propuso un proceso de mezcla prácticamente isotérmico entre dos fluidos de origen contrastante, en el que el fluido más salino tendría un origen magmático. Las inclusiones de más baja salinidad representarían fluidos meteóricos circulantes en profundidad, mezclándose con los anteriores y generando fluidos de salinidades intermedias (Tipo II AS) que probablemente controlarían la depositación de la mena. Una interpretación alternativa, hasta el momento escasamente evidente desde la petrografía, podría ser la de una ebullición isoentálpica sostenida (Shepherd *et al.*, 1985) de un fluido poco salino (meteórico), que brindaría un diseño similar en el diagrama T_h -salinidad. La ebullición completa del fluido produciría su saturación final en NaCl, entrapándose a menores T° que las del fluido meteórico inicial.

Capítulo II

COMPLEJO DÓMICO VOLCÁNICO CHINCHILLAS

2.1. INTRODUCCIÓN

El complejo dómico Chinchillas es una pequeña estructura volcánica que se implanta en la Sierra de Rinconada, a escasos metros del paraje homónimo ubicado sobre la ladera oriental del Cerro Fundiciones. Sus coordenadas geográficas son: 22° 30' Lat S y 66° 15' Long O.

Se accede a este lugar desde Abra Pampa por la ruta provincial N° 7, tomando luego la ruta que por la Quebrada Fundiciones une aquella población con la localidad de Pirquitas; a unos 8 km de la localidad de Santo Domingo se encuentra el domo tratado.

En el domo de Chinchillas se alojan manifestaciones de elementos metalíferos, las cuales fueron objeto de explotaciones menores y exploración por Pb, Ag y Zn.

Los primeros trabajos o informes que se hicieron en Chinchillas fueron dirigidos a evaluaciones de aspectos mineros del yacimiento (De la Iglesia 1958, de los Hoyos 1962 y 1993, Valvano y Galeota 1978; Chomnales 1977 y 1978). Entre los trabajos que detallan aspectos geológicos del prospecto están los de Coira (1979) y Avila *et al.* (1986). De manera más general se cita a Chinchillas en trabajos de índole metalogenético regional, como ser los de Coira (1983), Sureda *et al.* (1986) y Alonso y Viramonte (1987). Linares y González (1990) aportan la única edad radimétrica que tiene el complejo: 13±1 Ma (K/Ar). Coira *et al.* (1993b), Caffè (1999) y Caffè y Coira (1999) establecieron modelos integrales para el complejo, apoyados en aspectos geológicos, volcanológicos e hidrotermales-metalogenéticos. Chernicoff *et al.* (1996), se refieren a las respuestas geofísicas que expresan estructuras de este tipo, y elaboran interpretaciones acerca de las anomalías aeromagnéticas -detectadas en su relevamiento- asociadas a Chinchillas.

2.2. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO DÓMICO CHINCHILLAS (CDCh)

El CDCh (Figura 4) es un centro volcánico de

edad 13 ± 1 Ma, integrado por unidades lávicas y piroclásticas de composición dacítica. Las volcánicas de CDCh describen un afloramiento groseramente elíptico en planta, con su eje mayor orientado en sentido E-O. El área involucrada es de ~1,57 km², constituyendo un bajo alrededor del cual se elevan las rocas ordovícicas de la Sierra de Rinconada.

El domo se implanta controlado por estructuras de rumbo NO-SE, coincidentes con un lineamiento mayor (Quebrada Fundiciones) que atraviesa la Sierra de Rinconada en su totalidad. Otras estructuras de interés son fracturas semicirculares, una de las cuales bordea los afloramientos de rocas piroclásticas hacia el sur del complejo; según Coira *et al.* (1993b) un colapso reducido habría tenido lugar a favor de la misma. La otra fractura se anida con la anterior y está parcialmente enmascarada por las coladas lávicas que, en forma de anillo incompleto, se extruyen a lo largo de la misma (Fotografía 10).

El CDCh (Figura 4) está integrado por rocas volcánicas resultado de eventos explosivos y, en forma arealmente menos importante, por facies extrusivas más tranquilas hacia el final de su historia volcanológica.

2.2.1. UNIDADES INTEGRANTES DEL COMPLEJO DÓMICO CHINCHILLAS

Existen varios tipos de facies volcánicas piroclásticas y lávicas en el CDCh, las cuales registran la alteración que sobreimpuso un sistema geotermal en el área. Dichas facies volcánicas se agrupan a partir de sus características litológicas y posición estratigráfica en:

- ignimbritas basales
- ignimbritas y tobas cuspidales
- depósitos de flujos de bloques y cenizas
- lavas dómicas dacíticas.

2.2.1.1. Ignimbritas basales

Extendiéndose desde el afloramiento de las

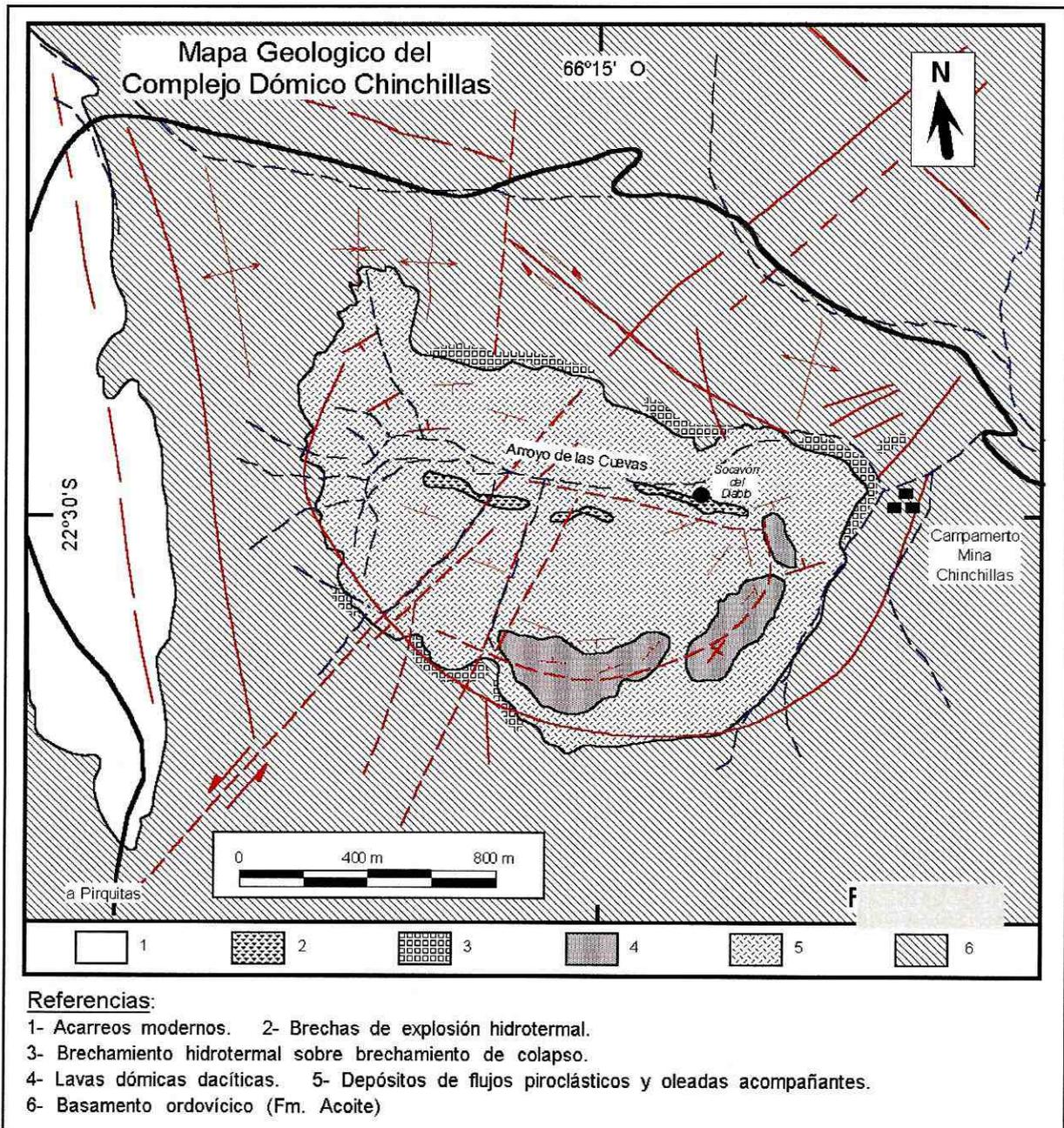


Figura 4. Mapa geológico del Complejo Dómico Chinchillas

lavas hasta el Arroyo de las Cuevas (Figura 4), un grueso estrato piroclástico gris (muestra AH-15) variablemente alterado oficia de base al complejo. En el contacto inmediato con las lavas -e inclinando hacia éstas (buzamiento al sur)- la unidad tiene unos 30 m de espesor, mientras que hacia el oeste y norte va progresivamente adquiriendo una posición horizontal y adelgazándose. En el borde septentrional del complejo las ignimbritas inclinan hacia el sur, sugiriendo que los flujos treparon contra la pendiente.

En el contacto con las lavas se observa que

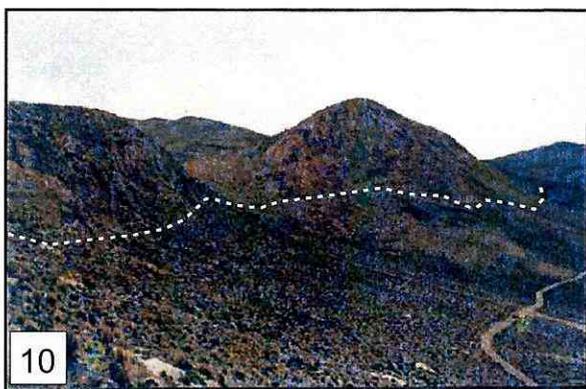
la base del depósito (5-10 m iniciales) está conformada por un estrato de gruesa granulometría, muy caótico, con abundancia (40-60 % hasta >80% de clastos) de bloques de rocas ordovícicas y dacíticas en matriz piroclástica con alto contenido en cristales de tamaño lapilli o ceniza gruesa. Los clastos líticos ordovícicos son abundantes (80%) y gruesos (1-1,5 m) al oeste, mientras que al este el depósito exhibe mayor proporción de litoclastos dacíticos (50%; bloques <0,5 m y $\phi_{medio} = 5-15$ cm). Pómez de hasta 10 cm de diámetro también es común en este sector basal, pero en

proporciones bajas (5%). La unidad rápidamente disminuye el tamaño y proporción de los clastos hacia el techo, a la vez que exhibe mayor participación de pómez (5-20 %) pequeño (0,5-4 cm). La matriz vítroclástica es acompañada de abundantes cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita de 3-4 mm de largo. Esta fracción menor es afectada generalmente por intensa alteración hidrotermal.

2.2.1.2. Ignimbritas cuspidales y tobas asociadas

Esta unidad está constituida por varios estratos de aspecto tabular (muestras AH-1 y 2), internamente caóticos y de espesores inconstantes (1,5 - 5 m) que se apoyan sobre la unidad anterior (Fotografía 11). Poseen litoclastos dacíticos con bordes de enfriamiento y fragmentos de lutitas de Fm. Acoite de hasta 35-50 cm de largo (ϕ_{medio} : 1,5 cm). La pómez (15 %) es subredondeada y pequeña (2-3 cm). La matriz de la roca es vitroclástica de color blanquecino o amarillento, muy abundante (70-80 % de la roca). Hacia la base, la presencia de los líticos es más usual que en los niveles más altos (<2 %), donde los mismos son aislados y de menor granulometría ($\phi_{máx}$ = 3 - 10 cm). Depósitos ferruginosos y de Mn amarillentos o rojizos dan al conjunto una apariencia estratificada.

Estos depósitos piroclásticos presentan hacia el techo intercalaciones de delgadas capas de tobas ricas en cristales, caracterizadas por tener laminaciones cruzadas de bajo ángulo (depósitos



Fotografía 10. Aspecto del complejo dómico de Chinchillas. Coladas dómicas en forma de costilla, rellenas de las ignimbritas subyacentes. Ese mismo conducto canalizó luego los fluidos hidrotermales. La línea de trazos marca aproximadamente el contacto entre lavas e ignimbritas.

de oleadas piroclásticas acompañantes al flujo). En cambio, hacia la base de las ignimbritas se observaron niveles de tobas masivas de caída con gradaciones normales y con lapilli acrecional ($\phi_{máx}$ <5-10 mm) de formas subsféricas. La potencia de estos niveles es <15 cm.

El espesor del conjunto es de 15 m.

Al microscopio se distingue una abundancia de material juvenil altamente vesiculado, en la forma de fragmentos pumíceos y trizas vítreas de formas cóncavas (Fotografía 15). Existe una alta proporción de cristaloclastos (25 % de la roca) formando parte de la matriz (0,2 - 4 mm) junto a trizas, pumicitos y fragmentos líticos cognatos y accidentales menores.

Cristaloclastos

- Cuarzo: fragmentario, de origen magmático (bordes euhedros, engolfamientos). Incluye biotita, plagioclasa y apatita.

- Plagioclasa: individuos de hábitos euhedrales pero rotos, maclada y zonada (andesina sódica a cálcica), bastante fresca. Incluye biotita, apatita y circón.

- Sanidina: bastante fresca y límpida. Fragmentos cristalinos por lo general grandes (> 2 mm), con maclas de dos individuos o en cristales solos de hábito tabular o formas irregulares. Representa proporciones < 2 % de la roca. Incluye cuarzo goticular, apatita, circón y biotita de tamaño pequeño.

- Biotita: de hábito tabular fino, fresca, pardo oscura pleocroica a pardo amarillento brillante, orientada por flujo. Tamaños < 1 mm. Incluye circón sin halos y apatita.

- Otros accesorios menores: Apatita incolora o gris, de hábito prismático grueso como cristales libres (0,2 mm), o de hábito acicular como inclusión. Circón, como pequeños cristales fusiformes o irregulares de alta birrefringencia en la matriz (<0,1 mm).

Fragmentos pumíceos y trizas

Casi siempre muy alterados o desnaturalizados a agregados axiolíticos, microfelsíticos o micropoiquilíticos (cuarzo-feldespatos alcalinos). Se distribuye en la matriz, como pumicitos de formas alargadas o fusiformes. Es cristalino, conteniendo plagioclasa, cuarzo, biotita y exigua sanidina (10-20%).

Las trizas vítreas son pequeñas (< 100 μ m) de formas acuñadas o astillosas, reflejando la

ruptura de paredes de burbujas gaseosas en el magma. Son difíciles de observar, a causa de su rápida alteración y/o desnaturalización.

Litoclastos

Dacitas porfíricas idénticas a las lavas dómicas.

Clastos cumulares de formas ovoidales de grano fino ($\phi_{m\acute{a}x} < 1\text{mm}$), muy ricos en biotita y con presencia de cuarzo y feldespato alcalino recristalizados de la pasta vítrea.

Fragmentos de lutitas, vaques, limolitas y cuarcitas de Fm. Acoite.

Fragmentos de metamorfitas esquistosas de grado alto, con sillimanita fibrolítica, corindón, plagioclasa, biotita y feldespato potásico.

2.2.1.3. Depósitos de flujos de bloques y cenizas

En el afloramiento más oriental del complejo, y por debajo de las lavas dómicas, aparece un depósito gris rojizo cargado en fragmentos dacíticos de gran tamaño. El mismo es heterogéneo, mostrando una subdivisión interna a partir de sus características texturales que lo divide en dos capas. La sección basal (2,50 m) se apoya sobre los depósitos piroclásticos antedichos definiendo una superficie ondulada o irregular. Su forma es tabular y su fábrica clasto sostenida (bloques hasta 80% de la roca), caótica, con gradación inversa poco marcada. Los fragmentos participantes son 100% dacíticos, redondeados o irregulares, con tamaños de clasto que aumentan de $\phi_{m\acute{a}x}$ desde 20-30 cm en el piso hasta 100 cm en el techo del estrato.

La sección superior (8,50 m) está también conformada por elementos dacíticos, pero la proporción (30-50 %) y tamaño de los bloques ($\phi_{m\acute{a}x}$: 48-76 cm) disminuyen considerablemente con respecto a la inferior. La forma de los litoclastos son irregulares y ecuanes, predominando por sobre las redondeadas. La matriz es fragmentaria, tamaño lapilli fino (3 mm), rica en cristaloclastos de plagioclasa, sanidina, cuarzo y biotita.

Al microscopio se observa que presentan abundancia en elementos juveniles poco vesiculados, representados por cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo, sanidina y biotita, litoclastos dacíticos y fragmentos vítreos desnaturalizados a una microfelsita o a un mosaico felsítico de grano grueso.

Los litoclastos son bastante parecidos a las lavas dómicas, es decir porfíricos y ricos en crista-

les. En este caso particular se caracterizan por un mayor porcentaje de biotita participante en la roca: la misma tiene, además del aspecto usual de los fenocristales mayores, un segundo hábito con formas anhedras, pleocroismo menos marcado y distribución homogénea abundante en la pasta (30%).

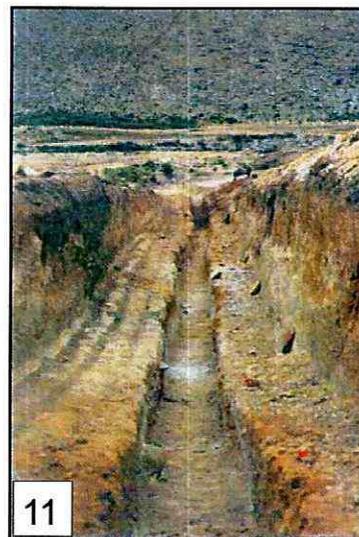
Los cristaloclastos tienen las mismas características que en las ignimbritas, salvo que sanidina es mucho más escasa en estos depósitos.

Los vitroclastos tienen el mismo aspecto que la pasta de los litoclastos cognatos dacíticos, sin vesículas detectables con el microscopio óptico. Sus formas son angulosas o rectangulares, aunque contornos redondeados también son comunes.

2.2.1.4. Lavas dómicas dacíticas

Se extruyen a partir de una fractura anular ubicada en el extremo austral del complejo, apoyándose sobre las ignimbritas basales al oeste o bien sobre los depósitos de flujos de bloques y ceniza al este. Conforman tres cuerpos principales en forma de costilla (Figura 4; Fotografía 10). Coira *et al.* (1993b), reconocieron diques menores de dacitas (50 cm de potencia) que intruyen al depósito de flujos de bloques y cenizas con inclinaciones hacia las lavas.

Esta unidad está representada por rocas porfíricas (muestra AH-16) de composición dacítica, ricas en fenocristales (35-45%) de cuarzo, plagioclasa, biotita y menor sanidina, distribuidos en una pasta afanítica verdosa, gris o rojiza que al



Fotografía 11. Trinchera de exploración sobre ignimbritas alteradas por sericitización y argilitización, 50 metros al sur del Socavón del Diablo.

microscopio muestra frecuente desnaturalización felsítica o desvitrificaciones esferulíticas. En sus niveles basales y de borde exhiben craquelamiento o autobrechamiento, y cierto bandeamiento u orientación por flujo también es frecuente.

La plagioclasa (15-20%) es el mineral más abundante de la roca. Sus formas son euhedras a subhedras tabulares, y se presenta como fenocristal (2 - 3 mm), microfenocristal, microlito (0,7- <0,1 mm), o bien como glomérulos integrados por varios individuos de tamaños contrastantes. Puede verse maclada polisintéticamente y según macla de Carsbald, y zonada en forma normal (núcleos hasta labradorita sódica y bordes de andesina sódica). Incluye biotita tabular en sus bordes, o una biotita temprana escamosa en sus centros. Está alterada en intensidades muy variables, según feldespaticización, albitización o sericitización.

El cuarzo (5-10%), se observa redondeado, engolfado, y en algunos sectores brechado por pulso hidrotermal posterior. Los cristales rondan los 0,3-3 mm de diámetro. Incluye apatita y circón.

La biotita es el único mafito presente en estas lavas (10-15%). Los mayores cristales tienen formas tabulares gruesas (0,5-1,5 mm) y los menores son tablillas finas y alargadas (0,2 - <0,1 mm). Generalmente se la ve orientada por flujo, aunque los cristales microlíticos se disponen rodeando a los fenocristales mayores (cuarzo y plagioclasa) en una textura próxima a la epitaxis. La alteración del mineral es sericitica o argílica.

La apatita está presente como cristales inusualmente grandes (hasta 0,5-1,0 mm), incoloros y de aspecto prismático. Puede llegar a constituir el 2% de la roca. Circón es un accesorio menor a veces incluido en apatita.

2.3. ACTIVIDAD HIDROTERMAL EN CHINCHILLAS

La actividad de sistemas geotermales fósiles en el CDCh queda evidenciada por la alteración hidrotermal y mineralización asociada a brechamiento hidráulico que se observa en este centro. Esos aspectos hicieron familiar al complejo Chinchillas en la literatura metalogenética del noroeste.

Un modelo hidrotermal para CDCh fue elaborado por Coira *et al.* (1993b), al que se agregan nuevos datos de DRX, PIMA y petrográficos en este trabajo. Las novedades más rele-

vantes son el reconocimiento de alteración feldespática bastante más extendida que la propuesta por aquellos autores, la identificación de las arcillas y micas participantes, como también la definición del patrón espacial de alteración. Por último se intenta construir un modelo de evolución de los fluidos en el yacimiento.

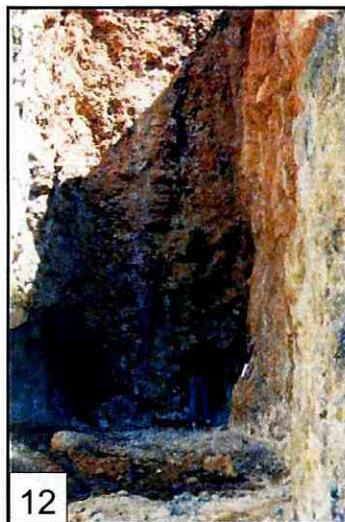
2.3.1. ZONACIÓN

La alteración hidrotermal en el CDCh es importante en todo su afloramiento, pero se distingue por su intensidad y mineralogía en las zonas cercanas a fracturas anulares, como lo son el conducto de emisión de las volcanitas (Figura 5) o la estructura semicircular que limita por el sur al complejo (Fotografía 10). Particularmente alta es la modificación que sufren las rocas a lo largo del Arroyo de las Cuevas, donde se instalaron sistemas hidrotermales explosivos que brecharon la roca piroclástica según fracturas de rumbo ONO-ESE (Fotografía 12).

Se reconocieron dos tipos de alteraciones principales, a saber:

2.3.1.1. Silicificación asociada a feldespaticización

a) Silicificación sin brechamiento, asociada a las lavas o piroclastos



Fotografía 12. Brecha de explosión hidrotermal del Socavón del Diablo. Es la principal estructura mineralizada en Chinchillas. La brecha (ver fotografía 16) afecta un encajonante sericitizado y en ocasiones fuertemente argilitizado por minerales del grupo de la caolinita.

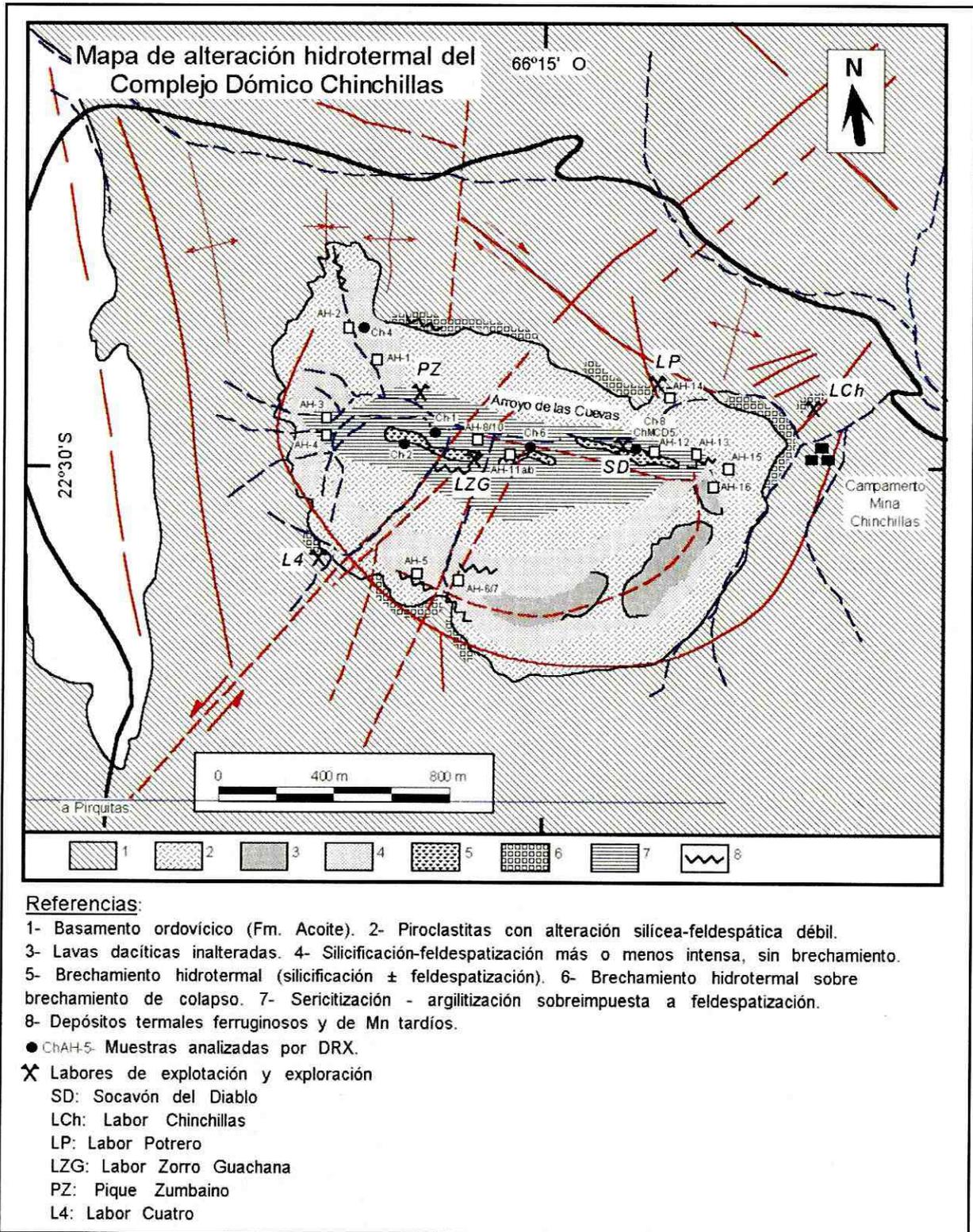


Figura 5. Mapa de alteración hidrotermal del Complejo Dómico Chinchillas

En los sectores que rodean las lavas dómicas y por lo tanto a la fractura anular de emisión de los piroclastos y lavas-, se observa silicificación acompañada de feldespatización, en forma de *stockworks* y microvetillas delgadas (muestras

AH-5 a 7). Esta zona describe un afloramiento largo y curvado, de 180-200 m hacia el norte de las lavas, y de ~50 m al sur de las mismas. Por sectores, la dacita también es afectada por esta alteración, especialmente en los extremos este y

oeste del complejo. Otro sector que exhibe modificación similar se localiza en el extremo noroeste del CDCh, sobre las nacientes del Arroyo de las Cuevas (muestras AH-1 y 2 y Ch-4). Las volcanitas adoptan una induración fuerte y tonalidad gris verdosa o blanquecina que, sobre todo en los niveles occidentales, es enmascarada luego por depósitos ferruginosos y manganesíferos tardíos.

Al microscopio se observa reemplazo de plagioclasa, de la pasta de lavas o de la matriz de piroclastos, por un feldespato potásico (Fotografía 14) que adquiere dos aspectos principales:

- cristales de adularia que en forma venular o parchiforme, o bien en continuidad óptica reemplazan pseudomórficamente a las tablas de plagioclasa dejando un núcleo frecuentemente hueco, siendo acompañada de sericita

- agregados policristalinos de cuarzo y adularia típica, de pequeño tamaño (<0,2 mm) y formas romboidales, que alteran igualmente pasta o cristales de plagioclasa primaria. Silicificación, en forma de parches irregulares en la pasta, o de vetillas únicamente formadas por cuarzo microgranular y menor calcedonia, también son frecuentes sobre todo en las lavas.

La silicificación-feldespatización es a veces acompañada por alteración sericitica importante de biotita y matriz (Fotografía 14). Esta última es más fuerte hacia el oeste y no afecta a la feldespatización, por lo que se interpreta es contemporánea a esta última. Reemplazo de la pasta de las lavas, o bien de pómez y trizas vítreas de las piroclastitas, es un aspecto muy común de esta zona de alteración. Los filosilicatos depositados son incoloros, presentan baja birrefringencia y aspecto escamoso, clasificándose como arcillas mixtas, interstratificadas de sericita – esmectitas. Arcillas del grupo de la caolinita (ver más abajo DRX), podrían también estar presentes, pero se relacionan mejor con un tipo de alteración posterior, ya que afectan al feldespato potásico.

b) Silicificación y menor feldespatización vinculada al brechamiento en el Arroyo de las Cuevas

A lo largo del Arroyo de las Cuevas los depósitos piroclásticos están sumamente alterados, definiendo una zona alargada en sentido ONO-ESE paralela a la margen derecha del mismo. Esa zona hace de caja a brechas de explosión hidrotermales, las cuales alojan la mayor parte de la

mineralización en Chinchillas (Figura 5).

El brechamiento hidrotermal se expresa como cuerpos de brecha tabulares y dispuestos en posición subvertical (muestras AH-11a/b; Ch-8). Este aspecto se ve muy bien hacia la mitad centro-oriental del complejo, donde gracias a destapes antiguos (Socavón del Diablo: SD; Figura 5 y Fotografía 12) y trincheras más modernas, están descubiertos los 3-10 m finales de dichas estructuras. En superficie, los afloramientos de las brechas son menos definidos, ya que sufren ramificaciones o cambios bruscos de espesor hacia los niveles más altos; esto último queda muy claro en destapes de trincheras hacia el este y oeste del SD.

En profundidad, las brechas llegan a tener más de 10 m de espesor, mientras que en superficie rondan espesores entre 0,5 m y 1 m al oeste del SD y entre 0,4 m y 3,5 m al este de ese punto. Según Coira *et al.* (1993b) la profundidad máxima reconocida por perforaciones para estas estructuras es de 110 m. Nuevos datos provenientes de perforaciones practicadas durante el año 1996 (Daroca, com. pers. 1998), indican regularidad en la profundidad máxima de la brecha a lo largo de toda su extensión en sentido E-O.

La roca resultante del brechamiento hidrotermal contiene clastos dominantes de dacitas (60-70 %) de formas irregulares, poco redondea-



Fotografía 13. Textura de la brecha de Chinchillas. Los litoclastos corresponden principalmente a dacitas y fragmentos de ignimbritas sericitizados-caolinizados, los cuales se ven cementados por minerales de mena (sulfuros) y cuarzo.

das, de entre 30 cm y <1cm, con tamaños más frecuentes entre 7-10 cm (Fotografías 13 y 16). En orden de importancia le siguen los clastos de rocas ordovícicas y de piroclastitas de entre 17 cm y 0,5 cm. La fábrica de la brecha es prácticamente clasto sostenida, con relleno de espacios vacíos a partir de menores agregados de cuarzo e importante cementación con mena sulfurosa (Fotografías 16 y 17). Al microscopio se puede distinguir que acompañando al cuarzo de relleno aparecen escasos cristallitos romboidales de adularia.

Hacia los niveles inferiores de esta estructura, el brechamiento va siendo reemplazado por una fracturación tipo *stockwork*, con porcentajes de mena similares a los de la brecha (Daroca, com. pers. 1998).

2.3.1.2. Sericitización, argilitizaciones y carbonatos sobrepuestos a la silicificación-feldespatización

Sobreimponiéndose a las mineralogías generadas durante un primer pulso de alteración (Figura 5), aparecen paragénesis indicativas de menores temperaturas en el sistema.

En la brecha y su encajonante (muestras Ch-1, Ch-2, Ch-6, ChMCD5, AH-12/13) se observa:

- argilitización (grupo de la caolinita) + sericitización de plagioclasa, adularia y pómez, - sericitización - argilitización pseudomórfica de biotita,

- septos de roca de caja –muy próximos a la brecha– con argilitizaciones avanzadas, disolución de cristales previos y depósito de cuarzo residual (*vuggy silica*) de aspecto poroso.

- precipitación de yeso en cristales bien desarrollados.

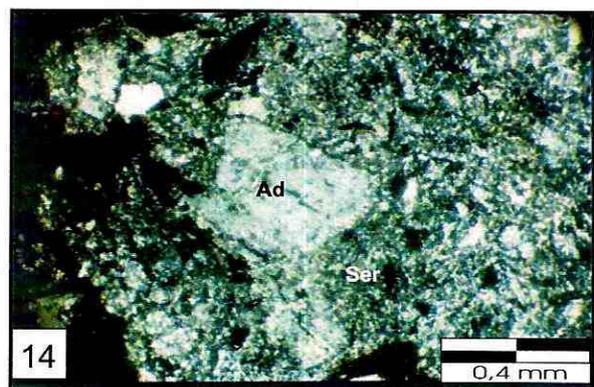
- depositación de carbonatos (calcita, siderita) en vénulas o como reemplazos diseminados tardíos, que parcialmente se asocian a limonitización de los opacos de la roca (Fotografía 17).

2.3.2. OTROS TIPOS DE BRECHAMIENTO HIDROTHERMAL

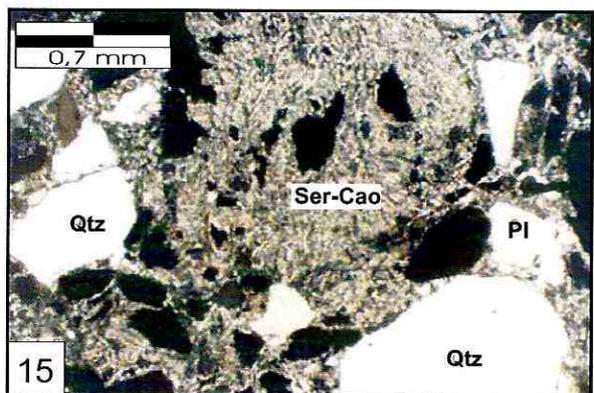
Aprovechando la fractura anular que margina por el sur al complejo, o bien sugiriendo una

fracturación similar en su borde norte, se disponen brechas hidrotermales emplazadas enteramente sobre rocas ordovícicas (muestra AH-14). También se asocian a fallamiento tectónico de rumbo submeridional en el basamento, vinculándose siempre a mineralización metalífera. Fueron los primeros sectores trabajados para su explotación.

En la roca de caja más externa el basamento ordovícico no exhibe modificación. Gradualmente va pasando (en dirección a las volcanitas) a un área brechada por craquelamiento, y posteriormente a una brecha de clastos angulosos exclusivamente formada por elementos ordovícicos (2-40 cm). La brecha está cementada por un agregado silíceo o bien por mena. Coira *et al.* (1993b) citan la presencia de fragmentos dacíticos dispersos en brechas de este tipo, aflorantes en el extremo nordeste del complejo.



Fotografía 14: Feldespatización (adularia- Ad) y sericitización afectan tanto a ignimbritas (foto) como a lavas en el contacto de ambas litologías (fotografía 10); (Nic. cruzados, X 100).



Fotografía 15: Las ignimbritas son principalmente afectadas por sericitización alrededor de la brecha de explosión. Los fragmentos pumíceos son fácilmente reemplazados por asociación de sericita y caolinita (Ser-Cao), mientras que plagioclasa (PI) en cambio se ve feldespatizada (Nic. cruzados, X 50).

2.3.3. ALTERACIÓN SUPERGÉNICA

En Chinchillas son evidentes los procesos de oxidación y cementación, ya que dominan los sectores superficiales de afloramiento de las brechas o zonas aledañas a las mismas. Entre los distintos minerales de origen supergénico limonita (goethita) y jarosita son los más abundantes (muestra Ch-6, ChMCD5), pero también son frecuentes cerusita, siderita, anglesita, malaquita, psilomelano y smithsonita, obviamente en sectores ubicados por encima de niveles mineralizados (SD; Coira *et al.* 1993b).

2.4. MINERALIZACIÓN DE ELEMENTOS METÁLICOS EN CHINCHILLAS

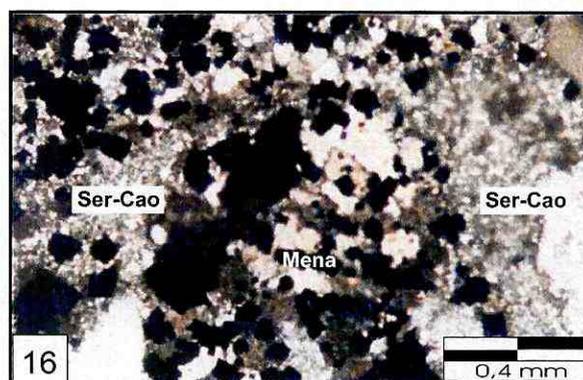
Como se dijo más arriba, los fenómenos de brechamiento explosivo hidrotermal estuvieron acompañados por mineralización polimetálica de sulfuros, que comúnmente oficia de cemento o relleno entre los clastos de las brechas. La mineralización (Coira *et al.* 1993b, Coira y Brodtkorb 1995) incluye precipitación de pirita, calcopirita, blenda (miel u oscura), oro, galena, pirargirita, proustita, freibergita, argentita, polibasita, jamesonita, antimonita y arsenopirita, asociadas al pulso de silicificación - menor feldespatización (2b). El último cálculo de reservas documentado (Peralta 1987) señala que la mena de Chinchillas constituye 156.000 t con leyes de 270 g/t de Ag, 2% de Pb y 3,7% de Zn. Estos valores deben haber cambiado a partir de los nuevos estudios de cubicación y perforaciones realizados por compañías privadas, pero dichos datos se desconocen hasta el momento.

2.5. IDENTIFICACIÓN DE MINERALES POR DRX-PIMA

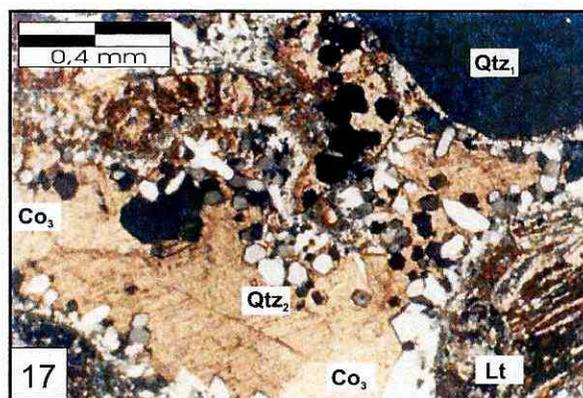
Al igual que en Pan de Azúcar, el objetivo de aplicar estas metodologías fue determinar cualitativamente la abundancia y tipos de arcillas existentes en los sectores alterados. La interpretación de los difractogramas para cada muestra estudiada se observa en la Tabla 2 del Anexo I. En la misma sección pueden verse además, los difractogramas obtenidos y la lista de picos e intensidades correspondientes a cada especie mineral determinada. La ubicación de las muestras fue volcada en el mapa de la Figura 5.

En casi todos los difractogramas los picos correspondientes a cuarzo y feldespato K no son abundantes, ya que la fracción seleccionada es la más fina. Allí predominan los minerales de alteración filica y argílica cuando estas últimas son fuertes. Como se puede apreciar en las tablas y en los difractogramas mismos, existen dos tipos de feldespatos, uno de ellos primario o magmático - sanidina- y el otro secundario, aquí denominado ortoclasa o microclino, en virtud de la coincidencia de sus espaciamentos cristalinos con alguna de estas dos especies de feldespatos.

La sericitización contemporánea a la silicificación - feldespatización, está representada principalmente por la neoformación de interestratificaciones de illita-2M1 o muscovita-



Fotografía 16. Brecha de explosión hidrotermal. Los litoclastos suelen verse reemplazados por hidromica + arcillas (Ser-Cao), mientras que el cemento está constituido por un agregado de sulfuros, cuarzo de grano fino ± adularia rombica (Nicoles cruzados, X 100).



Fotografía 17. Carbonatización venular tardía (CO_3) afecta a la brecha y a varios otros sectores alterados. En este caso el carbonato es posterior al relleno silíceo de la brecha (Qtz_2). Qtz_1 es la variedad magmática del cuarzo, mientras que Lt corresponde a un litoclasto sedimentario.

2M1 con esmectitas. Este tipo de sericitización se verifica con certeza en las muestras Ch-4 y AH-1/2, AH-5, AH-7 y AH-15. En las mismas, no es afectado el feldespato secundario, y como se interpretó más arriba podrían corresponder a un evento de alteración concomitante a la formación de aquél. En las muestras Ch-6 y ChMCD-5, existe una asociación similar, pero la misma presenta alteración del feldespato potásico secundario, correspondiendo de una forma menos decisiva a ese primer evento hidrotermal.

Sericitización posterior a la silicificación - feldespatización puede ser claramente determinada en las muestras Ch-1, Ch-2, Ch-8, AH-4, AH-8 a 10, AH-12 y AH-13, tomadas de las zonas más fuertemente decoloradas en el campo. En dichas muestras casi no hay registro de la feldespatización previa, coincidiendo con el estudio petrográfico que indica reemplazo casi total del feldespato por sericita y arcillas posteriores a su formación. La alteración filica en este caso adopta la forma de illita-2M1 o muscovita-2M1 prácticamente puras. La muestra ChMCD-5 probablemente pueda encuadrarse dentro de este conjunto, a partir de su mayor parecido con las muestras mencionadas: hay ausencia de feldespato potásico, y las bajas intensidades de picos correspondientes a esmectitas en el difractograma indicarían escasez de las mismas.

Caolinita de este último evento de alteración, es decir, contemporánea a la mencionada en el párrafo anterior, está presente tanto en los sectores aledaños a la brecha hidrotermal (Ch-1, AH-12, AH-13), como en los más alejados (AH-5, Ch-4, AH-4), aunque se verifica ausente o pobre en la misma brecha. Las muestras tomadas en esta última (Ch-8, ChMCD-5), o en su prolongación vertical en superficie (Ch-6, Ch-2) no presentan caolinización evidente. Esta característica permite delinear cierta zonación para el último evento hidrotermal: las mayores temperaturas se ubican en una zona estrecha coincidente con la estructura brechada -alteración sericitica-, mientras que lateralmente a ella, se desarrollan menores temperatura -caolinización del encajonante de la brecha- en un área más ancha.

Se identificaron también por DRX menores proporciones de blenda, como principal mineral de mena (Ch-8), Calcita del 2º evento de alteración (Ch-2), y goethita y jarosita, procedentes de la oxidación y alteración supergénica de la mena en la brecha o cerca de la misma (ChMCD-5, ChAH-5 y Ch-6).

2.6. MODELO HIDROTERMAL

El modelo alcanzado en el trabajo de Coira *et al.* (1993b) es corroborado en el presente informe, no obstante lo cual se pueden hacer algunas apreciaciones más.

Las características de la mineralogía de mena y de alteración, como también la presencia de brechamiento y relleno mineral posterior, son cualidades típicas en los sistemas epitermales tipo adularia - sericita (Heald *et al.* 1987), resultado de la circulación de fluidos neutros o de pH altos similares a los ambientes geotermales actuales (Giggenbach 1992, Pirajno 1992, White y Hedenquist 1995). Como se ve en el estudio de inclusiones fluidas de Pan de Azúcar y Cerro Redondo, no se puede realmente hacer una predicción de la composición química y origen de los fluidos sólo con la tipología de la alteración y la mena. Sin embargo, se pueden admitir algunas inferencias que surgen de los estudios realizados.

La mineralización en CDCh está estrechamente ligada al evento de silicificación-feldespatización, sobre todo cuando los fluidos comenzaron a exhibir menor actividad de álcalis y mayor concentración de SiO₂, a la vez que entraban en ebullición. Esto se deduce a partir de la común asociación entre cuarzo, metalización y fracturación hidráulica y, por el contrario, la escasa depositación de adularia en ese estadio. La feldespatización principal, acompañada por cierta proporción de cuarzo, fue previa a la precipitación de la mena. En efecto, los clastos dacíticos de la brecha muestran reemplazo de plagioclasas por adularia, pero las venillas de cuarzo + mena - que cortan o rellenan dichos clastos- son pobres en ese mineral.

La estructuración previa (fracturas anulares, fallamiento tectónico E-O y N-S) facilitó el ingreso de aguas meteóricas que circularon en profundidad, tal vez mezclándose con fluidos magmáticos. Si bien los sistemas de baja sulfuración (Giggenbach 1992) indican predominio de circulación de aguas superficiales, nuevas tendencias (Matsuhisa y Aoki 1994; Gibson *et al.* 1995; Hildreth y Hannah 1996) indican una mayor participación de fluidos magmáticos que la aceptada normalmente para estos sistemas.

La presencia de brechamiento hidrotermal es notable en las zonas de fracturación de borde (colapso) y sobre fallas tectónicas. Estas estructuras, por haber sido aún activas, permitieron la dis-

minución del esfuerzo tensil de la roca y la liberación de presión litostática sobre los fluidos hidrotermales. Este es el mecanismo principal que favorece la entrada en ebullición de sistemas hidrológicos como el estudiado (Nelson y Giles 1985, Sillitoe 1985). Es llamativo que las partes altas del mismo (como las zonas de alteración que circundan las lavas) no muestran rasgos macroscópicos distintivos de ebullición, aunque obviamente, no se puede aseverar que aquella no ocurrió sin un estudio de inclusiones fluidas.

Sericitización y menor argilitización acompañaron los estadios iniciales de alteración silíceo-feldespática. Sin embargo, gran parte de la sericitización en la brecha hidrotermal, como la caolinización de su encajonante, pueden ser adjudicados a una segunda etapa. Así, quedan definidas una zona central coincidente con la estructura previamente brechada, registrando una alteración filica, y una zona externa caolinítica que bordea a la anterior. En este episodio, la oxidación de

los fluidos hidrotermales en superficie (zona vadosa) provocó una relativa acidificación de los mismos, sobre todo en los sectores muy próximos a la brecha. En consecuencia, estos sectores presentan alteración argílica avanzada local y sulfatación. La diferencia en el tipo de alteración, no indica necesariamente diferencias en el pH de los fluidos que circularon dentro y fuera de la brecha en ese momento. Considerando como patrón de acidez de los fluidos una relación KCl/HCl similar para brecha y encajonante, la alteración filica en la primera y argílica en el segundo, puede explicarse como resultado de un descenso brusco de temperatura (cf. Meyer y Hemley 1967, en Pirajno 1992, pág. 104, fig. 4.1) de los fluidos circulantes a pocos metros de la brecha.

Por último, fenómenos termales póstumos depositaron carbonatos en venillas o diseminados en conjunto con limonitas, en plena transición hacia un sistema dominado por la alteración supergénica que continúa hoy en día.



Capítulo III

COMPLEJO DÓMICO VOLCÁNICO CERRO REDONDO

3.1. INTRODUCCIÓN

Cerro Redondo (CR) constituye una pequeña elevación dómica compuesta por rocas volcánicas dacíticas, ubicada en el borde occidental de la depresión de la Laguna de Pozuelos, unos siete kilómetros al norte de la localidad de Rinconada (Figura 6).

Sus coordenadas geográficas son: 22° 22' Lat S y 66° 08' Long O. Se accede a la zona por la ruta provincial N° 7, que une las localidades de Abra Pampa y Rinconada, lugar desde el cual se desvía hacia el norte unos 8 km por huella secundaria hasta acceder al domo.

Este centro volcánico se ubica en un escalón bajo de rocas ordovícicas paralelo a la Sierra de Rinconada, la cual se eleva a más de 4300 m de altura en su vertiente oriental.

Trabajos de reconocimiento en la zona incluyen los de Brackebusch (1889) y Turner (1978). Trabajos de mayor detalle, que encaran el estudio de este centro desde un punto de vista geológico, geofísico, mineralógico, minero, de alteración hidrotermal o de génesis de yacimientos son los de Brito y Sureda (1992), Sureda y Brito (1991), Coira y Brodtkorb (1995), Coira *et al.* (1996), Chernicoff *et al.* (1996), Caffè (1999) y Caffè y Coira (1999). Cladouhos *et al.* (1994) definen la edad de Cerro Redondo en $12,54 \pm 1,1$ Ma (Mioceno medio) por el método de trazas de fisión (apatita).

3.2. GEOLOGÍA DEL ÁREA

El domo de CR (Fotografía 18) aflora en el borde occidental de la depresión de la Laguna de Pozuelos, implantándose sobre un bloque o escalón bajo marginal a la Sierra de Rinconada, ubicado hacia el este de esa morfoestructura mayor (Figura 6). Las rocas que constituyen ese bloque son sedimentitas marinas de Fm. Acoite (areniscas, lutitas) de edad ordovícica. Al oeste del mismo afloran niveles poco potentes de sedimentitas clásticas rojas asignables a la Fm. Moreta (Oligo-

ceno superior-Mioceno inferior), las cuales yacen en contacto tectónico con la Fm. Acoite que se sobrepone a ellas mediante un corrimiento. Las volcanitas de CR aparecen apoyando directamente sobre el basamento ordovícico, en gran medida cubierto por conos aluviales disectados de probable edad pliocena. Los sedimentos de faldeo cubren además a las rocas piroclásticas integrantes del complejo volcánico CR.

Las estructuras dominantes en el sector son fallas paralelas submeridianas muy importantes ya que marginan el borde oriental de la Sierra de Rinconada. Según Cladouhos *et al.* (1994) estas estructuras tienen comportamiento compresivo, el cual habría afectado levemente a los piroclastos del CR en su borde oeste.

Otras estructuras importantes, y tal vez ligadas a la extrusión de las volcanitas son lineamientos regionales de rumbo NO-SE y ONO-ESE (Igarzábal y Viramonte 1973). Las mismas habrían tenido un comportamiento distensivo, dentro de un modelo transcurrente sinistral desarrollado en la región (Coira *et al.* 1996), que facilitó la extrusión del magma dacítico.

Estructuras magmáticas primarias de gran escala no son visibles, aunque estructuras anulares pequeñas y locales se asocian directamente a la extrusión de las volcanitas del CR.

3.2.1. GEOLOGÍA DE CERRO REDONDO

El CR es una estructura volcánica de morfología dómica compuesta por lavas dacíticas y piroclastitas pobres en fragmentos pumíceos (Caffè 1999). Las volcanitas sobresalen del entorno bajo y erosionado que caracteriza al bloque de rocas ordovícicas sobre el que se implantan. El afloramiento del domo describe en planta un aspecto groseramente rectangular elongado en sentido noreste-suroeste (5,9 km²).

Dos estructuras anulares anidadas (Figura 6), una al norte y otra al sur, delimitan posibles áreas de colapso menor en el domo. Otra estructura anular más queda definida por la disposición de

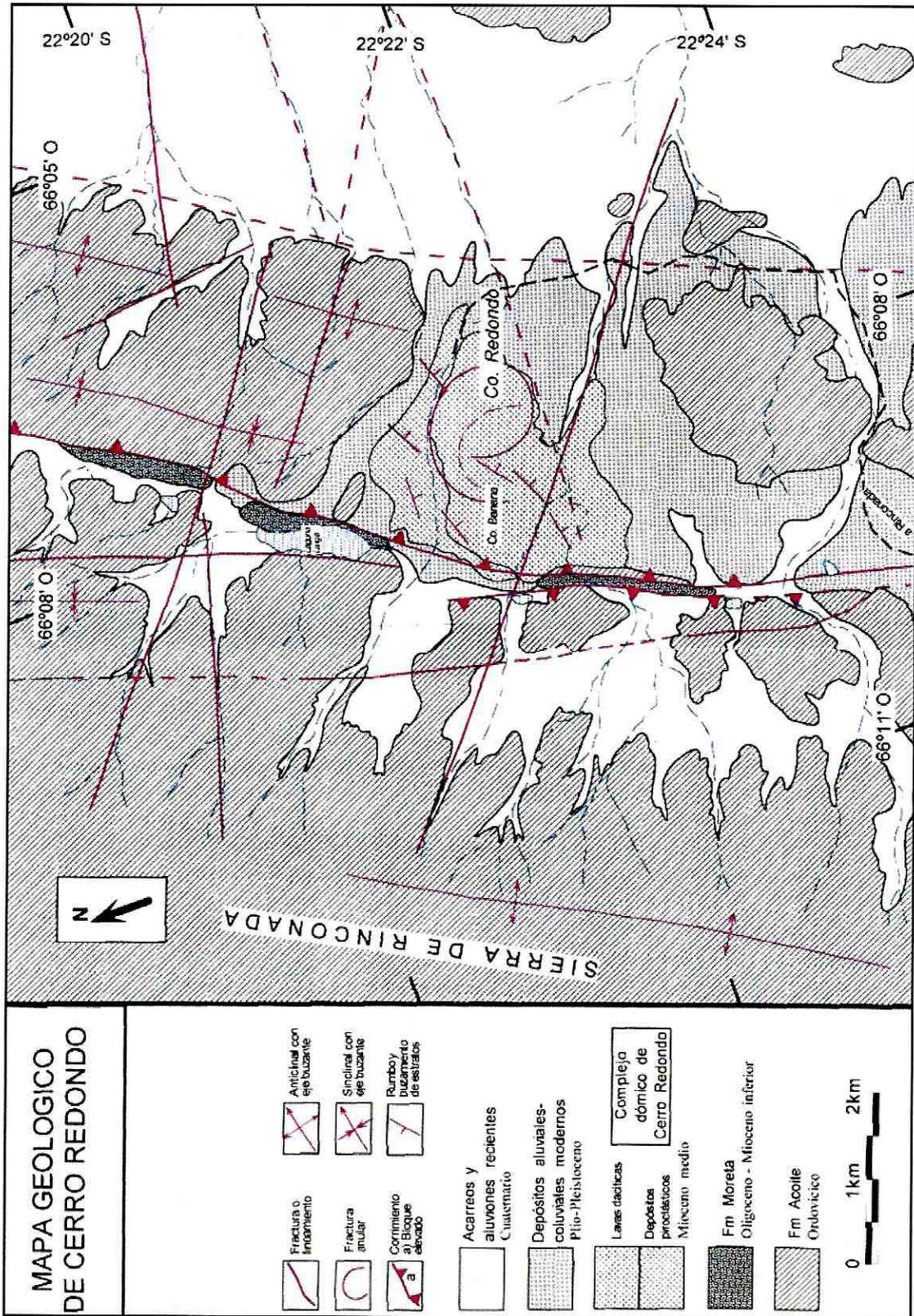


Figura 6. Mapa geológico de Cerro Redondo

brechas de explosión hidrotermal. Numerosas fracturas radiales son además ocupadas por brechas y diques de silicificación.

3.2.1.1. Estratigrafía volcánica

La estratigrafía volcánica del CR es muy simple, con depósitos piroclásticos basales y lavas dómicas dacíticas muy alteradas que se apoyan sobre ellos con forma de campana invertida. Las piroclastitas se distribuyen en forma de anillo y afloran con preferencia hacia el norte, mientras que en dirección meridional predominan las lavas. Estas disposiciones espaciales permiten reproducir una forma dómica asimétrica con mayor desarrollo de las lavas hacia el sur, al estilo de un domo-colada.

Las lavas afectadas por alteración y brechamiento hidrotermal definen dos elevaciones importantes que describen una forma semianular abierta hacia el sur, denominándose Cerro Banana al oeste y Cerro Redondo hacia al este. La morfología de las lavas en ese sector es resaltada por la alteración argílica o propilítica que sufre su entorno lávico o piroclástico.

Los niveles piroclásticos de la base conforman un estrato blanquecino – verdoso de morfología tabular, el cual buza en la margen oriental del domo hacia el sur y en la septentrional hacia el sudeste (Fotografía 19). Esta disposición permite visualizar claramente una zona de surgencia ubicada por debajo de las lavas. El espesor de la secuencia es de 60 m aproximadamente.

Los niveles más basales son brechosos, pasando gradualmente hacia los superiores de apariencia más tobácea (secuencia granodecreciente). Las brechas están compuestas por bloques de rocas dacíticas verdosas (95%) de gran tamaño ($\phi_{m\acute{a}x} > 2,40$ m, $\phi_{medio} > 20$ cm) y un 5% de clastos compuestos por fragmentos de xenolitos metamórficos oscuros (gneises y esquistos), pelitas y areniscas accidentales ordovícicas (<5 cm de largo). Algunos de los fragmentos dacíticos presentan bordes con diaclasamientos de disyunción por enfriamiento brusco. La matriz de la roca tiene tonalidad blanca, es cristalino-lítica fragmentaria, en tamaños lapilli fino a medio ($\phi_{m\acute{a}x}$ hasta 0,5-1 cm); la proporción matriz - clastos es variable, entre 30/70 en la base a 60/40 en el techo de la subunidad. El espesor para esta variedad brechosa es de diez metros.

Hacia el techo de la columna se observa un pasaje en transición hacia niveles menos brechosos, masivos o que muestran una gruesa estratificación planar. La proporción de matriz aumenta (70%), a la vez que disminuye considerablemente el tamaño de clasto máximo ($\phi_{m\acute{a}x}$ en el techo <15-10 cm) y aumentan los elementos accidentales en esa misma dirección (10-15% en el techo de la secuencia). Los sets mejor estratificados se dividen en estratos planares y masivos de entre 20-100 cm de espesor.

Al microscopio se distingue un textura fragmentaria de la matriz, integrada por cristaloclastos, vitroclastos y litoclastos dacíticos irregulares o muy redondeados por abrasión durante el flujo. Los cristaloclastos (60-70%) son predominantes por sobre los fragmentos líticos (10-20%) y el vidrio no vesiculado (20%). Los fragmentos vítreos de forma ecuante son idénticos a la pasta vítrea de los litoclastos, mostrando desnaturalización felsítica. Los clastos líticos en esta fracción tienen texturas porfíricas o porfíricas rotas, incompletas. Los cristaloclastos más comunes son cuarzo, plagioclasa y biotita en distintos grados de alteración. Los litoclastos mayores son porfíricos, de composición dacítica.

Por encima de las piroclastitas blanquecinas se disponen las lavas dacíticas del CR (Figura 6). Las mismas están muy modificadas por alteración hidrotermal. Las rocas que se ven menos alteradas afloran hacia el sur del cuerpo. En los sectores más australes la lava tiene una fuerte fluidalidad, marcada por la orientación de fenocristales y resaltada por la alteración posterior. Cuando la lava está poco alterada sus coloraciones son blanquecinas. Por alteración la roca adquiere colores amarillentos y pardos oscuros. La textura de las coladas es porfírica, bien visible en muestra de mano, y muy similares en general al aspecto de los clastos de las piroclastitas subyacentes a ellas. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita orientada en matriz afanítica vítrea verdosa muy pálida. Los accesorios más comunes incluyen apatita y circón.

3.3. ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN EL CERRO REDONDO

Tanto lavas como piroclastitas están bastante alteradas por un proceso hidrotermal posterior a las erupciones de las unidades constituyentes de

este domo dacítico. Esto es más evidente en las zonas centrales de la estructura dómica, donde brechamiento hidrotermal y modificaciones pervasivas de las lavas son las características dominantes.

El prospecto CR fue objeto de exploraciones por elementos metálicos durante los años 1988 a 1990, a cargo de la compañía BHP. Mapeos de detalle (escala 1:2.000 a 1:12.000) de brechas y vetas figuran en el trabajo de Brito y Sureda (1992).

En CR los tipos y estilos de alteración son sumamente variados. Los más importantes tipos de alteración son: propilitización, silicificación asociada o no a turmalinización, sericitización y argilitización. Existen además indicios de feldespatización vinculada a silicificación en algunos sectores. La intensidad de la alteración varía según de qué tipo de alteración se trate o del sitio en que la misma se desarrolla.

3.3.1. ZONA DE PROPILITIZACIÓN

Describe un halo exterior (Figura 7) sobre el cual se disponen las otras zonas de alteración hidrotermal. Afecta a las piroclastitas hacia el norte y noroeste, y a las lavas hacia el sur del anillo definido por las elevaciones de Cerro Redondo - Cerro Banana (Fotografía 20). La zona propilitizada establece un área envolvente de menor altura y menos resistente a la erosión que la zona central, fuertemente indurada por silicificación. En profundidad la propilitización aparece por debajo de las zonas sericíticas y silicificadas (con o sin turmalinización) a niveles relativamente someros, mucho más superficiales cuando subyace a la sericitización (zona central entre Cerro Redondo y Cerro Banana; Brito y Sureda 1992).

Las volcanitas afectadas adquieren una tonalidad verdosa pálida o gris blanquecina muy característica en el afloramiento. A escala de muestra de mano ya es posible ver la cloritización de biotita y depositación de pirita. Las lavas exhiben menor alteración que las piroclastitas, al igual que los clastos de estas últimas, que siempre están menos alterados que su matriz.

Al microscopio las texturas originales de las rocas propilitizadas aún perduran, constituyendo los afloramientos mejor conservados de todo el centro eruptivo.

El cuarzo es el único mineral que permanece 100% inalterado.

La plagioclasa está alterada en intensidades variables, parcial o totalmente reemplazada a agregados de albita, calcita, menor epidoto y escasa sericita. Albita es el mineral secundario que más se asocia a la alteración de plagioclasa, rodeándola en forma de agregados o como venas que cortan a los cristales mejor preservados; a veces está acompañada de cuarzo microgranoso. La calcita también es importante, reemplazando a los núcleos más anortíticos.

Cristales tabulares de biotita pasan casi completamente a clorita, o bien a agregados de ese mineral, junto a epidoto y pirita. Otras alteraciones involucran calcita o sericita.

La pasta de las lavas y de los clastos dacíticos de las piroclastitas muestran desarrollo de calcita y neoformación de clorita, en forma de rellenos o rodeando a otros cristales previos. Epidoto y diseminaciones de pirita también son comunes. La matriz de los piroclastos está reemplazada por un fino agregado clorítico, con participación de arcillas (del grupo de las esmectitas) y sericita, con menores proporciones de epidoto y calcita.

3.3.2. ZONAS DE SILICIFICACIÓN

Las zonas silíceas se restringen a la zona central del domo, aprovechando una estructura anular previa (Fotografía 20). Los cerros Redondo y Banana están fuertemente silicificados, describiendo una elevación con forma de anillo abierto hacia el sur, reflejo de esa fractura.

La silicificación no es uniforme. La misma está integrada tanto por rocas que exhiben brechamiento hidrotermal, como por variedades que no fueron brechadas durante este evento de alteración; desde el punto de vista mineralógico también muestran distintos tipos de asociaciones minerales, en las que siempre está presente el cuarzo.

3.3.2.1. Vetas y microbrechas de silicificación

En el flanco oriental del Cerro Redondo, como así también en las laderas este y sur del Cerro Banana, afloran diques y brechas silíceas de grano muy fino y colores blanquecinos u oscuros, que se distribuyen intruyendo a roca dacítica sericitizada (Figura 7). Las mismas son muy abundantes, penetrando en forma muy pervasiva a su caja (Fotografía 21). Sus espesores son variables,

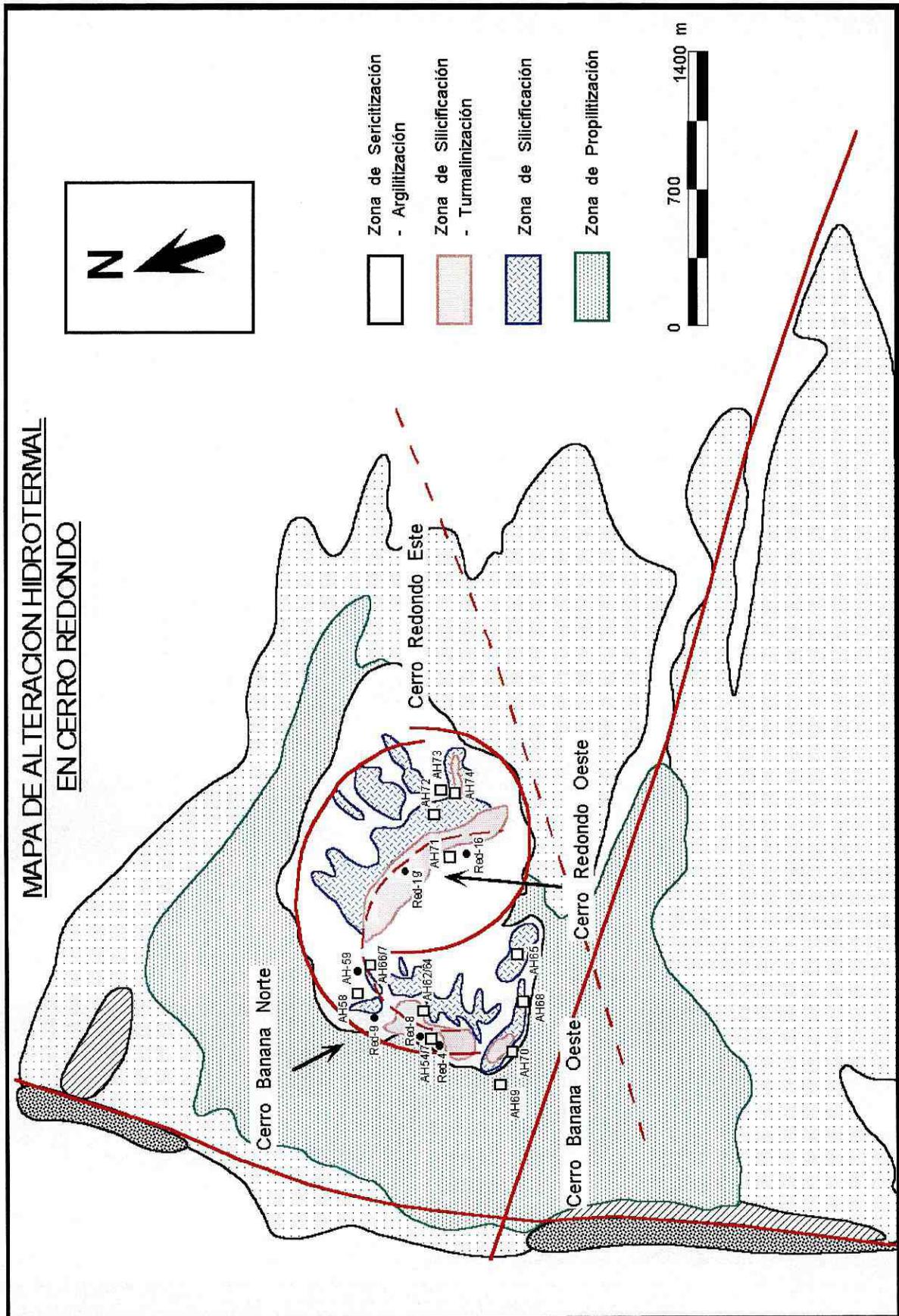


Figura 7. Mapa de alteración hidrotermal en Cerro Redondo

desde pocos centímetros hasta más de cuatro metros. Según el diseño que presentan en planta las vetas podrían estar rellenando fracturas radiales asociadas al colapso de la estructura dómica.

En muestra de mano las microbrechas y vetas se ven afaníticas, manchadas por limonitización posterior y al ser golpeadas desarrollan una buena fracturación concoidea.

Al microscopio se distingue una textura fragmentaria de grano muy fino, con gran disminución de los fragmentos líticos brechados ($\phi_{m\acute{a}x} = 7 \text{ mm}$). La matriz es isótropa por la elevada conminución de la misma. Los cristaloclastos también son pequeños aunque el cuarzo, por su dureza, puede hallarse en tamaños de hasta 2 mm. La silicificación se expresa como depositación de cuarzo microgranular, al menos en tres episodios:

- Reemplazo de clastos y cristales luego o conjuntamente al momento del brechamiento.

- Acumulaciones de cuarzo en pavimento policristalino, que afecta a la matriz de las vetas y microbrechas y que rodea a cristales previamente fragmentados.

- Cuarzo en microvetas que cortan a la pasta y a los clastos o cristales ya silicificados.

La silicificación fue acompañada por precipitación de minerales metálicos, totalmente limonitizados en superficie.

3.3.2.2. Silicificación asociada a turmalinización con o sin brechamiento

Este tipo de alteración es muy interesante por cuanto no es muy usual en ambientes someros como los epitermales. Se desarrolla preferentemente sobre la ladera occidental y cúspide del Cerro Redondo y sobre los flancos norte y oeste del Cerro Banana (Figura 7; Fotografía 20).

Si bien la alteración silíceica más común de las dacitas está muy ligada a brechamiento, este último no siempre ocurre. Puede verse toda una gama de estructuras, en un pasaje lateral que va desde las brechas propiamente dichas hasta roca reemplazada sin rotura, pasando por estadios intermedios como diques y vetas microbrechosos, o fracturación en *stockwork*.

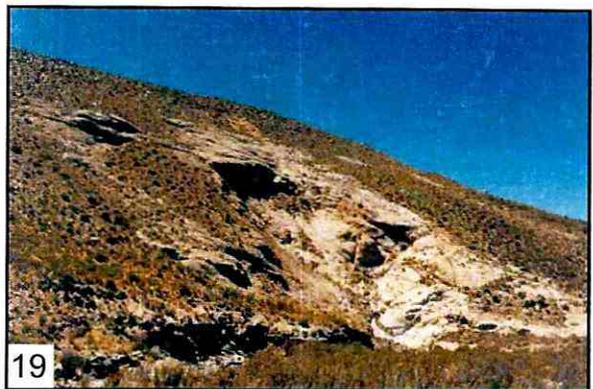
Brechas

Se observan mucho mejor en el Cerro Redondo (Fotografía 22), donde adoptan el aspecto de grandes chimeneas o "pipes". En planta sus afloramientos tienen forma elíptica de gran tamaño (60 m x 200 m; 40 m x 120 m), con el eje de máximo alargamiento en direcciones submeridionales. Brito y Sureda (1992) definieron la disposición espacial de estas estructuras a partir del estudio de testigos de perforaciones, concluyendo que las mismas, o bien inclinan con ángulos fuertes al oeste, o bien son verticales. De ese estudio también se infiere que las brechas se acuñan rápidamente en profundidad, hasta espesores inferiores a los 20 m.

La roca en conjunto muestra coloraciones pardo oscuras, por la presencia de abundante turmalina en forma de agregados masivos o fibroso-radiados de pequeños cristallitos de turmalina (Fotografía 23), siendo los clastos de la brecha de tonalidades amarillentas o rojizas. Estos últimos son mayoritariamente dacíticos, pero esporádicos fragmentos de psammitas (Fm. Acoite) muy mo-



Fotografía 18. Complejo dómico Cerro Redondo, flanco oriental.



Fotografía 19. Tobas basales del complejo en el borde norte de Cerro Redondo; las mismas inclinan hacia el sur, es decir hacia el domo, marcando una zona de surgencia bajo el mismo.

dificadas pueden estar presentes. El tamaño de los clastos es seriado, oscilando entre 30 cm y pocos mm, con un valor medio que ronda los 2-3 cm (Fotografía 22). La matriz casi siempre es un poco más abundante que los líticos pero también se presenta en proporción variable, entre el 40 y 60%.

Al microscopio se observan diferencias importantes entre la alteración que registran los clastos de la brecha y aquella que afecta a la matriz de la roca.

Los clastos exhiben un fuerte reemplazo por silicificación en forma de agregados granulares o de cristales piramidales de cuarzo que reemplazan pseudomórficamente a plagioclasa y -menos intensamente- a la pasta. Esta alteración es acompañada por rara cristalización de adularia y escasa turmalina diseminada o alterando cristales de biotita y plagioclasa. Los fragmentos líticos además registran una preferencial alteración sericítico-argílica en la pasta que les da el color amarillento característico; esta alteración se desarrolla mejor cuando la turmalinización y silicificación no fueron fuertes.

La matriz de la brecha en cambio exhibe intensa turmalinización pervasiva, la cual rellena los espacios que quedan entre los clastos con hábitos masivos o en forma de "soles" fibroso radiados o prismáticos. Los cristaloclastos que forman parte de la matriz, también están transformados pseudomórficamente a turmalina. Cuarzo granular acompaña esta alteración. Se observó también la depositación de turmalina alrededor de clastos líticos en continuidad óptica.

Depósito de sulfuros, actualmente limonitizados, son muy frecuentes en asociación con el presente pulso de alteración.

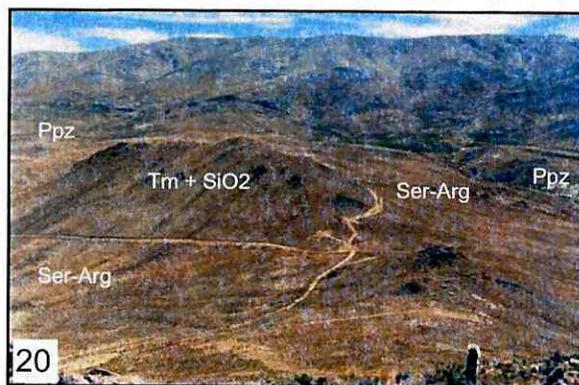
Estas características indicarían que en los fragmentos líticos de la brecha se registra una etapa inicial de alteración silícea de variable magnitud, con poca participación de fluidos ricos en boro. Luego de un episodio de brechamiento hidrotermal los fluidos que depositaron la turmalina accedieron a los sectores permeables, reemplazando la matriz de la brecha y relleno los espacios libres. Posteriormente, avenidas de aguas tardías habrían sericitizado y argilitizado selectivamente la pasta de los clastos menos modificados por silicificación.

Diques microbrechosos

Esta variedad aparece en los bordes norte y

oeste del Cerro Banana. También son frecuentes en el flanco oeste del Cerro Redondo, en cuyo caso constituyen la transición entre el brechamiento hidrotermal de los niveles más altos y el reemplazo pasivo de las lavas dacíticas localizadas en los sectores más bajos de dicha ladera.

Estas estructuras se caracterizan por su aspecto de delgadas vetas oscuras (1-20 cm de espesor) muy silíceas y de aspecto afanítico en muestra de mano, con algunos indicios de brechamiento. Los diques son poco continuos en el espacio y por lo común no siguen una orientación preferencial, sino que se entrelazan a la



Fotografía 20. Distribución de las diferentes zonas de alteración alrededor del Cerro Banana, sector noroccidental del complejo. Al norte (hacia la derecha) las tobas se ven propilitizadas (Ppz), describiendo un halo externo de topografía baja junto a lavas propilíticas ubicadas al oeste (hacia la izquierda). Una zona central elevada y más oscura, presenta turmalinización y silicificación ($Tm + SiO_2$), la cual está a su vez rodeada por una zona amarillenta más baja, donde predominan sericitización y argilitización (Ser-Arg).



Fotografía 21. Diques microbrechosos silíceos. Existen varias generaciones de estos diques, los cuales suelen cortarse entre sí. La roca de caja es una dacita muy modificada por turmalinización, silicificación y feldespatización.

manera de enjambres o *stockworks*. Cuando se ven más definidos se orientan en dos juegos preferenciales, aproximadamente N80°/80N y N150°/40E. La roca de caja de los diques es la dacita alterada por turmalinización o bien por sericitización (\pm feldespatización previa).

Al microscopio los diques presentan una textura claramente fragmentaria, con clastos de hasta 1 cm de dacitas -con menos frecuencia rocas sedimentarias retrabajadas desde los piroclastos inferiores o desde el basamento-, en una matriz muy fina e isotrópica del tipo "harina de roca". Cristaloclastos (0,3 mm) de cuarzo acuñaado, plagioclasa y biotita distribuidos en la matriz se ven alterados por silicificación o turmalinización. Fragmentos de cuarzo policristalino o granular resultaron del brechamiento de alguna veta cuarzosa previa. La turmalina (amarillenta o verdosa pleocroica) se deposita reemplazando selectiva y pseudomórficamente a la biotita, o bien en la pasta con hábitos fibroso-radiados. Cuarzo también está presente en la matriz en forma de pavimento discontinuo de grano fino (50 μ m o menores).

Dacita turmalinizada

Las lavas reemplazadas por cuarzo y turmalina sin fracturación hidráulica caracterizan al margen norte del Cerro Banana y a los sectores sur, noroeste y este del Cerro Redondo. Se ubican aledañas a las zonas brechadas o a aquéllas intruídas por *stockworks* de diques de microbrechas. En este último caso la dacita oficia de roca de caja de las microbrechas, pasando en pocos metros a verse libre de diques. El pasaje lateral de brecha a lava silicificada - turmalinizada también se puede dar en forma abrupta, sin necesidad de que medien las zonas de microbrechamiento. Así ocurre hacia los bordes sur y este del Cerro Redondo.

En muestra de mano la roca se distingue por su color oscuro, textura porfírica con grandes cristales de cuarzo (~1 cm los mayores) elipsoidales o cuadrados blanquecino-lechosos, y fenocristales de plagioclasa reemplazadas por nidos de turmalina, dispuestos en pasta gris oscura o verdosa.

Al microscopio se observa el total reemplazo de la pasta por un agregado microgranular de cuarzo de grano fino (<20 μ m) y disseminaciones de turmalina verde pálida a rojiza en arreglos fibroso-radiados ("soles" ϕ <1 mm, y "motas" ϕ >1 cm).

Biotita y plagioclasa están

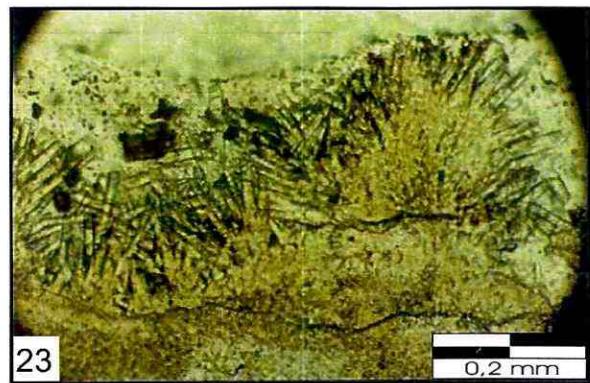
pseudomórficamente alteradas por turmalina + opacos en el primer caso y turmalina + sericita en el segundo. Los microfenocristales de la roca están preferentemente reemplazados por cuarzo policristalino, mientras que cuarzo y circón magmáticos se mantienen inalterados.

3.3.3. ZONA DE SERICITIZACIÓN - ARGILITIZACIÓN

En la **figura 7** se ha mapeado este pulso de alteración. La zona rodea a las brechas y rocas silicificadas y turmalinizadas (Fotografía 20). Este evento hidrotermal se superpone en algunos casos a favor de feldespatización - silicificación anterior de mayor temperatura. Este último tipo de alteración es imposible de mapear a la escala de trabajo, por cuanto quedan sólo escasos relictos de su presencia. La sericitización y la argilitización están íntimamente vinculadas en el



Fotografía 22. Brechas turmalinizadas del Cerro Redondo. Los litoclastos suelen verse argilitizados (amarillentos), mientras que el cemento está constituido por un agregado negro de turmalina + cuarzo.



Fotografía 23. Turmalina se desarrolla con texturas de enfriamiento rápido, masivas o fibroso-radiadas (Nicoles paralelos, X 200).

espacio, por lo que se las mapea juntas (Figura 7).

Las rocas de la zona de alteración sericítica - argílica ocupan los sectores basales de las laderas de Cerro Redondo y Cerro Banana, haciendo de encajonante a las zonas silíceas que afloran en los niveles altos. Las lavas adquieren tonalidad amarillenta y aspecto muy friable, siendo atravesadas por *stockworks* de venillas limonitizadas. En muestra de mano se observa que sólo perdura el cuarzo, la biotita se muscovitiza y la plagioclasa desaparece.

Al microscopio la textura original de la roca puede llegar a ser irreconocible si la alteración es pervasiva, como en el caso de la ladera oeste del Cerro Redondo.

La sericita (a veces illita, ver más abajo DRX), en agregados masivos y fibroso-radiados (Fotografía 24) reemplaza en forma casi total a la plagioclasa. En algunos casos (borde norte y sudeste del Cerro Banana, sectores al sudoeste del Cerro Redondo), la sericita transforma un feldespato potásico secundario (Fotografía 24), el que a su vez reemplaza a cristales de plagioclasa o se distribuye más o menos homogéneamente sobre la pasta. Este feldespato estaba acompañado por cuarzo cristalizado en microvenillas. En algunos sectores donde la roca exhibe brechamiento se distingue que muchos de los clastos comparten una alteración silícea y feldespática. Esta última habría constituido una zona de menor temperatura que rodeó originalmente a las brechas y dacitas turmalinizadas.

La biotita es muscovitizada pseudo-mórficamente o, menos usualmente, se argilitiza en forma total.

La pasta muestra alteraciones principalmente argílicas, con neoformación de finas escamas de baja birrefringencia, correspondiente a minerales del grupo de las caolinitas, pero con alguna participación menor de esmectitas (ver DRX, más abajo).

3.3.4. ALTERACIÓN SUPERGÉNICA

La oxidación y cementación está presente en todas las zonas descriptas. Brito y Sureda (1992) consideraron que el nivel de alteración supergénica alcanza los 80 m de profundidad. Los minerales más fácilmente reconocibles son jarosita, goethita, covelina y cerusita, siendo los dos primeros los más abundantes. Existen amplias

zonas de coloración amarillenta por oxidación y limonitización, mucho más claras en la zona sericítica que en las de silicificación, donde no obstante están presentes. El depósito de óxidos y sulfatos sugiere abundante participación de mena metálica en conjunción con los eventos hidrotermalizantes.

3.4. MINERALIZACIÓN EN CERRO REDONDO

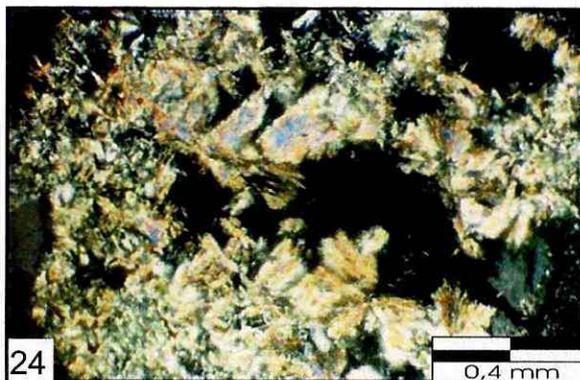
Brito y Sureda (1992) realizaron estudios de detalle de la mena metalífera de Cerro Redondo, en base a muestras colectadas en superficie (escasas por el grado de oxidación del yacimiento) y en profundidad a partir de los testigos de perforación proveídos por la compañía BHP-UTAH.

Estos autores definen una serie de pulsos de mineralización metalífera hipogénica, que depositan sulfuros y sulfosales de Pb, Zn, Cu, As, Sb, Fe, Au y Ag, a saber:

1- Pulso temprano predominantemente formado por pirita, arsenopirita, menor magnetita y calcopirita, en asociación a la silicificación - turmalinización.

2- Un segundo pulso integrado por precipitación de pirita₂ y marcasita rellenando grietas culmina cuando esos minerales son reemplazados por galena y esfalerita.

3- El tercer y último pulso deposita tennantita y bournonita, con menores cantidades de proustita, sartorita, arsenopirita₂, marcasita₂, pirita₃, greigita, enargita, calcopirita₂, bismutina, bismuto y oro nativo. Este último evento se localiza en peque-



Fotografía 24. Sericitización intensa en el encajonante de las brechas turmalinizadas. En el extremo inferior derecho de la foto el feldespato potásico secundario (adularia) a su vez está alterado por "nidos" de sericita fibrosa.

ñas vetillas silíceas y constituye una avenida de fluidos de menor temperatura.

Según exploración geoquímica, estos autores determinan tres áreas superficiales anómalas en elementos preciosos, ubicadas en el extremo norte del Cerro Banana, y en los flancos norte y sur del Cerro Redondo (esta última a manera de faja de rumbo E-O). Los valores medios de anomalía en Au y Ag son: 0,5 ppm Au y 32 ppm Ag en los sectores ubicados al norte; 0,13 ppm Au y 12 ppm Ag en los sectores australes. Los tenores de Pb y Zn en el prospecto oscilan entre 0,11-0,48 % y 0,28-1,97 % respectivamente.

A partir de seis perforaciones realizadas en el yacimiento por la empresa BHP, Brito y Sureda (1992) llegaron a la conclusión de que As, Au y Cu tienen una tendencia de concentración positiva con la profundidad, mientras que Pb y Ag alcanzan su pico en un nivel ~100 m por debajo de la superficie. Zn no tiene una correlación clara en el espacio. As, Au, Cu y Zn, se asocian con dacitas sericitizadas - argilitizadas, con dacitas silicificadas y con venillas silíceas o carbonáticas sin brechamiento que intruyen la roca en profundidad, mientras que las brechas silicificadas y turmalinizadas se vinculan preferentemente al Pb y Ag.

3.5. ESTUDIO MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X Y PIMA

La determinación mineralógica fue realizada por DRX se realizó sobre muestras orientadas, preparadas según lo acotado en "metodología". El objetivo de aplicar este método fue la mejor identificación de los filosilicatos en la zona de alteración sericitica - argílica. Muestra de zonas turmalinizadas también fueron analizadas por DRX y PIMA. Los picos registrados luego del barrido de cada una de ellas (posiciones e intensidad) se ven en el Anexo I y la interpretación de los resultados en la Tabla 3 del mismo Anexo. La localización de las muestras se proyectó en la Figura 7.

Dentro de la zona de sericitización - argilitización, las pocas muestras estudiadas permiten delinear groseramente una subzona, en la que predomina muscovita secundaria (illita 2M1 + muscovita 2M1). Esta subzona corresponde al margen norte del Cerro Banana, en el cual la intensa sericitización conforma nidos o venas en las que no es posible distinguir si hubo o no

feldespatización previa (muestras Red-9 y AH-58 y 59). En el resto de la zona envolvente a la silicificación y turmalinización existe, además de la hidromica (illita 2M1), caolinita y esmectitas en grado variable, incluso como variedades interstratificadas. La mayor abundancia relativa de esmectitas se sitúa en el borde oeste del Cerro Banana (Red-4 y 8, AH-62 y 63) pero también están presentes al oeste del Cerro Redondo (Red-16) aunque en escasa cantidad como para ser detectada por PIMA (AH-71).

En el caso de la zona de turmalinización, Brito (1991) identificó la variedad elbaita (turmalina de Li), lo cual en este trabajo no ha sido confirmado. Las determinaciones realizadas con PIMA señalan que se trataría de una turmalina de hierro.

Por DRX es posible identificar ciertas proporciones de feldespato en las zonas sericitizadas-caolinizadas (Red-4 y 8). Caolinita, esmectitas y muscovita secundarias, están presentes como respuesta a un proceso hidrotermal posterior que trabajó sobre el feldespato, la biotita y la pasta. Las muestras Red-8, AH-54 a 57, 62, 63, 66 y 70, que ocupan un sector marginal entre la turmalinización y sericitización, presentan diferentes proporciones de turmalina, indicando, como se dijo más arriba, que la argilitización y sericitización se sobreimpusieron también en el sector de más alta temperatura.

El mineral de oxidación mejor registrado en la fracción estudiada (arcilla) es la jarosita, siempre relacionada a los sectores próximos a la turmalinización.

3.6. INCLUSIONES FLUIDAS

Estudios de inclusiones fluidas (Caffe 1999) indican que, vinculándose a las brechas turmalinizadas, existieron fluidos altamente salinos de probable origen magmático, como también fluidos acuosos meteóricos más diluïdos. Estos últimos serían escasos y generalmente tardíos (inclusiones monofásicas líquidas de muy baja temperatura). Las inclusiones predominantes son secundarias, y de dos tipos distintos:

a) multifásicas, con cristales hijos de halita y salinidad media de 37% NaCl eq., y $T_{\text{media}} \sim 320 \pm 35$ °C;

b) bifásicas ricas en vapor de agua (grado de llenado por fase vapor: 70-90%), o prácticamente monofásicas gaseosas (fase vapor > 95%),

con $Th_{media} \sim 290 \pm 56 \text{ }^\circ\text{C}$.

La coexistencia textural entre las inclusiones salinas y las bifásicas ricas en fase vapor, su general similitud en Th_{media} , la existencia de una fase gaseosa casi pura (inclusiones monofásicas) y la presencia de inclusiones con cristal hijo de halita con grado de llenado anómalo (>60%) por fase vapor, sugieren el entrapamiento heterogéneo de un fluido en ebullición. La salinidad final debe estar exagerada por el mismo proceso de ebullición. Caffè (1999) estimó que el fluido original debe haber sido bastante salino, ya que no se encuentra ningún tipo de inclusiones con salinidad intermedia entre los dos extremos hallados. Este último aspecto puede interpretarse como un fenómeno de ebullición súbita o "flashing" afectando a un fluido salino altamente presurizado, durante la liberación rápida de la presión litostática que lo comprimía en profundidad. Algunas inclusiones a), como también en ciertos casos de IF tipo b), incluyen cristallitos de turmalina, los cuales deben haber sido entrapados al estado sólido, señalando cierta contemporaneidad entre turmalinización y circulación de fluidos salinos en ebullición. La presencia de fluidos ricos en boro y la alta salinidad inferida para los fluidos acuosos asociados al evento turmalínico, son buenos indicadores del origen magmático de estos últimos en Cerro Redondo.

3.7. CLASIFICACIÓN Y MODELO HIDROTHERMAL

El domo de Cerro Redondo presenta, como se vio a lo largo de este capítulo, varias zonas de alteración hidrotermal asociadas espacialmente y a veces representativas de fases superpuestas en el tiempo (Figura 7 y Fotografía 20).

Sobre una base o halo propilítico, se dispone una zona central de silicificación que aprovecha una fractura anular incompleta, anidada en estructuras circulares (de colapso del edificio dómico, o tal vez relacionadas a su crecimiento) algo mayores. La roca propilitizada no está en contacto directo con la silicificación: entre ellas media una zona sericítica \pm argílica de forma elíptica, con eje mayor orientado hacia el este.

Con respecto a la temporalidad de los distintos pulsos de alteración se puede decir:

- El primer evento de silicificación estuvo asociado a las microbrechas y vetas silíceas de

cuarzo, por cuanto no se hallan dentro de estos sectores evidencias de turmalinización previa. Por otro lado, sí se observó lo contrario: precipitación exclusiva de cuarzo anterior a cuarzo-turmalina - como ser clastos líticos de brechas pobremente turmalinizados frente a matrices ricas en ese último mineral-; clastos de vetas de cuarzo previas que son frecuentemente incorporadas en brechas y diques de segunda generación, etc. No obstante, al ser el fenómeno de brechamiento hidráulico un proceso dinámico y varias veces sucedido en el tiempo (Nelson y Giles 1985, Sillitoe 1985), poco se puede especular con las diferencias temporales entre esos dos pulsos de silicificación. La silicificación aprovecha selectivamente fracturas cónicas y radiales previas. La mineralización se relacionó con los dos pulsos mencionados. Según Brito y Sureda (1992), el climax mineralizante fue contemporáneo a un pulso de silicificación posterior a la turmalinización. Habría entonces existido una etapa inicial representada por la precipitación exclusiva de SiO_2 , seguida por el depósito de cuarzo + turmalina + mena, y por último mena (sulfosales) + cuarzo, indicando descenso de temperatura respecto del pico térmico sugerido por la turmalinización.

- La sericitización parece, al menos en parte, superponerse a una alteración de tipo feldespática-silíceas previa, la cual oficiaría de caja o zona externa a la alteración de más alta temperatura (con turmalina), reflejando el gradiente térmico del sistema. Un halo más externo aún se caracterizaría por alteración de tipo filica, con sericita estable concomitante a ese pulso hidrotermal (representada por el borde septentrional del Cerro Banana, donde no existen evidencias de feldespatización previa). Siguiendo ese modelo, la zona de sericitización original estaría "exagerada" por un evento de menor temperatura, que trabaja no sólo sobre la zona feldespática, sino sobre las mismas brechas y dacitas silicificadas - turmalinizadas, alterándolas a agregados de sericita y arcillas.

En resumen, el esquema de alteraciones implicaría un episodio principal, representado por una zona central más o menos brechada y de alta temperatura, generada por fluidos de silicificación exclusiva o acompañados por soluciones ricas en boro que depositan sulfuros metálicos y sulfosales en tres pulsos principales. Dicha zona es -en forma más o menos contemporánea- rodeada por

sectores de menor temperatura, con alteración de tipo silicificación-feldespatización en un borde más interno y caliente, generación de sericita en un sector intermedio y propilitización de la roca volcánica en un círculo mucho más amplio y externo que contiene a las demás áreas. Un episodio posterior retrabajó las zonas previas y se sobrepuso a las paragénesis de la fase principal, depositando mayor cantidad de sericita (illita), pero ahora en asociación con arcillas caoliníticas y esmectitas. Por último, un episodio de alteración supergénica cementó y oxidó el sistema hasta profundidades de 80 m.

La alteración hidrotermal, las características de la mena, pero por sobre todo el ambiente superficial del encajante, permiten clasificar este sistema hidrotermal como epitermal, con afinidad a sistemas del tipo adularia - sericita o baja sulfuración (Hayba *et al.* 1985, Heald *et al.* 1987, White y Hedenquist 1995). La asociación de sus minerales metálicos indican un posicionamiento en el sector más alto del nivel de acumulación de metales de base, en parte superponiéndose al nivel de enriquecimiento en metales preciosos de Buchanan (1981) y Berger y Eimon (1983).

Casi todas las características expuestas anteriormente llenan los requisitos para considerar al CR como un sistema epitermal de baja sulfuración, atípico por la inusual aparición de turmalina. Su presencia es brevemente discutida a continuación.

3.7.1. TURMALINIZACIÓN EN CERRO REDONDO

Si bien la turmalinización es típica de ambientes mesotermales vinculados a intrusivos o alteración tipo greissen, varios ejemplos de su presencia en yacimientos epitermales asociados a domos fueron reconocidos en el ámbito del Altiplano Boliviano (Avila Salinas 1993, Cunningham *et al.* 1991, Columba y Cunningham 1993). Algunos ejemplos de estos sistemas muestran la presencia de turmalina diseminada hacia profundidad (Cerro Rico de Potosí, Sillitoe *et al.* 1975, Grant *et al.* 1980, Schneider 1985), mientras que en otros, la turmalinización como expresión superficial adopta forma diseminada escasa o asociada a brechamiento (Oruro-San José, Avila Salinas 1993; La Joya, Columba y Cunningham 1993). La turmalina en estos casos ha sido variablemente interpretada, y generalmente usada como criterio

de nivel de emplazamiento de los sistemas hidrotermales actuantes:

Long *et al.* (1993) consideran que la turmalinización de La Joya es resultado del accionar de fluidos de muy alta temperatura y utilizan este dato como argumento para desechar la génesis dómico-lávica de las rocas alojantes alteradas; las temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas de esos sectores (Alarcón y Villalpando 1991) si bien son un poco altas para un ambiente hidrotermal (rondan los 348°C, en promedio), no son tan concluyentes. Pirajno (1992) también sugiere que la estabilidad de turmalina se restringe a campos por encima de los 300°C, situándola como mineral propio de ambientes del tipo cobre porfírico. Sin embargo Schneider (1985), mediante estudios de termometría en inclusiones fluidas de varias unidades en la caldera de Kari Kari, no halló diferencias significativas entre las temperaturas obtenidas para los depósitos de Sn relacionados a minerales de boro, y aquellas correspondientes a otras venas polimetálicas de mineralogía más "epitermal" (~ 340° las más altas, con un promedio de 300°). En Cerro Redondo las inclusiones fluidas estudiadas por Caffè (1999) exhiben temperaturas de fluidos que oscilan entre 320° y 290°C, por lo que se podría ubicar a la turmalina formándose en un ambiente epitermal de bastante alta temperatura, aún en un rango acorde a niveles superficiales.

Con respecto a las fuentes de procedencia del boro, Avila Salinas (1993) supone que la presencia de turmalina en Oruro es escasa a partir de una pobre removilización de boro desde la caja sedimentaria, más que por efecto de temperaturas bajas en el sistema que no permitan su estabilidad. Esta última explicación no es tan válida si se acepta lo propuesto por Lehmann *et al.* (1988), para quienes la causa fundamental de la concentración de boro en los sistemas hidrotermales de Sn bolivianos responde a una herencia magmática, más que a una concentración secundaria y removilización desde la caja.

Como se vio más arriba, en CR se desarrolló un sistema volcánico dómico dacítico con plena exposición superficial. Es así que la profundidad del sistema hidrotermal que provocó la turmalinización en Cerro Redondo, no debe haber sido muy grande. La asociación de turmalina con cuarzo y feldespatos potásicos secundarios (adularia) también apunta a interpretar temperaturas y profundidades no extremadamente altas durante la alte-

ración de las dacitas. La presencia de abundante turmalina, más que un problema de profundidades y temperaturas, puede significar una riqueza en boro de un magma cristalizando en profundidad. De esta manera, fluidos acuosos iniciales de alta temperatura, con altos contenidos en esos elementos magmáticos volátiles pero con participación

de aguas meteóricas también, alcanzarían la superficie desde sectores más profundos en cristalización, favorecidos por las fracturas anulares que ellos rellenaron. Estos fluidos iniciales habrían luego sido sucedidos por otros un tanto más fríos, portadores de la mineralización en forma de sulfosales de baja temperatura.



Capítulo IV

GEOQUÍMICA DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

4.1. INTRODUCCIÓN

Durante los procesos de alteración hidrotermal que acontecieron en los complejos dómicos de Puna norte, las rocas cambiaron su composición geoquímica a veces de forma muy marcada. De manera general, la variación composicional neta que sufren las rocas de una determinada área hidrotermalizada es muy difícil de interpretar y cuantificar objetivamente con los análisis geoquímicos de roca total de rocas alteradas y frescas. Esto se basa en que el fenómeno de alteración hidrotermal provoca la adición y remoción de un determinado elemento, a la vez que los efectos que este proceso tiene sobre los demás elementos son muy complejos de evaluar si no se consideran cuantitativamente los cambios ocurridos (Gresens, 1967; MacLean y Hoy, 1991; Leitch y Lentz, 1994; Barret y MacLean, 1994).

Con el objetivo de reconocer y evaluar tales cambios, existen esencialmente dos enfoques que se pueden aplicar al estudio geoquímico de rocas hidrotermalizadas: *a) balance de volúmenes* (Gresens, 1967; Leitch y Lentz, 1994) y *b) balance de masas* (MacLean y Kranidiotis, 1987).

Ambos utilizan el mismo principio: durante la alteración hidrotermal algunos elementos son móviles y otros inmóviles a la escala de roca de mano. Como los elementos inmóviles no son ni adicionados ni tampoco lixiviados de la roca, cualquier variación de sus concentraciones entre la roca fresca (precursor) y la alterada es una medida de la variación de masa o de volumen que sufrió esta última. Generalmente estos elementos inmóviles son los HFSE (Ti, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, Sc) y las REE pesadas, aunque esto depende de la situación y tipología del sistema hidrotermal (P, T, pH, etc) que afecta las rocas (Liaghat y MacLean, 1994).

Para realizar este tipo de estudio en los complejos dómicos de Puna norte, se ha seleccionado Pan de Azúcar, tanto por el muestreo más intenso allí desarrollado, como también por la buena definición de zonas de alteración, las cuales están superpuestas sólo parcialmente. Los análisis geoquímicos figuran en la Tabla 4 del Anexo III, mientras que los resultados del tratamiento geo-

químico de la alteración se encuentran en las Tablas 5 a 9 del mismo Anexo.

4.2. CLASIFICACIÓN

Las volcanitas frescas de Pan de Azúcar se clasifican, en el diagrama $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo y Taylor, 1976) como dacitas a riolitas de la serie calcoalcalina rica en K (Figura 8). Son rocas peraluminosas en su mayoría ($A/CNK > 1.10 - 1.40$), aunque las rocas del tercer ciclo eruptivo son, a un mismo nivel de SiO_2 , marginalmente más metaluminosas (0.90-1.05) que las del segundo y primer ciclo (Figura 9).

Las concentraciones de sus elementos mayoritarios (Tablas 4 y 5) y de sus trazas más comunes (Ba, Sr, Rb, Th, U, las tierras raras, Hf, Zr y Nb) son consistentes con su posición dentro del retroarco andino (Kay *et al.*, 1994, Caffè *et al.*, 2002).

No existen rocas, en términos de la relación Zr/Y (Barrett y MacLean, 1994), de diferente afinidad que la calcoalcalina entre las muestras tomadas del complejo (Zr/Y = 7 - 30; Tabla 5).

4.3. FRACCIONAMIENTO MAGMÁTICO

La geoquímica del complejo dómico de Pan de Azúcar fue estudiada en detalle por Caffè (1999) y Caffè *et al.* (2002). El comportamiento de las muestras en diagramas de tipo Harker, sobre todo en elementos mayoritarios y en algunas trazas es compatible con una evolución por fraccionamiento cristalino (Figura 10), lo cual es confirmado por la escasa variabilidad isotópica de las rocas del complejo. Caffè *et al.* (2002) realizaron un modelo simple (usando mínimos cuadrados y la composición química mineral de las rocas del segundo y tercer ciclo eruptivo) según el cual la variabilidad geoquímica de las rocas del complejo puede ser explicada por un 17 a 32% de cristalización fraccionada de plagioclasa, biotita, magnetita, hornblenda, apatita ± cuarzo.

Un aspecto usual en rocas de tendencia calcoalcalina, es que los elementos inmóviles

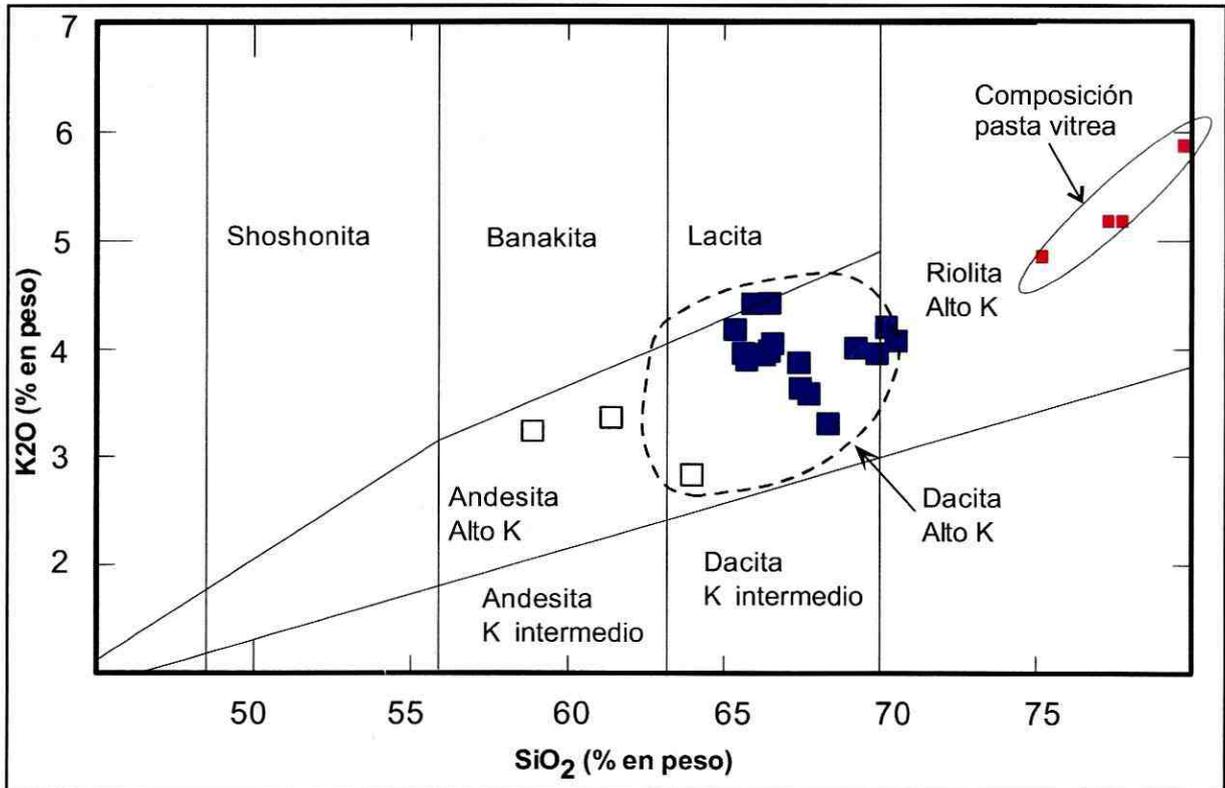


Figura 8. Clasificación de rocas frescas de Pan de Azúcar en diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Los análisis químicos fueron tomados de Caffè (1999) y Caffè *et al.* (2002).

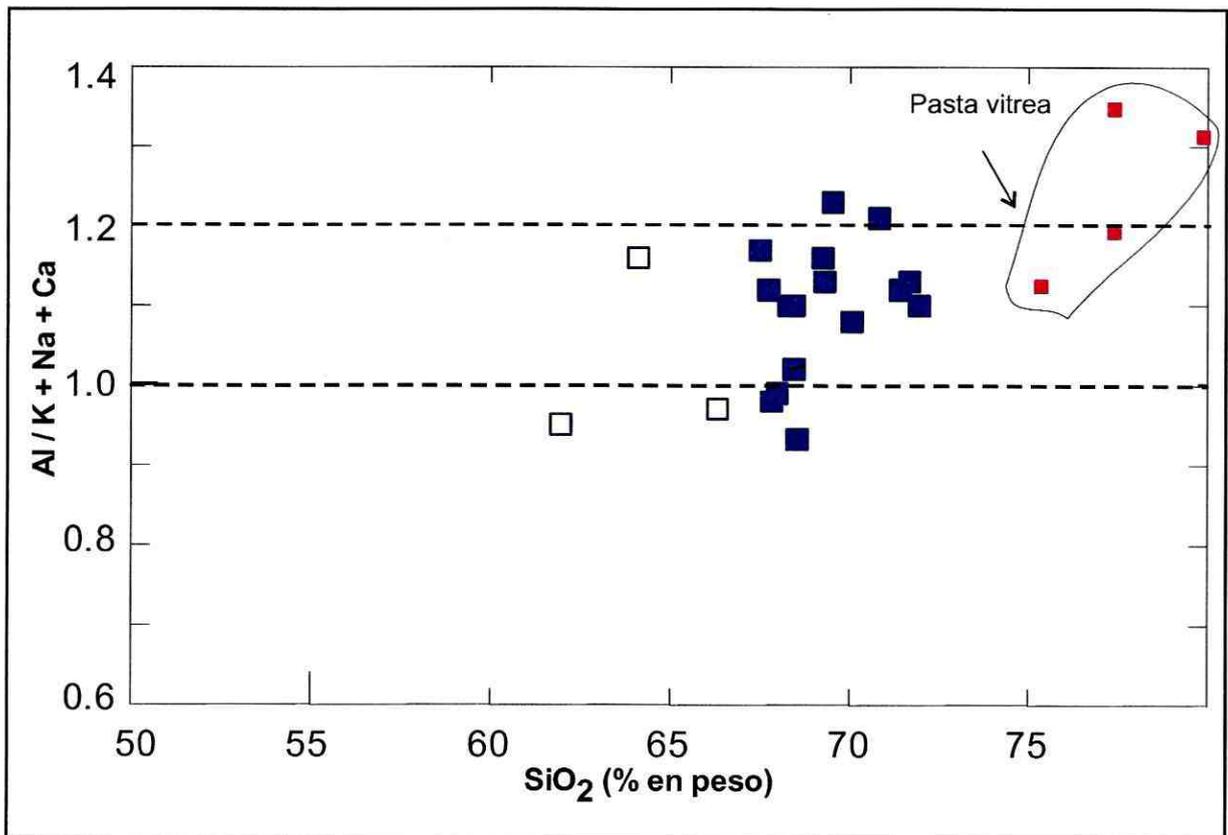


Figura 9. Índice de Aluminosidad de rocas frescas de Pan de Azúcar.

HFSE se comportan generalmente como compatibles (Barret y MacLean, 1994). Este fenómeno, de no ser detectado, puede resultar en cálculos erróneos de balances de masa y movilidad-inmovilidad de elementos. En Pan de Azúcar el Zr, principal elemento traza de comportamiento inmóvil, muestra una tendencia de evolución proporcional a los elementos TiO_2 y Al_2O_3 (Figura 10 a y b), es decir que exhibe características de compatibilidad. Sin embargo, individualizando las líneas de fraccionamiento que vinculan tales elementos (Figura 10) no existirían problemas metodológicos importantes que inhiban la definición de precursores (Liaghat y MacLean, 1994). Tal situación es coherente con la distribución de elementos mayoritarios y trazas en Pan de Azúcar.

4.4. PRECURSOR

Teniendo en cuenta el fraccionamiento que sufrieron las rocas de Pan de Azúcar, se puede con-

siderar que el precursor del complejo no es único, sino más bien una variedad de rocas frescas de composición cambiante según el grado de diferenciación que representen. Para seleccionar el precursor en cada caso se ha seguido el método de Precursor Múltiple, delineado en Barret y MacLean (1994). Este método implica en primer lugar reconocer la tendencia de diferenciación magmática de una serie de rocas. Esta evolución queda expresada como líneas de fraccionamiento (Figura 10 a y b), que en el caso de Pan de Azúcar responden a rectas de ecuación simple ($y = mx + b$) que vinculan un par de elementos inmóviles (ver más abajo). Luego, sobre el mismo diagrama y proyectando las composiciones de las rocas alteradas, se determinan rectas (de ecuación $y = mx$) que, pasando por cada uno de los puntos que representan a las rocas alteradas y por el origen, intersectarán a la línea de diferenciación magmática en distintos lugares, correspondiendo cada una de tales intersecciones a las composiciones de los precursores de las muestras de rocas alteradas (Tabla 6).

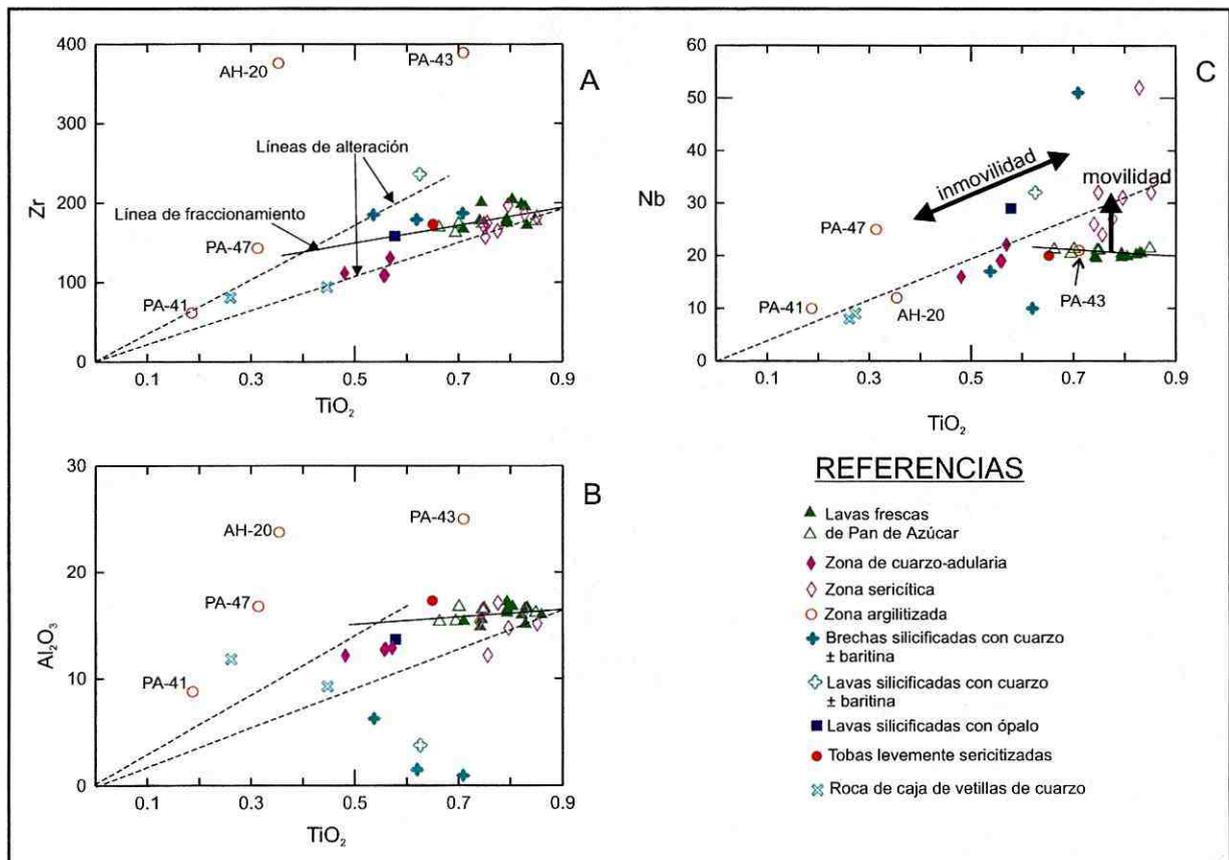


Figura 10. Líneas de fraccionamiento y de alteración definidas para muestras de roca fresca y alteradas de Pan de Azúcar, respectivamente. A) TiO_2 -Zr / B) TiO_2 - Al_2O_3 / C) TiO_2 -Nb

4.5. ELEMENTOS INMÓVILES

Dentro de sistemas hidrotermales como el de Pan de Azúcar la mayoría de los elementos mayores y trazas de una roca que ha sido alterada se comportan como móviles.

Para constatar qué elemento ha sido inmóvil hace falta realizar un test muy simple (Mac Lean y Kranidiotis, 1987), que consiste en proyectar en un digrama binario las concentraciones de un par de elementos para cada muestra de una zona alterada y observar si se alinean según una recta de regresión que pasa por el origen –o muy cerca de éste último– y que contiene a las rocas precursoras, idealmente frescas o débilmente alteradas. Además, para considerar que el elemento fue completamente inmóvil, el valor R (coeficiente de correlación) deberá oscilar entre 0.85 y 0.99 (Barret y MacLean, 1994).

Luego de realizado el test de inmovilidad y el cálculo de la constante R (Tabla 7) surge que las mejores correlaciones en los diagramas geoquímicos son las de Zr-Ti, Al-Ti, Zr-Al, Ti-Ta, Sc-Ti y Sc-Ta. Estos elementos son todos HFSE y pueden considerarse efectivamente inmóviles. En tanto otros elementos del grupo HFSE no se comportan como tales. Por ejemplo el Nb tiene una distribución que sugiere movilidad durante la alteración (Figura 10 c), pero esta movilidad es muy consistente a lo largo de toda la alteración sin importar de qué tipo se trate, evidencia de lo cual es la distribución de las muestras a lo largo de una recta que pasa por el origen en el diagrama Nb-TiO₂. El caso del Y es algo similar.

Los mejores resultados de coeficientes de correlación R provienen de Sc con Ta (0.97), pero muy pocas muestras cuentan con este tipo de análisis, por lo que Zr y Ti, que también exhiben valores altos de R (~0.95), serán los parámetros inmóviles de referencia. Por el hecho de ser un elemento mayoritario, se usará el TiO₂ como base de evaluación de los cambios de masa ocurridos en elemento mayoritarios.

En cuanto a la inmovilidad de algunos elementos cabe una salvedad. Como se observa en la Figura 10 a y b, varias de las muestras no se alinean con los precursores, aún teniendo en cuenta las líneas de fraccionamiento. Dichas muestras, o bien se encuentran alteradas por argilitización avanzada (caolinización), o bien corresponden a muestras de brechas extremadamente silicificadas. En el primer caso, los HFSE dejan

sistemáticamente de ser inmóviles, aunque en diferente magnitud (por ejemplo: en PA-43 y AH-20 el Al₂O₃ y Zr se movilizan mucho más que en PA-47 y PA-41), mientras que en el segundo, este último fenómeno ocurre sólo para el Al₂O₃ y no es evidente para el Zr.

4.6. CAMBIOS DE MASA

Para calcular los cambios de masa ocurridos en las rocas de Pan de Azúcar, se ha definido un factor de enriquecimiento (FE), sobre la base de la relación entre

$$\text{TiO}_2_{\text{ precursor}} / \text{TiO}_2_{\text{ muestra alterada}} = \text{FE}$$
, para los elementos mayoritarios y trazas.

A partir del FE (Tabla 6) se pueden reconstruir las composiciones originales (CO) de las muestras alteradas, de manera tal que:

$$\text{CO} = \text{FE} \times \% \text{ en peso o ppm del componente (en cada muestra alterada)}$$
. La CO representa la masa original de la roca luego de la alteración (Tabla 8).

El cambio de masa (CM) viene dado por:

$$\text{CM} = \text{CO} - \text{Precursor}$$

Como el método utilizado en este trabajo es el de Precursor Múltiple, existirá un precursor particular para cada muestra alterada (Tabla 9). Si bien este método permite ser más amplio en el cálculo de balance de masas, la evaluación de los cambios de masa no es posible para todas las muestras alteradas de Pan de Azúcar. Como se dijo previamente, aquellas muestras que se ven argilizadas intensamente (caolinitizadas) no poseen prácticamente elementos inmóviles. Por otra parte, las brechas silicificadas arrojan resultados algo más confiables pero aún así especulativos: un error incluido en estos últimos cálculos es la utilización de un precursor similar entre lavas y brechas piroclásticas de Pan de Azúcar. Esta presunción es válida en algunos casos –cuando el componente lítico volcánico de la brecha es superior al 90%– pero no en todos, ya que algunas brechas (como la correspondiente a la muestra AH-18, cuyos resultados no se exponen) tienen componentes líticos mayoritariamente sedimentarios (clastos de Fm. Acoite).

Del balance de masa hecho en Pan de Azúcar (Tabla 9) surgen los siguientes puntos:

Las rocas sericitizadas, que significan la por-

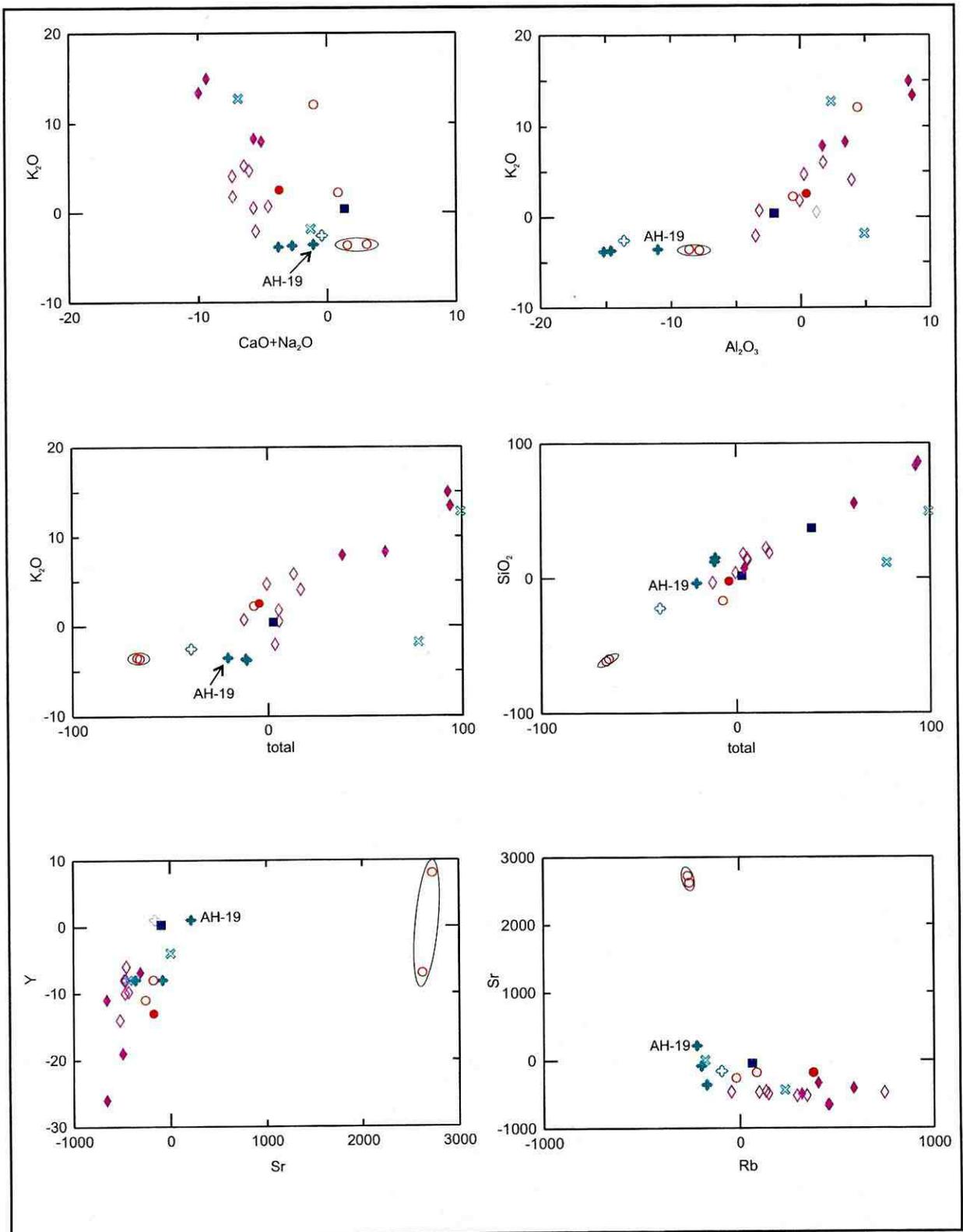


Figura 11. Gráficos de ganancia y pérdida de elementos para las diferentes zonas de alteración hidrotermal en el sistema epitermal de Pan de Azúcar. La elipse encierra a las muestras AH-20 y PA-43, ambas intensamente argilitizadas. AH-19 se comporta en forma ambigua, ya que exhibe tanto silicificación (cuarzo) como caolinización. Otras referencias en Figura 10.

ción arealmente más importante como zona de alteración, presentan débiles a moderados cambios totales de masa respecto del precursor, sean adiciones como sustracciones (+17% a -12%).

Las rocas silicificadas-feldespaticadas (cuarzo-adularia) involucran un aumento de masa importante, entre +60 y +90%, prácticamente duplicando la masa original existente. Este proceso se ha llevado a cabo principalmente sobre las brechas piroclásticas, por lo que la adición de masa debe haberse visto favorecida por la porosidad-permeabilidad original de estas rocas. Por otra parte, teniendo en cuenta que en algunas rocas la sericitización se sobreimpuso a una feldespaticación previa, es posible especular con que los cambios de masa contradictorios durante la sericitización (positivos y negativos) vistos más arriba, se deberían a la concurrencia de ambos procesos. Por ejemplo en la muestra AH-38 no existen evidencias de feldespaticación previa, siendo sericitización un mecanismo exclusivamente de pérdida de materia. En cambio en AH-21 y PA-

24, que exhiben claros indicios de feldespaticación previa, el balance de masa luego de la sericitización es positivo.

Las cajas de vetillas de SiO_2 de superficie brindan algunos resultados no admisibles (superiores al 100% en masa, no exhibidos en tablas ni gráficos) merced a errores del muestreo (incorporación de un alto porcentaje de vetilla y bajo de caja). Los dos resultados susceptibles de interpretarse sugieren aumentos de masa importantes, entre 100-80%.

Las brechas silicificadas con mayoría de componentes líticos volcánicos sugieren pérdidas de masa relativamente importantes (-10% a -40%), lo cual es contrario a lo observado en rocas silicificadas por cuarzo-adularia. Esto último sugiere que un pulso de silicificación, con cuarzo pero sin feldespato, fue acompañado de la lixiviación del resto de los elementos mayoritarios (muy evidente para Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , FeO y MgO ; Figura 11 y Tabla 9) los cuales fueron en algunos casos aportados a las zonas feldespaticadas.

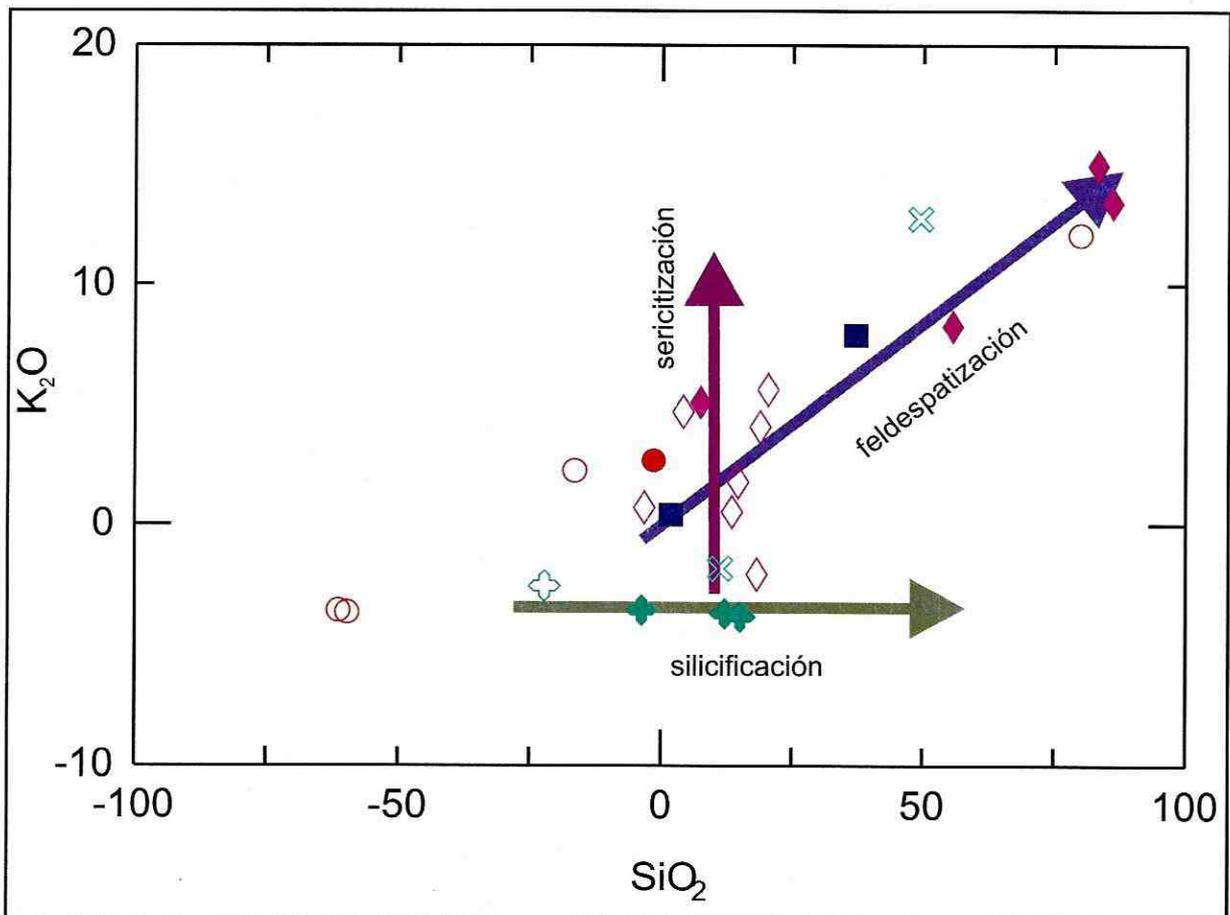


Figura 12. Relación de aporte y extracción de elementos por los fluidos hidrotermales y las diferentes zonas de alteración en Pan de Azúcar. Referencias en Figura 10

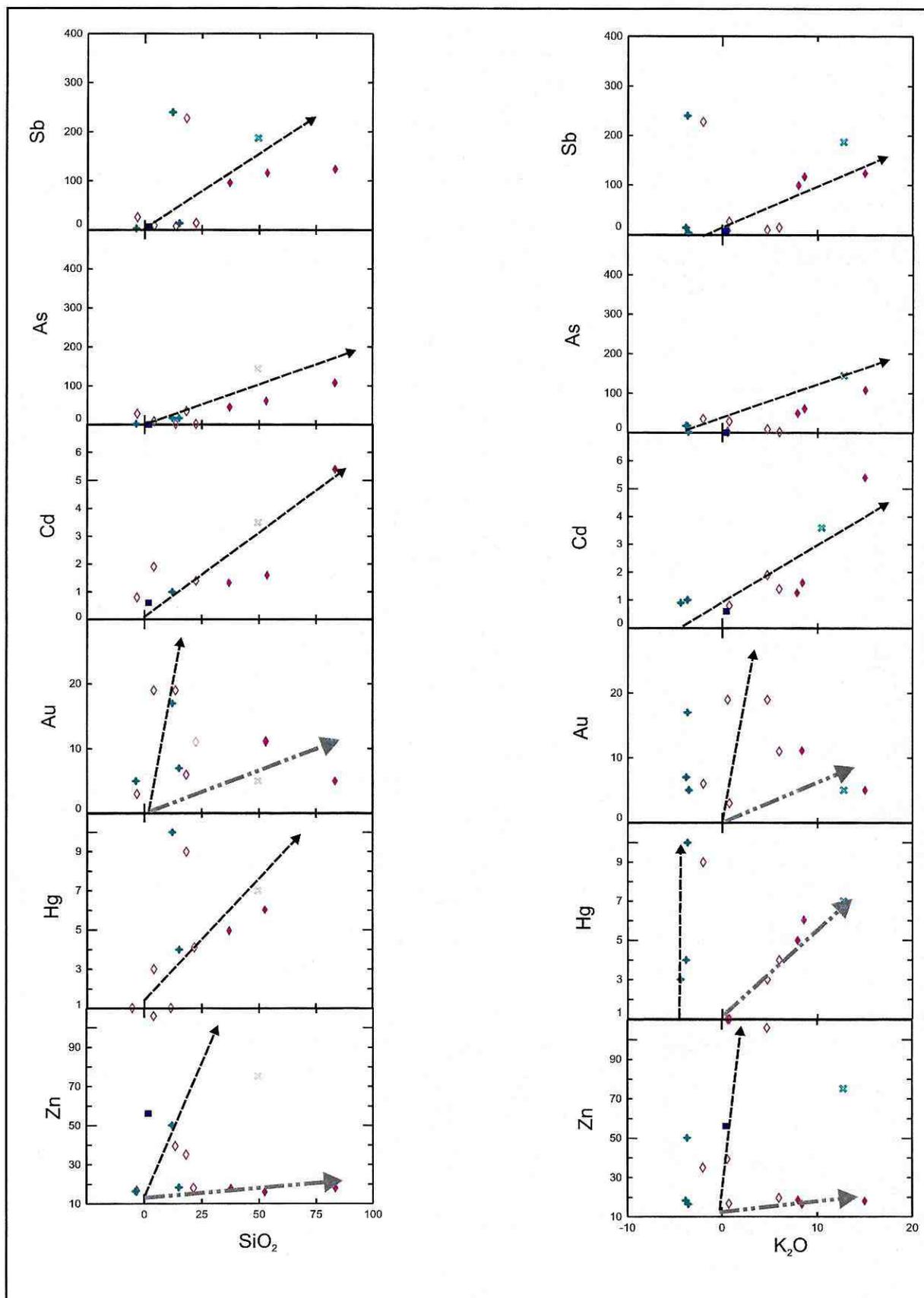


Figura 13. Variaciones de masa para SiO₂ y K₂O y su correlación con elementos traza metálicos. Referencias en Fig. 10

Las muestras silicificadas con cuarzo-ópalo (episodio hidrotermal de baja temperatura), casi no exhiben variaciones de masa.

En el balance de masas (Tabla, Figuras 11 y 12) se observa que K_2O y SiO_2 son los elementos aportados principalmente por el sistema hidrotermal, esencialmente a expensas de Na_2O y CaO , que son los elementos mayoritarios que fueron movilizados fuera de las rocas. Al_2O_3 , fue relativamente inmóvil en las muestras sericitizadas y silicificadas con cuarzo ópalo, pero exhibe un aporte en algunas feldespatizadas y fuerte remoción en las argilitizadas y brechas piroclásticas silicificadas. Un resultado remarcable es que FeO y MgO se comportaron prácticamente como inmóviles ($\Delta FeO+MgO \sim +5$ a -5 para la mayoría de las muestras; Tabla 9), a excepción de la zona de vetillas -en donde se observa un sensible aporte de estos elementos- y las zonas argílicas avanzadas, donde también parecen haberse removilizado positivamente por destrucción total de óxidos magmáticos y sulfuros previos. Esta movilización de óxidos queda evidenciada además por los cambios de masa en Nb (contenido principalmente en magnetita) que parece ser aportado por el fluido hidrotermal en las zonas sericiticas y silíceas, y lixiviado de caja de vetillas como en zonas argílicas avanzadas.

Entre los elementos traza (Figura 11) Rb exhibe un claro incremento de masa, sobre todo en muestras sericitizadas y feldespatizadas, paralelizando al K_2O , mientras que Sr se asemeja a CaO y Na_2O deprimiéndose, a excepción de algunas rocas caolinizadas (AH-20 y PA-43) donde incrementa su masa. El Y también es lixiviado (destrucción de silicatos máficos, óxidos y apatita?) de las rocas alteradas. Ba (Tabla 9) es altamente móvil, pero inconsistente con los tipos de alteración a excepción de la feldespatización, donde claramente muestra tendencia a incrementar; en las demás se muestra errático. Una sola muestra de brecha silicificada (cuarzo) con trazas de baritina posee altísimos tenores de Ba.

4.7. ELEMENTOS METÁLICOS

Los trazadores metálicos más importantes (Pb, Sn, Ag, Zn, Au, Hg, Cd, Sb, As; Tabla 4 y Figura 13) no exhiben una correlación definitiva con ningún cambio de masa observado.

Las mejores correlaciones se asocian con las

variaciones de masa de SiO_2 y K_2O . Cd, Sb y As repiten diseños especulares de correlación positiva con aumento de SiO_2 y K_2O en casi todas las zonas de alteración, siendo en general las muestras más feldespatizadas las más ricas en estos elementos (asociación con antimonita-semseyita y greenockita en mina España).

Zn exhibe una mayor afinidad con la sericitización que con la feldespatización. Au se correlaciona mejor con las brechas silicificadas y con la sericitización. En tanto que Hg pierde correlación con las brechas silicificadas y aumenta, proporcional aunque algo erráticamente, hacia las zonas de feldespatización y sericitización.

Pb y Ag no siguen un patrón definido con las zonas de alteración, enriqueciéndose fundamentalmente en las vetillas. Como estos elementos se asocian a Sb y As, tanto geoquímica como mineralógicamente en las fases de mena presentes en Pan de Azúcar, se propone utilizar a éstos últimos como trazadores de zonas favorablemente mineralizadas, y por propiedad transitiva extender esta función a las variaciones de masa observadas en K_2O y SiO_2 .

4.8. TIERRAS RARAS

Los elementos de tierras raras clásicamente se han considerado como inmóviles, especialmente las tierras raras más pesadas (MacLean, 1988).

Las concentraciones de ETR para muestras de Pan de Azúcar figuran en la Tabla 4. En el diagrama extendido de los elementos de tierras raras (ETR) normalizadas al condrito de Nakamura (1974) de la Figura 15, se comparan la distribución de los ETR en una muestra precursor (PA-16) y en muestras alteradas no tratadas (no normalizadas según criterios de inmovilidad). El arreglo de las muestras parece indicar lixiviación de ETRL (livianos) y aporte de ETRP (pesados), a la vez que las muestras afectadas por diferentes tipos de alteraciones parecen incrementar la anomalía de Eu. Esto último también se puede observar en la Figura 16, donde Eu/Eu^* varía disminuyendo desde las rocas sericitizadas a las de la zona feldespática y a las argilizadas, y de allí con mayor intensidad aún hacia las brechas silicificadas. Las variaciones en el diseño de spiders que surgen entre muestras alteradas y frescas, como así también el cambio en la pendiente de los ETR es en gran medida un efecto de los cambios de masa.

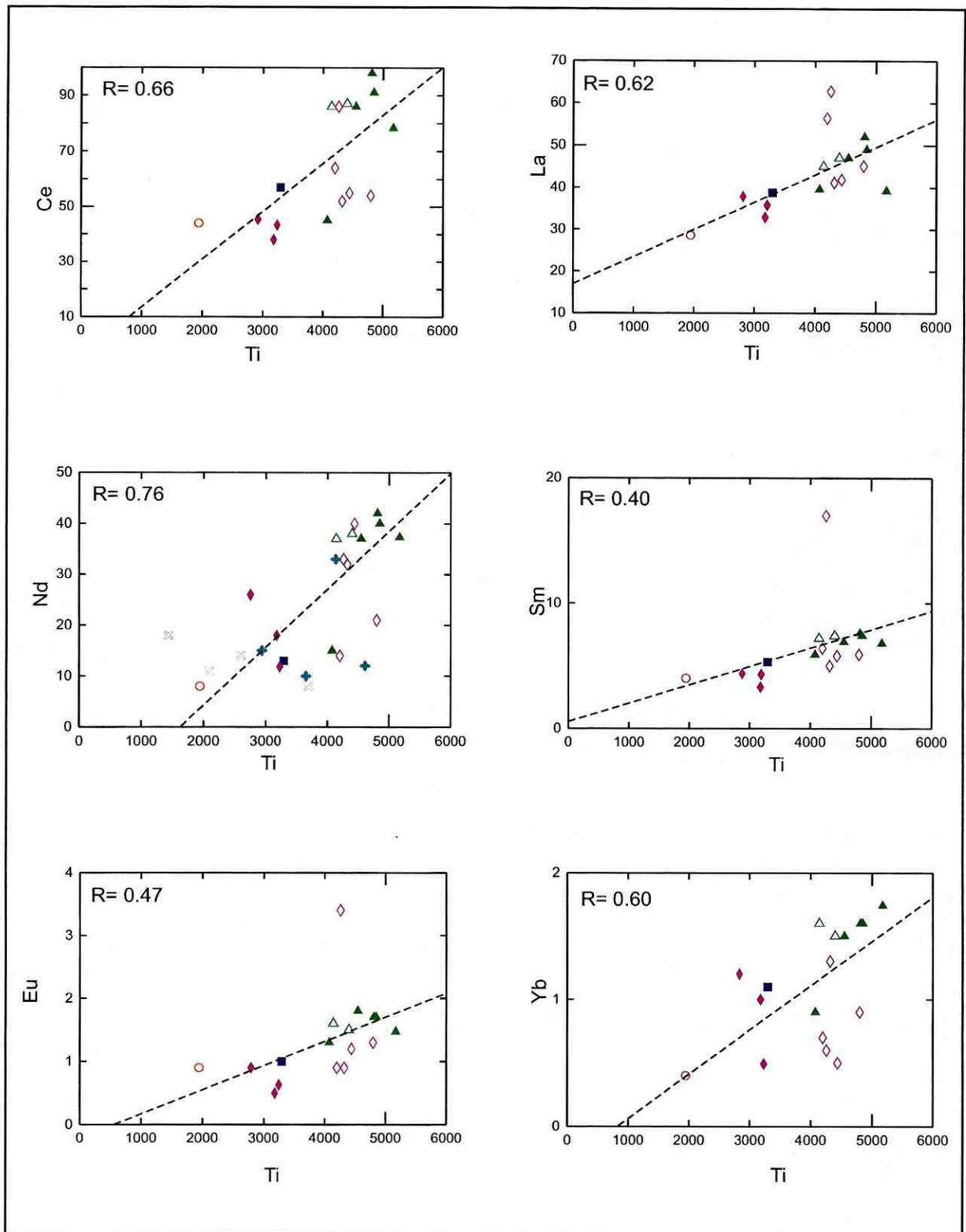


Figura 14. Rectas de correlación para diferentes Tierras Raras vs. Ti
Referencias en Figura 10

Luego de realizar el test de inmovilidad para ETR en las rocas de Pan de Azúcar surge que dentro de las ETRP el elemento más inmóvil es el Yb (Figura 14). Las ETRL también exhiben valores de R comparables ($\sim 0.60-0.76$) cuando se las correlaciona con el Ti. Estos valores de R sugieren sólo una moderada inmovilidad de las tierras raras. El tratamiento de éstas últimas, considerando ya sea una ETRP o una ETRL, varía muy poco, en lo que refiere a movilidad y cambios producidos por la alteración hidrotermal. Por ello, se optará por los cálculos realizados a base de Yb (REE pesada) como elemento inmóvil (ver más abajo). El precursor elegido en este caso es único (PA-16); en el análisis no se ha optado por el método de precursor múltiple a raíz de que casi todas las muestras frescas exhiben niveles comparables de ETR, y las líneas de diferenciación magmática (fraccionamiento) están poco definidas.

Normalizando las muestras alteradas por Yb y condrito para corregir el efecto provocado por los cambios de masa, se observa que el diseño de los "spider" cambia sustancialmente con respecto al de las muestras no tratadas (Figura 17). En primer lugar se observa que La y Ce aumentan sus concentraciones respecto del precursor, manteniéndose únicamente Nd como un elemento deprimido. Sm y Eu, que muestran un aparente descenso en sus concentraciones en el "spider" sin normalizar, se comportan en forma prácticamente opuesta en el caso del spider normalizado (a excepción de muestras opalizadas y feldespatizadas). La anomalía de Eu, casi ausente en el precursor, sigue sin aparecer luego de la sericitización, pero se marca mucho en el caso de las demás zonas de alteración, especialmente entre brechas silicificadas y las muestras feldespatizadas. Tb y Lu, al contrario de lo observado en otros sistemas hidrotermales como los sulfuros masivos (MacLean, 1988; Liaghat y MacLean, 1994), son altamente móviles, incluso más que las ETRL, viéndose sus concentraciones aumentadas en ambos casos.

4.9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El método de balance de masas se ha aplicado fundamentalmente en el estudio de rocas alteradas vinculadas a yacimientos de tipo sulfuro masivo (Barret y MacLean, 1994), siendo poco frecuente su utilización en sistemas epitermales,

a excepción de zonas intensamente meteorizadas (por ejemplo en Centroamérica, Darce *et al.*, 1991) donde la preservación de la roca suele ser escasa. El estudio geoquímico de balance de masas realizado en Pan de Azúcar arroja resultados comparables con aquellos alcanzados por otras metodologías, como ser estudios petrográficos y cristalográficos (DRX y PIMA). No revela grandes sorpresas, pero ha demostrado poseer sus propias características, diferentes de las descritas en los sistemas estudiados en la literatura disponible.

Un aspecto llamativo de Pan de Azúcar es que bajo condiciones de alteraciones muy ácidas, como ser eventos provocados por fluidos de tipo "steam heated" (caolinización) secundarios, los criterios de inmovilidad no son satisfechos por muchos de los elementos tradicionalmente considerados como inmóviles (HFSE y ETR). Tal situación no es totalmente novedosa, ya que Barret y MacLean (1994) pusieron en duda la efectividad de aplicación del método en sistemas tipo sulfato-ácido. Esto no sólo tiene implicancias desde el punto de vista del balance de masas de la alteración, sino que abre un signo de interrogación acerca del uso de algunos de estos elementos en el estudio geoquímico-petroológico de rocas magmáticas alteradas, máxime si no se conoce a fondo la naturaleza de la alteración hidrotermal.

Otro punto llamativo ha sido la movilidad general expresada por los ETRP frente a los ETRL, supuestamente más móviles (MacLean, 1988), pero que en Pan de Azúcar se mostraron al menos tan propensas a variar con la alteración hidrotermal como las primeras. El estudio de la razón de estas variaciones supera los objetivos del presente trabajo, pero puede radicar en un cúmulo de factores diferentes como ser: portación por complejos aniónicos existentes en los fluidos hidrotermales, influencia de temperatura, pH, condiciones de oxidación de éstos últimos, aporte de diferentes fuentes de fluidos, etc.

Las conclusiones más importantes que surgen del estudio geoquímico de balance de masas contemplan:

- 1) SiO_2 , K_2O y Rb son los elementos aportados por el sistema epitermal, mientras que CaO, Na_2O , Y y Sr fueron lixiviados del mismo. FeO y MgO sufren escasas variaciones, mientras que Al_2O_3 y Nb exhiben cierto grado de movilidad, el primero durante los episodios de feldespatización

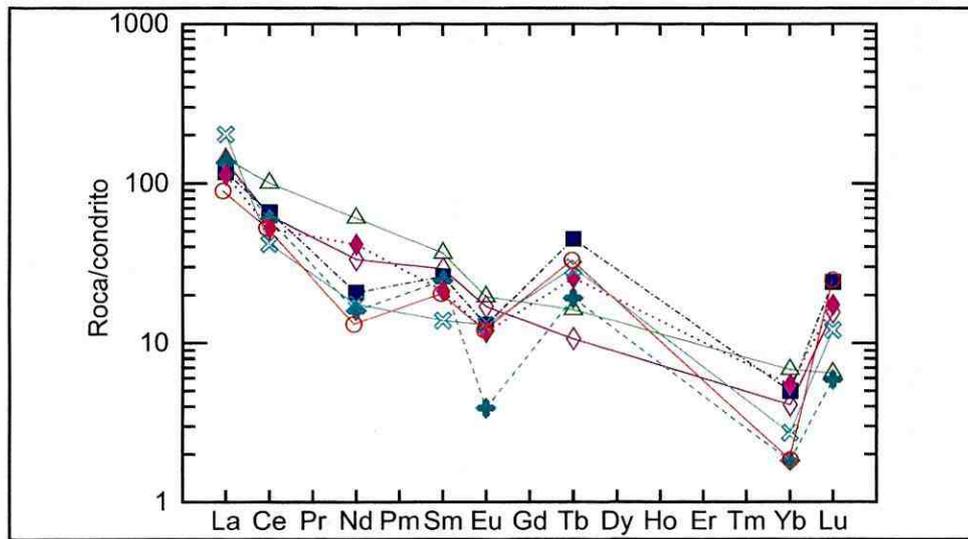


Figura 15. Distribución de ETR en diagrama extendido normalizado al condrito de Nakamura (1974)

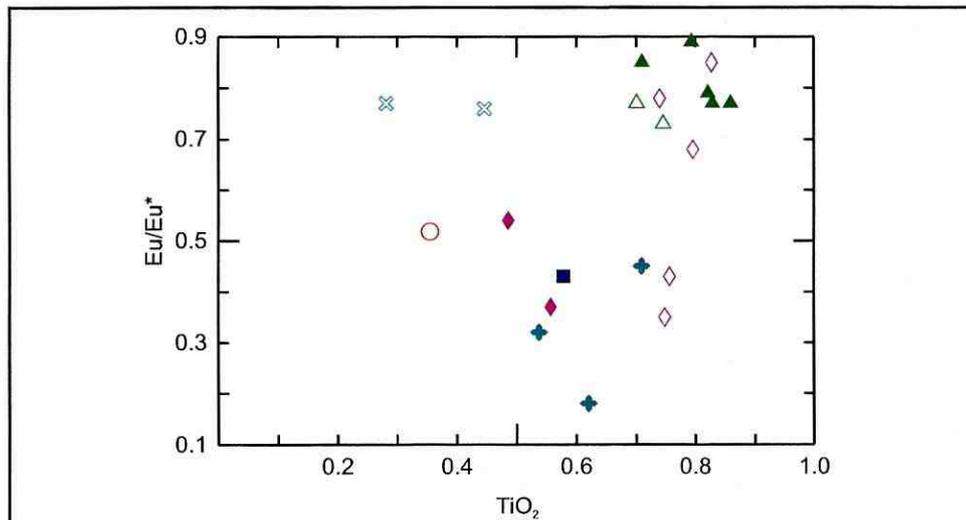


Figura 16. Eu/Eu^* vs TiO_2 de muestras alteradas de Pan de Azúcar (sin normalizar)

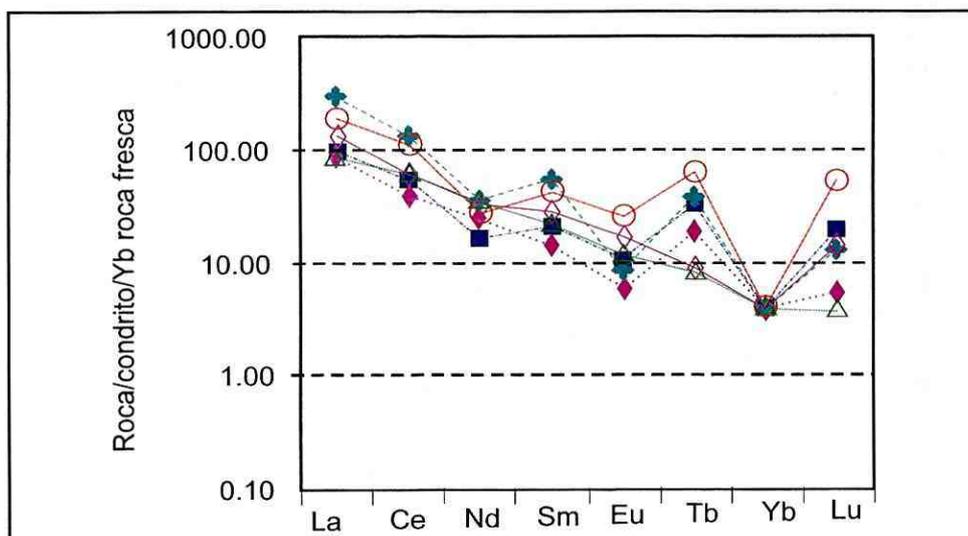


Figura 17. Diagrama extendido de ETR normalizadas a Yb y a condrito de Nakamura (1974) Referencias en Figura 10

y el segundo durante la sericitización.

2) Los cambios de masa observados son diferentes según las zonas de alteración:

Sericitización involucra cambios moderados o bajos, de entre +20 y -15%, según se trate de rocas feldespatizadas previamente (+) o no (-). La feldespatización (sin sericita sobreimpuesta) estuvo concentrada en la zona de brechas piroclásticas, produciendo cambios positivos de masa de entre 60 y 90%, mientras que sobre la misma litología, rocas solamente silicificadas suelen exhibir lixiviaciones de entre 10 y 40% de material respecto de sus precursores. Este último punto sí resulta ser novedoso y podría vincular temporalmente a ambas zonas de alteración hidrotermal (zonas 1 y 2, con cuarzo-adularia y cuarzo±baritina, **fig. 3**), con extracción de elementos de una zona y aporte hacia la otra. Las cajas de vetillas de SiO_2 (vinculadas a mineralización) sugieren aumentos de masa importantes, entre 100-80%. Las muestras opalizadas no revisten cambios significativos.

3) Las variaciones de masa de SiO_2 y K_2O

se correlacionan directamente con la distribución de la mayoría de los elementos trazadores metálicos. Dentro de éstos últimos Sb y As demuestran ser los elementos que mejor se vinculan con las zonas de alteración vinculadas a la mineralización en Pan de Azúcar. De la distribución de los trazadores metálicos y las variaciones de masa de potasio y sílice queda claro que el evento de feldespatización (cuarzo-adularia) estuvo vinculado al principal episodio de metalización rico en As, Sb, Cd, Pb y Ag, mientras que Au y Hg se asociaron a la silicificación y sericitización.

4) La movilidad general de los elementos en la zona de argilitización demuestra invalidar el método de balance de masas para sectores afectados por fluidos epitermales ácidos y altamente oxidados. Sería interesante en el futuro chequear estos resultados parciales con un trabajo similar desarrollado en depósitos epitermales de alta sulfuración.

5) Los ETR fueron en general móviles, sin exhibirse una correlación específica entre ETRL y ETRP, ni tampoco una buena distinción de grados de movilidad diferentes.

BIBLIOGRAFÍA

- Ahlfeld, F., 1948. Informe preliminar sobre el yacimiento argento-plumbífero de la mina Pan de Azúcar, dpto. Rinconada. Instituto de Geología y Minería de Jujuy - Universidad Nacional de Tucumán. *Publicación N° 455, Yac. Min. N° 1, I Parte*.
- Alarcón, B. y Villalpando, B.A., 1991. Petrografía, alteraciones y termometría de los Cerros La Joya y Kori Kollo. *Memorias del IV Coloquio del Instituto de Geología Económica: La Paz, Universidad Mayor de San Andrés*, 125 p.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. y Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna of the Central Andes. *Annual Reviews Earth Planet. Sci.* 25: 139-174.
- Alonso, R. y Viramonte, J.G., 1987. Geología y Metalogenia de la Puna. *Estudios Geológicos* 43: 393-407, Madrid.
- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina, I: Yacimientos metalíferos. *Revista Inst. Nac. Invest. Cienc. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*: 421-422.
- Aniel, B.G., 1987. Comportement Naturel de l'Uranium en Milieu Volcanique et Approche experimentale. *Tesis Doctoral*. Inédita. Université de Nancy. Francia.
- Ávila, J.C., Chomnals, R. y Soncini Lema, J., 1986. Geología y Metalogénesis del Yacimiento Chinchillas, Dpto. Rinconada, Prov. de Jujuy, Rep. Argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, v. 6: 87-103. Universidad Nacional de Jujuy.
- Ávila Salinas, W., 1993. Génesis del complejo volcánico de Oruro y sus yacimientos de Sn-Ag. *Boletín de Geobol.* 1: 70-84.
- Barret, T.J. y MacLean, W.H., 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In Lentz, D.R. (ed) *Alteration and Alteration Processes associated with ore-forming systems*. Geological Society of Canada Short Course Notes, v. 11, 433-467.
- Berger, B.R. y Eimon, P.L., 1983. Conceptual models of epithermal precious-metals deposits. In: Skanks, W.C. (ed.): *Cameron volume on un conventional mineral deposits*. *Society Mining Engineering*: 191-205.
- Brackebusch, L., 1893. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* (5): 137-184.
- Brito, J. y Sureda, R., 1992. Exploración del Prospecto Polimetálico Cerro Redondo, Rinconada, Jujuy, Argentina. *Actas del IV Congreso Nacional de Geología Económica*: 183-194. Córdoba.
- Brodtkorb, M. K. de, 1969. Sobre la denominada "Geocronita" del Yacimiento Pan de Azúcar, Pcia. de Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XXIV* (2): 116-118.
- Buchanan, L.J., 1981. Precious-metals deposits associated with volcanic environments in the southust. In DICKINSON, W.R. & W.D. PAYNE (ed.) *Relation of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera Arizona*. *Geological Society Digest* 14:237-262.
- Caffe, P.J., 1998. Origen y evolución de fluidos hidrotermales en el sistema epitermal Pan de Azúcar, Puna Norte, Argentina. *Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología*, vol. III: 208 - 213. Buenos Aires.
- Caffe, P.J., 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior en Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba: 421p (inédita).
- Caffe, P.J., 2002. Estilos eruptivos del complejo dómico volcánico Pan de Azúcar - Puna Norte. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (en prensa).
- Caffe, P.J. y Coira, B., 1999. Complejos de domos volcánicos del Mioceno medio de Puna Norte. Un modelo geológico y metalogenético para yacimientos epitermales de metales de base ricos en Ag (Sn). En: Zappettini, E. (Ed.). *Recursos minerales de la República Argentina*. Instituto de Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35, 1569-1578. Buenos Aires.
- Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B. y Romer, R., 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43: 907-942.
- Cladouhos, T., Allmendinger, R., Coira, B. y Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Faultkinematics from the Northern Puna, Northwestern Argentina and Southwestern Bolivia. *Journal of South America Earth Science*. Vol. 7 (2): 209-228.
- Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Pcia. de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín 170: 1-90.
- Coira, B., 1983. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en Puna Jujefña, Argentina. *Actas del Segundo Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 405-423. San Juan.
- Coira, B. y Brodtkorb, M.K. de, 1995. Paragenesis of polymetallic mineralizations related with Cenozoic volcanism in Northern Puna, Argentina. In: J.L. Mank and J.D.S George (Eds.) *Pacrim Congress*: 135-140.

- Coira, B., Caffè, P. y Soler, M., 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. II-Area Depresión de Pozuelos. II.1-Geología y minería. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones técnicas (1)*. Geofísica: 11-13. Buenos Aires.
- Coira, B., Kay, S.M., y Viramonte J.G., 1993a. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of the Argentine Puna - A Model for Changing Subduction Geometry. *International Geology Review*, 35 (8): 677-720.
- Coira, B., Díaz, A., Chayle, W., Pérez A. y Ramírez, A., 1993b. Chinchillas: Modelo de complejo volcánico dómico portador de depósitos de metales de base con Ag y Sn en Puna Jujeña. *Actas del XII Congreso Geológico Argentino*, 4: 270-276. Mendoza.
- Columba, M.C. y Cunningham, C., 1993. Geologic model for the mineral deposits of the La Joya District, Oruro, Bolivia. *Economic Geology*, 88: 701-708.
- Cunningham, Ch., McNamee, J., Pinto Vázquez, J. y Ericksen G., 1991. A model of volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 86: 415-421.
- Chernicoff, C.J., Garea, G., Hongn, F., Seggiaro, R., Zappettini, E., Coira, B., Caffè, P.J., Chayle, W., Rodríguez, G., Pérez, A., Soler, M. y Rankin, L., 1996. Interpretación geológica del relevamiento aeromagnético de la Puna Septentrional, Jujuy y Salta. *Dirección Nacional del Servicio Geológico, Serie Contribuciones técnicas (1)*: Geofísica: 46 p. Buenos Aires.
- Chomnales, R., 1968 y 1969. Estudio microscópico de cortes pulidos sobre muestreos de labores de Mina Pan de Azúcar, Departamento Rinconada, Pcia. de Jujuy. Instituto de Geología y Minería, informe inédito: 11 p.
- Chomnales, R., 1977/82. Informes microscópicos varios, sobre muestreo y ensayos de concentración de minerales del área Mina Chinchillas. Convenio Universidad Nacional de Jujuy-Compañía Minera Pirquitas S.A. Instituto de Geología y Minería. Universidad Nacional de Jujuy. Inédito: 1-15.
- Chomnales, R., 1979. Estudio microscópico de cortes pulidos sobre muestreos de labores de Mina Pan de Azúcar, Departamento Rinconada, Pcia. de Jujuy. Instituto de Geología y Minería, informe inédito: 11 p.
- Darce, M., Levi, B. y Nystrom, J.O., 1991. Chemical changes during alteration of volcanic rocks and gold ore formation, La Libertad, Nicaragua. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 87-97.
- Daroca, J.R., 1970. Informe preliminar del mosaico 4c/4. DGFM, Salta. Inédito.
- Dawson, L.A., 1973. Grupo Minero Pan de Azúcar: minas "España", "Potosí" y Pan de Azúcar, Depto. Rinconada, Pcia. De Jujuy. D.N.M. y G. Inédito.
- De la Iglesia, H., 1958. Informe sobre la mina de plomo Chinchillas. Dpto. Rinconada, Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Inédito: 1-9.
- De los Hoyos, L., 1962. Informe sobre la mina de plomo Chinchillas. Dpto. Rinconada, Jujuy. Dirección Provincial de Minería. Inédito: 1-13.
- De los Hoyos, L., 1969. Programa de trabajos de búsqueda detallada de mineralización útil en las pertenencias mineras "España" y "Potosí", área de la mina Pan de Azúcar de plomo - plata. Dirección Pcial. de Minería de Jujuy. Inédito.
- De los Hoyos, L., 1993. La situación de la minería jujeña y sus perspectivas. Informe CFI, 113 p (inédito).
- Fernandez Lima, de la Iglesia, J.C.H. y Jutoran, A., 1953. Informe preliminar sobre la Mina Pan de Azúcar. DNMyG, inédito.
- Gammons, C.H. y Williams-Jones, A.E., 1997. Chemical mobility of Gold in the porphyry - epithermal environment. *Economic Geology*, v. 92: 45-59.
- Gowling, K. y Morrison, G., 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology*, Monograph 6, 342-355.
- Gibson, P.C., McKee, E., Noble, D.C. y Swanson, K.E., 1995. Timing and interrelation of magmatic, tectonic, and hydrothermal activity at the Orcopampa district, Southern Peru. *Economic Geology* 90: 2317-2325.
- Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Economic Geology*, 87: 1927-1944.
- Gorustovich, S., Salfity, J., Rubiolo, D. y Sureda R., 1985. Yacimiento Aguiliri (Puna argentina): Depósito uranífero en rocas subvolcánicas terciarias. *Actas del IV Congreso Geológico Chileno* 3: 250-270. Antofagasta.
- Grant, J.N., Halls, C., Sheppard, S. y Avila, W., 1980. Evolution of the porphyry tin deposits of Bolivia. *Mining Geology, Special Issue*, 8: 151-173.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2, 47-55.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P. y Foley, N.K., 1985. Geologic mineralogic and geochemical characteristics of volcanic hosted epithermal precious-metal deposits, in Berger, B.R. & P.M., Bethke Eds. *Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology* 2:129-168.
- Heald, P., Hayba, D.O. y Foley, N.K., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulfate and adularia sericite types. *Economic Geology* 82:1-26.

- Hedenquist, J.W., 1987. "Mineralization Associated with Volcanic-related Hydrothermal Systems in the circum-Pacific Basin", in Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. Horn, M.K., Ed., *American Association Pet. Geology*: 513-524.
- Hidreth, S.C. y Hannah, J.L., 1996. Fluid inclusion and Sulfur isotope studies of the Tintic mining district, Utah: implications for targeting fluid sources. *Economic Geology*, v. 91: 1270-1281.
- Igarzábal, A. P.; 1969. Estructura, mineralización y génesis del yacimiento plumbo-argentífero-zincífero "Pan de Azúcar". *Actas de las IV Jornadas Geológicas Argentinas* 1: 371-395.
- Igarzábal, A.P. y Viramonte, J.G., 1973. Geomorfología y Petrología de los Domos del Sur del Bolsón de Pozuelos (Pcia. de Jujuy). *Actas del V Congreso Geológico Argentino*, 1: 187-207.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Tittler, A. y Cornejo, P., 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga Belt in Chile. *International Geology Review* 36, 1079-1112.
- Kleine Hering, R., Malinowski, J.H., Dekowski, C., Lubinski, B., y Kulms, M., 1981. Informe Mina Pan de Azúcar. Misión Alemana. BANADE, 175 p (inédito).
- Leitch, C.H.B. y Lentz, D.R., 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: methods, pitfalls, examples. In Lentz, D.R. (ed) Alteration and Alteration Processes associated with ore-forming systems. Geological Society of Canada Short Course Notes, v. 11, 161-192.
- Liaghat, S. y MacLean, W.H., 1995. Litho geochemistry of altered rocks at the New Inco VMS deposit, Noranda, Quebec. *Journal of Geochemical Exploration* 52, 333-350.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Publicaciones Especiales Asociación Geológica Argentina*. Serie B N°19.
- Lehmann, B., Petersen, U., Santivañez, R. y Winkelmann, L., 1988. Distribución geoquímica de estaño y boro en la secuencia paleozoica inferior de la Cordillera Real de Bolivia. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 77: 19-27.
- Long, K., Ludington, S., du Bray, E., Andre Ramos, O. y McKee, E.; 1993. Geología y yacimientos minerales del distrito La Joya, Altiplano Norte de Bolivia. *Boletín de Geobol* 1: 63-69.
- MacLean, W.H., 1988. Rare earth elements mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zones at Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita* 23, 231-238.
- MacLean, W.H. y Hoy, L.D., 1991. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology* 86, 506-528.
- MacLean, W.H. y Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82, 951-962.
- Matsuhisa, Y. y Aoki, M., 1994. Temperature and oxygen isotope variations during formation of the Hishikari gold-silver epithermal veins, southern Kyushu, Japan. *Economic Geology*, v. 89: 1608-1613.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nelson, C.E. y Giles, D.L., 1985. Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. *Economic Geology*, 80: 1633-1639.
- Pasquín, C.L., 1976. Informe distrito Minero Pan de Azúcar y España. B.N.D. Inédito.
- Peccerillo, R. y Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Peralta, E.H., 1987. Proyecto Chinchillas; Plomo-Zinc-Plata, Jujuy. Evaluación previa. CENOA. Secretaría de Minería de la Nación, S.M. de Tucumán. Inédito.
- Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits (principles and fundamental concepts for the exploration geologist). Springer-Verlag, 709 p.
- Schneider, A., 1985. Eruptive processes, mineralization and isotopic evolution of The Los Frailes - Kari Kari region, Bolivia. Royal School of Mines, Imperial College of Science and Technology, London. Ph. D. Thesis (inédita): 1-281.
- Segal de Svetliza, S., 1980. Estudio mineralógico y consideraciones genéticas del distrito minero Pan de Azúcar, Departamento de Rinconada, Provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (3): 375-400.
- Segal, S.J. y Caffè, P.J., 1999. El Grupo Minero Pan de Azúcar, Jujuy. En: Zappettini, E.O. (Ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1579-1591. Buenos Aires.
- Sgroso, P., 1943. Minería y Geología del Noroeste Argentino. *D.M.G., Boletín* 53.
- Sillitoe, R.H., 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467-1514.
- Sillitoe, R., Halls, C., y Grant, J.N., 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 70: 913-927.

- Sureda, R. y Brito, J.R., 1991. Sartorita Pb As₂ S₄, en el prospectopolimetálico de Cerro Redondo, Jujuy, Argentina. *I Reunión Min-Met*, La Plata.
- Sureda, R.J., Gallisky, M., Argañaraz, R., y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogenéticos del Noroeste Argentino (Provincias de Salta y Jujuy). *Rev. Capricornio* (1): 39-95.
- Turner, J.C., 1978. Descripción Geológica de las Hojas 1a y b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro. Provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional. Bol. 156-7*: 1-56.
- Valvano, J. y Galeota, R., 1978. Informe sobre el yacimiento de Mina Chinchillas. Dpto. Rinconada, Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Minería. Universidad Nacional de Jujuy. Inédito: 1-3.
- White, N.C., 1991. "High Sulfidation Epithermal Gold Deposits: Characteristics and a Model for their Origin". *Geological Survey of Japan Report* 277: 9-20.
- White, N.C. y Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal Gold Deposits: Styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists, Newsletters* N° 23: 1-13.

Anexo I

DETERMINACIONES POR DRX

Tabla 1. Identificación de minerales de alteración por DRX - Pan de Azúcar
Fracción arcilla

Muestra PA-20		Muestra PA-22		Fracción total
Pico 2 θ	Mineral	Pico 2 θ	Mineral	
9,02	musc	13,66	FK	
12,25	caolinita 1Md	20,92	cuarzo + FK	
13,73	FK1 + plagioclasa	23,53	FK	
15,20	plagioclasa	25,76	FK	
17,65	musc	26,67	cuarzo + FK1 + FK	
20,02	caolinita 1Md	27,13	FK	
21,06	FK1 + plagioclasa	27,66	FK	
21,47	tridimita?	29,83	FK1	
22,92	tridimita?	30,82	FK	
23,70	FK1 + plagioclasa	34,74	FK1	
24,82	caolinita 1Md	36,59	cuarzo	
25,47	jarosita	37,13	FK1	
25,91	FK1 + plagioclasa	39,49	cuarzo	
26,81	musc + FK1 + cuarzo	40,32	cuarzo	
27,56	FK1 + plagioclasa	41,67	FK	
27,85	FK1 + plagioclasa	42,46	cuarzo	
29,28	plagioclasa	45,85	cuarzo	
30,02	jarosita	48,09	FK1	
30,92	jarosita	50,16	cuarzo	
32,56	FK1 + jarosita	50,83	cuarzo	
34,93	FK1			
35,63	caolinita 1Md			
36,68	cuarzo			
				FK: microclino intermedio FK1: ortoclasa
	musc: Muscovita-2M1 FK1: Ortoclasa FK2: Sanidina desordenada plagioclasa: albita			

Muestra PA-21		Muestra PA-23		
Pico 2 θ	Mineral	Pico 2 θ	Mineral	
13,69	plagioclasa	8,93	musc	
20,94	cuarzo	13,72	FK1	
23,63	plagioclasa	20,95	FK1 + FK2 + cuarzo	
25,83	plagioclasa	21,17	FK2	
26,73	cuarzo	22,61	FK1 + FK2	
27,74	plagioclasa	23,59	FK1	
28,90	plagioclasa	24,64	FK2	
29,91	plagioclasa	25,80	musc + cuarzo + FK2	
30,85	?	26,74	Musc	
36,63	cuarzo	27,48	FK2	
39,55	cuarzo	27,70	FK2	
		29,86	FK1	
		30,53	FK1	
		30,84	FK2	
		32,43	FK2	
		34,37	FK2	
		36,26	FK1	
				musc: Muscovita-2M1 FK1: Ortoclasa FK2: Sanidina desordenada

Tabla 1. Continuación

Muestra PA-24		Muestra PA-41	
Pico 2 θ	Mineral	Pico 2 θ	Mineral
8,36	musc	8,71	musc
12,46	caolinita	14,94	jarosita
13,75	FK1	15,48	jarosita
17,53	musc	17,44	musc
21,02	FK1	17,67	musc
21,21	FK2	19,80	musc
23,62	FK1 + FK2	20,91	cuarzo
24,71	FK1	23,53	FK
25,04	caolinita	24,33	jarosita
25,85	FK1	26,67	musc + cuarzo
26,76	musc + FK2	27,56	FK
27,50	FK1	28,74	jarosita
27,75	FK2	29,02	jarosita
28,81	jarosita	29,83	musc
29,13	jarosita	31,18	musc + jarosita
29,93	musc	35,00	musc
30,88	FK1?	35,25	jarosita
31,50	jarosita	36,59	cuarzo
32,45	FK1	39,32	jarosita + cuarzo
34,44	FK2		
34,89	caolinita		
35,30	FK1		
36,17	FK2		
36,65	FK2		
37,24	FK1		
37,57	musc		
37,85	musc		
38,66	FK1		

musc: Illita-2M1
FK: Microclino

Muestra PA-42		Muestra PA-43	
Pico 2 θ	Mineral	Pico 2 θ	Mineral
8,79	musc	12,44	caolinita
12,43	caolinita	15,68	FK ?
14,99	jarosita	19,95	caolinita
15,48	jarosita	20,43	caolinita
17,48	musc	20,91	FK
19,81	caolinita	24,96	caolinita
20,95	FK1 + cuarzo	26,71	FK
23,57	FK1	30,38	FK
24,95	caolinita	35,07	caolinita
26,70	musc + cuarzo + FK1	36,05	caolinita
27,63	FK1	37,78	caolinita
28,81	jarosita	38,71	FK
29,08	jarosita		
29,88	musc		
31,21	musc		
34,80	caolinita		
35,05	caolinita		
35,26	musc		
36,58	FK1		
37,84	musc		
39,36	caolinita		

FK1: Ortoclasa
caolinita: 1Md

Muestra PA-24	
Pico 2 θ	Mineral
8,36	musc
12,46	caolinita
13,75	FK1
17,53	musc
21,02	FK1
21,21	FK2
23,62	FK1 + FK2
24,71	FK1
25,04	caolinita
25,85	FK1
26,76	musc + FK2
27,50	FK1
27,75	FK2
28,81	jarosita
29,13	jarosita
29,93	musc
30,88	FK1?
31,50	jarosita
32,45	FK1
34,44	FK2
34,89	caolinita
35,30	FK1
36,17	FK2
36,65	FK2
37,24	FK1
37,57	musc
37,85	musc
38,66	FK1

musc: Muscovita-2M1
FK1: Ortoclasa
FK2: Sanidina desordenada

Muestra PA-42	
Pico 2 θ	Mineral
8,79	musc
12,43	caolinita
14,99	jarosita
15,48	jarosita
17,48	musc
19,81	caolinita
20,95	FK1 + cuarzo
23,57	FK1
24,95	caolinita
26,70	musc + cuarzo + FK1
27,63	FK1
28,81	jarosita
29,08	jarosita
29,88	musc
31,21	musc
34,80	caolinita
35,05	caolinita
35,26	musc
36,58	FK1
37,84	musc
39,36	caolinita

musc: Illita-2M1
FK1: Ortoclasa
caolinita: variedad de alta T°. Dickita o Nacrita, no colapsa a los 650°C.

Tabla 1. Continuación

Muestra PA-47

Pico 2 θ	Mineral
8,84	musc
12,32	caolinita
17,77	musc
23,55	FK1
24,96	caolinita
25,28	FK1
26,79	musc
29,84	musc
30,80	FK1
34,77	caolinita
35,05	caolinita
35,94	musc
39,44	caolinita

musc: Illita-2M1
FK1: Ortoclasa

Muestra PA-49

Pico 2 θ	Mineral
8,88	musc
17,79	musc
20,94	cuarzo
22,43	musc
25,39	musc
26,75	musc + cuarzo
34,92	musc
36,00	musc
36,62	musc
39,52	musc

musc: Illita-2M1

Muestra PA-48

Pico 2 θ	Mineral
8,62	musc
17,46	musc
20,92	cuarzo
26,71	cuarzo + musc
28,71	FK1
29,01	jarosita
35,23	musc
36,59	musc
39,50	musc

musc: Illita-2M1
FK1: Ortoclasa

Tabla 2. Continuación

Muestra Ch-8 Brecha del socavón del Diablo

Pico 2 θ	Mineral
8,63	musc
17,61	musc
20,79	cuarzo
25,53	musc?
26,80	musc + cuarzo
27,55	FK
28,48	blenda
30,04	musc
32,32	?
33,10	?
35,83	musc
43,03	musc
43,73	?
45,12	musc
47,42	blenda
50,01	musc
50,97	FK
55,64	musc
56,24	blenda

musc: Illita-2M1
FK: Sanidina K desordenada

Muestra AH-12

Pico 2 θ	Mineral
8,75	musc
12,38	caolinita
17,79	musc
20,86	cuarzo
21,20	FK?
24,88	caolinita
26,84	musc + cuarzo
27,93	musc
33,19	?
35,03	musc
35,92	musc
36,59	musc
41,10	musc
42,46	musc
45,32	musc
46,54	musc
50,16	musc
52,96	?
55,23	musc
55,69	musc

musc: Muscovita 2M-1
Caolinita: 1Md

Muestra AH-5

Pico 2 θ	Mineral
7,34	esmectita
8,65	musc
12,46	caolinita
17,78	musc
20,96	FK
23,57	FK
24,99	caolinita
27,10	esmectita
29,10	musc + goethita + FK
29,89	jarosita
31,40	musc
35,20	musc
35,99	musc
36,59	goethita
37,81	musc + caolinita
39,56	musc
41,76	caolinita
42,52	caolinita
45,35	FK
47,08	musc
50,20	musc
51,18	FK
55,16	musc
55,51	caolinita
55,79	?
56,48	musc

musc: interestratificado Illita-2M1+
montmorillonita
caolinita: 1Md
FK: Microclino intermedio + Ortoclasa

Muestra ChMCD-5 caja brecha

Pico 2 θ	Mineral
5,26	esmectita
8,66	musc
17,68	musc
18,57	jarosita
20,78	cuarzo
26,78	musc + cuarzo
28,43	jarosita
28,89	jarosita
34,90	musc
35,86	musc
36,54	musc
42,37	musc
45,24	musc
47,45	?
50,10	musc
55,41	?
56,32	musc

musc: interestratificado
Illita-2M1+
montmorillonita escasa

Tabla 3. Identificación de minerales de alteración por DRX - Cerro Redondo
Fracción arcilla

Muestra Red-4		Muestra Red-8	
Pico 2 θ	Mineral	Pico 2 θ	Mineral
5,82	esmectita	6,69	esmectita
6,63	esmectita	8,80	musc
8,81	musc	12,26	caolinita
12,30	caolinita	15,50	jarosita
15,50	jarosita	17,71	musc + jarosita
17,71	musc	20,97	cuarzo + FK
20,99	FK	22,33	turmalina
23,52	FK	23,52	FK
24,84	caolinita	25,05	caolinita
25,69	esmectita + musc	25,68	esmectita
26,71	FK + musc	26,72	musc + cuarzo + FK + esmectita
27,57	FK	27,57	FK + esmectita
29,06	jarosita	28,68	jarosita
29,81	FK	29,06	jarosita
30,81	FK	29,79	FK
31,24	musc	30,23	turmalina
32,35	caolinita	30,88	FK
33,38	?	31,28	musc
34,41	musc	32,33	caolinita
34,79	caolinita	34,83	turmalina
35,88	musc	36,58	musc
36,59	musc?	37,72	musc
37,57	musc	39,46	caolinita
39,42	caolinita	41,69	musc
41,57	caolinita?	42,51	musc
42,43	musc	44,43	turmalina?
45,28	musc + FK	45,30	musc + FK
45,98	jarosita	45,95	jarosita
47,08	FK	47,05	FK
50,19	musc	47,49	turmalina
50,75	FK + caolinita	50,51	cuarzo + musc
52,35	?	50,76	FK
53,26	caolinita	55,39	musc
55,10	caolinita	57,89	caolinita
55,50	musc		
58,82	caolinita		

Muestra Red-9		Muestra Red-16	
Pico 2 θ	Mineral	Pico 2 θ	Mineral
8,83	musc	5,77	esmectita
17,74	musc	7,02	esmectita
20,87	cuarzo	7,89	esmectita
22,36	musc	8,86	musc
24,11	?	12,22	caolinita
26,75	musc + cuarzo	17,81	musc
27,91	musc	20,95	FK + cuarzo
31,33	?	24,96	caolinita
32,03	?	26,8	musc + FK + cuarzo
34,85	musc	27,59	FK
35,90	musc	29,05	jarosita
36,60	musc	33,48	?
42,48	musc	34,94	musc
45,31	musc	35,55	caolinita
50,18	musc	35,98	musc + caolinita
55,60	musc	37,74	musc
		42,53	caolinita
		45,38	musc
		50,17	musc + jarosita
		51,01	FK
		51,37	caolinita
		55,19	musc
		55,66	musc
		55,97	?

musc: Muscovita 2-M1

musc: Illita-2M1
caolinita: 1A
FK: Ortoclasa

musc: Illita-2M1
caolinita: 1A
FK: Ortoclasa

musc: Illita-2M1
caolinita: interestratificada
con montmorillonita
FK: ortoclasa

Tabla 3. Continuación

Muestra Red-19' Brecha turmalinizada del Cerro Redondo			Muestra AH-59		
Pico 2 θ	Mineral		Pico 2 θ	Mineral	
9,03	musc		8,80	musc	
12,53	caolinita		17,69	musc	
17,92	mus		19,87	musc	
21,09	FK		20,81	cuarzo	
22,55	turmalina		22,91	musc	
25,08	caolinita		23,92	musc	
25,85	turmalina		25,47	?	
26,90	musc + FK + cuarzo		26,68	musc + cuarzo	
28,94	jarosita		27,85	musc	
29,36	calcita?		29,13	jarosita	
30,45	turmalina		29,86	musc	
31,39	musc		31,24	musc	
33,58	?		32,00	musc	
35,06	musc + turmalina		35,04	musc	
36,11	musc		35,86	musc	
36,75	musc?	musc: Muscovita-2M1	36,54	musc	musc: Illita-2M1
37,90	musc	caolinita: 1Md	37,77	musc	+ Muscovita 2-M1
38,64	caolinita	FK: ortoclasa	39,43	?	
39,64	calcita?		40,26	musc	
40,50	musc		42,43	musc	
42,65	musc		45,26	musc	
44,68	?		50,12	musc	
45,50	musc		55,11	musc	
50,33	musc		55,74	musc	
51,22	FK				
55,11	caolinita				
55,53	?				
55,93	musc				
57,98	caolinita?				

Anexo II

DETERMINACIONES POR PIMA

RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS REALIZADOS CON EQUIPO PIMA EN MUESTRAS DE AREAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL DE LA PROVINCIA DE JUJUY

Realizados por la Lic. Vanesa Litvak y la Dra. Marta Godeas

Pan de Azúcar

- AH-19: caolinita
- AH-20: caolinita
- AH-21: illita con amonio
- AH-23: ópalo
- AH-24: illita con amonio
- AH-25: mezcla illita (50%) con jarosita (50%)
- AH-29: illita con amonio
- AH-30: illita con amonio, muy pobre cristalización
- AH-31: mezcla de feldespato de baja temperatura (buddingtonita) (90%) con illita (10%)
- AH-33: mezcla de feldespato de baja temperatura (buddingtonita) (90%) con illita (10%)
- AH-34: illita con amonio
- AH-35: se pasaron dos muestras: a y b
 - a: mezcla de illita (40%), jarosita (40%) y cuarzo (20%)
 - b: jarosita
- AH-36: ópalo
- AH-37: mezcla de illita con amonio (60%) con ópalo (40%)
- AH-38: illita con algo de amonio
- AH-42: mezcla de feldespato de baja temperatura (buddingtonita) 60%, jarosita 20% e illita 20%
- AH-43: mezcla de illita (30%) con caolinita (70%)
- AH-44: mezcla de illita con amonio (10%), caolinita (20%) y montmorillonita (70%)
- AH-45: montmorillonita
- AH-49: mezcla de cuarzo (80%) con ópalo (20%)
- SuN: mezcla de illita con amonio (80%) con caolinita (20%)

Chinchillas

- AH-1: mezcla de clorita de hierro (80%) con illita-smectita (20%)
- AH-2: mezcla de clorita de hierro (40%) con illita-smectita (60%)
- AH-4 : caolinita
- AH-5: illita
- AH-6: illita
- AH-7: illita-smectita
- AH-8: illita
- AH-9: illita
- AH-10: illita
- AH-11: mezcla de clorita (70%) con illita (30%)
- AH-12: illita
- AH-13: mezcla de caolinita (85%) con illita (15%)
- AH-15: mezcla de clorita de hierro (80%) con montmorillonita (20%)
- AH-16: mezcla de caolinita (80%) con illita (20%)

Cerro Redondo

- AH-54: mezcla de turmalina de hierro (90%) con illita (10%)
AH-55: turmalina de hierro
AH-57: turmalina de hierro
AH-58: illita
AH-59: illita con amonio
AH-61: mezcla de turmalina de hierro (60%), illita (20%) y caolinita (20%)
AH-62: mezcla de turmalina de hierro (70%) con illita-smectita (30%)
AH-63: se pasaron dos muestras: a y b
 a: turmalina de hierro
 b: mezcla de montmorillonita (70%) con turmalina de hierro (30%)
AH-64: turmalina de hierro
AH-65: mezcla de illita (80%) con turmalina de hierro (20%)
AH-66: mezcla de turmalina de hierro (20%), caolinita (70%) e illita (10%)
AH-67: turmalina de hierro
AH-68: turmalina de hierro
AH-69: mezcla de 70 % de clorita y 30 % de illita/smectita.
AH-70: mezcla de illita (50%) con turmalina de hierro (50%)
AH-71: mezcla de illita (60%) con caolinita (40%)
AH-74: turmalina de hierro

Anexo III

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y CALCULOS DE BALANCE DE MASA DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Tabla 4. Composición química de muestras de rocas volcánicas alteradas de Pan de Azúcar

Muestras	AH-18 toba silicificación	AH-19 brecha argilitiz silicificación	AH-20* brecha pirod argilitización	AH-21 lava sericitización	AH-22 lava sericitización	AH-23 brechas silicificación	AH-25 caja de vetilla	AH-26 caja de vetilla	AH-27 vetilla silicificación	AH-28 brecha pirod silicificación	AH-30* brecha feldespatización	AH-32 pirocl feldespatización	AH-34 lava sericitización	AH-35 pirocl feldespatización
SiO ₂	96.00	84.40	67.13	70.90	71.20	94.70	44.80	7.28	95.50	74.19	70.50	68.30	63.70	
Al ₂ O ₃	0.52	5.70	21.78	14.70	15.30	0.92	7.28	0.11	1.49	11.77	12.10	15.90	4.50	
CaO	0.07	0.06	0.16	0.10	0.19	0.11	0.11		0.08	0.06	0.03	0.14	0.17	
Na ₂ O	0.06		0.00	0.21	0.11		0.09			0.00	0.22	0.28	0.07	
K ₂ O	0.10	0.26	0.13	8.24	4.00	0.07	6.58		0.18	7.37	9.37	8.45	3.31	
FeO _T	0.13	1.67	0.75	1.46	0.83	0.83	20.80		0.39	2.74	2.62	2.50	13.70	
MgO	0.01	0.01	0.19	0.25	0.73	0.02	0.13		0.01	0.40	0.12	0.41	0.17	
MnO			0.00	0.01	0.01				0.61	0.02	0.53	0.80	0.24	
TiO ₂	0.77	0.49	0.32	0.71	0.70	0.69	0.35		0.13	0.47	0.02	0.13	0.71	
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.42	0.19	0.04	0.04	0.30		1.80	0.02	3.70	0.80	12.20	
LOI	1.90	2.60	8.365	10.00	5.10	1.30	19.70			3.39				
Rb	10	42	577	16	472	11	361		340	469	546	884	177	
Sr	4	10	12	12	12	8	14		156	37	27	81	327	
Y	134	185	376	162	172	187	94		179	112	109	12	8	
Zr	24	17	12	26	32	51			10	16	19	52	55	
Nb	337	248	608	1340	311	291	788		643	639	1210	1200	673	
Ba	0.8	0.5	6.1	8.4	7.4	1.5	4.6	5.1	0.07	0.01	3.8	7.4	3.3	
Sc	0.01	0.06	0.18	0.09	0.03	0.02	0.41	0.04	0.33	0.01	1.99	0.06	0.31	
P	4615	2937	1942	4255	4135	4135	2600	3700	3656	2787	3176	4794	1438	
Ti	5	37	50	64	78	13	170	89	14	52	51	69	67	
V		0.5	1.6	0.6	1.1	2	7.2	0.5	6	0.6	4	0.5	2	
Br	2	2	2	2	2	2	4	2	6	4	5	4	0.6	
Ni	47	44	6	21	18	129	4	2	109	31	52	20	11	
Co	5	13	23	13	18	12	36	19	24	18	22	44	10	
Cr	0.17	0.11	0.72	1.03	0.62	0.62	20.2	15.1	4.16	1.04	1.7	1.7	10.6	
Fe	6.6	9	8	12.1	11.2	8.6	8.1	11.9	8.8	7	7.5	9.5	3.1	
Th	3.8	2.2	1	5	3	3.5	2.6	3	3.5	3	2.5	3.1	1.6	
U	4	6	4	6	5	5	1	3	6	4	4	6	2	
Hf														
Ta	71	4	9	1.3	1.3	1.3	18	21	16	58	0.7	43	26	
Cs	19.1	55.1	28.6	62.8	56.4	43.3	24.2	33.4	44.5	37.2	32.9	45.1	26.8	
La	19	80	44	86	64	41	28	36	51	45	38	54	42	
Ce	12	15	8	33	14	33	14	11	10	26	18	21	18	
Nd	2.1	7.8	4	17	6.4	4	3	2.8	5	4.3	3.3	5.9	7.3	
Sm	0.4	1	0.9	3.4	0.9	0.7	0.6	1	0.3	0.9	0.5	1.3	2.3	
Eu		2.5	1.5	1.4	2	1.1	1.4	1.5	0.9	1.2	1.1	0.5	2.4	
Tb	0.4	0.9	0.4	0.6	0.7	0.5	0.7	0.6	0.4	1.2	1	0.9	0.6	
Yb	1	1.23	0.82	1.14	1.27	1.03	0.22	0.41	0.2	0.59	0.21	0.53	0.83	
Lu	3.4	3.3	2.1	14.5	8	13.9	77.5	187	101	240	117	9.7	372	
Sb	557	321	35	159	90	944	33	68	834	283	318	132	72	
W	3	1	1	4	4	4	5	7	10	6	2	3	2	
Hg	13.5	16.5	3.8	19.7	39.5	18.4	39.6	75.2	49.1	18.1	18.1	106	48.8	
Zn	2.3	2.5	10.2	2.4	2.8	17.5	449	145	26.9	61.2	108	9.4	228	
As	18	5	5	11	19	8	15	5	17	11	5	19	26	
Au														
Mo	2	58	36	3	3	2	11	27	3	4	2	4	3	
Be														
Pb	58	11	14	15	14	23	196	220	67	91	59	100	1090	
Sn														
Bi	11	0.9	1.4	1.4	1.4	7	6.2	3.5	13	1.6	5.4	1.9	3.6	
Cd	1.8	1.9	10.4	3.9	4	4	23	16.1	4.3	3.9	7.3	5.2	3.7	
Cu	0.9			0.3	0.4				0.6	0.3	1.2			
Ag														

Análisis por FRX en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería - UNJLJ
 * Análisis de elementos mayoritarios y Rb, Sr, Nb, Y, Th, U y Hf por FRX en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería - UNJLJ
 Todos los demás análisis realizados en por ICP, INAA y FRX

Tabla 5. Recálculo anhidro y Relación Zr/Y

Muestras	2º Ciclo	3º Ciclo	AH-18	AH-19	AH-20	AH-21	AH-22	AH-23	AH-26	AH-28	AH-30	AH-32	AH-34	AH-35
Rocas alteradas														
SiO ₂	68,4	66,5	98,4	92,6	73,1	73,8	76,0	97,2	55,7	97,1	76,5	73,8	70,5	73,6
Al ₂ O ₃	16,0	15,9	0,5	6,3	23,7	15,3	16,3	0,9	9,1	1,5	12,1	12,7	16,4	5,2
CaO	2,8	3,4	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2
Na ₂ O	2,8	2,8	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,3	0,1
K ₂ O	3,9	4,0	0,0	0,3	0,1	8,6	4,3	0,1	8,2	0,2	7,6	9,8	8,7	3,8
FeOt	3,4	4,1	0,1	0,1	1,6	0,7	1,4	0,8	23,3	0,4	2,5	2,5	2,3	14,2
MgO	1,3	1,6	0,0	0,0	0,2	0,3	0,8	0,0	0,2	0,0	0,4	0,1	0,4	0,2
MnO	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,73	0,79	0,79	0,54	0,35	0,74	0,75	0,71	0,44	0,62	0,48	0,55	0,83	0,28
P ₂ O ₅	0,3	0,3	0,0	0,1	0,5	0,2	0,0	0,0	0,4	0,1	0,0	0,0	0,1	0,8
Zr/Y	8,89	9,84	13,40	15,42	31,33	12,91	17,20	23,38	6,71	29,83	7,27	15,50	6,88	

2º y 3º Ciclo son promedios de lavas frescas de referencia tomados de Caffè et al. (2002)
Zr/Y define la serie magmática

Muestras	AH-37	AH-38	+	AH-46	SUN	PA-21	PA-22	PA-24	PA-41	PA-42	PA-43	PA-45	PA-47	PA-48
SiO ₂	82,4	75,5		72,0	73,2	93,0	74,6	70,4	66,3	74,3	64,8	47,0	68,5	84,5
Al ₂ O ₃	12,2	14,7		13,6	17,3	3,8	12,7	17,0	8,7	15,1	24,8	11,4	16,7	5,6
CaO	0,1	0,1		2,4	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2
Na ₂ O	0,2	0,1		2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	1,9	5,3		4,2	6,8	2,0	9,0	6,9	6,8	5,5	0,1	1,1	6,5	1,7
FeOt	1,0	2,4		3,2	1,3	0,2	2,4	3,6	15,5	3,1	7,6	35,3	5,8	6,3
MgO	1,3	0,7		1,2	0,4	0,2	0,3	0,5	0,3	0,5	0,1	0,3	0,6	0,5
MnO	0,0	0,0		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TiO ₂	0,76	0,79		0,58	0,65	0,63	0,56	0,77	0,18	0,85	0,70	0,25	0,31	0,27
P ₂ O ₅	0,1	0,1		0,3	0,2	0,0	0,0	0,2	0,5	0,1	0,7	0,6	0,7	0,3
Zr/Y	15,91	17,91		10,53	57,67	21,45	20,63	60,67	10,13					

	AH-18*	AH-19	AH-20*	AH-21	AH-22	AH-23	AH-26	AH-28	AH-30	AH-32*	AH-34	AH-35*	AH-37
le	170	344	1065	219	230	264	216	289	234	196	225	198	282
	257	144	112	191	183	166	193	157	181	212	186	210	182
	1,51	0,42	0,10	0,87	0,79	0,63	0,89	0,54	0,77	1,08	0,83	1,06	0,78
	1,92	0,78	0,30	1,18	1,06	0,89	2,05	0,88	1,61	1,95	1,00	3,82	1,04
	50,55	75,83	83,08	65,42	67,18	71,00	64,86	72,94	67,65	60,53	66,43	61,04	67,38
	16,60	15,88	15,67	16,17	16,12	16,01	16,19	15,96	16,11	16,31	16,14	16,30	16,12
	9,30	0,17	-2,44	3,93	3,30	1,91	4,13	1,22	3,12	5,70	3,56	5,51	3,22
	6,29	0,95	-0,58	3,15	2,78	1,97	3,27	1,56	2,68	4,19	2,94	4,08	2,74
	4,41	3,79	3,61	4,05	4,00	3,91	4,06	3,86	3,99	4,17	4,02	4,15	4,00
	10,05	0,79	-1,86	4,60	3,96	2,56	4,81	1,85	3,79	6,40	4,23	6,21	3,89
	4,30	0,11	-1,09	1,84	1,55	0,91	1,93	0,59	1,47	2,65	1,67	2,57	1,51
	0,32	0,14	0,09	0,21	0,20	0,17	0,22	0,16	0,20	0,25	0,21	0,24	0,20
	0,39	0,27	0,24	0,32	0,31	0,29	0,32	0,28	0,31	0,34	0,31	0,34	0,31
	103,72	98,36	98,82	100,57	100,19	99,38	100,69	98,97	100,09	101,61	100,35	101,50	100,15
	12	219	279	134	148	180	129	196	152	94	142	98	150
	898	358	203	580	543	461	592	420	533	685	559	674	538
	36	11	4	21	20	16	22	14	19	26	20	25	19
	19	21	22	20	20	21	20	21	20	20	20	20	20
	1222	599	420	855	812	718	869	670	800	976	830	964	807

Amalios
triquemiento
TiO2 aliter

líneas de fraccionamiento para cada óxido y elemento traza, y los valores de TiO2prec. de cada muestra

	AH-38	AH-42	AH-46	SUN	PA-21	PA-22	PA-24	PA-41	PA-42	PA-43*	PA-45	PA-47*	PA-48
le	248	230	274	266	377	195	214	338	215	553	322	459	251
	173	183	162	165	139	214	195	145	194	124	148	130	171
	0,70	0,79	0,59	0,62	0,37	1,09	0,91	0,43	0,91	0,22	0,46	0,28	0,68
	0,88	1,39	1,02	0,95	0,59	1,96	1,18	2,34	1,07	0,32	1,83	0,91	2,52
	69,44	67,20	71,88	71,19	76,99	60,22	64,39	75,57	64,59	80,31	74,85	78,95	68,72
	16,06	16,12	15,99	16,01	15,84	16,32	16,20	15,88	16,20	15,75	15,90	15,79	16,05
	2,48	3,29	1,60	1,85	-0,25	5,81	4,30	0,26	4,23	-1,45	0,52	-0,96	2,38
	2,30	2,78	1,79	1,93	0,71	4,25	3,37	1,01	3,33	0,01	1,16	0,29	2,24
	3,95	4,00	3,89	3,90	3,76	4,18	4,07	3,80	4,07	3,68	3,81	3,71	3,94
	3,13	3,95	2,24	2,49	0,37	6,51	4,98	0,89	4,81	-0,35	1,15	-0,35	3,03
	1,17	1,54	0,88	0,88	-0,08	2,70	2,01	0,16	1,98	-0,63	0,28	-0,40	1,13
	0,19	0,20	0,17	0,17	0,13	0,25	0,22	0,14	0,22	0,11	0,15	0,12	0,18
	0,30	0,31	0,29	0,29	0,27	0,34	0,32	0,27	0,32	0,25	0,28	0,26	0,30
	99,71	100,19	99,19	99,34	98,11	101,67	100,78	98,41	100,74	97,40	98,56	97,69	99,65
	167	148	187	181	229	91	125	217	127	256	211	245	169
	494	542	442	457	333	682	602	363	588	262	379	291	489
	17	20	15	16	10	26	22	11	7	7	12	8	17
	21	20	21	21	21	20	20	21	21	22	21	22	21
	756	812	696	713	570	984	881	605	876	488	623	522	749

	Y	Zr	Nb	Sc	Ti	Ta	Al ₂ O ₃	TiO ₂
Y	1							
Zr	0.58	1						
Nb	-0.12	0.51	1					
Sc	0.45	0.76	0.15	1				
Ti	0.58	0.94	0.51	0.49	1			
Ta	-0.27	0.72	0.74	0.96	0.86	1		
La	0.048	0.22	0.29	0.47	0.29	0.93		
Al ₂ O ₃	0.54	0.87	0.46	0.80	0.88	0.75	1	
TiO ₂	0.55	0.94	0.54	0.85	1	0.87	0.87	1

Anómalas en TiO₂: PA-43, PA-22, PA-24, PA-47

Tabla 7. Coeficientes de correlación entre elementos inmóviles

Composición normalizada por FE

	AH-18*	AH-19	AH20*	AH-21	AH-22	AH-23	AH-26	AH-28	AH-30	AH-32*	AH-34	AH-35*	AH-37
	188,61	72,13	21,75	113,15	80,68	86,14	114,37	85,14	123,28	143,80	70,47	281,03	85,62
	1,02	4,87	7,05	23,46	17,34	0,84	18,58	1,33	19,56	24,68	16,41	19,85	12,64
	0,14	0,05	0,05	0,16	0,22	0,10	0,28	0,07	0,09	0,06	0,14	0,75	0,15
	0,12	0,00	0,00	0,34	0,12	0,00	0,23	0,00	0,00	0,45	0,29	0,31	0,23
	0,00	0,22	0,04	13,15	4,53	0,06	16,80	0,16	12,25	19,11	8,72	14,60	1,93
	0,18	0,10	0,49	1,09	1,49	0,68	47,78	0,31	4,09	4,81	2,32	54,38	1,02
	0,02	0,01	0,06	0,40	0,83	0,02	0,33	0,01	0,67	0,24	0,42	0,75	1,33
	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00
	1,51	0,42	0,10	1,13	0,79	0,63	0,89	0,54	0,77	1,08	0,83	1,06	0,78
	0,04	0,09	0,13	0,30	0,05	0,04	0,77	0,12	0,04	0,04	0,13	3,13	0,07
	191,64	77,90	29,68	153,19	106,05	88,51	200,03	87,68	160,78	194,28	99,75		103,76
	19	0	5	555	262	10	741	0	756	1064	884	676	108
	80	450	870	149	79	89	320	298	60	53	81	1249	79
	19,2	9,3	3,6	12,9	10,6	7,1	28,7	5,3	0,0	29,2	12,0	30,6	11,4
	257	144	112	191	183	166	193	157	181	212	186	210	182
	46,0	13,2	3,6	30,6	34,0	45,2	0,0	8,8	25,8	37,0	52,0	34,4	24,9
	646	193	181	1576	330	258	1618	564	1030	2357	1200	2570	297
	AH-38	AH-42	AH-46	SUN	PA-21	PA-22	PA-24	PA-41	PA-42	PA-43*	PA-45	PA-47*	PA-48*
	66,14	104,31	73,65	69,69	54,76	146,32	83,24	155,40	79,25	20,68	86,14	62,35	213,02
	12,87	17,90	13,94	16,45	2,22	24,97	20,13	20,29	16,11	7,91	20,83	15,18	14,04
	0,07	0,34	2,43	0,12	0,05	0,09	0,29	0,24	0,21	0,11	0,40	0,15	0,53
	0,11	0,62	2,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
	4,66	11,90	4,30	6,48	1,20	17,55	8,14	15,86	5,85	0,03	1,99	5,96	4,26
	2,10	2,76	3,25	1,20	0,12	4,79	4,21	36,23	3,32	2,42	64,67	5,30	15,91
	0,60	0,10	1,22	0,39	0,11	0,64	0,62	0,73	0,57	0,04	0,49	0,53	1,15
	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
	0,70	0,79	0,59	0,62	0,37	1,09	0,91	0,43	0,91	0,22	0,46	0,28	0,68
	0,11	0,35	0,29	0,16	0,02	0,05	0,21	1,07	0,13	0,23	1,11	0,67	0,65
	87,38	139,08	102,00	95,12	58,86	195,56	117,78	230,28	106,36	31,64	176,11	90,46	250,26
	264	767	258	526	79	1079	494	459	292	0	62	301	222
	32	305	407	267	104	67	96	241	112	919	702	103	514
	9,6	18,1	15,4	2,9	6,5	0,0	9,5	0,0	3,2	0,0	14,7	0,0	0,0
	17,3	183	162	165	139	214	195	145	194	124	148	130	171
	27,2	30,7	29,7	19,1	18,8	37,3	31,9	23,4	34,2	6,7	14,7	22,8	22,7
	775	2105	786	590	7787	1949	939	1706	1086	380	447	1016	1006

s y trazas se obtienen multiplicando

elemento x FE

1 verdadera masa de roca luego de la alteración hidrotermal

los anómalos

Tabla 9. Balance de masas en rocas alteradas de Pan de Azúcar

Muestra	AH-19	AH20*	AH-21	AH-22	AH-23	AH-26	AH-28	AH-30	AH-32	AH-34	AH-37
SiO ₂	-3,7	-61,3	21,4	13,5	15,1	49,5	12,2	55,6	83,3	4,0	18,2
Al ₂ O ₃	-11,0	-8,6	1,8	1,2	-15,2	2,4	-14,6	3,4	8,4	0,3	-3,5
CaO	-0,1	2,5	-3,8	-3,1	-1,8	-3,9	-1,1	-3,0	-5,6	-3,4	-3,1
Na ₂ O	-1,0	0,6	-2,9	-2,7	-2,0	-2,7	-1,6	-2,7	-3,7	-2,6	-2,5
K ₂ O	-3,6	-3,6	6,0	-3,8	-3,8	12,7	-3,7	8,3	14,9	4,7	-2,1
FeOt	-0,7	2,3	-3,8	-2,5	-1,9	43,0	-1,5	0,3	-1,6	-1,9	-2,9
MgO	-0,1	1,1	-1,5	-0,7	-0,9	-1,6	-0,6	-0,8	-2,4	-1,2	-0,2
MnO	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
P ₂ O ₅	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	0,4	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2
Total	-20,5	-67,1	16,9	5,9	-10,9	99,3	-11,3	60,7	92,7	-0,6	3,6
Rb	-219	-263	338	99	-169	232	-196	317	452	742	-46
Sr	219	2724	-453	-469	-360	-436	-80	-496	-658	-478	-462
Y	0,8	7,7	-10,2	-9,6	-7,9	-7,8	-8,0	-19,1	-10,9	-8,3	-8,4
Nb	-4,3	-10,0	5,8	11,6	30,2	-20,2	-11,0	-4,5	-0,8	31,7	3,6
Ba	-351	188	485	-501	-427	-81	-27	-161	234	370	-521

Muestra	AH-38	AH-42	AH-46	SUN	PA-21	PA-22	PA-24	PA-42	PA-43*	PA-45	PA-47*
SiO ₂	-3,3	37,1	1,8	-1,5	-22,2	86,1	18,8	14,7	-59,6	11,3	-16,6
Al ₂ O ₃	-3,2	1,8	-2,1	0,4	-13,6	8,6	3,9	-0,1	-7,8	4,9	-0,6
CaO	-2,4	-2,9	0,8	-1,7	0,3	-5,7	-4,0	-4,0	1,6	-0,1	1,1
Na ₂ O	-2,2	-2,2	0,5	-1,9	-0,7	-4,2	-3,4	-3,3	0,0	-1,2	-0,3
K ₂ O	0,7	7,9	0,4	2,6	-2,6	13,4	4,1	1,8	-3,6	-1,8	2,3
FeOt	-1,0	-1,2	1,0	-1,3	-0,2	-1,7	-0,8	-1,6	3,3	63,5	5,7
MgO	-0,6	-1,4	0,5	-0,5	0,2	-2,1	-1,4	-1,4	0,7	0,2	0,9
MnO	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
P ₂ O ₅	-0,2	0,0	0,0	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1	-0,2	0,0	0,8	0,4
Total	-12,3	38,9	2,8	-4,2	-39,2	93,9	17,0	5,6	-65,8	77,5	-7,2
Rb	134	402	65	371	-94	459	293	147	-256	-177	86
Sr	-457	-323	-44	-177	-156	-658	-521	-493	2619	4	-178
Y	-6,4	-6,5	0,0	-12,7	0,9	-26,2	-14,2	-19,0	-6,9	-4,2	-8,2
Nb	10,4	1,6	8,1	-0,8	10,6	-0,7	6,9	11,8	-0,7	-13,2	3,4
Ba	129	698	72	-94	12657	10	-87	142	704	-379	594

* Resultados de argilitización no son confiables pues no se preserva el criterio de inmovilidad

