

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica
Universidad de Chile

**AZUFRERA JUAN DE LA VEGA: UN MAAR DE ORIGEN FREATOMAGMATICO,
ANDES DEL NORTE DE CHILE (25° 52' S).**

Paula Cornejo *; José A. Naranjo *.

*Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465

RESUMEN

La azufrera Juan de la Vega, se ubica en la cadena volcánica cenozoica de los Andes Centrales, a la latitud de Taltal. Corresponde a una manifestación de actividad hidrotermal solfatárica, desarrollada en una estructura volcánica tipo maar, cuya morfología se preserva en buenas condiciones. En esta estructura es posible individualizar un conjunto de rasgos característicos, propios de un maar de origen freatomagmático, y predecir la existencia de una diatrema bajo el cráter de éste. El maar se emplazó a través de una estructura de falla, en rocas ignimbríticas pertenecientes a la periferia del domo resurgente de una caldera volcánica denominada Caldera Aguilar, de edad miocena. El cráter del maar produjo, además, la fragmentación hidráulica de parte de una colada andesítica que cubre las ignimbritas, datada en 13.2 ± 0.7 Ma.

Los rasgos morfológicos del maar consisten en un cráter de explosión de un 1km de diámetro y 170 m de profundidad, rodeado de un anillo de depósitos piroclásticos, ricos en pómez dacíticas. Estos depósitos contienen abundantes xenolitos de rocas del basamento (15-20%), consistentes en fragmentos subredondeados y angulares de cuarcitas y metapelitas, petrográficamente similares a rocas de las formaciones paleozoicas Zorritas y Estratos Cerro del Medio, que afloran 150 km al norte y 50 km al noroeste de esta estructura, respectivamente. El maar y el anillo de tobas periférico, albergan extensos depósitos de azufre nativo. Este mineral se encuentra reemplazando en parte la matriz de las tobas y rellenando poros y fracturas de las mismas. Esta actividad solfatárica puede ser considerada como una etapa tardía del sistema hidrotermal ligado a la explosión freatomagmática, que generó la estructura de maar, permitiendo así el ascenso de xenolitos de rocas del basamento hasta la superficie.

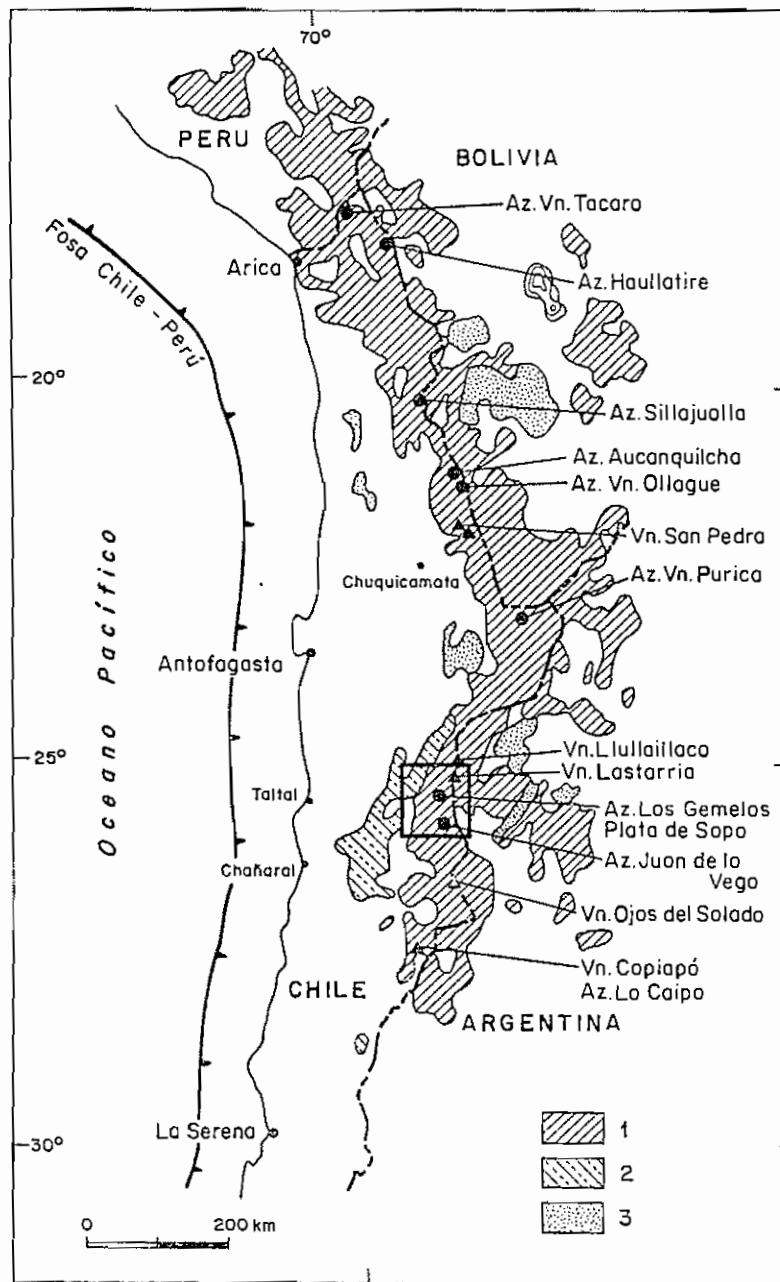


Figura 1.-Distribución de las rocas cenozoicas en el segmento de los Andes Centrales (CVZ) entre 16-30 S. 1) Series volcánicas Mioceno al Reciente (estrato-volcanes e ignimbritas). 2) Ignimbritas miocenas interestratificadas en secuencias sedimentarias. 3) Salares. Muestra, además, la distribución de volcanes y azufreras más conocidas del norte de Chile (modificado de Gardeweg et al., 1984).

INTRODUCCION

En el norte de Chile existen numerosos depósitos de azufre asociados directamente a la actividad volcánica del Cenozoico superior. Estos depósitos localizados en su mayoría en los cráteres o laderas de aparatos volcánicos sobre los 4.000 m de altura han sido explotados esporádicamente desde el siglo XVII, con un auge importante hacia fines del siglo XIX y las primeras décadas del siglo XX, relacionado con la actividad salitrera, elaboración de pólvora y diversos usos agrícolas (Vila, 1939). En esa época se reconocieron y se explotaron en forma artesanal y luego semi-industrializada las azufreras del Altiplano Chileno-Boliviano de la región de Tarapacá, en los volcánes Tacora, Haullatire y Sillajuaya entre otros, y las azufreras de la Puna de Antofagasta en los volcanes Ollague, Aucanquilcha y Purico. Hacia el sur la explotación fue menor y se localizó en las azufreras Los Gemelos (Plato de Sopa) y Juan de la Vega en la alta cordillera frente a Taltal y los yacimientos de La Coipa y Volcán Copiapó en la III región (Fig.1).

Actualmente sólo se explotan los yacimientos de Aucanquilcha, Purico, Cerro del Azufre, Cerro Alitar y Volcán Apagado, todos ellos localizados en la zona de Antofagasta (J. Williams, com. oral, 1988). Sin embargo, existe un gran interés en la evaluación de las antiguas azufreras y exploración de nuevos yacimientos en otros centros volcánicos de la cadena cenozoica. Esta actividad minera se originó por

las proyecciones de la disminución de la producción mundial de azufre, relacionada con la explotación del petróleo y nuevos requerimientos del consumo nacional especialmente en agricultura.

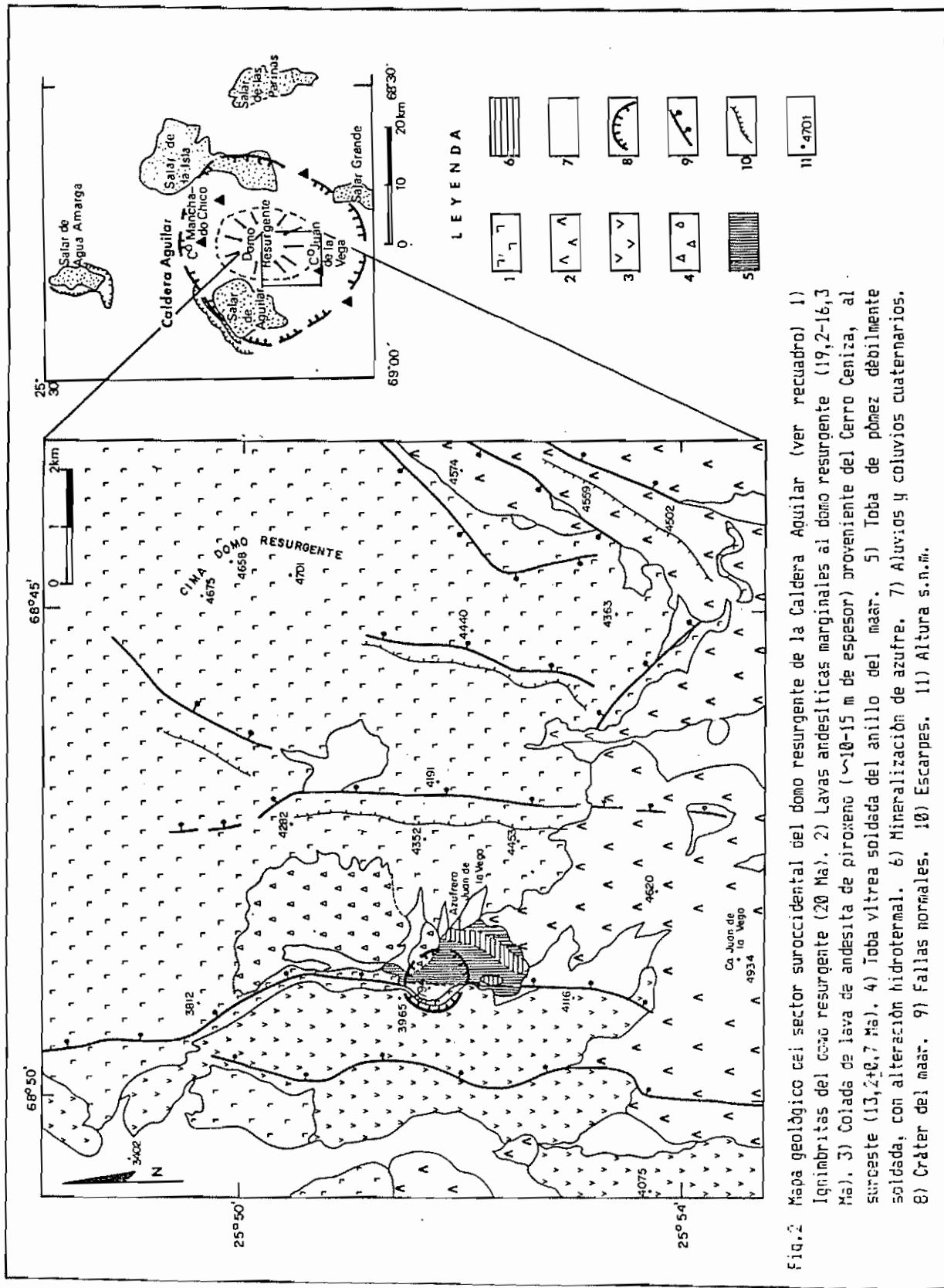
Durante la elaboración de la carta geológica Salar de La Isla (ex-Salar de Gorbea, IGM) por el Servicio Nacional de Geología y Minería, se efectuó un mapeo detallado de las zonas de alteración hidrotermal y depósitos de azufres asociados a los numerosos aparatos volcánicos cenozoicos, presentes en el área. Entre ellos se destaca la rara ocurrencia de la azufrera Juan de La Vega ($25^{\circ}52'S$ $68^{\circ}48'W$) localizada en una depresión. Esta estructura y depósito de azufre asociado no se relaciona espacialmente con los grandes estrato-volcanes emplazados en los sectores vecinos del Salar de la Isla, sino más bien corresponde a una estructura aislada, de características diferentes a los depósitos de azufre, localizados generalmente en los conos volcánicos. Los estudios de detalle de la estructura y rocas que alojan a el depósito de azufre descrito en este trabajo, indica que la azufrera Juan de La Vega corresponde a una estructura de maar que presenta un anillo de depósitos piroclásticos hidrovulcánicos, que alojó en su interior un sistema hidrotermal con actividad solfatárica superficial.

Los maares son cráteres volcánicos monogenéticos, producidos por erupciones freatomagmáticas y freáticas (Lorenz, 1985; Cas y Wright, 1987).

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

La cadena volcánica del Cenozoico superior de Los Andes Centrales (CVZ) se extiende desde el sur de Perú y suroeste de Bolivia hacia el noroeste de Argentina y norte de Chile (16 - 28 S). La zona de Hoja Salar de La Isla (25 - 26 S) ubicada en la parte sur de CVZ, se caracteriza por la coexistencia de dos grandes grupos de rocas volcánicas: volcanes mixtos de composición andesítico-dacítica y extensos flujos ignimbríticos de composición riódacítica de la misma edad. Esta actividad volcánica registra un desarrollo continuo desde el Mioceno hasta el Reciente, siendo el volcán Lastarria el único centro activo del área (Naranjo, 1986). Una de las fuentes de emisión de los flujos ignimbríticos miocenos, corresponde a la estructura de caldera resurgente denominada Caldera Aguilar (Naranjo y Cornejo en prep.), localizada en el sector sur de la zona, y rodeada de estrato-volcanes. Los rasgos externos de la caldera son apenas reconocibles desde las imágenes Landsat, siendo su margen occidental el más notable, con un sistema de lineamiento NNE, que corresponden a fallas normales de colapso. La zona central, compuesta por depósitos de ignimbritas, corresponde a la estructura elevada del domo resurgente, con un altura absoluta de 1.300 m sobre el foso marginal occidental, ocupado por el Salar de Aguilar (Fig.2).

El basamento de la cadena volcánica, en la zona estudiada, aflora en la Cordillera de Domeyko y flanco occidental de la



alta cordillera, en los cordones limítrofes del Salar de las Parinas y Portezuelo León Muerto. En ambos sectores este basamento está constituido por rocas intrusivas y volcánicas del Paleozoico superior (Naranjo y Puig, 1984; Naranjo y Cornejo en prep.). Al norte del área de la Sierra de Almeyda se encuentran además, secuencias metasedimentarias del Ordovícico-Devónico, como las cuarcitas de la Formación Zorritas y cuerpos graníticos del Paleozoico inferior (Ramirez y Gardeweg, 1982; Mpodozis et al., 1983). Al oeste de la Hoja Salar de La Isla también se han reconocido secuencias metasedimentarias paleozoicas correlacionables con la Formación Zorrita, denominadas Estratos Cerro del Medio, por Naranjo y Puig (1984). A expensas de este basamento y como resultado del alzamiento de los Andes durante el Mioceno (Naranjo y Paskoff, 1980, 1985) se acumularon gruesos depósitos de piedemonte, conocidos en el norte de Chile como las Gravas de Atacama. En el área del Salar de La Isla, estas gravas están presentes en algunas localidades directamente sobre el basamento paleozoico y afloran, además, en cuencas intermontanas entre los aparatos volcánicos más antiguos, especialmente entre los salares de La Isla y Las Parinas (Fig.2).

GEOLOGIA DEL MAAR

El flanco occidental del domo resurgente constituye una superficie inclinada hacia el oeste, desde la cima a 4.701 m de

altura hasta la superficie del Salar Aguilar a 3.323 m. Las rocas que lo forman, corresponden a ignimbritas soldadas de composición dacítica. El flujo principal de aproximadamente 20 Ma corresponde a una ignimbrita fuertemente soldada, de grano grueso con fiammas de 15-20 cm de largo, abundantes cristales de clinopiroxeno y biotita, y matriz desvitrificada. El alzamiento de este domo estructural, durante la resurgencia de la Caldera Aguilar, generó un sistema de fallas norte-sur, emplazadas en el flanco occidental del domo y que afectan a las ignimbritas. En este sector también se encuentra un flujo de lava de andesita de piroxeno, proveniente del Cerro Ceniza al oeste y datado en 13.2 ± 0.7 Ma. Este flujo se encuentra formando parte de un bloque basculado hacia el oeste por efecto de la resurgencia del domo (Fig. 2).

El maar Juan de la Vega se emplazó excavando la superficie de rocas preexistentes, a través de una de las estructuras de falla de colapso, pertenecientes a la periferia del domo. El cráter del maar produjo, además, la fragmentación hidráulica de un costado de la colada de lava andesítica del Cerro Ceniza. Los rasgos morfológicos del maar consisten en un cráter de explosión de 1 km de diámetro y 170 m de profundidad, rodeado de un anillo de depósitos piroclásticos de distribución asimétrica en torno al cráter. Este anillo ocupa una superficie de forma irregular de unos 6 km², con una elongación hacia el noroeste. Los espesores remanentes son relativamente delgados y en las zonas cercanas al cráter tienen 10-30 m, los cuales disminuyen

rápidamente hacia las zonas externas donde se observan espesores de 2-4 m.

El efecto de la alteración hidrotermal desarrollada en las rocas del depósito del maar, impide realizar un estudio estratigráfico detallado de él, sin embargo, existen algunos afloramientos menos alterados, de una toba vítrea soldada de color negro, perteneciente a la periferia noreste del cráter. Esta toba presenta un aspecto botroidal, similar a un vitrófiro, con estructuras planares y fiammas alargadas de 10 cm y 0.5 cm de espesor, con fenocristales de biotita y plagioclasa. Son muy frecuentes también los xenolitos, con un amplio rango de tamaño, desde 1cm hasta bloques y bolones, subredondeados y redondeados, de 65 cm de diámetro. Estos xenolitos corresponden en su mayoría a rocas riolíticas y graníticas con un margen de alteración y superficie semipulida. Petrográficamente estos xenolitos son similares a las rocas del basamento paleozoico de la Cordillera de Domeyko y Sierra Las Parinas, y también se asemejan a los rodados que constituyen las Gravas de Atacama en la zona (Naranjo y Cornejo, en prep).

Hacia el sur y sureste, los depósitos del anillo piroclástico se encuentran intensamente alterados, con blanqueamiento de los afloramientos, y desarrolla una morfología suave, con pequeñas depresiones y colinas de rocas alteradas, endurecidas por enjambres de venillas de yeso. Litológicamente los afloramientos de este sector corresponden a una toba débilmente soldada, rica en pómez fibrosas de color blanco y de

1-4 cm de diámetro, con relictos de cristales de plagioclasa totalmente alterados a ópalo, cristobalita y alunita, o bien a agregados amorfos y pulverulentos de sulfatos y arcillas blancas. Estas tobas contienen aproximadamente entre 10-20% de xenolitos de rocas metamórficas, con tamaños variables entre 1-8 cm, consistentes en fragmentos subredondeados y esféricos, de cuarcitas y metapelitas de colores blancos y grises respectivamente. Estos xenolitos presentan superficies débilmente alteradas con desarrollo de un halo de sulfatos, en la toba que las contiene. Microscópicamente se observan numerosos fragmentos menores (1-5mm) de cuarcitas, esquistos micáceos y agregados de cuarzo feldespato, estos últimos derivados de riolitas silicificadas.

La matriz de la toba es rica en shards vítreos, alterados a cristobalita, de formas relictas tabulares y de pequeños bloques de superficie cóncavo-convexas (0.2 - 0.5mm). La vesicularización del vidrio de la matriz y pómez fibrosas es alta, formando un depósito poroso de esqueleto quebrantado con abundantes shards y ceniza, débilmente soldadas

Ambos depósitos no presentan rasgos de estratificación, siendo más bien macizos. Por esta razón, estos depósitos se pueden interpretar como la "brecha de explosión" característica de los anillos de tobas, comunmente de grano grueso y aspecto caótico (Wohletz y Sheridan, 1983).

ALTERACION HIDROTHERMAL

La zona de alteración hidrotermal presenta una superficie elongada en dirección NNE, que ocupa un tercio del anillo piroclástico. Se desarrolla especialmente en el cuerpo de tobas poco soldadas del sector sureste del cráter. Hacia el norte su efecto es menor, con escasa penetratividad en las tobas vítreas soldadas y en los márgenes de las ignimbritas del domo resurgente. En el cráter propiamente tal, existe una anomalía de color, amarillo verdosa, cubierta parcialmente por escombros de falda no alterados provenientes del flujo de lava superior. En la zona de alteración se reconoce una zonación concéntrica, con un margen irregular de rocas blanqueadas y un núcleo con rocas fuertemente alteradas. Las rocas de la periferia presentan alteración argílica débil a moderada, que permite reconocer los rasgos texturales originales, cristales, pómez y matriz. Los minerales félsicos y el vidrio presentan reemplazo parcial a minerales amorfos de arcilla, cristobalita y abundantes sulfatos pulverulentos, y cristales pequeños de yeso rellenando poros y fracturas.

En la zona interna, la alteración hidrotermal es penetrativa, con la desaparición total de los rasgos originales de las tobas, conservando sólo los xenolitos de cuarcitas y riolitas, sustentadas en una matriz disgregable de color blanco compuesto por sulfatos y arcillas. El vidrio y pómez de las tobas han sido totalmente removidos y reemplazados por alunita,

yeso, y pequeñas partículas de sílice, principalmente cristobalita y tridimita de baja temperatura (DRX), ópalo y minerales arcillo-micáceos de muy baja cristalinidad.

DEPOSITO DE AZUFRE

La morfología del cuerpo mineralizado corresponde a un horizonte de 1.5 a 2.5 m de potencia, localizado en el sector centro-este de la zona de alteración hidrotermal (Fig.2). Ocupa una superficie aproximada de 3.600 m², con dimensiones de 900 m de largo por 400 m de ancho. En este depósito se encuentra una red de catas de exploración construidas, según Vila (1939) durante el reconocimiento y evaluación de la azufrera por B. Leiding en 1933. En esa oportunidad se abrieron 24 pozos, para determinar la forma y extensión del manto mineralizado. Según los resultados de Leiding (1933) la azufrera contiene reservas probadas de 1.000.000 de toneladas, con ley media de 50%S. El manto de azufre estaría formado por una parte plana horizontal en el centro del depósito, con un margen oriental inclinado en 40 al oeste. Según las observaciones actuales esta descripción del depósito es acertada y corresponde a un tipo de cubeta, en la cual se localizó la actividad hidrotermal que generó la azufrera.

El azufre ocurre en forma de reemplazo parcial o perversivo de las tobas porosas, y se localiza principalmente en la matriz y moldes de las pómez. El material residual no alterado, generalmente corresponde a los xenolitos de cuarcitas (1-8 cm)

y otros fragmentos líticos menores, cementados por azufre cristalizado. También se observan pequeños granos silíceos (1-5mm) que forman una arena de aspecto vidrioso, con un tipo de alteración característico, opalizado. Similar a los "sand-pots" de los conductos solfatáricos descritos en las Islas Galápagos y Hawai (Colony y Nordlie, 1973). La pureza y grado de cristalinidad del azufre es muy variable. La ocurrencia más común en el depósito es en forma de reemplazo con leyes 20-40%S, con azufre macizo microcristalino disgregable, contenido en la roca alterada. Se encuentran también zonas de alta ley con azufre macizo de color gris verdoso, prácticamente sin residuos de roca, con estructuras bandeadas, que indican un mecanismo de reemplazo y relleno prolongado y reiterativo. En forma muy local, se encuentra azufre bien cristalizado en granos romboédricos característicos de 0.5 - 1cm, de color amarillo y amarillo verdoso; estos agregados ocurren en pequeñas cavidades y fracturas.

GENESIS DEL MAAR

Los maares constituyen pequeños volcanes monogenéticos, cuyos cráteres cortan superficies pre-eruptivas (Lorenz, 1985). Fenómenos de esta naturaleza son procesos comunes, en los cuales los magmas reaccionan explosivamente en presencia de agua externa, generando cráteres de paredes abruptas y anillos de depósitos piroclásticos en sus márgenes.

El emplazamiento del maar Juan de la Vega muestra un claro control estructural, localizado en una zona de debilidad en el margen occidental del domo resurgente de la Caldera Aguilar. La hidrología de esta zona de fractura es presumible ya que hacia ella drenan los terrenos de ese flanco del domo, constituyendo un entrapamiento natural de las aguas subterráneas, contra la pared de la falla. La presencia de una variada gama litológica contenida como xenolitos en el anillo de tobas, sugiere que el arrastre accidental provocado por la explosión freatomagmática, habría afectado a distintos niveles del basamento de la estructura volcánica. Sin embargo, el redondeamiento de estos xenolitos y la escasa alteración que presentan, permiten también inferir que la explosión habría afectado, en particular, a algún nivel de gravas, de alta permeabilidad. Si este supuesto es correcto, aquel depósito de gravas constituyó el acuífero apropiado para el almacenamiento de aguas subterráneas.

La actividad magmática asociada al proceso de resurgencia de la Caldera Aguilar estuvo canalizada, en parte, a través de zonas de debilidad determinadas por las fallas marginales del domo. Estas estructuras constituyen zonas de descompresión, que facilitan el rápido ascenso de los magmas, acompañado de expansión y alta vesicularización de ellos. La interacción de uno de estos pulsos de magma, o calor magmático, con el cuerpo de agua subterránea entrapado, a profundidad no determinada, desencadenó la erupción freatomagmática, que formó el cráter de

explosión del maar y subsecuentemente permitió la eyección de un volumen importante de material piroclástico dacítico. El colapso de este material generó los flujos piroclásticos que constituyen el anillo de tobas. La variedad litológica de estas tobas permite suponer la ocurrencia de un fenómeno explosivo complejo, que generó un flujo de tobas vítreas soldadas emplazadas hacia el norte y otro depósito de tobas débilmente soldadas y ricas en pómez, derramado hacia el sur y sureste del cráter.

EDAD

Aún no se dispone de una datación radiométrica directa del anillo de tobas del maar Juan de la Vega. Sin embargo, la estratigrafía y relaciones estructurales permiten acotar, en parte, la edad de éste. En efecto, el cráter excavó un flujo de lava datado en $13,2 \pm 0,7$ Ma, el cual, a su vez, está basculado por la estructura de falla, a través de la cual se emplazó el maar. La prolongación hacia el norte de esta estructura está sellada por una avalancha volcánica de detritos datada en $5,8 \pm 0,4$ Ma, proveniente del cordón volcánico Cerro Manchado Chico (Naranjo y Cornejo, en prep).

Considerando que el efecto descompresivo que producen las fallas constituyó el factor detonante para el emplazamiento del maar, se puede inferir entonces, que éste se originó entre los 13,2 y 5,8 Ma.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Si bien los maares son estructuras volcánicas relativamente comunes, la mayoría de los ejemplos descritos en la literatura son cuaternarios, como los maares de Cráter Elegante, México; Peridot Mesa, Arizona; Taal, Filipinas, y Ubehebe, California, los cuales presentan anillos de tobas con características estratigráficas comunes (Wohletz y Sheridan, 1983). El maar Juan de La Vega, en cambio, es una estructura miocena que ha perdido muchos de sus rasgos morfológicos y estratigráficos originales, por efecto de la erosión y actividad hidrotermal. Aún así, este maar se puede clasificar como "tuff-ring" o anillo de toba (Wohletz y Sheridan, op.cit), basado en que la sección de los depósitos es relativamente delgada (30 - 2m), la inclinación de ellos es baja, menor de 12°, y que el cráter excavó la superficie preexistente. Estas características contrastan con otras estructuras hidromagmáticas, como los tuff-cones, que están constituidos por depósitos más potentes, mayores de 100m, con laderas inclinadas sobre 25°, cuyos cráteres se desarrollan en los depósitos mismos, sobre la superficie preexistente.

De acuerdo a las características observadas en estos tipos de maares, se ha sugerido que la diferencia básica radica en que los anillos de tobas se emplazan en condiciones más secas que las de conos (Wohletz y Sheridan, 1983). La disponibilidad de agua en el área de Juan de La Vega fue un factor que

controló la evolución de esta estructura. Es probable que el acuífero incrementó, en forma ocasional, su contenido de agua, debido al proceso de basculamiento del flanco occidental del domo. Esta situación favoreció la reacción explosiva con el magma ascendente, generando una estructura de maar de evolución simple. Es decir, la fragmentación provocada por la interacción agua-magma fue un episodio único, sin que el maar evolucionara a otra estructura más compleja. Este hecho refleja que la razón agua/magma disminuyó rápidamente, permitiendo sólo el desarrollo de una actividad hidrotermal tardía.

La actividad magmática latente en subsuperficie constituyó la fuente de calor y aportó los gases, generando un sistema hidrotermal altamente ácido. Los fluidos fueron canalizados hacia el sector sur del maar, debido probablemente a la mayor permeabilidad de los depósitos. Allí las rocas fueron sometidas a una hidrólisis intensa que generó asociaciones minerales tipo argílica y argílica avanzada. El depósito de azufre corresponde a la etapa final del sistema, en la cual la disponibilidad de agua externa disminuyó a tal punto, que permitió la saturación y sublimación del azufre provenientes de los gases magmáticos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Sra. Erika Miranda, quien mecanografió los originales de este trabajo, y a la Sra. Karin Roloff por el dibujo de las figuras. Este artículo es parte del Proyecto N 127, Hoja Salar de La Isla, del SNGM y es una contribución al Proyecto N 249 de PICG.

REFERENCIAS

- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. 1987. Volcanic sucesiones, Modern and Ancient. Allen y Unwin editores, Londres.
- COLONY, W.E. y NORDLIE, B.E. 1973. Liquid sulfur at Volcan Azufre, Galapagos Islands. Ec. Geol. Vol. 68, p.371-380.
- GARDEWEG, M.; ISHIHARA, S.; MATSUHUISA, Y.; SHIBATA, K. and TERASHIMA S., 1984. Geochemical studies of Upper Cenozoic Igneous rocks from Altiplano of Antofagasta, Chile. Geochemical Survey of Japan. Bull., 35: 547-563.
- LEIDING, B. 1933. Informe de las azufreras de Juan de La Vega, Antofagasta (inédito).
- LORENZ, V. 1985. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. Trans. Geol. Soc. S. Afr., Vol.88 p.459-470.
- MPODOZIS, C.; HERVE, F.; DAVIDSON, J., et al., 1983. Los granitoides de Cerro Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior en Los Andes del norte de Chile. Rev. Geol. Chile N° 18 p.3-14.
- NARANJO, J.A., 1986. Geology and evolution of the Lastarria volcanic complex, north Chilean Andes. M.Phil. Thesis, inédita, Open University, England.
- NARANJO, J.A. y PUIG, A., 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Regiones de Antofagasta y Atacama, Serv. Nac. Geol. y Miner., Carta Geol. Chile. N s 62-63.
- NARANJO, J.A. y PASKOFF, R., 1980. Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama entre los 26 y 33 S: revisión cronológica. Rev. Geol. Chile N 10, p.85-89.
- NARANJO, J.A. y PASKOFF, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18 24 S). IV Congreso Geol. Chileno, Antofagasta. Tomo IV, p.5-149 - 5-165.
- RAMIREZ, C.F. y GARDEWEG, M., 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta. Serv. Nac. de Geol. Miner. Carta Geol. de Chile N 54.
- VILA, T. 1939. La industria del Azufre en Chile. Depto. de Minas y Petróleo. Santiago, 127p.
- WOHLETZ, K.H. y SHERIDAN, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. Am. Jour. of Sci. Vol.283, p.385-413.