

Flujo de dióxido de carbono en el flanco oriental del volcán Peteroa, Andes del Sur

Romina Sancí^{1,*}, Héctor O. Panarello¹ y Héctor A. Oстера²

¹ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (Universidad Buenos Aires - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

² Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

*romina@ingeis.uba.ar

RESUMEN

Este trabajo presenta los primeros resultados de flujos de CO₂ asociados a la actividad volcánica del complejo volcánico Planchón-Peteroa, en la provincia de Mendoza, Argentina. El levantamiento se realizó en el valle del arroyo Los Baños, en el flanco oriental del volcán Peteroa, donde se encuentran manifestaciones de la actividad volcánica (Termas o Baños del Azufre). Los flujos de CO₂ se cuantificaron aplicando el método dinámico de cámaras cerradas, calibrado previamente en laboratorio. Los valores hallados, entre 6 g/m²-día y 114 g/m²-día, se distribuyeron lognormalmente y se ajustaron a un modelo logarítmico con efecto pepita cuando se realizaron los variogramas. La curva de probabilidad acumulada demostró tres poblaciones de flujos, con medias poblacionales de 13 g/m²-día (valores vinculados a respiración del suelos), y 29 g/m²-día y 83 g/m²-día (valores anómalos). Estos valores anómalos, correlacionados positivamente con la temperatura del terreno, estarían vinculados a la desgasificación magmática del complejo, ya que se registraron en el mismo nivel topográfico que las aguas surgentes calientes, las que presentan valores de carbono inorgánico disuelto total (TDIC por sus siglas en inglés) -δ¹³C entre -11.7 ‰ y -9.6 ‰, correspondientes a la interacción del agua con fluidos asociados a gases de origen magmático. Los datos de isótopos estables de δ²H (~-14 ‰) y de δ¹⁸O (~-106 ‰) de estas aguas indicaron una contribución principal de aguas meteóricas, lo que sugiere que en el valle del arroyo Los Baños, las aguas de deshielo se infiltran y son calentadas por gases calientes provenientes de subsuelo. En este valle, el ascenso de CO₂ resulta en dos expresiones como sigue: emisiones directas a través de las surgencias termales y emisiones difusas a través de los depósitos aluviales.

Palabras clave: flujos de CO₂, emisiones superficiales difusas, isótopos estables, surgencias termales, complejo volcánico Planchón-Peteroa.

ABSTRACT

This work reports the first results of CO₂ flux associated to the volcanic activity of the Planchón-Peteroa volcanic complex, Mendoza province, Argentina. The survey was carried out in the valley of arroyo Los Baños, in the eastern flank of the Peteroa volcano, where evidence of volcanic activity is found (Termas o Baños del Azufre). The CO₂ fluxes were quantified applying the so-called dynamic closed chamber method, which was previously calibrated in the laboratory. CO₂ fluxes ranged from 6

g/m²-day to 114 g/m²-day; they were log-normally distributed and they were fitted to a logarithmical model with nugget effect when the variograms were applied. The cumulative probability plot showed three different flux populations with means of 13 g/m²-day (background soil gases) and 29 g/m²-day and 83 g/m²-day (anomalous gases). These anomalous values, which correlated positively with the land temperature, would be related to the magmatic degassing of the complex, since they were registered in the same topographic level that the hot springs, which showed total dissolved inorganic carbon (TDIC) - $\delta^{13}\text{C}$ between -11.7 ‰ to -9.6 ‰, corresponding to the interaction of the water with fluids associated to gases of magmatic origin. Isotope data of $\delta^{18}\text{O}$ (~ -14 ‰) and $\delta^2\text{H}$ (~ -106 ‰) of these water samples indicated a main contribution of meteoric waters; this suggests that in the valley of arroyo Los Baños, melt waters infiltrate into the ground and are warmed up by hot subsoil gases. In this valley, the ascent of CO₂ gives rise to two manifestations as follows: direct emissions through the hot springs and diffuse emissions through the alluvial deposits.

Key words: CO₂ fluxes, surface diffuse emissions, stable isotopes, hot springs, Planchón-Peteroa volcanic complex.

INTRODUCCIÓN

Distintos estudios sobre cuantificación de dióxido de carbono liberado a la atmósfera desde áreas volcánicas demuestran que cantidades altas de este gas no son sólo liberadas desde los cráteres activos (Gerlach, 1991; Marty y Tolstikhin, 1998) sino también a través de emisiones superficiales difusas (flujos de CO₂), es decir, aquellas que son transportadas desde el terreno hacia la atmósfera por un gradiente de concentración. En este sentido, numerosos trabajos (Kling *et al.*, 1987; Baubron *et al.*, 1990; Allard *et al.*, 1991; Allard, 1992; Kerrick *et al.*, 1995; Chiadini *et al.*, 1998, 1999, 2000) han demostrado que las emisiones difusas medidas en los flancos de los volcanes y áreas geotermales activas, así como también la descarga de CO₂ a acuíferos y lagos, son del mismo orden de magnitud que aquellas emisiones provenientes del cráter.

En este trabajo se da a conocer el primer levantamiento de mediciones de emisiones difusas de CO₂ en el área geotermal activa del complejo volcánico Planchón-Peteroa, conocida como Baños o Termas del Azufre. A partir de este estudio se estableció la distribución superficial de los flujos de CO₂ y su asociación a vías preferenciales de migración, además de contribuir a comprender el origen de las manifestaciones termales.

En el trabajo se detalla el método utilizado en el levantamiento, la calibración realizada en laboratorio, la estrategia de muestreo, el tratamiento estadístico de los datos tomados y la influencia en los flujos de CO₂ de la temperatura y humedad medidos en el terreno. Asimismo, se presenta una caracterización preliminar química (elementos mayores) e isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$) de aguas frías y termales surgentes en el área.

Las Termas del Azufre se localizan en la parte baja del valle glaciar del arroyo Los Baños, labrado sobre el flanco oriental del volcán Peteroa, y constituye un sector accesible y apto para la realización de tareas de campo con el instrumental requerido.

CARACTERÍSTICAS DEL SITIO DE ESTUDIO

El complejo volcánico Planchón- Peteroa se ubica en la Cordillera de Los Andes a los 35°15'S y 70°35'W e incluye dos cumbres principales: al norte, el volcán Planchón (3920 m s.n.m.) y 5 km al sur, el volcán Peteroa (4107 m s.n.m.) (Figura 1). Al área de estudio se accede, desde la localidad de Malargüe, por la ruta nacional 40 y el camino que va al paso fronterizo Vergara, recorriendo un total de 220 km desde la localidad mencionada.

El levantamiento fue realizado en enero de 2008, en las inmediaciones de la naciente septentrional del arroyo Los Baños donde se ubican las aguas calientes surgentes acumuladas en las piletas (Termas o Baños del Azufre). Este arroyo, que nace del glaciar que descende del flanco suroriental del volcán Peteroa (Figura 2), corre por el lado norte y sur del valle, y se unen en la parte baja del mismo, para desembocar en el río Valenzuela, aproximadamente 3 km aguas abajo. En las cercanías de la confluencia de la parte septentrional y sur de este arroyo, se observó la presencia de vegas cubiertas por vegetación y anegadas entre suaves lomadas de depósitos aluviales.

Si bien no existen centros poblados en las inmediaciones del volcán y la zona permanece inaccesible durante la mayor parte del año, en época estival estas piletas son visitadas por gran número de turistas argentinos y chilenos, que acampan en la parte baja del valle. Se reconocieron diez de estas piletas, las que contienen aguas claras, inodoras, con un importante burbujeo observable en superficie y un rango de temperaturas oscilantes entre 30 °C y 45 °C. La presencia de gases en las piletas termales (en particular, abundante CO₂) y sus temperaturas coinciden con lo informado por ISESSA-ISAURA (1981) para esta zona. Estas manifestaciones termales se encuentran sobre la ladera oriental del volcán Peteroa, en el quiebre de pendiente del edificio volcánico con el relleno piroclástico del valle fluvio-glaciar existente (ISESSA-ISAURA, 1981).

En niveles topográficos más altos (800 m aguas arriba

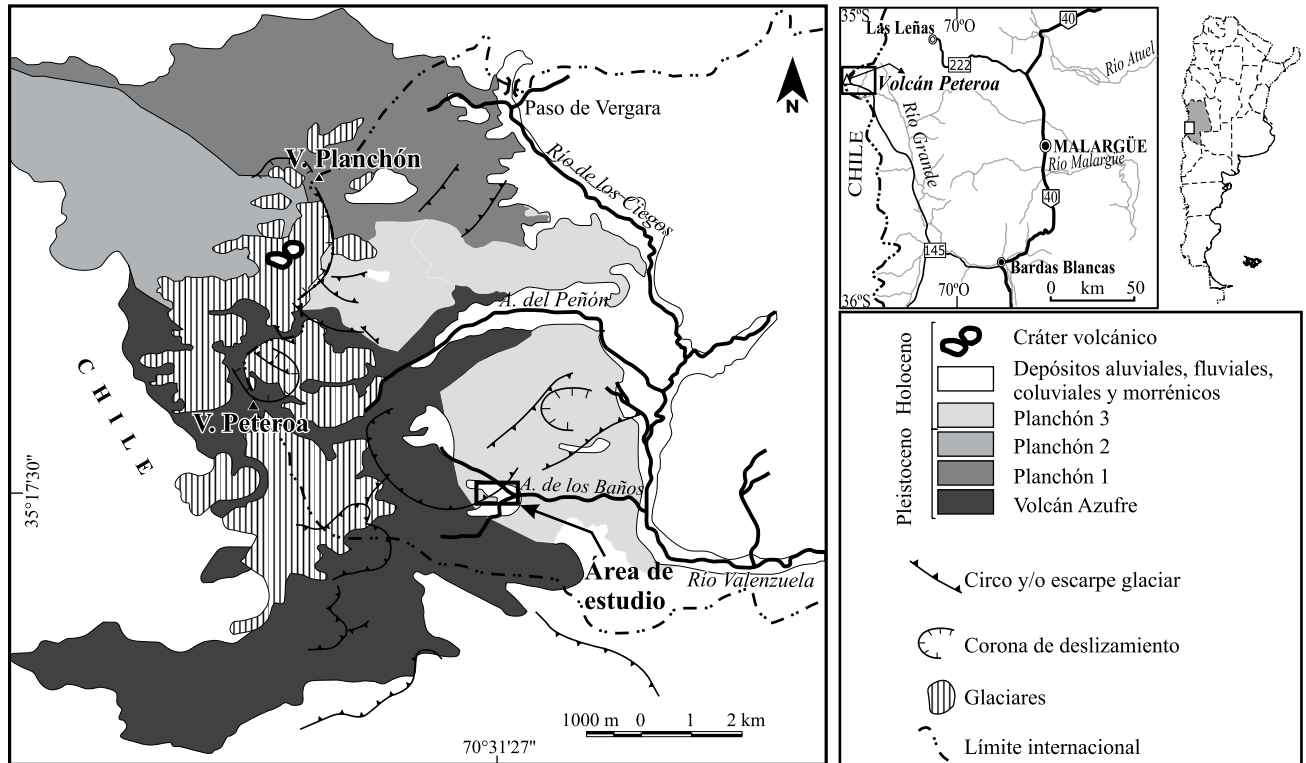


Figura 1. Mapa geológico del complejo volcánico Planchón-Peteroa (simplificado de Naranjo *et al.*, 1999).

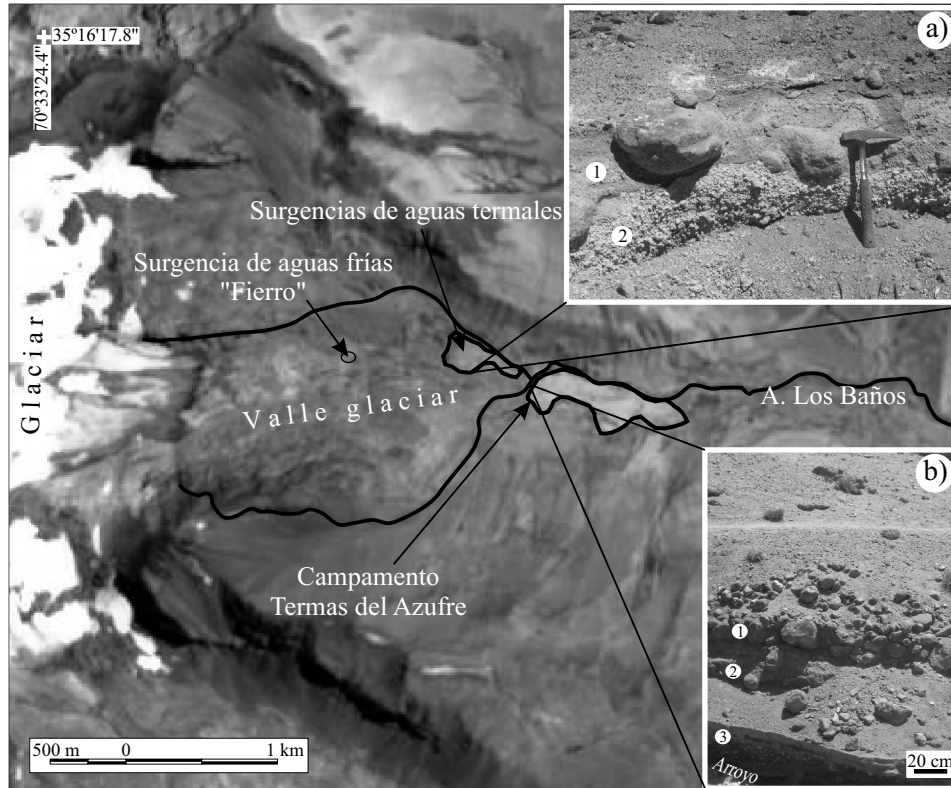


Figura 2. Mapa de ubicación de las zonas de surgencias en el valle del arroyo Los Baños. a: Depósitos aluviales (1) de matriz arenosa y bloques redondeados sobre el depósito de Pómez Los Baños (2). b: Corte del arroyo Los Baños donde se observan los depósitos aluviales (1) apoyados sobre el depósito de Pómez Los Baños (2); por debajo de estos últimos se encuentra otro depósito poco consolidado (3), laminado, de color gris oscuro, similar al de la Oleada Piroclástica Valenzuela.

de esta zona termal) se encuentra otra pileta pequeña (Figura 2) donde se acumula agua fría surgente (10 °C), transparente, con fuerte olor a H₂S y sin burbujeo en la superficie.

MARCO GEOLÓGICO

El complejo volcánico Planchón-Peteroa es una estructura volcánica de historia de múltiples episodios con registros de actividad desde 1.2 Ma hasta la actualidad (Naranjo *et al.*, 1999). El complejo forma parte de la Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes y sus características litológicas y geoquímicas son propias de magmatismo de arco con tendencia evolutiva caldialcalina (Haller *et al.*, 1994). Su génesis se vincula a fallas de deslizamiento de rumbo, orientadas WNW, con formación de un volcán antiguo de edad pleistocena media-tardía, compuesto por lavas máficas (Peteroa-Azufre), y un volcán más joven de edad pleistocena-holocena (Planchón), más evolucionado en su composición y de características explosivas (Tormey *et al.*, 1995).

El volcán Planchón exhibe estructuras distintivas que evidencian una evolución en etapas definidas como unidades Planchón 1, 2 y 3 (Figura 1) por Naranjo *et al.* (1999). A la primera de ellas se asocia un gran flujo de detritos volcánicos, generado por el colapso gravitacional del sector occidental del edificio, dando origen a un gran depósito de escombros volcánicos definidos por Naranjo *et al.* (1997) como Depósitos de Detritos Volcánicos Planchón-Teno de edad pleistocena tardía. Las emisiones de lavas basálticas y basálticas-andesíticas continuaron inmediatamente después del colapso, formando así la unidad llamada Planchón 2 (Naranjo y Haller, 2002). En la etapa Planchón 3 se registran evidencias de erupciones ocurridas a través de cinco cráteres principales que incluyen depósitos de caída, de flujo y laháricos, definidos por Naranjo y Haller (2002) como la Oleada Piroclástica Valenzuela, el Flujo Piroclástico Los Ciegos (7000 años AP) y el Depósito de Pómez Los Baños (1500 AP), además de la lava y el cono piroclástico de la erupción de 1837 d. C. y los depósitos de cenizas de las erupciones de febrero de 1991 y noviembre de 1998.

Actualmente el volcán Planchón exhibe un cráter con emisiones fumarólicas (Planchón 3) y actividad geotermal en la ladera oriental del complejo (Baños del Azufre), a 3.5 km del volcán actual.

Geología local del valle de arroyo Los Baños

El valle ha sido labrado sobre un sustrato de rocas basálticas y dacíticas profundamente erosionadas por el glaciar, correspondientes a la fase Azufre I del volcán Peteroa-Azufre. Este sustrato aflora en la parte alta del valle.

A lo largo de los flancos del valle, afloran cordones de depósitos mal seleccionados con bloques, clastos y material fino de origen glaciar (morrenas laterales) y coloración

parda rojiza.

A lo ancho del valle, se observan suaves lomadas de depósitos aluviales con presencia de vegetación dispersa, en algunos casos coronadas por grandes bloques (hasta 1.5 m³) de bordes redondeados, desprendidos de las paredes del valle y transportados por gravedad hacia sectores bajos del valle. Estos depósitos aluviales se apoyan sobre el sustrato volcánico del Depósito de Pómez Los Baños (Figura 2a) y están conformados por un conglomerado soportado por matriz, formado por bloques subredondeados a redondeados de 10 a 60 cm de longitud, en matriz arenosa de grano medio a grueso y color gris amarillento. Los bloques y la matriz son de materiales volcánicos.

En algunas secciones del arroyo aparece un banco delgado (aproximadamente de 35 cm de espesor) de depósitos piroclásticos finos y laminados sobre los cuales se apoyan los depósitos de Pómez Los Baños (Figura 2b). Por su posición estratigráfica y características litológicas corresponderían con los depósitos de la Oleada Piroclástica Valenzuela.

MÉTODOS Y PROCEDIMIENTOS

Medición de flujos de CO₂

Para medir los flujos de CO₂ se utilizó el método dinámico de cámaras cerradas. Éste consistió en acumular el CO₂ emitido en una cámara instalada sobre la superficie, en la cual los gases acumulados eran mezclados y enviados a un analizador portátil de gas por infrarrojo (IRGA) para su registro a intervalos regulares y reingresados a la cámara después de cada medición (Figura 3). El flujo de CO₂, expresado como: (masa)·(área⁻¹)·(tiempo⁻¹), se calculó según la variación de la concentración de CO₂ (dC) en el tiempo (dt), teniendo en cuenta los parámetros de volumen (V) y área de la cámara (A):

$$F \sim (V/A) (dC/dt) \quad (1)$$

Los métodos que utilizan cámaras de acumulación

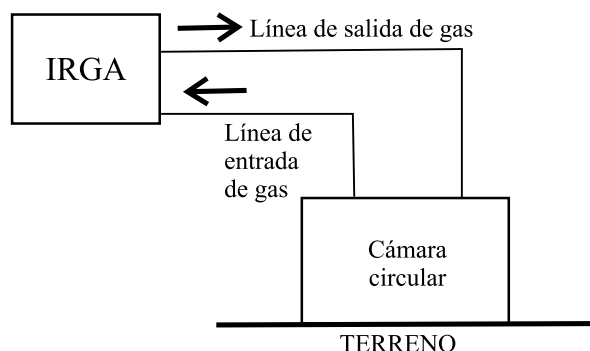


Figura 3. Esquema representativo del método dinámico de cámaras cerradas.

presentan diferencias de hasta el 50% en la cuantificación de flujos de CO₂ debido a las condiciones experimentales fijadas para medir y el diseño de cámara utilizado (Pumpanen *et al.*, 2004). Por lo tanto, resulta necesario calibrar el método a utilizar antes de la toma de datos en el terreno. Para ello, se verificó en laboratorio el funcionamiento y confiabilidad del método citado anteriormente (Sanci *et al.*, 2009a). El sistema construido para tal fin consistió en un tanque de volumen conocido donde el CO₂ proveniente de un tubo de concentración determinada, fluía a través del material poroso con flujos controlados. En los experimentos se probaron diferentes tasas continuas y discontinuas de mezclado dentro de la cámara, así como también los tiempos en que se mezclaba. El flujo de CO₂, se estimó mezclando y tomando lecturas secuenciales discretas, obteniendo regresiones lineales con un coeficiente $r \geq 0.995$ ($R^2 \geq 0.99$). El mejor ajuste se logró tomando cinco lecturas consecutivas cada 3 minutos durante 12 minutos y mezclando 25 segundos antes de cada extracción de CO₂ hacia el IRGA a una tasa de 250 ml/s. El parámetro de $r \geq 0.995$ para cinco lecturas (tres grados de libertad para una regresión lineal) significa que se logra un nivel de confianza > 99%, dado que el valor crítico correspondiente es 0.959 (Bevington y Robinson, 2003; Verma, 2005). La desviación encontrada en los valores medidos respecto de los referenciales fue menor al 10%, bajo las condiciones experimentales fijadas.

La cámara utilizada en las mediciones era un cilindro de aluminio, de base abierta y 0.26 m de alto y 0.30 m de diámetro (superficie de 0.070 m² y volumen de 0.018 m³), al que se le incorporaron ciertos elementos que minimizaron las fuentes potenciales de error en el cálculo de flujos de CO₂. Tales elementos fueron: un collar o anillo de acero que se insertaba en el terreno antes de iniciar las mediciones y sobre el que se colocaba la base de la cámara para impedir el ingreso de aire, una válvula de alivio de no retorno en el tope de la misma para mantener equilibradas las presiones internas y externas, dos distribuidores de flujo múltiple internos que permitieron homogeneizar los gases dentro de la cámara cuando se mezclaban y un puerto en el tope de la cámara que permitía introducir un termohigrómetro y controlar así la temperatura y humedad internas.

La medición de flujos de CO₂ en el valle del arroyo Los Baños se realizó siempre sobre los materiales aluvionales parcialmente cubiertos con vegetación dispersa. En las cercanías de las piletas termales se tomaron 55 muestras (en las estaciones M12 a M66; Tabla 1), mientras que 800 m aguas arriba de esta zona, en las inmediaciones de la pileta de agua fría, donde la actividad termal no era manifiesta, se tomaron 11 muestras más con el objeto de cuantificar valores de fondo en el terreno (en las estaciones M1 a M11; Tabla 1). Cabe aclarar que ningún flujo de CO₂ fue medido sobre las vegas, áreas anegadas o de vegetación espesa.

Se utilizó como mapa base la imagen satelital Landsat TM de la zona. La toma de datos se realizó con un aparato de posicionamiento geográfico Garmin Rino 120 y se trabajó en coordenadas geográficas y Datum WGS84. La topografía

se levantó con brújula, cinta y altímetro.

Para la zona de estudio, se hizo un muestreo no dirigido consistente en una red regular con un espaciamiento de 25 m. Al carecer de información generada previamente de emisiones superficiales de CO₂ en la zona, se escogió dicho espaciamiento en función del análisis estadístico y geoestadístico aplicado a los datos de flujos de CO₂ pero tomados en una fuente antropogénica (Sanci *et al.*, 2009b). Según este análisis y comparando los resultados obtenidos para distintos espaciamientos regulares (100 m, 50 m y 25 m), pudo comprobarse que a mayor densidad de muestreo se identificaban claramente distintas subpoblaciones dentro del conjunto que respondían a distintos procesos y además que los datos de flujos de CO₂ se correlacionaban espacialmente, lo que permitió determinar en forma confiable la ubicación geográfica de las zonas con anomalías y las medias subpoblaciones.

Análisis químicos e isotópicos

Se muestrearon tres piletas termales denominadas Curicó, Pertuccio y Recado, y otra pileta 800 m aguas arriba, fría, denominada Fierro. Las muestras se almacenaron en botellas plásticas de 1000 ml. Se midieron pH, temperatura y elementos mayores: HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ y Mg²⁺. Las mediciones de las relaciones isotópicas ¹³C/¹²C (Panarello *et al.*, 1982), ¹⁸O/¹⁶O (Panarello y Parica, 1984) y ²H/¹H (Coleman *et al.*, 1982) se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de INGEIS mediante espectrometría de masas. Los análisis químicos se expresan en mg l⁻¹. Los enriquecimientos isotópicos en desviaciones (δ) respecto de un patrón internacional, se definen como sigue:

$$\delta = 1000 \frac{RM-RP}{RP} \text{‰} \quad (2)$$

Donde δ puede ser $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ o $\delta^{13}\text{C}$, R denota la relación isotópica ¹⁸O/¹⁶O, ²H/¹H o ¹³C/¹²C, M a la muestra y P al patrón internacional, *i.e.* V-SMOW para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ y V-PDB para $\delta^{13}\text{C}$.

Mediciones de humedad y temperatura

La humedad gravitacional se determinó en las estaciones donde se medían los flujos de CO₂ a partir de las muestras extraídas con un sacatestigos cilíndrico de 6 × 4 cm y conservadas hasta su análisis en laboratorio. Para medir la temperatura, se insertó sobre el terreno un sensor de temperatura a 10 cm de profundidad aproximadamente.

Tratamiento estadístico de los datos

Se construyeron histogramas con los valores de flujo de CO₂. Estos datos se transformaron logarítmicamente (ln)

Tabla 1. Datos de flujos de CO₂, temperatura y humedad de las estaciones de muestreo ubicadas en la zona termal (M12 a M66) y 800 m aguas arriba (M1 a M11). S/D: sin dato.

Estación	Latitud S	Longitud O	Flujo CO ₂ (g/m ² día)	Temperatura (°C)	Humedad (%)
M1	35°17'25.96"	70°31'59.66"	20	21	14
M2	35°17'26.89"	70°32'0.35"	13	14	31
M3	35°17'27.37"	70°32'0.56"	13	14	27
M4	35°17'27.27"	70°32'2.19"	14	21	21
M5	35°17'27.32"	70°32'2.45"	18	18	S/D
M6	35°17'28.46"	70°31'59.63"	20	19	34
M7	35°17'27.79"	70°31'58.79"	10	19	22
M8	35°17'26.91"	70°31'58.33"	14	20	58
M9	35°17'25.94"	70°31'58"	17	24	16
M10	35°17'25.41"	70°31'56.29"	14	25	17
M11	35°17'25"	70°31'55.41"	18	22	23
M12	35°17'31.68"	70°31'22.91"	22	27	1
M13	35°17'31.41"	70°31'23.74"	40	34	11
M14	35°17'31.14"	70°31'24.49"	114	32	22
M15	35°17'30.18"	70°31'25.82"	101	29	18
M16	35°17'31"	70°31'25.20"	38	31	11
M17	35°17'29.61"	70°31'26.87"	64	31	15
M18	35°17'29.48"	70°31'27.39"	76	29	12
M19	35°17'29.05"	70°31'27.89"	24	26	2
M20	35°17'28.99"	70°31'27.54"	37	25	S/D
M21	35°17'28.20"	70°31'28.79"	41	20	S/D
M22	35°17'27.88"	70°31'30.48"	26	24	12
M23	35°17'27.30"	70°31'30.71"	34	28	1
M24	35°17'27.32"	70°31'31.62"	23	24	1
M25	35°17'28.07"	70°31'30.69"	13	35	2
M26	35°17'27.65"	70°31'31.39"	13	28	1
M27	35°17'29.08"	70°31'30.94"	18	35	3
M28	35°17'29.45"	70°31'32.37"	28	25	25
M29	35°17'29.13"	70°31'32.49"	31	26	S/D

y se representaron en curvas de probabilidad acumulada. Esto se debe a que la distribución de los valores obtenidos usualmente se adapta a una distribución lognormal en rellenos sanitarios y áreas volcánicas geotermales activas (Bergfeld *et al.*, 2001; Cardellini *et al.*, 2003; Sanci *et al.*, 2009b), y los cambios en la pendiente de la curva de probabilidad acumulada reflejarían subpoblaciones dentro del conjunto de datos.

La variabilidad espacial de los flujos de CO₂ se estimó utilizando métodos geoestadísticos. El grado de dependencia espacial entre las muestras se determinó mediante el uso de variogramas experimentales, dado que éstos comparan la similitud entre pares de puntos a una distancia dada y una dirección particular, y expresan matemáticamente la tasa promedio de cambio de una propiedad con la distancia de separación (Oliver, 1996). En términos generales, se define el variograma como la media de los cuadrados de las diferencias entre pares de muestras separados por una distancia h :

$$\gamma(h) = 1/2N \sum [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (3)$$

donde N es el número de pares considerado, $Z(x_i)$ la localización y valor de la muestra, y h la distancia entre los pares; a partir de los datos se busca el modelo que mejor se ajuste a la distribución (Kitanidis, 1997).

Se hizo un análisis de regresión lineal simple para determinar la influencia que ejercen en los flujos de CO₂, parámetros ambientales tales como la temperatura y humedad del terreno sobre el cual se realizaron las mediciones.

RESULTADOS

Flujos de CO₂

Los resultados de flujos de CO₂ se presentan en la Tabla 1. Para las 55 estaciones medidas en las cercanías de las piletas termales (estaciones M12-M66), el rango de valores de flujos de CO₂ varió entre 6 g/m²-día y 114 g/m²-día. Los mismos se representaron en un histograma (Figura 4a) y en una curva de probabilidad acumulada (Figura 4b). La naturaleza lineal de la curva de probabilidad

Tabla 1 (continuación). Datos de flujos de CO₂, temperatura y humedad en las estaciones de muestreo ubicadas en la zona termal (M12 a M66) y 800 m aguas arriba (M1 a M11). S/D: sin dato.

Estación	Latitud S	Longitud W	Flujo CO ₂ (g/m ² día)	Temperatura (°C)	Humedad (%)
M30	35°17'28.46"	70°31'33.58"	70	29	S/D
M31	35°17'27.89"	70°31'32.42"	55	28	2
M32	35°17'29.49"	70°31'31.42"	21	23	2
M33	35°17'29.56"	70°31'34.08"	17	26	17
M34	35°17'30.22"	70°31'30.84"	11	23	1
M35	35°17'30.23"	70°31'32.79"	27	23	48
M36	35°17'29.63"	70°31'33.40"	102	33	5
M37	35°17'30.70"	70°31'33.70"	30	23	19
M38	35°17'29.91"	70°31'34.60"	28	22	S/D
M39	35°17'30.68"	70°31'35.45"	39	28	19
M40	35°17'31.11"	70°31'34.26"	10	29	2
M41	35°17'31.49"	70°31'32.81"	21	26	19
M42	35°17'30.88"	70°31'32.20"	30	27	27
M43	35°17'31.22"	70°31'30.78"	9	30	2
M44	35°17'31.57"	70°31'31.42"	12	34	1
M45	35°17'30.30"	70°31'29.50"	17	30	30
M46	35°17'29.47"	70°31'28.30"	22	27	2
M47	35°17'29.38"	70°31'30.27"	85	30	8
M48	35°17'30.51"	70°31'28.08"	12	16	1
M49	35°17'30.75"	70°31'29.39"	15	18	S/D
M50	35°17'32.08"	70°31'30.05"	13	17	S/D
M51	35°17'32.60"	70°31'29.26"	15	16	S/D
M52	35°17'33.88"	70°31'28.14"	16	16	2
M53	35°17'32.97"	70°31'28.52"	14	17	S/D
M54	35°17'31.59"	70°31'27.39"	11	18	3
M55	35°17'30.65"	70°31'27.33"	14	19	2
M56	35°17'30.24"	70°31'26.41"	78	28	1
M57	35°17'30.19"	70°31'27.52"	18	20	1
M58	35°17'31.71"	70°31'25.33"	10	28	1
M59	35°17'31.50"	70°31'26.51"	13	19	S/D
M60	35°17'31.95"	70°31'27.12"	11	18	1
M61	35°17'34"	70°31'26.84"	8	28	1
M62	35°17'33.43"	70°31'25.12"	7	28	2
M63	35°17'32.38"	70°31'26.61"	16	26	1
M64	35°17'32.40"	70°31'24.39"	6	19	S/D
M65	35°17'32.13"	70°31'23"	7	25	1
M66	35°17'33.03"	70°31'23.69"	25	22	1

acumulada obtenida a partir del logaritmo natural del flujo de CO₂, sugiere que los datos se ajustan a una distribución log-normal y a su vez muestran cambios de pendiente que indican subpoblaciones dentro del conjunto. Se identificaron tres grupos de datos: valores menores a 18 g/m²·día (*ln* menores a 2.9), valores moderados entre 21 g/m²·día y 41 g/m²·día (*ln* entre 2.9 y 4) y valores altos superiores a 55 g/m²·día (*ln* mayores a 4). Los flujos de CO₂ medidos en las 11 estaciones ubicadas 800 m aguas arriba (estaciones M1-M11), sobre los mismos depósitos aluviales con vegetación dispersa que los presentes en la zona termal, fueron menores a 20 g/m²·día.

Dado que los valores de CO₂ medidos como fondo (*n*=11, 10–20 g/m²·día, M1-M11, Tabla 1) se encontraban

dentro del rango de las estaciones cercanas a piletas termal (n=55, 6–114 g/m²·día; M12-M66, Tabla 1), para obtener una interpretación alterna, se utilizó el programa DODESYS (S.P. Verma y L. Díaz-González, no publicado) para identificar valores discordantes en cada una de las dos muestras estadísticas separadas (para las estaciones M1-M11 y M12-M66). Se aplicaron solamente las pruebas de discordancia de tipo sencillo (Barnett y Lewis, 1994; Verma, 1997). Cabe aclarar que DODESYS utiliza valores críticos nuevos más precisos y exactos simulados por Verma *et al.* (2008), y por lo tanto provee resultados muy confiables (Verma, 1997, 2005). Se encontró que los 11 valores de fondo representan una distribución normal con un flujo de CO₂ de 15.5 ± 3.2 g/m²·día (mediana ± desviación estándar),

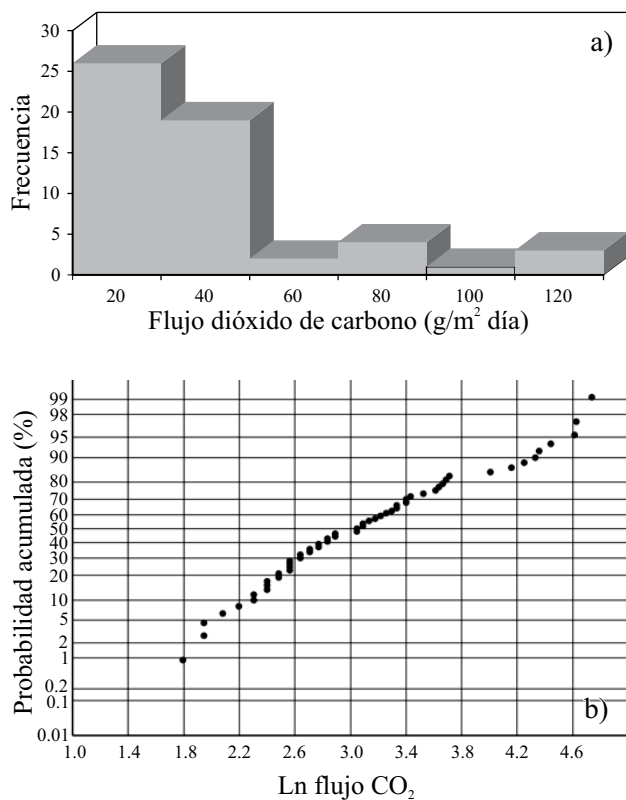


Figura 4. Representación gráfica de los resultados obtenidos. a: Histograma de flujos de CO₂. b: curva de probabilidad acumulada del ln de flujo de CO₂.

mientras que de los 55 valores, 46 demuestran también una distribución normal con un flujo de CO₂ de 20 ± 10 g/m²·día. Otros nueve valores restantes de CO₂ (estaciones M14, M15, M17, M18, M30, M31, M36, M47 y M56) se identificaron como valores altos discordantes según DODESYS, con un nivel de confianza de 99%. Estos valores tienen un rango de 55–114 g/m²·día ($n=9$, 83 ± 19 g/m²·día) y las estaciones correspondientes también representan valores relativamente altos de temperatura de 28 °C a 33 °C ($n=9$, 29.9 ± 1.8 °C). El uso de DODESYS, por lo tanto, nos permite identificar los valores y estaciones que inducen que los datos de CO₂ parezcan distribuidos en forma log-normal ya que su separación de los otros valores deja el resto (46 datos) de forma normal. La identificación de los valores anómalos también podría ayudar a postular una interpretación alternativa ya que estos nueve datos de CO₂ verdaderamente anómalos se podrían interpretar en forma separada.

En la Figura 5, se observa la distribución geográfica de los rangos del ln del flujo de CO₂ en relación con la ubicación de las piletas antes mencionadas y la topografía del lugar. La distribución geográfica del ln del flujo de CO₂ de los tres rangos citados demuestra que los valores altos e intermedios de flujo de CO₂ se localizan en las mismas cotas que las manifestaciones termales.

Para el análisis espacial de los datos, se tomaron los valores logtransformados de flujos de CO₂ de las 55 esta-

ciones medidas en las cercanías de las piletas termales, y se realizaron variogramas direccionales con el programa VARIOWIN (Eddy y Paninatier, 1996). El variograma omnidireccional obtenido en la Figura 6, es decir, aquél que promedia la información correspondiente a todas las direcciones, se realizó con una distancia de separación (h) mínima de 30 m. Una vez que se obtuvo el variograma experimental, el paso siguiente fue encontrar un modelo paramétrico que se ajustara adecuadamente a los datos. En este caso, los valores se ajustaron a un modelo logarítmico con efecto pepita (Figura 6).

La vinculación espacial hallada entre los datos, permitió determinar en forma confiable una media para cada una de las subpoblaciones halladas en la Figura 4b: 13 ± 3 g/m²·día ($n=26$), 29 ± 7 g/m²·día ($n=20$) y 83 ± 19 g/m²·día ($n=9$).

Temperatura y humedad

Las temperaturas del terreno, en las estaciones muestreadas en las inmediaciones de las piletas termales, donde se midieron los flujos de CO₂, registraron un rango de 16 °C a 35 °C (Tabla 1). En las estaciones muestreadas aguas arriba de esta zona, la temperatura registrada fue entre 14 °C y 25 °C (Tabla 1). El rango de valores determinado para la humedad fue de 1 a 48% para las muestras extraídas en la zona termal y de 14 a 58% para las muestras ubicadas aguas arriba (Tabla 1).

Cuando se vincularon los datos de flujos de CO₂ con la temperatura medida en el terreno, se obtuvo para el primer grupo de datos, un coeficiente de determinación igual a $R^2 = 0.12$ ($r = 0.34$). Es decir, la temperatura sólo logró explicar el 12% de la variación en los flujos de CO₂. Para afinar el análisis, se efectuó una regresión lineal a los datos de las subpoblaciones halladas en la Figura 2.b. La mejor correlación encontrada ($R^2 = 0.37$; $r = 0.61$) fue para la subpoblación que contenía valores mayores 55 g m² día (Figura 7).

Cuando se vincularon los valores de flujo de CO₂ y humedad, no se obtuvo correlación para los datos del primer grupo ni tampoco cuando se analizaron los datos por subpoblación, mientras que para el segundo grupo se obtuvo un coeficiente de determinación de $R^2=0.16$ ($r=0.40$). Sí pudo encontrarse una correlación negativa ($R^2=0.69$, $r=-0.83$) cuando se construyó la gráfica de la inversa de la humedad para valores de humedad superiores al 4.5% ($18 \pm 11\%$, $n=13$) versus los flujos de CO₂ determinados en la zona termal (Figura 8).

Mientras que la correlación encontrada entre los flujos de CO₂ y la temperatura fue positiva, la correlación humedad-flujos de CO₂ fue, en todos los casos, negativa. Esto pudo comprobarse también en los trabajos de laboratorio realizados en INGEIS (Sanci et al., 2009a). El coeficiente de correlación obtenido para la temperatura con los flujos de CO₂ ($r=0.61$) es coincidente con el informado por otros

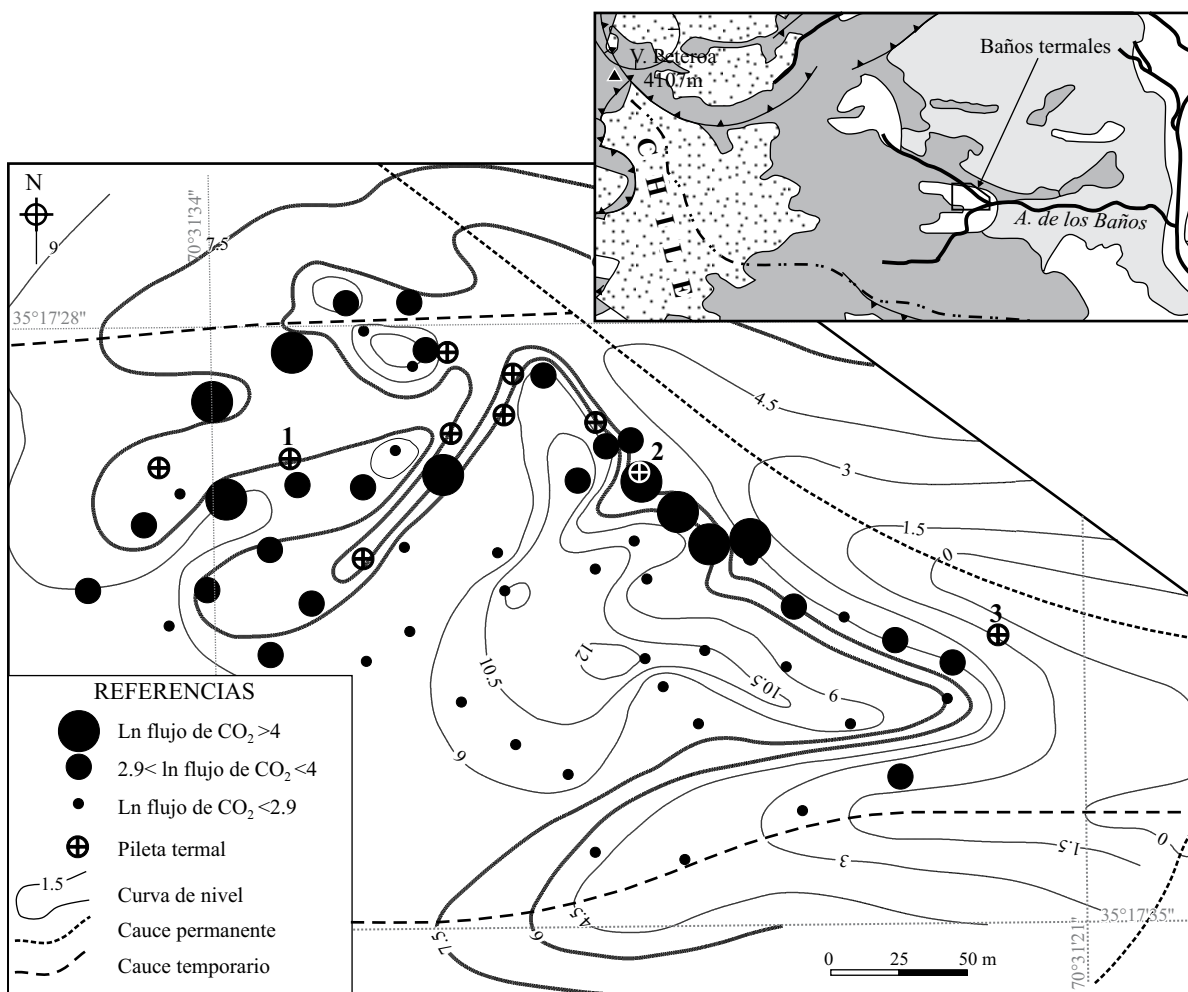


Figura 5. Mapa de rangos del ln de flujo de CO₂ de las 55 estaciones muestreadas en la zona de Termas del Azufre.

autores ($r=0.68$) cuando vinculan a estas variables en áreas volcánicas geotermales activas (Bergfeld *et al.*, 2001).

Aguas surgentes

La temperatura, el pH, los análisis químicos de elementos mayores y la composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas de las piletas Curicó, Pertuccio, Recado y Fierro, se presentan en la Tabla 2.

Las aguas termales de las piletas Curicó, Pertuccio y Recado son bicarbonatadas magnésicas (Figura 9) con $\text{pH}=7.5$ y temperatura entre $30\text{ }^\circ\text{C}$ y $40\text{ }^\circ\text{C}$. Se aplicó para estas aguas el programa de especiación PHREEQC (Parkhurst, 1995) y se obtuvieron valores de índices de saturación mayores a cero para la dolomita en las tres piletas: Curicó (2.06), Pertuccio (0.71) y Recado (0.97). En Curicó, el índice de la calcita también resultó mayor a cero y su valor es 0.08. Esto coincide con la composición bicarbonatada magnésica de las aguas termales.

El agua fría de la pileta Fierro es de tipo sulfatada

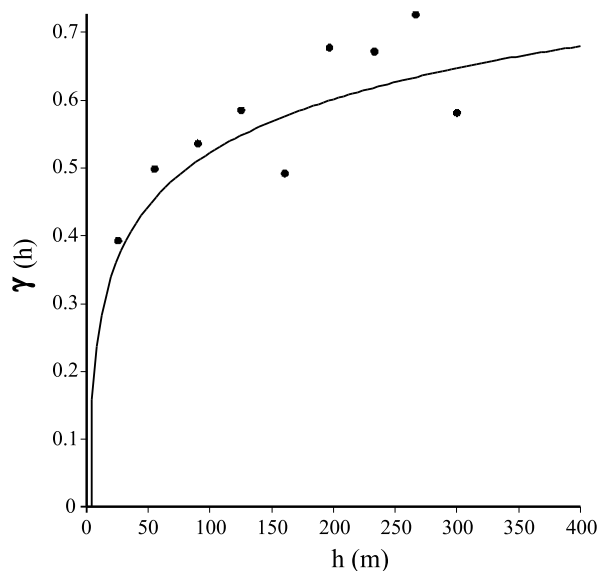


Figura 6. Variograma experimental omnidireccional de los datos logtransformados (ln) para las 55 estaciones muestreadas en la zona de Termas del Azufre.

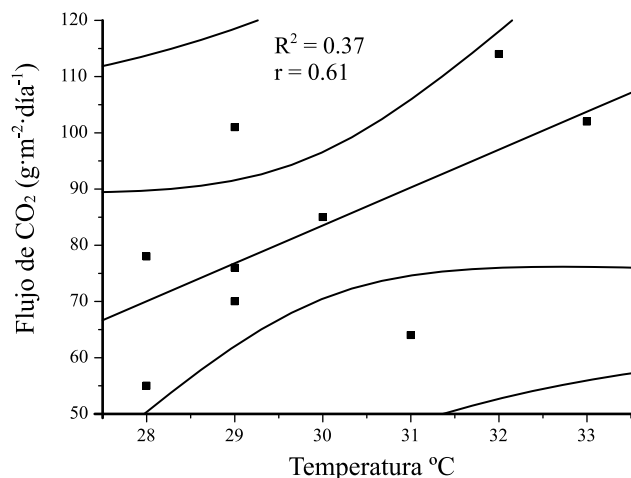


Figura 7. Gráfico de temperatura vs. flujos de CO₂ para la subpoblación que contenía valores mayores a 55 g m⁻² día⁻¹ en la zona de Termas del Azufre.

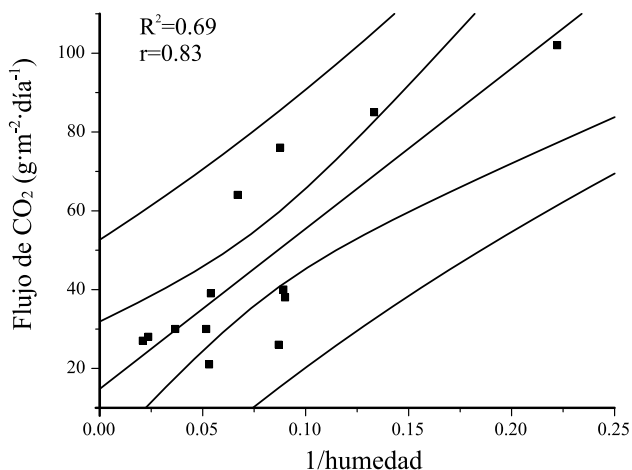


Figura 8. Gráfico de la inversa de la humedad (%) vs. flujos de CO₂ de las estaciones de muestreo ubicadas en la zona termal del arroyo de Los Baños con valores de humedad superiores al 4.5%.

cálcica (Figura 9) con pH=5 y temperatura de 10 °C. La composición isotópica del agua fría es de δ²H=-106 ‰ y δ¹⁸O=-14.7 ‰. Valores similares se obtuvieron en las aguas calientes de las piletas Curicó, Pertuccio y Recado: δ²H=-106 ‰ y δ¹⁸O=-14.2 a 14.6 ‰. Este rango de valores es coherente con el medido por Craig (1961) para aguas meteóricas como puede observarse en el diagrama δ²H versus δ¹⁸O donde las muestras de aguas colectadas se ubicaron sobre la recta mundial de aguas meteóricas (Figura 10). Si bien no se tiene una recta meteórica local, estudios previos realizados en zonas andinas próximas al área de estudio, demostraron que los parámetros coinciden con los de la recta meteórica promedio mundial (Albero et al., 1987; Panarello et al., 1992; Panarello y Dapeña, 1996; Panarello, 2002). Los resultados de δ¹³C del carbono inorgánico disuelto total (TDIC), determinados en laboratorio,

varían entre -11.7 y -9.6 ‰, para las aguas de Fierro, Curicó, Pertuccio y Recado.

DISCUSIÓN

El intervalo de valores de emisiones difusas o flujos de CO₂ obtenido en el valle del arroyo Los Baños, ladera oriental del volcán Peteroa (6 g/m² día a 114 g/m² día) es similar a los informados por otros autores en áreas volcánicas con emisiones difusas de CO₂ (Chiodini et al., 1998; Bergfeld et al., 2001; Chiodini y Frondini, 2001; Cardellini et al., 2003; Granieri et al., 2003; Chiodini et al., 2004; Carapezza y Granieri, 2004; Caliro et al., 2005).

La distribución en el terreno de los valores de flujo (Figura 5), puede agruparse en:

Tabla 2. Análisis químicos e isotópicos de las piletas Curicó, Pertuccio, Recado y Fierro. Enero 2008. *Error (%) = 100 (Σcationes - Σaniones) / Σcationes + Σaniones.

Pileta	T	pH	CO ₃ H ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Error *	δ ¹⁸ O	δ ² H	δ ¹³ C
Coordenadas	(°C)		mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	%	‰ ± 0.2	‰ ± 1	‰ ± 0.1
Curicó 35°17'29.13" 70°31'32.45"	40	7.5	674	24	94.5	2	119.5	25	4.7	117	5.1	-14.6	-107	-10.1
Pertuccio 35°17'31.36" 70°31'22.23"	38	7.5	609	69	56.5	2	127.5	17	3	101	5.2	-14.4	-106	-10.1
Recado 35°17'29.32" 70°31'27.46"	30	7.5	598	73	59.5	2	152	12	7.6	106	9.2	-14.2	-106	-9.6
Fierro 35°17'26.12" 70°32'0.10"	10	5	1	106.6	14	1	9.25	3.2	43.5	14	0.6	-14.7	-106	-11.7

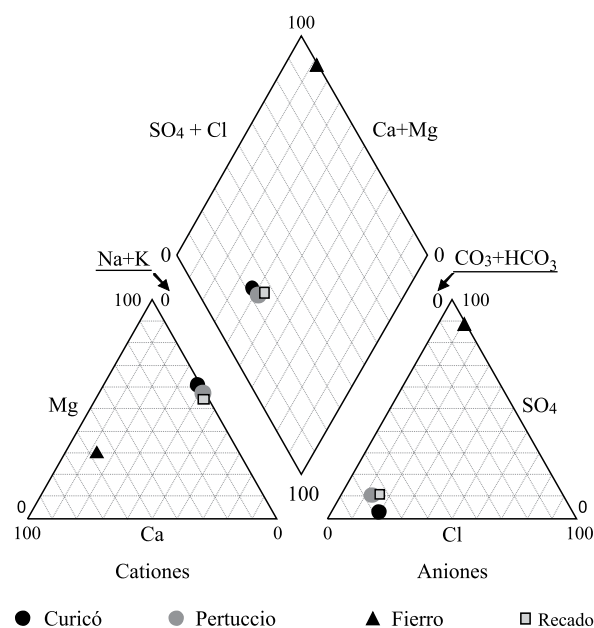


Figura 9. Diagrama de Piper con la composición química de las aguas de las piletas Curicó, Pertuccio y Recado (aguas bicarbonatadas magnésicas) y Fierro (agua sulfatada cálcica).

i) Flujos entre 6 g/m²-día y 21 g/m²-día (*ln* flujo CO₂ <2.9) se hallaron en los sectores topográficamente más elevados.

ii) Flujos entre 21 y 41 g/m²-día (*ln* flujo CO₂ entre 2.9 y 4) rodean los puntos de valores altos.

iii) Flujos >55 g/m²-día (*ln* flujo CO₂ >4) están circunscritos al nivel topográfico donde emana el agua termal.

Se interpreta que los valores entre 6 g/m² día y 21 g/m²-día corresponden a valores de fondo de flujo de CO₂ vinculados a la respiración de la vegetación dispersa, ya que el rango de valores coincide con el fondo medido en niveles topográficos más altos del valle, donde las manifestaciones termales no eran observables, y con el valor de fondo informado por otros autores para este tipo de proceso (Welles *et al.*, 2001). Los valores intermedios (entre 21 y 41 g/m²-día) y los valores altos (>55 g/m²-día) son considerados anómalos y estarían vinculados a la desgasificación magmática del complejo, ya que se registran en el mismo nivel topográfico que las aguas surgentes calientes, las que presentan valores de TDIC-δ¹³C entre -11.7 ‰ a -9.6 ‰, resultantes de la interacción del agua con fluidos asociados a gases de origen magmático (Capasso *et al.*, 1997; Panarello, 2002).

Todas las aguas surgentes poseen una contribución principal de aguas meteóricas (Figura 10). Los valores de δ¹⁸O y δ²H de las aguas calientes de Curicó, Pertuccio y Recado estarían mostrando una mínima evaporación (Gat, 1971). Por otra parte el agua fría Fierro (sin burbujeo visible de CO₂ ni HCO₃⁻) se encuentra desplazada hacia arriba de la recta meteórica (Figura 10) probablemente por el continuo flujo de H₂S que enriquece en deuterio las aguas

debido a la tendencia de este isótopo de permanecer en la fase acuosa (IAEA, 1983). Cabe aclarar que no se trata de las llamadas “aguas magmáticas o juveniles” dado que estas se encuentran muy diferenciadas en ambos isótopos (White *et al.*, 1971; Taylor, 1977).

La similitud en la composición isotópica que muestran las aguas frías y termales, supone un origen común producto de la fusión de nieve proveniente del glaciar, como ha sido postulado en estudios previos (Haller *et al.*, 1992). Suponiendo que ambas surgencias (frías y calientes) tienen un origen común, y que las primeras se encuentran en niveles topográficos más altos que las segundas, las primeras pertenecerían a un acuífero más superficial o “colgado” propio de áreas sometidas a acción glaciar, y las segundas a un acuífero más profundo.

Las diferencias en la composición química y parámetros físicos entre las aguas frías y calientes, en especial el bajo contenido de Mg⁺² de las primeras, posiblemente esté vinculado a procesos de interacción roca básica-agua donde juegan un papel importante la temperatura y las distancias recorridas. A mayor temperatura y más tiempo de permanencia en el acuífero se incrementa la capacidad de lixiviación del fluido. La diferencia de temperatura entre las aguas surgentes estaría vinculada a la cantidad y tipo de fluido volcánico que interactúa con el agua meteórica.

Los resultados aquí obtenidos sugieren que en el valle del arroyo Los Baños, la actividad volcánica del Complejo Planchón-Peteroa se manifiesta a través del ascenso de gases de origen magmático que migran desde el subsuelo por discontinuidades asociadas al fracturamiento del complejo. Este proceso se registra a través de las surgencias, cuando los gases volcánicos interceptan las aguas de deshielo infiltradas, aportando calor y CO₂, y a través de las emisiones difusas de CO₂, cuyos valores anómalos se circunscriben a los sectores inmediatos a surgencias termales.

CONCLUSIONES

1. La confiabilidad del método dinámico de cámaras cerradas para medir flujos absolutos de CO₂ desde una fuente emisora natural fue probada en laboratorio y aplicada satisfactoriamente en un área caracterizada por manifestaciones termales. En este sentido, la medición directa de flujos de CO₂ permitió detectar la variabilidad espacial local de flujos de CO₂ en el sector de Los Baños para una época determinada del año (enero).

2. A partir del tratamiento estadístico y geoestadístico de los datos de flujos de CO₂ se determinaron tres subpoblaciones dentro del conjunto que se considera, responden a distintos procesos: valores de fondo atribuibles a la respiración de la vegetación presente (13 g/m² día) y distintos rangos de anomalías (29 g/m² día y 83 g/m² día) vinculados a la desgasificación magmática del complejo.

3. El análisis en la composición isotópica de δ¹³C de las aguas surgentes, frías y calientes, registran valores

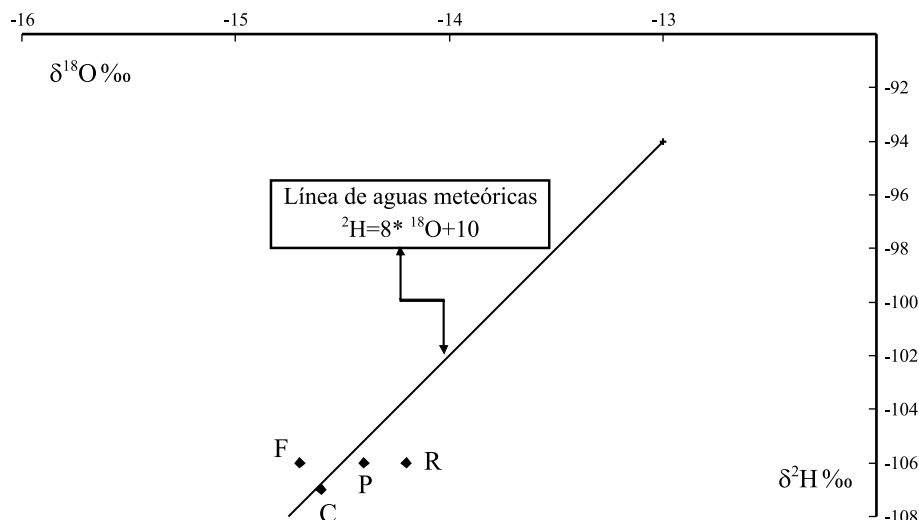


Figura 10. Composición isotópica de aguas frías de la pileta Fierro (F) y calientes de las piletas Curicó (C), Pertuccio (P) y Recado (R). Representación sobre la recta meteórica promedio mundial (línea recta) definida por Craig (1961).

correspondientes a fluidos asociados a gases de origen magmático.

4. La aplicación de isótopos estables del O y H en las aguas surgentes, frías y calientes, permitió detectar el origen meteórico de estas aguas.

5. En el valle del arroyo Los Baños la actividad volcánica del Complejo Planchón-Peteroa se manifiesta a través del aporte de gases calientes que migran desde el subsuelo por discontinuidades asociadas al fracturamiento del complejo volcánico. El CO_2 se emite en forma directa a través de las surgencias termales o como emisiones difusas a través de los depósitos aluviales.

6. Los flujos de CO_2 están influenciados por la humedad y temperatura de los terrenos en donde se miden. A mayor humedad menor flujo de CO_2 y a mayor temperatura mayor flujo de CO_2 .

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al geólogo Martín Ricardo Gozalvez por su ayuda en el campo. Este trabajo de investigación fue realizado con fondos del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). Asimismo, reconocemos las sugerencias de los dos árbitros de la revista, las cuales ayudaron a mejorar nuestra presentación.

REFERENCIAS

Albero, M.C., Levin, M., Panarello, H.O., Garcia, E., Lohn, P., 1987, Isotopic evidence for the different origins of the Tulum Valley groundwaters (San Juan, Argentina), in *Isotope Techniques in Water Resources Development Proceedings of a Symposium*, Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency, 287-299.

Allard, P., 1992, Global emission of helium-3 by subareal volcanism: *Geophysical Research Letters*, 19(14), 1479-1481.

Allard, P., Carbonnelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M., 1991, Eruptive and diffuse emissions of CO_2 from Mount Etna: *Nature*, 351, 387-391.

Barnett, V., Lewis, T., 1994, *Outliers in Statistical Data*: Chichester, John Wiley, Third edition, 584 pp.

Baubron, J.C., Allard, P., Toutain, J.P., 1990, Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. 1990: *Nature*, 344, 51-53.

Bergfeld, D., Goff, F., Janik, C., 2001, Elevated carbon dioxide flux at the Dixie Valley geothermal field, Nevada; relations between surface phenomena and geothermal reservoir: *Chemical Geology*, 177(1-2), 43-66.

Bevington, P.R., Robinson, D.K., 2003, *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*: Boston, Massachusetts, McGraw-Hill, 320 pp.

Caliro, S., Chiodini, G., Avino, R., Cardellini, C., Frondini, F., 2005, Volcanic degassing at Osma-Vesuvio (Italy) inferred by chemical and isotopic signatures of groundwater: *Applied Geochemistry*, 20(6), 1060-1076.

Capasso, G., Favara, R., Inguaggiato, S., 1997, Chemical features and isotopic composition of gaseous manifestations on Vulcano Island, Aeolian Islands, Italy: an interpretative model of fluid circulation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(16), 3425-3440.

Carapezza, M.L., Granieri, D., 2004, CO_2 soil flux at Vulcano (Italy): comparison between active and passive methods: *Applied Geochemistry*, 19(1), 73-88.

Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F., Granieri, D., Lewicki, J., Peruzzi, L., 2003, Accumulation chamber measurement of methane fluxes: application to volcanic-geothermal areas and landfills: *Applied Geochemistry*, 18(1), 45-54.

Chiodini, G., Frondini, F., 2001, Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy: *Chemical Geology*, 177(1-2), 67-83.

Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L., 1998, Soil CO_2 flux measurement in volcanic and geothermal areas: *Applied Geochemistry*, 13(5), 543-552.

Chiodini, G., Frondini, F., Kerrick, D.M., Rogie, J., Parello, F., Peruzzi, L., Zanzari, A.R., 1999, Quantification of deep CO_2 fluxes from Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and soil diffuse degassing: *Chemical Geology*, 159(1-4), 205-222.

Chiodini, G., Frondini, F., Cardellini, C., Parello, F., Peruzzi, L., 2000, Rate of diffuse carbon dioxide Earth degassing estimated from carbon balance of regional aquifers: the case of central Apennine, Italy:

- Journal of Geophysical Research, 105(B4), 8423-8434.
- Chiodini, G., Avino, R., Brombach, T., Caliro, S., Cardellini, C., De Vita, S., Frondini, F., Granieri, D., Marotta, E., Ventura, G., 2004, Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1-4), 291-309.
- Coleman, M.L., Sheperd, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E., Moore, F.R., 1982, Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis: *Analytical Chemistry*, 54, 993-995.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters: *Science*, 133, 1702-1703.
- Eddy, W.A., Paninatier, Y., 1996, Variowin: Software for Spatial Data Analysis in 2-D: New York, Springer Verlag, 91 pp.
- Gat, J., 1971, Comments on stable isotope method in regional groundwater Investigations: *Water Resources Research*, 7(4), 980-993.
- Gerlach, T.M., 1991, Present-day CO₂ emissions from volcanos: *Eos Transactions*, 72(23), 249-255.
- Granieri, D., Chiodini, G., Marzocchi, W., Avino, R., 2003, Continuous monitoring of CO₂ soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters: *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 167-179.
- Haller, M.J., Mendía, J.A., Ostera, H.A. y Chernicoff, J. 1992, Volcán Peteroa, Mendoza, Argentina: Mapa de riesgo preliminar de su vertiente oriental y características de la erupción de febrero de 1991 (Resumen), *en Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil, Malargüe*, 55-56.
- Haller, M.J., Ostera, H.A., Pesce, A.H., Gardini, M., Folgueras, A., 1994, Vulcanoestratigrafía reciente y eruptividad del volcán Peteroa (Resumen), *en Congreso Geológico Chileno*, N 7, Concepción, Actas 1, 319-323.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 1983, Isotope Techniques in the Hydrogeological assessment of Potencial Sites for the Disposal of High Level Radioactive Wastes, Technical Report Series, 228, 53-54.
- ISESSA, ISAURA Exploraciones y Sondeos, S.A., 1981, Investigación Geotérmica en la Zona del Sosneado. Informe Fase 1, Volumen I: Memoria, Volumen II: Anexos: Buenos Aires, Argentina, Informe técnico.
- Kerrick, D.M., McKibben, M.A., Seward, T.M., Caldeira, K., 1995, Convective hydrothermal CO₂ emission from high heat flow regions: *Chemical Geology*, 121(1), 285-293.
- Kitanidis, P.K., 1997, Introduction to Geostatistics. Applications in Hydrogeology: Cambridge, Cambridge University Press, 83 pp.
- Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koenigsberg, E.J., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L., Wagner, G.N., 1987, The 1986 Lake Nyos Gas Disaster in Cameroon, West Africa: *Science*, 236(4798), 169-175.
- Marty, B., Tolstikhin, I.N., 1998, CO₂ fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes: *Chemical Geology*, 145(3-4), 233-248.
- Naranjo, J.A., Haller, M.J., 2002, Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S): *Revista Geológica Chilena*, 29(1), 93-113.
- Naranjo, J.A., Scott, K., Hildreth, W., 1997, Highly Mobile catastrophic debris avalanche of Planchón-Peteroa volcanic complex, southern Andes, Central Chile (Abstract), *en IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta*, p. 107.
- Naranjo, J.A., Haller, M.J., Ostera, H.A., Pesce, A.H., Sruoga, P., 1999, Geología y peligros del Complejo Volcánico Planchón Peteroa, Andes del sur (35°15'S), región del Maule, Chile, provincia de Mendoza, Argentina: *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 52*, Santiago de Chile.
- Oliver, M.A., 1996, Kriging: a method of estimation for environmental and rare disease data, *in* Appleton, J.D., McCall, G.J.H., Fuge, R. (eds.), *Environmental Geochemistry and Health*: London, The Geological Society, 245-254.
- Panarello, H.O., 2002, Características isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 182-194.
- Panarello, H.O., Dapeña, C. 1996, Mecanismos de recarga y salinización en las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán, Mendoza, República Argentina, evidenciados por isótopos ambientales, *en* *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia*: Tarija, Bolivia, 531-543.
- Panarello, H.O., Parica, C.A., 1984, Isótopos del oxígeno en hidrogeología e hidrología. Primeros valores en aguas de lluvia de Buenos Aires: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2), 3-11.
- Panarello, H.O., García, C.M., Valencio, S.A., Linares, E., 1982, Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos, su utilización en Hidrogeología y Geología: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4), 460-466.
- Panarello, H.O., Sierra, J.L., D'amore, F., Pedro, G., 1992, Isotopic and geochemical study of the Domuyo Geothermal field, Neuquén. Argentina: *Internacional Atomic Energy Agency, Technical Document*, 641, 31-56.
- Parkhurst, D.I., 1995, User guide to PHREEQC. A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations: *United States Geology Survey, Water-Resources Investigation Report 95-4227*, 143 pp.
- Pumpanen, J., Kolari, P., Ivesniemi, H., Minkkinen, K., Vesala, N., Lohila, A., Larmola, T., Morero, M., Pihlatie, M., Janssens, I., Yuste, J.C., Grünzweig, J.M., Reth, S., Subke, J., Savage, K., Kutsch, W., Östregren, G., Ziegler, W., Anthoni, P., Lindroth, A., Hari, P., 2004, Comparison of different chamber techniques for measuring soil CO₂ efflux: *Agricultural and Forest Meteorology*, 123, 159-176.
- Sanci, R., Panarello, H.O., Ostera, H., 2009a, Assesment of soil moisture influence on CO₂ flux: a laboratory experiment: *Environmental Geology*, 58(3), 491-497. DOI 10.1007/s00254-008-1522-7.
- Sanci, R., Ostera, H.A., Panarello, H.O., 2009b, Determinación de flujo de CO₂ en fuentes antrópicas: sitio de disposición final municipal, Gualeguaychú, Entre Ríos: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(3), 533-544.
- Taylor, H.P., 1977, Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths: *Journal of the Geological Society*, 133(6), 509-558.
- Tormey, D.R., Frey, F.A., Lopez, L., 1995, Geochemistry of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center (35°15'S): evidence of multiple sources and processes in a cordilleran arc magmatic system: *Journal of Petrology*, 36(2), 265-298.
- Verma, S.P., 1997, Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of International Geochemical Reference Materials: Example of microgabbro PM-S: *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 21(1), 59-75.
- Verma, S.P., 2005, Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría): México D.F., México, Universidad Nacional Autónoma de México, 186 pp.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., Díaz-González, L., 2008, Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples up to sizes 1000, and applications in quality control in Earth Sciences: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 82-96.
- Welles, J.M., Demetriades-Shah, T.H., McDermitt, D.K., 2001, Considerations for measuring ground CO₂ effluxes with chambers: *Chemical Geology*, 177(1-2), 3-13.
- White, D.E., Muffler, L.J.P., Truesdell, A.H., 1971, Vapor dominated hydrothermal system compared with hot-water systems: *Economic Geology*, 66(1), 75-97.

Manuscrito recibido: Agosto 15, 2009

Manuscrito corregido recibido: Marzo 9, 2010

Manuscrito aceptado: Marzo 9, 2010