

ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ EN LAS CALDERAS VOLCÁNICAS CUICOCHA Y QUILOTOA, COMO SUSTENTO TÉCNICO PARA LA TOMA DE DECISIONES EN LA GESTIÓN DE RIESGOS

A. Bustos Gordón, N. Serrano A., G. Melián, T. Toulkeridis, N. Pérez & O. Padilla

Departamento de Ciencias de la Tierra y la Construcción,
Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE, Sangolquí, Ecuador
etsa.bustos@gmail.com; nadyliz_11@hotmail.com

RESUMEN

Se llevó a cabo una campaña de toma de muestra de gas y medición de flujo difuso y concentración de CO₂ en el ambiente superficial de los volcanes Cuicocha y Quilotoa (2014), siguiendo la línea de investigación de las campañas efectuadas en 2006 y 2012 (Cuicocha) con la aplicación del método de cámara de acumulación de gases para la interfase agua-aire y suelo-aire. Para la aplicación de la metodología se emplea información almacenada en geodatabases (caracterización del área de estudio), el análisis estadístico y geostatístico que permite obtener confiabilidad en los valores estimados a partir de los datos obtenidos en campo. La distribución espacial del flujo difuso de CO₂ muestra que el comportamiento de la actividad volcánica de Cuicocha no es monótona, pues la variación espacio-temporal indica que sufrió una gran fluctuación de la cantidad liberada del gas en un área de 13,3 km²: en 2006 se cuantificó 106 ± 5 t/d incrementando a 652 ± 25 t/d en el 2012, y para el 2014 retomó valores similares a la primera campaña con 95 ± 2 t/d. El cambio significativo entre los años 2006 y 2012 tienen como precedente un sismo (2011) que produjo que la emisión difusa sea 5,6 veces mayor. El Quilotoa en un área de 3,06 km² liberó 536,5 ± 35 t/d, cuantificación similar a la obtenida en el lago Rotomahana (Nueva Zelanda) y tres veces más que en El Chichón (México). Las altas tasas de CO₂ emitidas hacia la atmósfera, por estas estructuras volcánicas, sugieren mantener continuidad en sus monitoreos.

Palabras claves: CÁMARA DE ACUMULACIÓN DE GASES, DESGASIFICACIÓN DIFUSA DE CO₂, LAGUNAS VOLCÁNICAS, CUICOCHA, QUILOTOA.

ABSTRACT

Diffuse CO₂ flux and CO₂ concentrations were measured and gas samples were taken from the caldera lakes of Cuicocha and Quilotoa in early 2014. This study followed previous campaigns performed in 2006 and 2012 (Cuicocha) with the application of the gas accumulation chamber method for water-air and soil-air interfaces. Information we stored in geodatabases (characterization of study area), while the statistical and geostatistical analysis allowed to obtain reliability in the estimated values from data obtained in field. The spatial distribution of diffuse CO₂ flux demonstrates that the Cuicochas's volcanic activity behavior is not monotonous due to that the spatio-temporal variation presented a large fluctuation of the released amount of gas in a 13,3 km² area: in

the previous campaign the CO₂ quantification has been 106 ± 5 t/d (2006) increasing to 652 ± 25 t/d (2012), returning to 95 ± 2 t/d (2014). The significant change between 2006 and 2012 has preceded an earthquake (2011) which produced the diffuse emission to be 5,6 times higher. Quilotoa released 536,5 ± 35 t/d from the 3,06 km² area of the lake, similar values being to those obtained in Rotomahana lake (New Zealand) and three times higher than El Chichon lake (Mexico). Based on the high rates of CO₂ emitted to the atmosphere by these volcanic structures, we strongly recommend permanent monitoring of these sleeping giants.

Keywords: GAS ACCUMULATION CHAMBER, DIFFUSE DEGASSING OF CO₂, VOLCANIC LAKES, CUICOCHA, QUILOTOA.

INTRUDUCCIÓN

La mayor parte de los estudios de desgasificación difusa en sistemas volcánicos hacen referencia al dióxido de carbono (CO₂) por ser la segunda especie mayoritaria de los gases volcánicos, después del vapor de agua, por su baja solubilidad en fundidos silicatados (Gerlach & Graeber, 1985) y por la facilidad de ser medido in situ se ha convertido en un buen trazador de la desgasificación del magma, y por ello se han llevado a cabo numerosos estudios para evaluar las variaciones espaciales y temporales del flujo difuso de CO₂ y su relación con el grado de actividad volcánica (Allard, et al., 1991); (Baubron, Mathieu, & Miele, 1991); (Chiodini, Frondini, & Raco, 1996); (Pérez, et al., 2006); (Hernández, et al., 2001a); (Melián G. , et al., 2004); (Padrón, et al., 2008); (Rizzo, et al., 2009).

Algunos estudios han señalado que la emisión difusa de CO₂ procedente de la actividad volcánica, tiene la misma magnitud que el CO₂ liberado por emisiones visibles, de ahí la importancia de la estimación de la emisión difusa de CO₂ en las áreas volcánicas (Baubron, Allard, & Toutain, 1990); (Allard P. , 1992); (Chiodini, Frondini, & Raco, 1996); (Giammanco, Inguaggiato, & Valenza, 1998).

Cuando un volcán tiene una acumulación hídrica su peligrosidad aumenta, ya que este se convierte en una trampa para los fluidos ricos en CO₂. En las profundidades del lago se acumulan grandes cantidades de CO₂ de origen volcánico, que se liberan parcialmente a través de la superficie lagunar, pero en caso que alcance una saturación, exista una disminución de carga hidrostática o exista una presión externa (como vientos, movimientos sísmicos, etc.) daría lugar a una explosión límnica o a la salida de una cantidad considerable del gas que puede asfixiar a la fauna, flora, incluyendo a los seres humanos localizados en las proximidades del sistema volcánico (Aguilera , et al., 2000); (Toulkeridis, 2013).

La medición de estas emanaciones a la atmósfera puede ser evaluada, con alto grado de exactitud, mediante sensores de infrarrojo portátiles utilizados en el método de “cámara de acumulación de gases” permitiendo la localización de sus emisiones anómalas o variaciones espacio-temporales (Hernández, et al., 2012).

Cuicocha y Quilotoa son volcanes activos en los que se conoce que existe una fuerte emanación de CO₂ y con recurrencia turística alta, donde resulta necesario la realización de estudios a fin de garantizar la ejecución de actividades turísticas con un mínimo de riesgo y podría constituirse en un referente a ser aplicado en otros sitios del país. El presente proyecto se ajusta al proceso de construcción del Plan Nacional del Buen Vivir 2013 - 2017 en el que se articula la necesidad de conocimiento científico para “Garantizar la preservación y protección integral del patrimonio cultural y natural y de la ciudadanía ante las amenazas y riesgos de origen natural o antrópico” que corresponde a la política 3.11 del Objetivo 3.

ANTECEDENTES

El 21 de Agosto de 1986, en el Lago Nyos, al oeste de Camerún, se desencadenó una de las mayores catástrofes mundiales por una enorme explosión de CO₂, de más de 80 millones de m³ de CO₂ (Kling, et al., 1987); (Cotel, 1999), que mató a todos los seres vivos en un radio de 25 km, incluyendo 1800 personas y decenas de miles de ganado (Kling, et al., 1987).

En el Cuicocha, la actividad postvolcánica está evidenciada por la emisión de gases volcánicos en diferentes lugares de la laguna, en forma de burbujas de gas, especialmente en el filo norte del domo Yeroví. Dos expediciones de un grupo Ecuatoriano-Español conformadas por el Dr. TheofilosToulkeridis y su grupo de colaboradores científicos del ITER de las Islas Canarias han llevado a cabo estudios de emisión de CO₂ en los años 2006 y 2012, obteniendo una cantidad de 106 ± 5 y 652 ± 25 toneladas por día, respectivamente (Padrón, et al., 2008).

Existe la posibilidad de salida espontánea de gas CO₂ en la laguna de Quilotoa desde las profundidades hacia la superficie debido a la declinación del agua, la presencia de burbujas y el historial volcánico, además de que para toda profundidad mayor a 20 m la presión total de CO₂ es mayor a la presión atmosférica del lugar (Aguilera , et al., 2000)

Dada una reactivación de la actividad volcánica, la emisión de gases volcánicos (como HF, SO₂, HCl y boro gaseoso) vuelven al agua ácida y tóxica (Hansell, Horwell, & Oppenheimer, 2006); (Gunkel G. , Beulker, Grupe, & Viteri, 2007) por lo que se realizan mediciones de pH, conductividad eléctrica y temperatura del agua.

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

Cuicocha y Quilotoa están ubicados en la cordillera Occidental de los Andes (Ver Figura 1) ocupando el cuarto y tercer lugar, respectivamente, en peligrosidad de acuerdo al IEV (Índice de Explosividad Volcánica) determinado por Newhall & Self en 1982 (Toulkeridis, 2013). Estos volcanes son parte del resultado del proceso de subducción de la placa oceánica Nazca bajo las placas continentales de Caribe y Sudamericana (Toulkeridis, 2013).



Figura 1. Ubicación de los volcanes ecuatorianos estudiados

Quilotoa (3915 msnm) está ubicado aproximadamente a 35 km al noroccidente de la ciudad de Latacunga (provincia de Cotopaxi), parroquia de Zumbahua y forma parte de la Reserva Ecológica Los Illinizas. Es un volcán de morfología compleja que se formó en el período del Pleistoceno como un gran estratovolcán de 15 a 20 km de diámetro (Hall, Samaniego, Le Pennec, & Johnson, 2008), iniciando su actividad volcánica hace 211000 años con un período de recurrencia que va de los 10 a 15 mil años identificándose al menos ocho períodos eruptivos de relevancia (Q-I a Q-VIII), siendo los más recientes los correspondientes a los años 800, 14770, 24000, 33700 y 40000 A.P. nombrados como Q-I, Q-II, Q-III, Q-IV y Q-V respectivamente (Mothes & Hall, 2008). Actualmente está formado por una caldera de diámetro elíptico de 2,4 a 2,8 km y 400 m de profundidad que resultó de la caída del inestable edificio volcánico provocada por el hundimiento del techo de la cámara magmática del antiguo estratovolcán. Como dicho hundimiento no presenta ni entradas ni salidas, el agua de lluvia ocupó la caldera formando una laguna de 1,7–1,9 km de diámetro con una profundidad máxima de 256 m a una altura de 3500 msnm (Aguilera, et al., 2000). El volumen total de agua alcalina es 0,35 km³ (Aguilera, et al., 2000); (Di Muro, 2002). Las alturas máximas de los picos del borde irregular de la caldera se encuentran en domos de lava y llegan a 3810 msnm en la parte norte y a 3915 msnm en la parte suroriental (Aguilera, et al., 2000).

Cuicocha (3072 msnm) localizado a 20 km de Ibarra, la capital de la provincia de Imbabura, forma parte del extremo sureste de la Reserva Ecológica Cotacachi – Cayapas. Parece ser un volcán parásito del complejo volcánico del Pleistoceno, Cotacachi, situado en la zona de la fractura Otavalo-Umpalá (Hanus, 1987), sin embargo, investigaciones geoquímicas y mineralógicas indican que son dos volcanes que fueron alimentados por distintos tipos de magma. Cuicocha comienza su actividad con una serie de erupciones 4490 - 2990 A.P., incluyendo flujos de lava y ceniza con depósitos de 150 m de espesor (Gunkel, Grupe, Viteri, & Beulker, 2009a). El colapso del domo y la formación de la caldera de 3,2 km de diámetro sucedieron después de la erupción de 2990 A.P. (Mothes & Hall, 1991). Las fuertes erupciones finalmente construyeron 5 domos de lava andesítica-dacítica en el centro de la caldera (1350 – 1230 A.P.), 4 de ellos distribuidos en dos islas: en el centro del lago la Isla Yeroví de 0,26 km² y la Isla Wolf de 0,41 km² y un

domo adicional en el extremo este-noreste, en la pared del borde de la caldera (Gunkel, Grupe, Viteri, & Beulker, 2009a) (Hall & Mothes, 1998). Las paredes de la caldera son muy escarpadas con pendientes que varían de 45 a 75° (Toulkeridis, T & Zak, V, 2008).

INFORMACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

El nivel del agua de la laguna del Quilotoa se ha visto disminuida para el año 1993 en 10 m a partir de la visualización de los depósitos travertinos lacustres (Aguilera , et al., 2000) de las paredes de la caldera, estos mismos depósitos se observan 20 m sobre el nivel del agua para el año 2003 (Gunkel G. , Beulker, Grupe, & Viteri, 2008). Este descenso del agua ha causado la movilización del epilimnion (parte superior de mayor temperatura) de 14 m a 25 m de profundidad. El cuerpo de agua en su totalidad tiene la siguiente composición iónica: Na[>] Mg[>] Ca[>] K y Ca[>] SO₄[>] HCO₃ (Aguilera , et al., 2000). La caracterización del agua de la laguna Quilotoa desarrollada en el año 1993 por (Aguilera , et al., 2000) comparada con el estudio realizado en el año 2003 por (Gunkel G. , Beulker, Grupe, & Viteri, 2008) muestran un incremento de 0,1 °C en la temperatura del agua y entre 600 a 700 μS cm⁻¹ en conductividad eléctrica (Gunkel G. , Beulker, Grupe, & Viteri, 2008).

El agua de la laguna del Cuicocha procedente de agua lluvia e hidrotermal (Hillebrandt & Hall, 1988); (Grupe, Gunkel, Viteri, Beulker, & Von Hillebrandt, 2007); (Grupe, Gunkel, Viteri, Beulker, & Von Hillebrandt, 2007), contiene carbonato de sodio y elevadas concentraciones de magnesio, calcio y cloruros. Actualmente existe una emisión de gases, principalmente de CO₂ y una entrada de agua caliente en la laguna. La zona de mayor actividad es al occidente de la laguna a una profundidad de 78 m, que presenta emisiones de gas con sedimentos suspendidos, observados por sonar (Gunkel G. , Beulker, Gernet, Grupe, & Viteri, 2011). En el hipolimnion (zona más profunda de temperatura más baja, situada por debajo de la zona de máxima discontinuidad) de la laguna, se detectó una acumulación por encima del 0,2% de saturación de CO₂, por lo que los autores descartan la posibilidad de una explosión límnic en el presente. El nivel del agua en la laguna decrece cerca de 30 cm por año indicando una percolación de agua en fisuras del volcán, a partir del terremoto de 1987 que provocó además la disminución de 2 m del nivel del agua en tan solo dos semanas (Gunkel G. , Beulker, Gernet, Grupe, & Viteri, 2011).

METODOLOGÍA

a) Elaboración de Geodatabases

Las geodatabases están elaboradas a partir de un conjunto de geoinformación cartográfica, geológica y de experimentación, compilado en un sistema de información geográfica con la finalidad de crear una plataforma de información que permita almacenar datos utilizados en análisis posteriores. Se encuentran ajustadas al Catálogo Nacional de Objetos Geográficos (versión 2.0 emitida en el año 2013) basado en la normativa internacional (ISO/TS 19110:2005 e ISO 19126:2009) que ha sido avalado por varias instituciones del estado ecuatoriano para la homologación de la información geográfica.

Dentro del Catálogo Nacional de Objetos Geográficos, utilizado como base, no se registra la información para el tipo de edificio volcánico (tev) de manera que este dato se ajusta a la clasificación internacional. Para el almacenamiento de los datos que se encuentran fuera del marco de referencia, se ha elaborado un feature dataset denominado “Información Volcánica” que guarda relación de coherencia con la Geodatabase. Este contenido está ligado al aporte de la investigación para la caracterización de la zona de estudio, su análisis y su contribución en el labor científico futuro asociado a campos relacionados a la modernización y uso de información como política de desarrollo de la academia.

b) Medición de flujo de CO₂ en superficie

Las medidas de flujo difuso de CO₂ se realizaron mediante el uso de un espectrofotómetro infrarrojo no dispersivo (NDIR) portátil, capaz de medir concentraciones de 0 - 2000 ppm con una precisión de ~5%. El instrumento cuenta con una cámara circular invertida (cámara de acumulación) de 9,1 cm de altura y 19,75 cm de diámetro, con un volumen interno de $3,063 \times 10^{-3} \text{ m}^3$, donde se va acumulando el gas y circula gracias a una pequeña bomba en circuito cerrado. El gas es homogenizado dentro de la cámara a partir de una hélice colocada en el interior de la misma (Melián, G., 2008). El medidor de flujo y concentración está conectado vía bluetooth a un ordenador de bolsillo (palm PC o PDA) que permite registrar el aumento de la concentración de CO₂ en el interior de la cámara (Ver Figura 2) (Melián, G., 2008). Para la medición en el agua se utilizó el mismo equipo, adicionando un artefacto de flotación en la cámara de acumulación para la protección de la misma (Ver Figura 3).

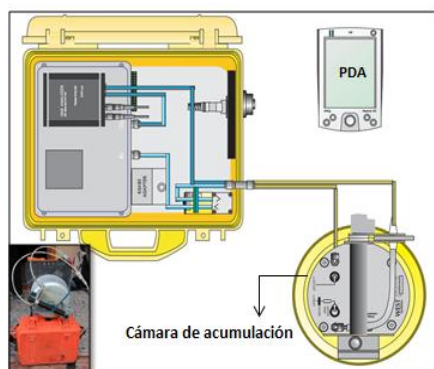


Figura 2. Equipo Diffuse flux-meter portátil West Systems



Figura 3. Cámara de acumulación con artefacto de flotación

La medición del flujo difuso requiere de un periodo de tiempo suficiente para que la concentración de gas acumulado alcance un equilibrio dinámico (Melián, G., 2008), obteniendo una zona estable en la curva, que se observa en la PDA; la duración de la grabación de la curva de flujo es normalmente entre 90 a 240 segundos (West Systems, 2007) en unidades (ppm/s).

Para evitar la confusión con las condiciones de presión y temperatura durante la medida, a la pendiente que viene expresada en unidades volumétricas (ppm V s^{-1}) se la transforma a unidades máscas ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Otro de los factores importantes para la conversión es la densidad (d) y para obtener este dato se parte de la Ley Universal de los gases (Ver Fórmula 1), que involucra presión y temperatura, siendo valores de sustancial influencia en la medición de flujo. Obtenemos la fórmula de densidad con los parámetros de influencia como Pr y T (Ver Fórmula 3).

$$Pr * V = n * R * T \quad [1]$$

$$Pr * \frac{m_{CO_2}}{d_{CO_2}} = \frac{m_{CO_2}}{M_{CO_2}} * R * T \quad [2]$$

$$d_{CO_2} = \frac{Pr * M_{CO_2}}{R * T} \quad [3]$$

Donde Pr es la presión atmosférica expresada en atmósferas (at), V es el volumen del gas CO_2 , n es el número de moles del gas, m es la masa del gas CO_2 , M es la masa molecular del CO_2 , R es la constante de los gases ideales ($0,082 \frac{\text{l*at}}{\text{K*mol}}$), T es la temperatura del ambiente (K).

Para obtener la presión en atmósferas a partir de la altura elipsoidal del navegador GPS (Global Positioning System), se utilizó la fórmula barométrica (Ver Fórmula 4).

$$Pr = Pr_0 * e^{-\frac{M_{aire} * g * z}{R * T}} \quad [4]$$

Donde:

Pr es presión a la altura que deseamos conocer (mm Hg)

Pr_0 es presión a una altura inferior (mm Hg)

M_{aire} es masa molecular del aire ($28,84 \frac{\text{g}}{\text{mol}}$)

g es aceleración de la gravedad ($9,8 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$)

z es altura respecto a Pr_0 (m)

R es constante de los gases ideales ($8,31 \frac{\text{J}}{\text{K*mol}}$)

T es temperatura media entre las dos altitudes (K)

Las unidades del resultado de la fórmula [4] son (mmHg), es necesario transformarla a atmósferas para emplearla en la ecuación [3] y así finalmente lograr las unidades de densidad (g/l). La siguiente fórmula corresponde a la constante (**Cte**) (Ver Fórmula 5), elemental para corregir los datos de acuerdo a las variables de temperatura ambiental, presión y volumen de la cámara.

$$Cte = \left(\frac{84600s}{1 \text{ día}}\right) * d \left(\frac{g}{l}\right) * \left(\frac{\frac{1 \text{ ml}}{1 \text{ m}^3}}{1 \text{ ppm V}}\right) * \left(\frac{1l}{1000 \text{ ml}}\right) * \frac{V}{A} \left(\frac{\text{m}^3}{\text{m}^2}\right) \quad [5]$$

Finalmente para obtener el Flujo Difuso Másico (*FDM*) se multiplica el Flujo Difuso Volumétrico (FDV) por la Cte (Ver Fórmula 6):

$$FDM = FDV \left(\frac{\text{ppmV}}{s}\right) * Cte \left(\frac{s * g}{\text{día} * \text{ppmV} * \text{m}^2}\right) \quad [6]$$

$$FDM = \left(\frac{g}{\text{día} * \text{m}^2}\right) \quad [7]$$

En la interface suelo-atmósfera se midió también la temperatura del ambiente y temperatura del suelo a 15 cm y 40 cm de profundidad con dos termómetros digitales de dos canales TES 1314 con sondas metálicas de termopar.

En la interface agua-atmósfera se midió la temperatura del ambiente, pH, conductividad y temperatura del agua a una profundidad de 20 – 40 cm por medio de una termocupla y un medidor de pH portátil de marca Oakton Waterproof pH/CON 10 meter, al que fue adherido un vara de madera para facilitar la medición desde el bote.

c) Toma de muestras de gases

En sitios representativos del total de los puntos de medición, se recolectaron 3 muestras de gas del suelo para determinar (1) el contenido de dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), hidrógeno (H₂), oxígeno (O₂) y nitrógeno (N₂) mediante micro-cromatografía de gases, empleando el micro-cromatógrafo de gases VARIAN modelo 4900 de doble columna y (2) la composición isotópica de carbono-13 y carbono-12 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) que es determinada por espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS Thermo MAT 253 isotope ratio 240), por los métodos convencionales (Sakai, Smith, Kaplan, & Petrowski, 1976); (Ono, Sano, Wakita, & Giggenbach, 1993). Ambos análisis se han realizado en el laboratorio de geoquímica de fluidos del Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) en España.

En el muestreo de gas en el suelo, se toma una alícuota de gas por medio de una sonda de acero inoxidable de 3 mm de diámetro interno y una altura de 40 – 50 cm de profundidad; por medio de una jeringuilla se extrae 30 cm³ de gas, y se transfiere una alícuota a un vacutainer de vidrio sellado, de 10 cm³.

En el muestreo del agua se utilizó una jeringa de vidrio de doble entrada de 100 cm³ que por medio de tubos plásticos se conecta a la atmósfera y a la botella de vidrio de plomo de 50 cm³, la misma que está enlazada a un embudo (Melián, G., 2008).

d) Aplicación de Geoestadística para el modelamiento de datos

El proceso de planificación espacial de medición está sujeto a una malla-base con “n” número de puntos que siguen una distribución sistemática regular cuyo factor de espaciado (200 m) está sujeto al área total y tiempo designado para el trabajo de campo. El desplazamiento de los puntos desde su posición original modifica la ubicación de las siguientes líneas para mantener la equidistancia de la malla cuadrada de planificación, logrando abarcar toda la dimensión de las lagunas. La localización de los puntos de medición en suelo mantiene distancias de 250 m (56 puntos) y 500 m (26 puntos), en Cuicocha y Quilotoa respectivamente.

A partir de los datos de experimentación el trabajo geoestadístico está definido en tres etapas: análisis exploratorio de los datos, análisis estructural y predicción.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

a) Análisis estadístico de los datos

Las medidas de dispersión permiten reconocer la forma en que se apartan y aglomeran los valores de una representación gráfica, entendiendo así el comportamiento de los datos. Se realizó un análisis inicial del conjunto de datos tomados en campo, del cual se identificaron los valores atípicos leves y extremos por medio del rango intercuartil.

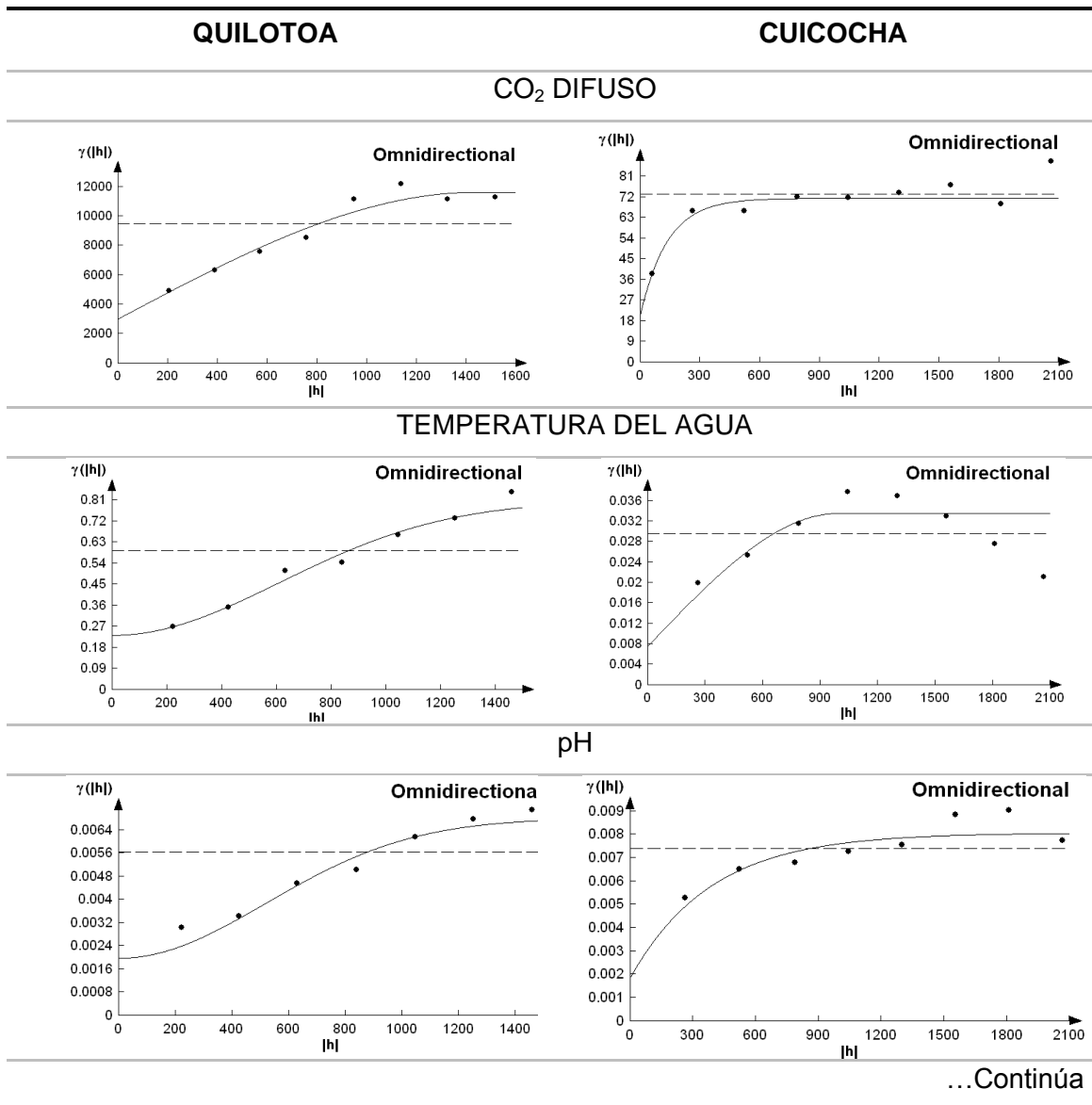
En el volcán Quilotoa se hallaron 13 anomalías en el agua y 1 en el suelo de flujo de CO₂, 14 de temperatura del agua, 13 de pH y 9 puntos de conductividad, localizados en la zona sur de la laguna y principalmente aglomerados en el área de burbujeo. En el volcán Cuicocha, para el agua se determinó 4 anomalías de flujo de CO₂, 5 de temperatura del agua, 7 de pH y 7 de conductividad concentrándose en su mayoría al norte del domo Yeroví, es decir en la zona de burbujeo; y para el suelo 2 anomalías de flujo de CO₂ y una de T-15.

Para la ejecución del análisis geoestadístico fue necesario extraer los atípicos leves y extremos de los diferentes parámetros, debido al amplio rango de valores, pues dificultan el modelamiento de las variables espaciales ajustadas a semivariogramas teóricos. Para el Cuicocha se eliminó los valores atípicos leves y extremos, pero en el caso del Quilotoa se suprimió únicamente los valores atípicos extremos, caso contrario la ausencia de los atípicos leves (que son varios) estrecharía la posibilidad de una interpolación adecuada. Finalmente se realizó un estudio estadístico final, donde se evidencia que los datos sufrieron grandes cambios después de la eliminación de los atípicos y los datos experimentan una disminución de rango y por ende el coeficiente de variación, con tendencia a curvas mesocúrticas de la distribución de los datos y cercanía a la simetría.

b) Modelamiento del semivariograma de ajuste

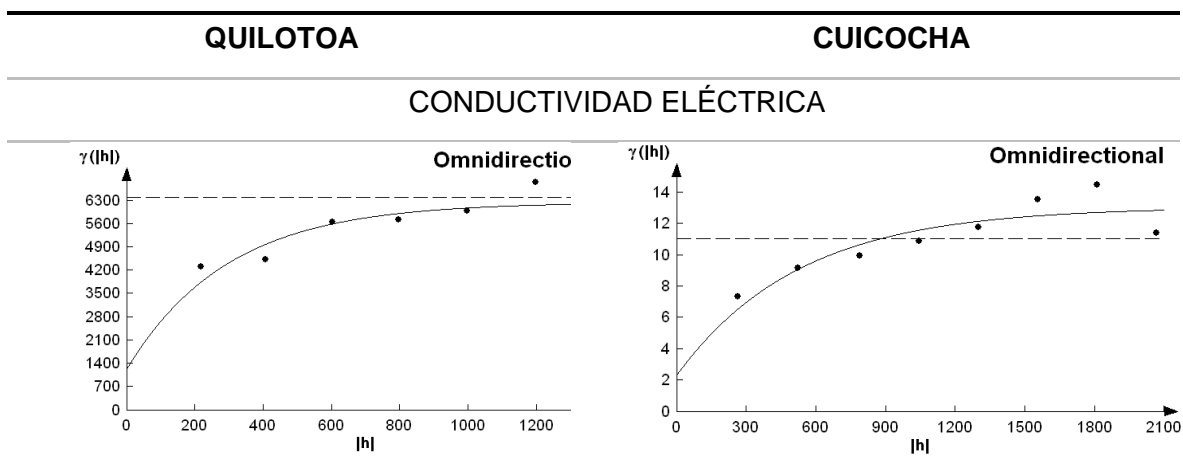
Se realiza el cálculo del semivariograma experimental y su adaptación al variograma teórico utilizando el software geostadístico Variowin 2.2 donde se realiza un ajuste manual de los parámetros descriptivos del variograma: nugget, sill y rango. El variograma elegido es aquel que posee un índice de calidad de ajuste o "current fit" más próximo a 0 y una discontinuidad en el origen menor al 50% del sill. Para todos los casos se empleó un variograma omnidireccional con anisotropía 1 y dirección 0.

Tabla 1. Semivariogramas de los parámetros medidos en el agua de Quilotoa y Cuicocha



...Continúa

Tabla1. Continuación



El comportamiento del semivariograma de flujo de CO₂ másico sobre la laguna de Quilotoa mantiene un aumento constante de similar proporción hasta un intervalo de distancia aproximada de 800 metros, a partir de la cual existe un incremento que logra el máximo de semivarianza y no crece más, alcanzando la meseta. Las observaciones a partir de 1440 metros de distancia no presentan dependencia espacial. La distribución de los datos del flujo de CO₂ másico sobre la laguna de Cuicocha muestra que la influencia de cada medición tendrá un alcance de 400,4 metros, acercándose a un modelo de independencia debido al bajo valor de rango (Ver Tabla 1).

La modelización espacial de la temperatura del agua en Quilotoa indica que el valor de la semivarianza incrementa sistemáticamente sin alcanzar la meseta, manteniéndose una relación entre las mediciones hasta grandes distancias, es decir, la dependencia espacial se desvanece en una distancia que tiende al infinito. Mientras que en Cuicocha existe un rápido incremento de la semivarianza hasta una distancia de 991,69 m desde donde decrece, manifestando que a longitudes grandes existe menor variabilidad entre las observaciones, lo que produce una homogeneidad entre los valores del parámetro (Ver Tabla 1).

La curva ajustada a los datos de pH en Quilotoa tiene un comportamiento parabólico inicial dado por la similitud de la semivarianza para distancias pequeñas, esta semivarianza crece constantemente hasta una longitud de 1274,4 m desde la cual las mediciones empiezan a ser independientes unas de otras. El variograma indica un patrón de variación continuo. Para Cuicocha, la curva muestra una semivarianza incrementada conforme la magnitud de la distancia se vuelve mayor. Los valores dejan de correlacionarse a partir de 1155 m, desde donde la semivarianza se nivela (Ver Tabla 1).

La variabilidad espacial de la conductividad eléctrica indica que a menor distancia existe mayor correlación espacial. La semivarianza deja de aumentar en intervalos superiores a 883,44 m (Quilotoa) y 1576,2 m (Cuicocha), mostrando una transición gradual entre el rango y el sill. Los dos semivariogramas presentan un incremento brusco en la semivarianza a 1200 (Quilotoa) y 1500 metros (Cuicocha) y aproximadamente, antes de estabilizarse (Ver Tabla 1).

c) Validación del modelo a través del error en la predicción espacial

A través del modelo teórico se logra representar el comportamiento de las variables en los sitios sin medición aplicando el método de interpolación Kriging del software ArcGIS 9.x de licencias académicas.

La variabilidad de las predicciones, de los datos de entrada (Ver Tabla 2), se muestra en la tabla de valores del estudio geoestadístico del software ArcGIS 9.x.

Tabla 2. Errores de predicción para los parámetros analizados

Laguna volcánica	Estimación	Flujo difuso de CO ₂ (g/m ² d)	Temperatura del agua (°C)	pH	Conductividad eléctrica (μS/cm)
QUILOTOA	Rango de error	-266,66 a 180,91	-1,599 a 1,937	-0,118 a 0,174	-181,05 a 280,38
	Error estándar promedio	70,05	0,518	0,048	62,19
CUICOCHA	Rango de error	-24 a 15	-0,3224 a 0,522	-0,144 a 0,226	-7,015 a 6,083
	Error estándar promedio	8,22	0,128	0,069	2,504

El flujo difuso de CO₂ presenta una amplia dispersión entre los valores reales y los estimados. La complejidad de la variable espacial está orientada al registro de altos valores que se destacan de la vecindad, así, la proximidad de algunas observaciones asemeja a sus valores predictivos alejándolos de la medición real. Existe mayor incertidumbre en las áreas con pares de datos más escasos y de mayor dispersión, esto se explica por el número insuficiente de pares para ciertos intervalos de distancia, este comportamiento es usual para los puntos límites de las superficies de estudio. Las variaciones son de poca importancia considerando que estos valores de flujo difuso de CO₂ señalan la existencia de fuga del gas con focos de anomalías puntuales, es decir, que los datos de predicción, aún con incertidumbre, indican una emanación intensa del gas.

Considerando que por el incremento de un grado centígrado la solubilidad disminuye en 0,007 (Umland & Bellama, 2000), la influencia de la variación de temperatura superficial permite un error aceptable de predicción hasta de 3 °C. En este marco la temperatura no cambia significativamente a la solubilidad que se reduciría al decrecer la presión parcial del gas.

La predicción en las medidas de pH se muestra bastante confiable al poseer errores en rangos de -0,11874 a 0,17484 (Quilotoa) y -0,1441 a 0,2264 (Cuicocha), considerando que cada cifra implica un cambio representativo en la escala de concentración de iones de hidrógeno.

La capacidad del agua para conducir corriente eléctrica presenta varias clasificaciones con amplios rangos en función al uso de la fuente de agua. Para prácticas agrícolas

(James, Hanks, & Jurinak, 1982), se divide el agua en: excelente ($<250 \mu\text{S/cm}$), buena ($250 - 750 \mu\text{S/cm}$), permisible ($750 - 2000 \mu\text{S/cm}$), uso dudoso ($2000 - 3000 \mu\text{S/cm}$) e inapropiada ($>3000 \mu\text{S/cm}$). La diferencia entre su límite superior e inferior indica que una alta tolerancia de error en la conductividad no varía enormemente a la clasificación del agua. Evaluando los errores de estimación, se determina que su ponderación es aceptable por no generar una afectación real, en la medida que condiciona su categorización. Los valores estimados no describen una conducta de cambio, en la interpretación de la condición del cuerpo de agua, ante los valores reales.

d) Análisis de la distribución espacial de CO_2 difuso, pH, conductividad y temperatura del agua

QUILOTOA

La batimetría muestra pendientes pronunciadas en el cuadrante septentrional de la laguna, que parecen tener relación con la formación de pequeñas fallas que delimitan la zona de mayor emisión de CO_2 difuso. Esta zona presenta una forma semicircular que toma la dirección de las isolíneas de profundidad. Se pueden encontrar los puntos de mayor medición de CO_2 que están alineados a las cumbres sublagunares cuyo origen podría estar relacionado con procesos tectónicos (Aguilera, et al., 2000). Uno de los levantamientos estructurales sería el borde de la caldera C-2 (Hall & Mothes, 2008) (Ver Figura 4) cuyo ensanchamiento forma la caldera actual. Estas fisuras abiertas, son los caminos preferenciales por donde escapan los gases volcánicos. Como estas estructuras se encuentran bajo la superficie del agua, puede coincidir con las anomalías lineales de flujo de CO_2 (Bloomberg, et al., 2012). La variación anómala ubicada en el sector sur no sigue, aparentemente, la fractura de orientación NNE, los valores de flujo decrecen a partir de esta zona (Ver Figura 4).

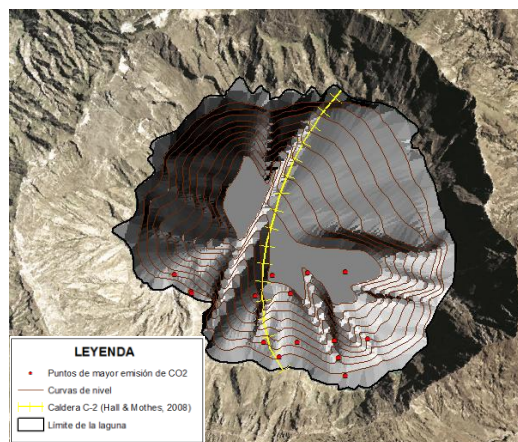


Figura 4. Alineación de puntos de mayor emisión de CO_2 al borde sur de la caldera C-2 (Hall & Mothes, 2008)

Hacia el occidente las pendientes se observan suavizadas a partir de la falla NNE que divide longitudinalmente a la laguna (Aguilera , et al., 2000), identificándose emisiones difusas considerables (de cuanto en cuanto) en los sitios más cercanos a las orillas con un descenso paulatino hacia el norte. Al norte y al oeste, la emisión de CO₂ es relativamente baja con valores entre 50 a 80 g/m² día. La inclinación ubicada en el centro norte se dirige hacia la zona profunda sin influenciar en la salida del gas (Ver Figura 5).

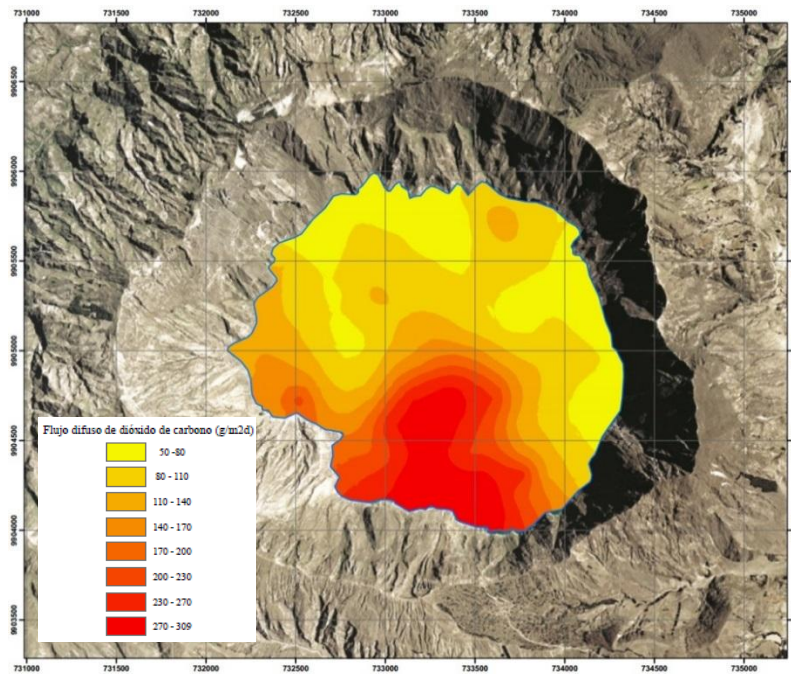


Figura 5. Mapa de distribución espacial de flujo difuso de dióxido de carbono en la superficie de la laguna del volcán Quilotoa

Al nororiente el relieve topográfico desciende uniformemente hasta alcanzar la profundidad máxima que se extiende en la parte central de la laguna. En esta área existe una regular emisión de gas difuso (80 - 110 g/m²d), matizada por un incremento de CO₂ sobre el extremo noreste que altera la estabilidad de la zona (110 - 140 g/m²d) (Ver Figura 5). La parte más cercana a la costa suroeste presenta alta actividad de desgasificación con valores superiores a 1000 g/m²d, es posible notar la ascensión vertical del CO₂ en forma de burbujas como evidencia de su escape a la superficie. Estas anomalías están ubicadas en sitios de menor profundidad correspondientes a la ladera del domo SW de la laguna (Mothes, P & Hall, M, 2009) (Ver Figura 6).

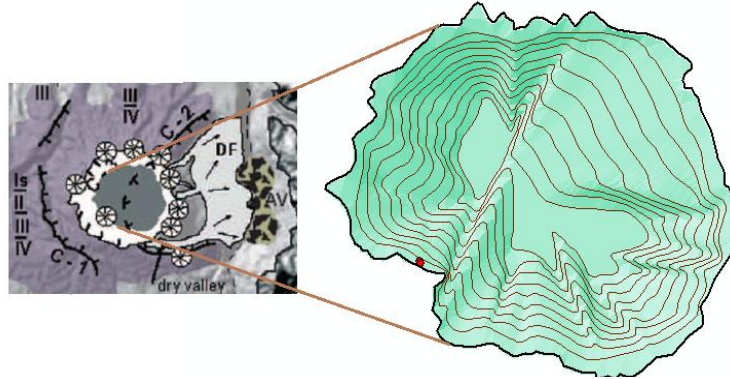


Figura 6. Zona de burbujeo en ladera del domo SW (representado con símbolo de ruedas)
(Moes, P & Hall, M, 2009)

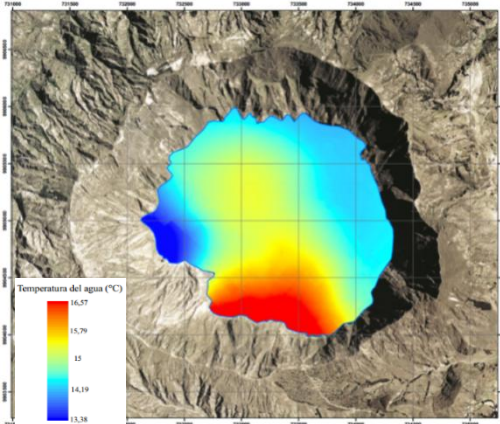
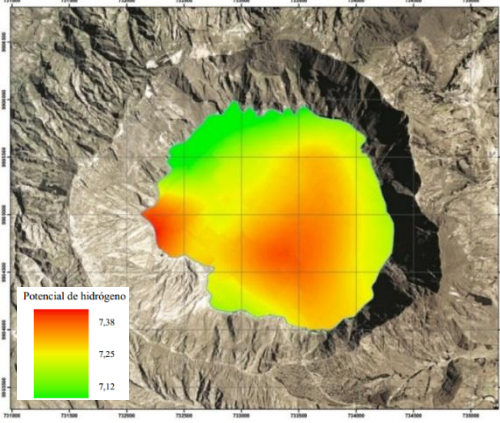
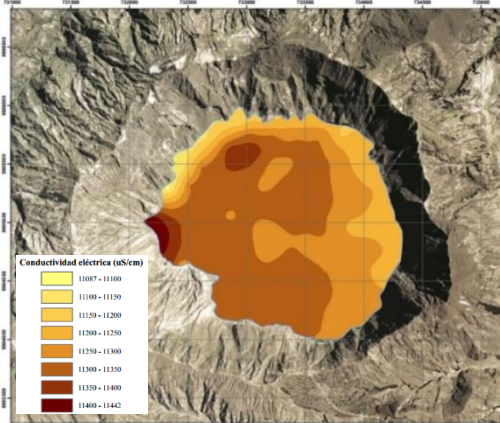
La desgasificación difusa de CO_2 en la superficie de la laguna de Quilotoa presenta valores entre $37,03 - 542 \text{ g/m}^2\text{d}$ (con valores anómalos de $1176,42$ y $1997,53 \text{ g/m}^2\text{d}$ en la zona de burbujeo), mucho mayor que la obtenida en Sfânta Ana (Rumania) cuya variación de flujo de CO_2 se ubicó entre $2 - 90 \text{ g/m}^2\text{d}$ (Frunzeti, 2011) para un área de $0,193 \text{ km}^2$. El amplio rango de fluctuación espacial, en la laguna de Quilotoa, explica que parte de su comportamiento puede estar ligado a los procesos de atelomixis parcial (atelos: completo, mixis: mezcla) conocido para lagos de montañas altas en zonas tropicales (Imberger, 1985); (Gunkel, G. & Casallas, J., 2002). Este proceso propuesto por (Lewis, 1973) se origina sujeto a las corrientes conveccionales, diariamente producidas en el epilimnion a causa del enfriamiento nocturno, dando como resultado una mezcla de agua a 60 m de profundidad, bajo el epilimnion. El cambio de la estratificación térmica causa que el hipolimnion se mezcle parcialmente permitiendo la salida del CO_2 , a través de fluidos de agua hidrotermal o burbujeo, y el aumento de su densidad con el agua profunda.

Como resultado de este proceso de mezcla parcial, ocurrida con mayor frecuencia para lagunas de área extensa, puede sobrevenir la salida de CO_2 difuso hacia la superficie con o sin movilización de las aguas por las corrientes de viento. La desgasificación se produce rápidamente cuando el agua del hipolimnion asciende a la superficie debido a la sobresaturación del CO_2 con respecto a la concentración del aire (Gunkel G. , Beulker, Grupe, & Viteri, 2008).

La laguna de Quilotoa presenta una emisión de CO_2 difuso hacia la atmósfera de $536 \pm 35 \text{ t d}^{-1}$ en un área de $3,06 \text{ km}^2$, muy similar a la del lago volcánico Rotomahana en Nueva Zelanda: $549 \pm 72 \text{ t/d}$ (Mazot, et al., 2014) en una superficie de 8 km^2 y tres veces más alto que la emisión de El Chichón en México: $164 \pm 9,5 \text{ t d}^{-1}$ en un área de $0,138 \text{ km}^2$ (Mazot & Taran, 2009).

Los resultados de los parámetros de apoyo de temperatura, conductividad y pH del agua de la laguna del Quilotoa se presentan a continuación (Ver Cuadro 1):

Cuadro 1. Descripción de Temperatura del agua, pH y Conductividad eléctrica del agua del Quilotoa

Mapas	Descripción
	<p>Temperatura del agua: Las anomalías térmicas se encuentran en el centro-sur de la laguna, abarcando la zona principal de desgasificación, lo que comprueba que el CO₂ tiende a escapar en zonas de mayor temperatura.</p>
	<p>Potencial de hidrógeno: Los valores de pH (7,12 – 7,38) determinan un medio ligeramente alcalino para la superficie de la laguna, característico de los lagos naturales de alta montaña (Roldán & Ramírez, 2008). El ligero efecto de la temperatura sobre el pH del agua puede distinguirse en los puntos de burbujeo, donde la temperatura correspondiente a los valores más altos presenta las mediciones más bajas de pH, siendo el único sitio de naturaleza ácida (pH de 6,31). La interacción del CO₂ con el agua origina la presencia masiva de iones HCO₃⁻, que le confiere una capacidad de amortiguamiento, estabilizando el pH a través de la absorción del exceso de acidez (Henry & Heinke, 1999).</p>
	<p>Conductividad eléctrica: Presenta valores altos entre 11087 y 11442 µS/cm debido a la presencia mayoritaria de iones de Na⁺ y Cl⁻ (Aguilera, et al., 2000). En sitios de mayor temperatura la conductividad eléctrica se incrementa, a excepción de la zona occidental donde sucede lo contrario: menor temperatura con valores de conductividad altos, donde el volumen de agua es reducido generando concentración de sales. La conductividad puede verse acrecentada por el agua de lluvia que impacta sobre elementos rocosos arrancando las sales y llevándolas en disolución hacia el cuerpo de agua, además provoca la circulación de los sedimentos de la laguna. Los efectos del viento que favorecen al movimiento de la masa de agua y su subida hacia la orilla provocando erosión y desprendimiento de fragmentos y sales.</p>

CUICOCHA

El área más clara de salida de CO₂ se dispersa desde el borde oeste de la laguna con un rango de 32 - 38 (g/m² día), hacia el borde occidental del domo Teodoro Wolf, y que según la batimetría se localiza sobre la pared subacuática inclinada, coincidiendo con los valores atípicos graves analizados anteriormente con flujo de 47 y 53 (g/m² día). Otras evidentes fugas de gas se encuentran: en el filo norte de la laguna, al norte de la isla Wolf y en el límite de las paredes subacuáticas de los domos y el fondo lagunar. Se identifica una región estable de salida de gas media, sobre la zona más profunda de la laguna, con un rango de 16 - 20 (g/m² día), sujeta a la presión hidrostática que impide el escape del gas (Figura 7).

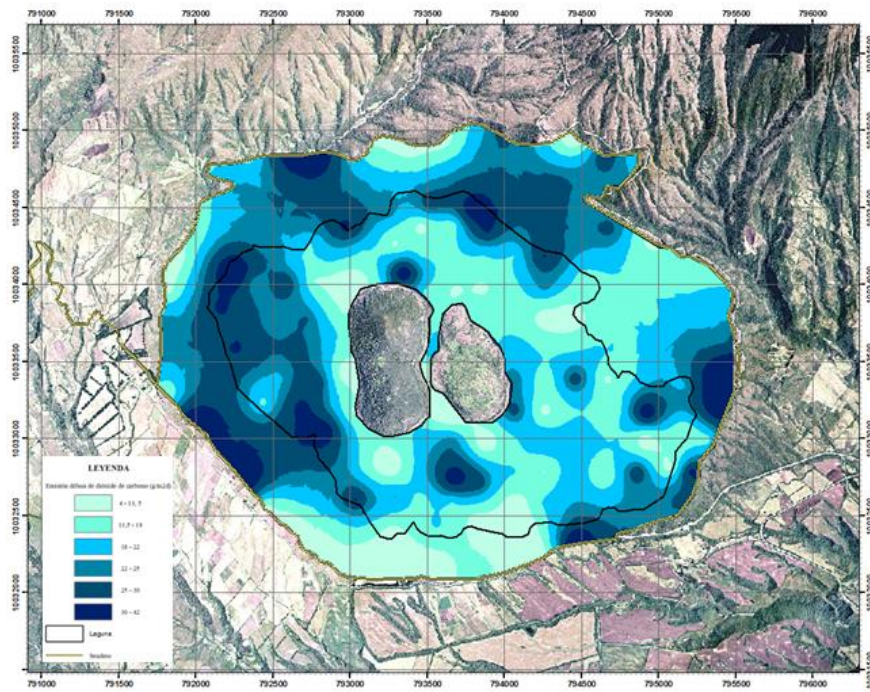


Figura 7. Mapa de distribución espacial de flujo difuso de dióxido de carbono en la superficie del volcán Cuicocha-2014

Los flujos gaseosos generalmente tienen un ascenso vertical, aunque en algunas ocasiones puede circular disuelto en fase líquida viajando lateralmente desde la fuente (Aguilera F. , 2008); (Fridriksson, 2009) hacia los márgenes del lago o filos de domos, donde la profundidad se reduce y a su vez la presión hidrostática, que actúa como barrera para la salida del gas (Navarrete, 2012) explicando así la localización los valores más altos de flujo difuso en el lago.

Se realizaron 2 campañas en los años 2006 y 2012 (Ver Cuadro 2):

Cuadro 2. Comparación de las campañas anteriores con la del 2014

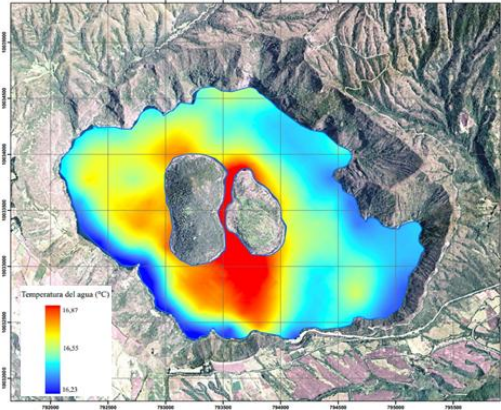
Mapa de distribución espacial de CO ₂ difuso en Cuicocha	Descripción
	<p>2006: La cantidad de CO₂ liberado a la atmósfera fue de 106 t d⁻¹ (toneladas métricas por día) (Padrón, et al., 2008) que supera por 11 t d⁻¹ a la campaña del 2014 (95 ± 2 t d⁻¹). Se observa que el comportamiento del CO₂ no sigue la misma tendencia espacial del 2014, a pesar de tener similar cantidad de CO₂ liberado, los valores más altos de flujo de este gas se sitúan en regiones contrarias a las de la última campaña, comprendiendo así que la dinámica del gas es completamente variada.</p>
	<p>2012: Se liberó 652 td⁻¹ y para el 2014 disminuyó 7 veces la cantidad de emisión de CO₂. En este año la distribución del gas es muy homogénea, únicamente se evidenció un foco de emisión en el filo lagunar sur-este.</p> <p>El flujo total de este año en relación con la del 2006, resultó 5,6 veces mayor, debido a que se registraron pequeños sismos. Las declaraciones del instituto de vigilancia explican que los resultados de las muestras de agua y gas tomadas del lago antes y después de los eventos sísmicos no presentan ningún cambio en absoluto, sin embargo el estudio realizado en el 2012 muestra un contraste evidente con respecto a las declaraciones oficiales (Toulkeridis, et al., 2012).</p>

Los resultados de los parámetros de apoyo de temperatura, conductividad y pH del agua de la laguna del Cuicocha se presentan a continuación (Ver Cuadro 3):

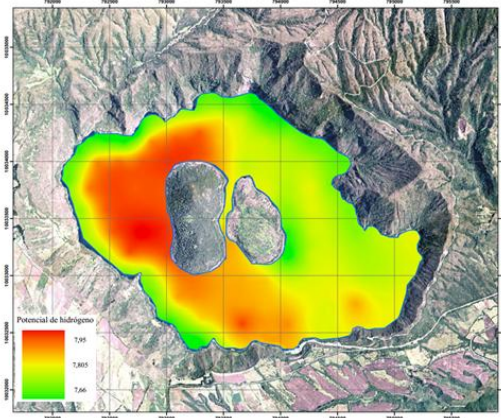
Cuadro 3. Descripción de Temperatura del agua, pH y Conductividad eléctrica del agua del Cuicocha

Mapa

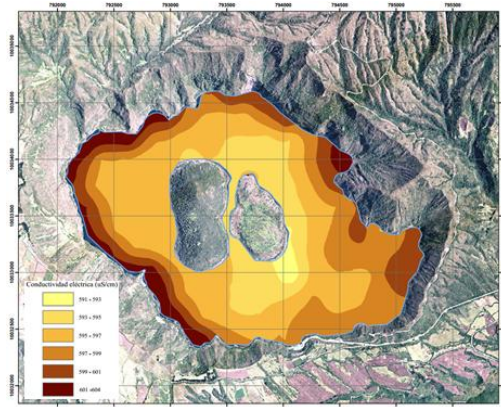
Descripción



Temperatura del agua: El comportamiento de temperatura del agua está ligado a la superficie subacuática de la laguna, a menos profundidad mayor temperatura. La región con mayor temperatura se extiende entre los domos Yeroví y Wolf. También se evidencia una relación directa entre los valores más altos 16,9 °C y la fuga de CO₂ ubicados entre el filo sur de los domos y el borde de la laguna. Las temperaturas medianas a bajas, entre 16,5 y 16,2 °C se ubican a la región este de la laguna, área que concuerda con la zona más profunda.



Potencial de hidrógeno: La distribución de los valores más bajos se dispersa desde el sur de la laguna paralelamente al borde de la misma hacia el este, al igual que los rangos máximos de flujo de CO₂. Comprendiendo entonces la relación inversa que presenta la salida del gas con el pH, como se menciona en (Pérez, et al., 2006) y (Pérez, et al., 2010) acerca de las emisiones globales de CO₂ en los 5 continentes, donde expresan que los lagos volcánicos más ácidos emanan más cantidad de CO₂ a la atmósfera que los lagos alcalinos.

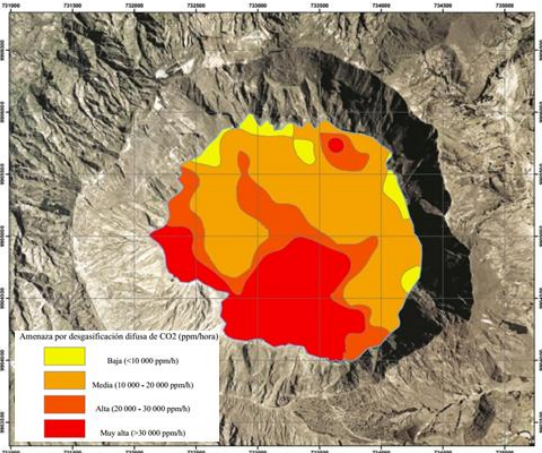


Conductividad eléctrica: Este parámetro está directamente relacionado con el contenido de sales minerales en el agua, los mayores valores de conductividad están ubicados en el borde oeste de la laguna, la razón es por la erosión que experimentan sus paredes muy escarpadas. Las cantidades máximas de conductividad intersecan con la zona alta de flujo de CO₂ localizadas reiteradamente en la zona izquierda de la laguna. Valores medios de conductividad concuerdan con las áreas de salida alta de gas en los domos Yeroví (burbujeo) y Wolf (norte de la isla). Teniendo una relación directa entre los valores de conductividad y fuga del CO₂.

e) Análisis de amenaza por desgasificación difusa de CO₂

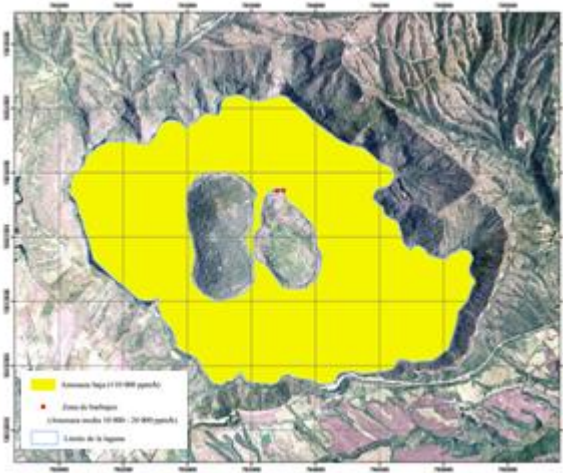
Dado que estos cuerpos de agua son de gran importancia para las comunidades locales, las zonas con valores superiores al 3% o 30000 ppm (Hansell, Horwell, & Oppenheimer, 2006) de emisión de CO₂ en el lapso de una hora, son consideradas de alta amenaza de intoxicación (para aire en exteriores) (Ver Cuadro 4).

Cuadro 4. Mapa de amenaza por desgasificación difusa de CO₂ en Quilotoa y Cuicocha

Mapa	Descripción
	<p>Quilotoa: La zonificación para la laguna de Quilotoa consta de cuatro regiones definidas en: (1) baja (< 10000 ppm/h) donde la permanencia en la laguna presenta una reducida probabilidad de verse afectada por la emisión de CO₂ difuso, (2) media (10000 – 20000 ppm/h) donde la hora de estancia se ve turbada por falta de aliento, (3) medio alta (20000 – 30000 ppm/h) donde existe confusión mental y agotamiento y (4) muy alta (>30000 ppm/h) donde la respiración se vuelve más profunda y dificultosa, existe alta probabilidad de aceleración del ritmo respiratorio, dolor de cabeza, transpiración y debilidad muscular. En la zona de burbujeo el tiempo de permanencia debe ser inferior a 15 minutos, ya que el dióxido de carbono en altas concentraciones es letalmente tóxico.</p> <p>El sector de mayor amenaza por fuga de CO₂ está localizado al suroeste de la laguna de Quilotoa, seguido por el sector de amenaza medio alta que corresponde a una franja que despliega una protuberancia hacia la región norte, el sector de amenaza media abarca la zona oriental y centro norte viéndose turbada en el noreste, cercano al límite de la laguna, por la presencia de amenaza alta y muy alta. El sector de baja amenaza corresponde a un área reducida en los extremos noroccidente y oriente</p>

...Continúa

Cuadro 4. Continuación



Cuicocha: En esta laguna la amenaza por la salida espontánea del gas hacia la superficie es inferior a 10000 ppm/h exceptuando la zona de burbujeo donde existe una amenaza media con valores entre 10000 a 20000 ppm/h.

CONCLUSIONES

1. Los semivariogramas teóricos presentan un buen ajuste en los modelos gaussiano, exponencial o esférico (evidenciado en el “current fit” muy próximo a 0), en los que se describe la continuidad espacial de las medidas analizadas. Los parámetros obtenidos en el programa Variowin 2.2 presentan un efecto pepita, inferior al 50% del sill lo que valida la confiabilidad del semivariograma.
2. El método de “Cámara de acumulación de gases” permitió la localización de emisiones anómalas, de las variaciones espaciales en el caso del Quilotoa y espacio-temporales en el Cuicocha, de las emanaciones de CO₂ a la atmósfera, por medio de sensores de infrarrojo portátiles con precisión del 10 %.
3. La distribución particular del CO₂ difuso en la laguna de Quilotoa, podría ser un indicador de un sistema activo de fallas considerando que el mapa de distribución del gas muestra valores altos localizados en la parte sur de la laguna alineadas a estructuras litosféricas sublagunares de presumible origen tectónico, lo que sugiere la existencia de fisuras a través de las cuales el gas asciende hacia la superficie.
4. El flujo de CO₂ difuso en la laguna del Quilotoa tiende a disminuir conforme se aleja de la zona sur lo que se presume que la falla NNE, que atraviesa la laguna, no es un canal de degasificación de CO₂.
5. Los sitios de menor cuantificación de flujo difuso de CO₂ en suelo de Quilotoa, corresponden al camino de descenso hacia la laguna, debido a la compactación que destruye la estructura natural del suelo causando un efecto directo sobre la porosidad e impidiendo la salida del gas. Los datos de CO₂ no muestran anomalías significativas, sus valores se encuentran bajo el mínimo valor obtenido de flujo de CO₂ en la superficie de la laguna (37,03 g/m²d). Se observa un incremento en la concentración del gas en puntos cercanos a los domos ubicados al noroeste y noreste del filo de la caldera.
6. La distribución espacial de las anomalías y valores altos de flujo difuso de CO₂ en el volcán Cuicocha muestra una estrecha relación con las zonas donde existen los valores más altos de conductividad y más bajos de potencial de hidrógeno, en los bordes lagunares occidentales.
7. Los puntos de máxima emisión (mayor temperatura y menor pH) en la laguna de Quilotoa describen una relación directa con el sector de burbujeo, sobre la ladera del domo SW.
8. El CO₂ en Cuicocha resultó ser un excelente trazador de la actividad magmática de las lagunas volcánicas que se ajusta a su geomorfología, pues las anomalías o flujos más altos se ubicaban coincidentemente en regiones colindantes entre los domos y fondo lagunar, bordes lagunares y filos de domos.
9. En el periodo de estudio del volcán Cuicocha se han observado cambios significativos en las emisiones de CO₂, donde la presencia de un sismo en el 2011 influyó para que la liberación de este gas sea 5,6 veces mayor a la campaña en el 2006, retomando en el 2014 una cantidad similar a la primera campaña.
10. La amenaza por fuga de CO₂ en la laguna de Quilotoa abarca la parte sur donde existe una alta probabilidad de existencia de efectos negativos para la salud, de acuerdo al tiempo de exposición directa.
11. La laguna de Cuicocha presenta valores inferiores al 3% de concentración de CO₂ difuso, el tiempo de permanencia no se ve amenazado por la presencia del gas.

RECOMENDACIONES

1. Es indispensable realizar monitoreos continuos de la salida del flujo de CO₂ para una óptima evaluación del comportamiento de la actividad volcánica (principalmente en las lagunas caldéricas que al tener acumulación hídrica su peligrosidad se duplica) como parte del sustento de los sistemas de alerta temprana, pues como Hernández *et al.* (2001a, b) y Carapezza *et al.* (2004) lo mencionan, las emisiones difusas pueden incrementarse notablemente antes de la ocurrencia de una erupción volcánica.
2. Se sugiere efectuar estudios de balance de agua para identificar posibles fugas a través de fisuras o fracturas, teniendo como precedente la disminución del nivel de agua tanto en la laguna de Quilotoa como en Cuicocha (cuyo nivel de agua decrece 30 cm por año) y así comprender los procesos hidrogeológicos de estas calderas.
3. No es recomendable la ejecución de competencias o prácticas de natación en la laguna de Quilotoa, el ingreso y salida del interior de sus aguas debe efectuarse en un tiempo reducido. De igual forma, con el fin de precautelar la seguridad de los habitantes y turistas de la zona, el alquiler de botes debe mantener un tiempo prudencial de 30 minutos (sin extensiones).
4. Es conveniente que en la laguna de Cuicocha, las prácticas de natación sean realizadas alrededor de los domos (exceptuando el sector de burbujeo) y en el sur de la laguna, donde se observa menor concentración de gas CO₂.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, E., Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Marini, L., & Raco, B. (2000). Water chemistry of Lake Quilotoa (Ecuador) and assessment of natural hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 97, 271-285.
- Aguilera, F. (2008). *Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la zona volcánica central (ZVC) entre los 17°43' y 25°10' (Tesis inédita doctoral)*. Universidad Católica del Norte.
- Allard, P. (1992). Global Emissions of Helium-3 by Subaerial Volcanism. *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, 1479-1481.
- Allard, P., Carbonelle, J., Dajlevic, D., Le Bronnec, J., Morel, P., Robe, M., Zettwoog, P. (1991). Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature*, Vol. 351, 387-391.
- Allard, P., Le Bronnec, J., Morel, P., Vavasseur, P., Faivre-Pierret, R., Robe, M., Zetwoog, P. (1987). Geochemistry of soil gas emanations from Mt. Etna, Sicily. *Terra Cognita*. Vol. 7, (G17-52), 407.
- Baubron, J., Allard, P., & Toutain, J. (1990). Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. *Nature*, Vol. 344, 51-53.
- Baubron, J., Mathieu, R., & Miele, G. (1991). Measurement of gas flow from soils in volcanic areas: the accumulation method. *Napoli'91 International Conference on active volcanoes and Risk Mitigation*. Napoli, Italy.
- Bloomberg, S., Rissmann, C., Mazot, A., Oze, C., Horton, T., Gravley, D., Pawson, J. (2012). *Soil gas flux exploration at the rotokawa geothermal field and white island, New Zealand*. California, Estados Unidos: Stanford University.

- Carapezza, M., Inguaggiato, S., Brusca, L., & Longo, M. (2004). Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano. En *The Stromboli 2002–2003 eruptive events*. Geophysical Research Letters, Vol. 31, doi:10.1029/2004GL019614.
- Chiodini, G., Frondini, F., & Raco, B. (1996). Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bull Volcanol*, Vol. 48, 41-50.
- Cotel, A. (1999). A trigger mechanism for the Lake Nyos disaster. *J Volc Geotherm Res*, Vol. 88, 343-347.
- Di Muro, A. (2002). *The transitional dynamics of sustained Plinian eruptions. (Tesis inédita doctoral)*. Italia: University of Pisa.
- Farrar, C., Sorey, M., Evans, W., Howle, J., Kerr, B., Kennedy, B., Southon, J. (1995). Forest-killing diffuse CO₂ emission at Mammoth Mountain as a sign of magmatic unrest. *Nature*, Vol. 376, 675-678.
- Fridriksson, T. (2009). Diffuse CO₂ degassing through soil and geothermal exploration. *Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources*. United Nations University and LaGeo.
- Frunzeti, N. (2011). Diffuse CO₂ emission at Sfânta Ana lake-filled crater (Eastern Carpathians, Romania). *Procedia Environmental Sciences*, Vol. 14, 188-194.
- Gerlach, T., & Graeber, E. (1985). Volatile budget of Kilauea volcano. *Nature*, Vol. 313, doi:10.1038/313273a0, 273-277.
- Giammanco, S., Gurrieri, S., & Valenza, M. (1995). Soil CO₂ degassing on Mt Etna (Sicily) during the period 1989-1993: discrimination between climatic and volcanic influences. *Bull Volcanol*, Vol. 57, 52-60.
- Giammanco, S., Inguaggiato, S., & Valenza, M. (1998). Soil and fumarole gases of Mount Etna: geochemistry and relations with volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 81, 297-310.
- Grupe, B., Gunkel, G., Viteri, F., Beulker, C., & Von Hillebrandt, C. (2007). The volcano Cuicocha: History and post volcanic activities. *J. Volcanol. Geoth. Res.*
- Gunkel, G. & Casallas, J. (2002). Limnology of an equatorial high mountain lake – Lago San Pablo, Ecuador: The significance of deep diurnal mixing for lake productivity. *Limnologica*, Vol. 32, 33-43.
- Gunkel, G., Beulker, C., Gernet, U., Grupe, B., & Viteri, F. (2011). Aluminium in Lake Cuicocha, Ecuador, an Andean crater lake: Filterable, Gelatinous and Microcrystal Al Occurrence. *Aquat. Geochem.*, 109-127.
- Gunkel, G., Beulker, C., Grupe, B., & Viteri, F. (2007). Hazard analysis of a caldera lake, lake Cuicocha, Ecuador. *Bull. Volcanology*, submitted.
- Gunkel, G., Beulker, C., Grupe, B., & Viteri, F. (2008). Hazards of volcanic lakes: analysis of Lakes Quiltoa and Cuicocha, Ecuador. *Advances in Geosciences*, 29-33.
- Gunkel, G., Grupe, B., Viteri, F., & Beulker, C. (2009a). The Cuicocha/Cotacachi volcano complex (Ecuador): Recent history and secondary caldera manifestation. *J. South Am. Earth Sciences*.

- Hall, M., & Mothes, P. (1998). La actividad volcánica del Holoceno en el Ecuador y Colombia Austral: impedimento al desarrollo de las civilizaciones pasadas. In: Mothes, P.A. En P. Mothes, *Actividad Volcanica y pueblos Precolombinos en el Ecuador* (págs. 11-40). Quito: Abya-Yala.
- Hall, M., & Mothes, P. (2008). Quilotoa Volcano - Ecuador: An overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 176, 44-55.
- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., & Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 176, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012, 1-6.
- Hansell, A., Horwell, C., & Oppenheimer, C. (2006). The health hazards of volcanoes and geothermal areas. *Occup. Environ. Med.* Vol. 63, 149–156.
- Hanus, V. (1987). Deep seismically active fracture zones in Ecuador and Northern Peru. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol. 31, 8-25.
- Henry, J., & Heinke, G. (1999). *Ingeniería Ambiental*. México: Prentice Hall.
- Hernández, P., Notsu, K., Salazar, J., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Pérez, N. (2001a). Carbon dioxide degassing by Advective Flow from Usu Volcano, Japón. *Science*, Vol. 292, 83-86.
- Hernández, P., Padilla, G., Padrón, E., Pérez, N., Calvo, D., Nolasco, D., Sumino, H. (2012). Analysis of long- and short-term temporal variations of the diffuse CO₂ emission from Timanfaya volcano, Lanzarote, Canary Islands. *Applied Geochemistry*, Vol. 27, Issue 12, 2486–2499.
- Hernández, P., Pérez, N., Salazar, J., Nakai, S., Notsu, K., & Wakita, H. (1998). Diffuse emission of carbon dioxide, methane, and helium-3 from Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, 3311-3314.
- Hernández, P., Salazar, J., Shimoike, Y., Mori, T., Notsu, K., & Pérez, N. (2001b). Diffuse emission of CO₂ from Miyakejima volcano, Japan. *Chemical Geology*, Vol. 177, 175-185.
- Hillebrandt, C., & Hall, M. (1988). *Mapa de los Peligros Volcánicos Potenciales Asociados con el Volcán Cuicocha, Esc. 1:50.000*. Escuela Politécnica Nacional, Quito: Instituto Geográfico Militar.
- Imberger, J. (1985). The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, Vol. 30, 737–770.
- James, D., Hanks, R., & Jurinak, J. (1982). *Modern Irrigated Soils*. New York: Wiley.
- Kling, G., Clark, M., Compton, H., Devine, J., Evans, W., Humphrey, A., Wagner, G. (1987). The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, West Africa. *Science*, Vol. 236, 169-175.
- Lewis, W. (1973). The thermal regime of Lake Lanao (Philippines) and its theoretical implication for tropical lakes. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 18, 200-217.
- Mazot, A., & Taran, Y. (2009). CO₂ flux from the volcanic lake of El Chichón (Mexico). *Geofís. Intl.*, Vol.48.
- Mazot, A., Schwandner, Florian, M., Christenson, B., De Ronde, Cornel, E., Tan, K. (2014). CO₂ discharge from the bottom of volcanic Lake Rotomahana, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol. 15(3), 577-588.

- Melián, G. (2008). *Emisión difusa de dióxido de carbono y otros volátiles en el volcán Poás, Costa Rica, América Central (Tesis inédita doctoral)*. España: Universidad de La Laguna (ULL).
- Melián, G., Pérez, N., Hernández, P., Salazar, J., Yock, A., Sánchez, E., Notsu, K. (2004). Emisión Difusa de Dióxido de Carbono y Vapor de Mercurio en el volcán Miravalles- Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central, Vol. 30*, 179-188.
- Mothes, P & Hall, M. (2009). *Volcán Quilotoa - Ecuador: Volcanismo dacítico joven en una laguna cratérica*. Quito: Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.
- Mothes, P., & Hall, M. (1991). El paisaje interandino y su formación por eventos volcánicos de gran magnitud. *Estudios de Geografía Vol. 4*, 19-38.
- Mothes, P., & Hall, M. (2008). The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 176*, 56-69.
- Navarrete, A. (2012). *Origen y comportamiento del CO₂ difuso del suelo en los sistemas geotérmicos de Juncalito (68°55'50"-68°38'20"W y 26°25'- 26°31'30"S, región de Atacama) y Colpitas (69°29'30"-69°23'30"W y 17°50'30"s-18°S, región de Arica y Parinacota), Chile*. Chile: Universidad de Chile. (Tesis inédita de pregrado).
- Ono, A., Sano, Y., Wakita, H., & Giggenbach, W. (1993). Carbon isotopes of methane and carbon dioxide in hidrotermal gases of Japon. *Geochemical Journal. Vol. 27*, 287-259.
- Padrón, E., Hernández, P., Toulkeridis, T., Pérez, N., Marrero, R., Melián, G., Notsu, K. (2008). Diffuse CO₂ emission rate from Pululahua and the lake-filled Cuicocha calderas, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 176*, 163–169.
- Pérez, N., Hernández, P., Padrón, E., Cartagena, R., Olmos, R., Barahona, F., López, D. (2006). Anomalous diffuse CO₂ emission prior to the January 2002 short-term unrest at San Miguel volcano, El Salvador, Central America. *Pure and Applied Geophysics, Vol. 163*, 883-896.
- Pérez, N., Salazar, J., Hernández, P., Soriano, T., López, K., & Notsu, K. (2004). Diffuse CO₂ and ²²²Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central America. *Bull. Geolog. Soc. Am. Special Paper, Vol. 375*, 227-236.
- Pérez, N., Wakita, H., Lolok, D., Patia, H., Talai, B., & Mckee, C. (1996). Anomalous soil gas CO₂ concentrations and relation to seismic activity at Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Geogaceta, Vol. 20*, 1000-1003.
- Rizzo, A., Grassa, F., Inguaggiato, S., Liotta, M., Longo, M., Madonia, P., Vita, F. (2009). Geochemical evaluation of observed changes in volcanic activity during the 2007 eruption at Stromboli (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 182*, 246-254.
- Roldán, G., & Ramírez, J. (2008). *Fundamentos de limnología neotropical*. Colombia: Universidad de Antioquia, 2da edición.
- Sakai, H., Smith, J., Kaplan, I., & Petrowski, C. (1976). Micro determinations of C, N, S, H, He, metallic Fe, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{34}\text{S}$ in geologic samples. *Geochemical Journal, Vol. 10*, 85-96.
- Salazar, J., Hernández, P., Pérez, N., Melián, G., Álvarez, J., Segura, F., & Notsu, K. (2001). Diffuse emission of carbon dioxide from Cerro Negro Volcano, Nicaragua. *Geophysical Research Letters, Vol. 28*, 4275-4278.

Toulkeridis, T & Zak, V. (2008). Cuicocha - Lake of the Gods (bilingual Spanish-English). *Geo-series #1 CGVG-USFQ*, 80.

Toulkeridis, T. (2013). Volcanes Activos Ecuador. *Santa Rita, Quito, Ecuador*, 152.

Umland, J., & Bellama, J. (2000). *Química General*. México: International Thomson .