

**Pérez, N.M.** (2009). 5. Emisiones difusas, dispersas y silenciosas de dióxido de carbono en los volcanes. En Afonso-Carrillo, J. (Ed.), *Misterios de la Gea: descifrando los enigmas ocultos en rocas, gases, agua y fuego*. pp. 125-172. Actas IV Semana Científica Telesforo Bravo. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias. ISBN 978-84-613-4817-6.

## **5. Emisiones difusas, dispersas y silenciosas de dióxido de carbono en los volcanes**

**Nemesio M. Pérez**

*División de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). 38611 Granadilla de Abona, Tenerife, Islas Canarias.*

*Muchas emanaciones de gases en los edificios volcánicos no son visibles a simple vista, están constituidas fundamentalmente de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), y se conocen como emisiones difusas y dispersas. Tienen lugar principalmente en las zonas más permeables que permiten la migración de los gases hacia la superficie. Estas emisiones silenciosas de CO<sub>2</sub> en los sistemas volcánicos han llamado la atención de la comunidad científica en las dos últimas décadas porque son importantes para evaluar la dinámica de los procesos de desgasificación en los sistemas volcánicos y para optimizar los programas de vigilancia volcánica, puesto que los gases o volátiles disueltos en los magmas son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas. Para investigar la relación entre la emisión difusa de CO<sub>2</sub> y la actividad volcánica, el grupo volcanológico del ITER ha realizado investigaciones de emisión difusa de CO<sub>2</sub> no sólo en Canarias sino en sistemas volcánicos de todo el mundo. En Canarias, Telesforo Bravo, Juan Coello y Jesús Bravo fueron los primeros que observaron cambios significativos de emanaciones difusas de CO<sub>2</sub> en el subsuelo relacionados con la erupción del Teneguía.*

### **¿Qué entendemos por emisiones difusas y silenciosas en sistemas volcánicos?**

Los volcanes emiten importantes cantidades de gases a la atmósfera (Stoiber *et al.*, 1973, 1987; Gerlach, 1991; Williams *et al.*, 1992; Andres & Kasgnoc, 1997), y estas emanaciones pueden clasificarse en dos grandes

grupos atendiendo a la visibilidad de su manifestación. Por un lado se encuentran las emanaciones de gases volcánicos que son visibles al ojo humano como consecuencia de la presencia del vapor de agua ( $H_2O$ ), el principal componente de los gases volcánicos, como lo son los penachos volcánicos (Fig. 1) y las fumarolas (Fig. 2). Además de estas manifestaciones visibles, se pueden catalogar dentro de este grupo aquellas emanaciones de gases volcánicos que tienen lugar en hervideros y manantiales naturales o artificiales de aguas, donde la presencia de burbujeo certifica la existencia de un proceso de desgasificación (Fig. 3).

Por otro lado se encuentran las emanaciones de gases volcánicos que no son visibles al ojo humano, y que por lo tanto, se conocen como emisiones difusas y dispersas. Estas emanaciones son fundamentalmente de dióxido de carbono ( $CO_2$ ), y se pueden dar a través de todo el edificio volcánico, aunque sus mayores valores de emisión se detectan en aquellas zonas del edificio volcánico que presentan una mayor permeabilidad vertical (fracturas y fallas), las cuales favorecen la migración de estos gases hacia la superficie (Fig. 4). Las emanaciones difusas y dispersas podrían igualmente catalogarse como emisiones “silenciosas” dado que sus valores de flujo volumétrico suelen ser relativamente pequeños, si los comparamos con los valores que se registran en las fumarolas y los penachos, que llegan incluso a producir sonidos asociados al proceso de desgasificación (soplete, jet,...).



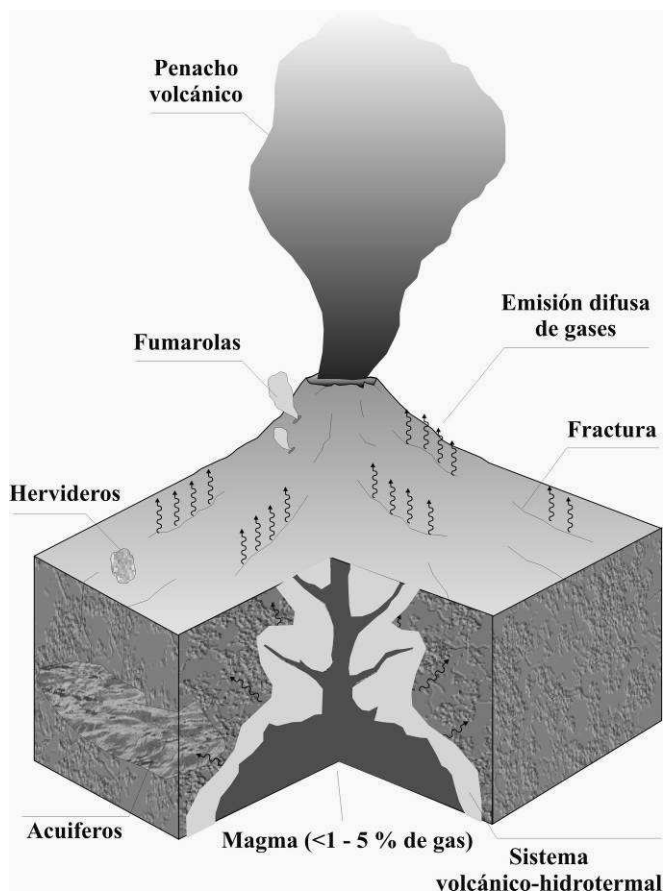
**Fig. 1.** Penacho de gases volcánicos del St. Helens, EE.UU. de América (Foto: S.R. Brantley; 16 de junio de 1982).



**Fig. 2.** Pedro A. Hernández (ITER) y Nemesio M. Pérez (ITER) tomando muestras de gases volcánicos en una fumarola del volcán Sierra Negra, Galápagos (Foto: ITER).



**Fig. 3.** Burbujeo de gases volcánicos a través del agua que descarga el sondeo de Dos Aguas, Barranco de las Angustias, La Palma (Foto: ITER).



**Fig. 4.** Manifestaciones de las emanaciones visibles y no visibles de gases en sistemas volcánicos.

Los mecanismos de transporte responsables de estas emanaciones difusas, dispersas y silenciosas de  $\text{CO}_2$  son fundamentalmente la difusión y la advección, que a su vez obedecen a la existencia de gradientes de concentración y de presión de  $\text{CO}_2$ , respectivamente. La difusión es el principal mecanismo de transporte responsable de los valores más pequeños de flujo difuso de  $\text{CO}_2$ , mientras que la advección es el principal mecanismo de transporte responsable de los valores más altos de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  que se registran en los sistemas volcánicos

Este tipo de emisiones difusas, dispersas y silenciosas de  $\text{CO}_2$  en los sistemas volcánicos ha llamado la atención de la comunidad científica que trabaja en gases volcánicos durante los últimos 20 años por su importancia para evaluar la dinámica de los procesos de desgasificación en los sistemas volcánicos, así como por sus implicaciones en el seguimiento y medida de

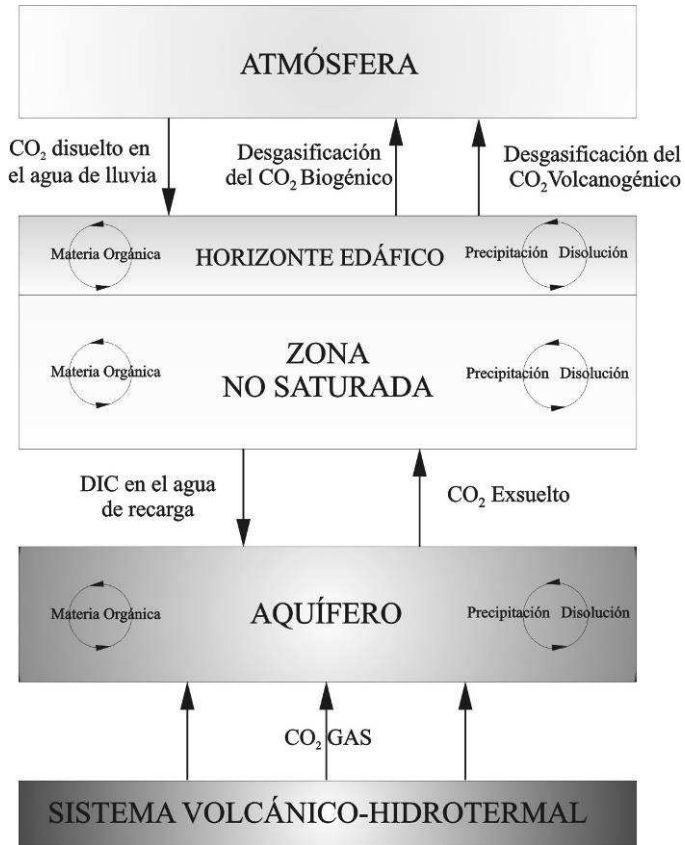
este parámetro geoquímico con la finalidad de mejorar y optimizar los programas de vigilancia volcánica (Baubron *et al.*, 1990; Allard *et al.*, 1991; Barberi & Carapezza, 1994; Giammanco *et al.*, 1995; Brantley & Koepenick., 1995; Chiodini *et al.*, 1996, 1998, 2001, 2004, 2007; Pérez *et al.*, 1996, 2004, 2006; Sorey *et al.*, 1998; Gerlach *et al.*, 1998, 2001; Williams-Jones *et al.*, 2000; Chiodini & Frondini, 2001; Brombach *et al.*, 2001; Favara *et al.*, 2001; Rogie *et al.*, 2001; Salazar *et al.*, 2001, 2002, 2004; Hernández *et al.*, 1998, 2001a, 2001b, 2001c, 2003, 2006; Shimoike *et al.*, 2002; Granieri *et al.*, 2003; Lewicki *et al.*, 2003; Aiuppa *et al.*, 2004; Brusca *et al.*, 2004; Carapezza *et al.*, 2004; Frondini *et al.*, 2004; Fridriksson *et al.*, 2006; Granieri *et al.*, 2006; McGee *et al.*, 2006; Notsu *et al.*, 2006; Lan *et al.*, 2007; Pérez & Hernández, 2007; Padrón *et al.*, 2008a, 2008b; Evans *et al.*, 2009; Frondini *et al.*, 2009; Giammanco & Bonfanti, 2009; Gurrieri *et al.*, 2009; Rizzo *et al.*, 2009).

Uno de los impactos medioambientales que más ha contribuido a valorar e impulsar el estudio de las emanaciones difusas de CO<sub>2</sub> en los sistemas volcánicos ha sido la muerte de masa forestal en Mamouth Mountain, Caldera de Long Valley, California, como consecuencia de las altas concentraciones de CO<sub>2</sub> en la atmósfera del suelo (Fig. 5) derivadas a su vez de fuertes emisiones difusas de CO<sub>2</sub> procedentes del sistema volcánico en profundidad (Farrar *et al.*, 1995).



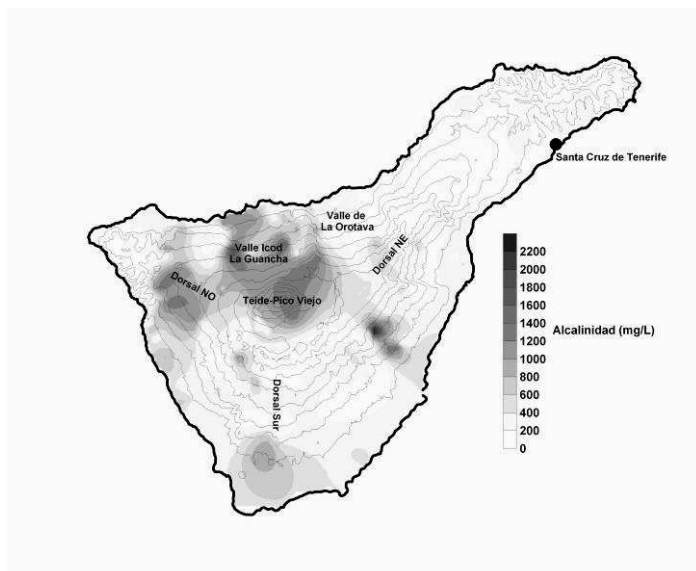
**Fig. 5.** Áreas donde se han encontrado árboles muertos como consecuencia de fuertes emanaciones difusas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en Mamouth Mountain, Caldera de Long Valley, California, EE.UU. de América (Foto: USGS).

Las emisiones difusas, dispersas y silenciosas de  $\text{CO}_2$  no sólo se pueden registrar en la interfase superficie-atmósfera de los sistemas volcánicos. Los acuíferos volcánicos atrapan una importante cantidad del  $\text{CO}_2$  que emiten los sistemas volcánico-hidrotermales en profundidad (Fig. 6), proporcionando a las aguas subterráneas una “agresividad” que a su vez favorece una mayor interacción agua-roca así como una firma hidroquímica específica de las mismas.



**Fig. 6.** Diagrama de flujos del dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) entre los diferentes reservorios existentes en sistemas volcánicos.

En el caso de la isla de Tenerife los valores altos de alcalinidad, contenido de bicarbonatos ( $\text{HCO}_3^-$ ), en sus aguas subterráneas se debe fundamentalmente a la aportación de  $\text{CO}_2$  procedente del sistema volcánico-hidrotermal existente en el subsuelo de Tenerife (Fig. 7). Las descargas o alumbramientos de estas aguas bicarbonatadas de los acuíferos volcánicos a través de manantiales naturales o surgencias derivadas de la

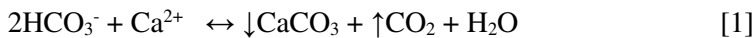


**Fig. 7.** Distribución espacial de la alcalinidad en las aguas subterráneas de Tenerife. Los mayores valores se deben fundamentalmente al aporte de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) del sistema volcánico-hidrotermal-insular en profundidad.



**Fig. 8.** Precipitaciones de carbonatos en el interior de la galería La Cerca (Garachico, Tenerife) como consecuencia de un proceso de desgasificación de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) procedentes de aguas subterráneas con altos contenidos en bicarbonatos ( $\text{HCO}_3^-$ ).

acción del ser humano, como por ejemplo son los alumbramientos de aguas subterráneas en el interior de galerías, constituyen igualmente una forma de emisión difusa y dispersa de CO<sub>2</sub> asociada a la actividad volcánica sub-aérea. Evidencias indirectas y claras de este proceso de desgasificación en el subsuelo procedente del alumbramiento de aguas subterráneas saturadas de CO<sub>2</sub> lo constituyen las precipitaciones de carbonatos (Fig. 8) como consecuencia del escape del CO<sub>2</sub> disuelto en las aguas subterráneas al “alumbrar” las mismas y entrar en contacto con el aire del interior de la galería según se describe en [1].



### ¿Cómo se realizan las medidas de emisión difusa de dióxido de carbono en sistemas volcánicos?

Con la finalidad de evaluar la emisión difusa de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por los sistemas volcánicos generalmente se realizan centenares de medidas *in situ* de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en el ambiente superficial de los mismos. Estas medidas se realizan con sensores de infrarrojo portátiles aplicando el método de la “cámara de acumulación” (Parkinson, 1981; Baubron *et al.* 1991; Chiodini *et al.*, 1998) y procurando que la distribución espacial de los puntos de medidas u observación cubran todo el edificio volcánico.

El método de la cámara de acumulación permite estimar el flujo difuso de CO<sub>2</sub> a través de la pendiente establecida entre la concentración de CO<sub>2</sub> y el tiempo. La ecuación que describe este comportamiento tiene la siguiente expresión [2],

$$C(t) = C_e + (C_a - C_e) \cdot \exp\left[-\frac{\phi}{V} t\right] \quad [2]$$

dónde  $\phi$  representa el flujo volumétrico de CO<sub>2</sub>,  $C_a$  es la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera,  $C_e$  la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera del suelo, supuestamente no variable durante el intervalo de medida y  $V$  representa el volumen de la cámara de acumulación utilizada en la medida. El cambio de la concentración de CO<sub>2</sub> con el tiempo (velocidad de entrada del gas en la cámara) viene expresado por [3],

$$\frac{dC}{dt} = (C_e - C_a) \cdot \frac{\phi}{V} \cdot \exp\left[-\frac{\phi}{V} t\right] \quad [3]$$



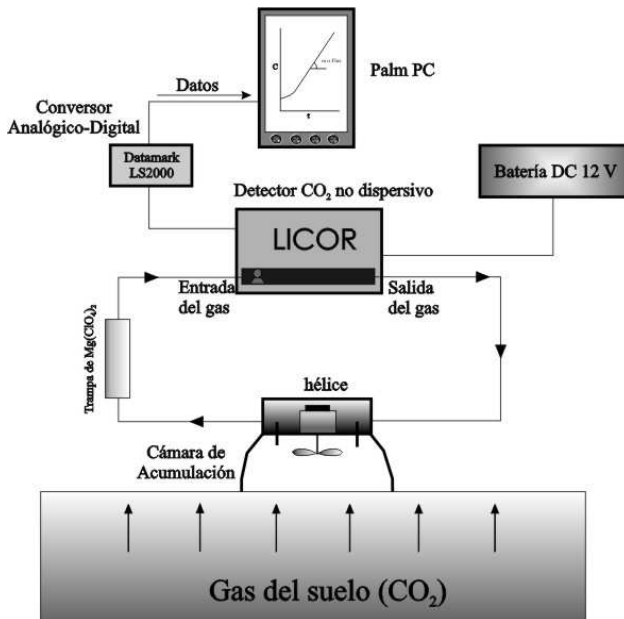
si consideramos que la concentración de CO<sub>2</sub> que entra en la cámara y que emana del suelo es superior a la concentración de CO<sub>2</sub> en el interior de la cámara de acumulación, en el instante inicial ( $C_e \gg C_a$ ), la ecuación [3] se podría expresar de la siguiente forma [4],

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\phi}{V} C_e \exp\left[-\frac{\phi}{V} t\right] \quad [4]$$

teniendo en cuenta que para  $x \rightarrow 0$  se cumple que  $\exp(-ax) \cong (1-ax)$ , y asumiendo que  $C_e \gg C_a$ , la ecuación [4] se podría transformar en [5],

$$\lim_{t \rightarrow 0} \left( \frac{dC}{dt} \right) \approx \frac{\phi}{V} C_e = S \quad [5]$$

dónde S es la pendiente de C(t) para  $t \rightarrow 0$ . Como se observa, esta ecuación [5] relaciona directamente el flujo difuso de CO<sub>2</sub> con el cambio de la concentración de CO<sub>2</sub> por unidad de tiempo durante los instantes iniciales de la medida de flujo (Chiodini *et al.*, 1998). De esta manera, conociendo el factor  $V/C_e$  y las condiciones de presión y temperatura del ambiente superficial se puede determinar el flujo másico de CO<sub>2</sub> en el punto de medida (Figs 9 y 10).



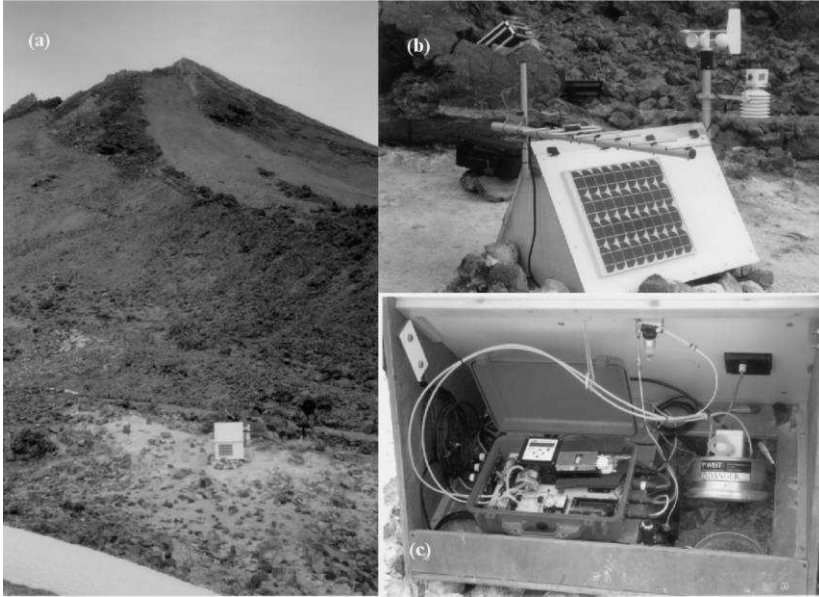
**Fig. 9.** Diagrama del instrumental portátil para realizar medidas de flujo difuso de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en los “suelos” de los edificios volcánicos.



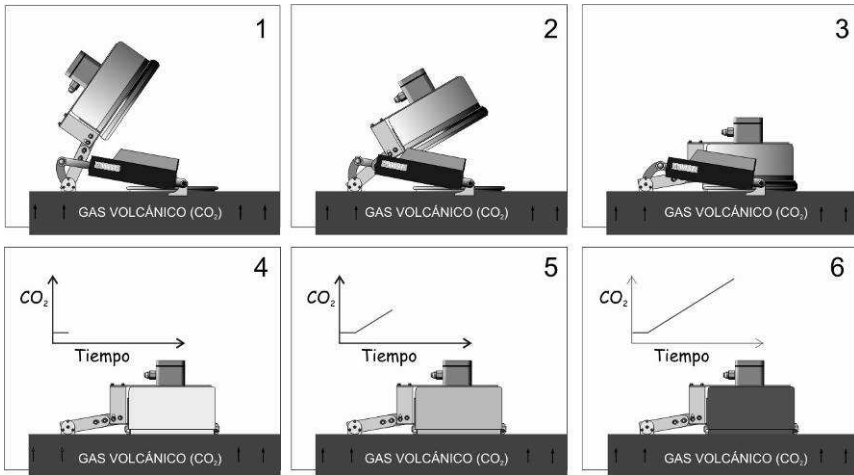
**Fig. 10.** Eleazar Padrón (ITER) realizando medidas de flujo difuso de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en el volcán Cumbre Vieja, La Palma.

Una vez realizadas los centenares o miles de medidas de flujo difuso de  $\text{CO}_2$ , cubriendo toda la superficie del sistema volcánico que se investiga, se procede a la realización de mapas de flujo difuso de  $\text{CO}_2$ . El método de interpolación que normalmente se utiliza para la realización de estos mapas es la Simulación Gausiana Secuencial (Deutsch & Journel, 1998). Gracias a esta información no sólo podemos conocer dónde se localizan las anomalías de flujo difuso de  $\text{CO}_2$ , sino además, estimar la emisión difusa total de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por los sistemas volcánicos (Cardellini *et al.*, 2003).

El seguimiento y la medida del flujo difuso de  $\text{CO}_2$  en el ambiente superficial de sistemas volcánicos pueden también realizarse a través de estaciones geoquímicas permanentes que nos permiten obtener un registro del flujo difuso de  $\text{CO}_2$  en un punto de observación las 24 horas del día y los 365 días del año. La primera estación geoquímica de este tipo operativa en Canarias fue instalada por el ITER en el pico del Teide en abril de 1999 (Fig. 11). Este tipo de estaciones disponen de un panel fotovoltaico que alimenta una batería de 12V, y que a su vez proporciona la energía necesaria y suficiente para el funcionamiento de la misma. Además del sensor de infrarrojo para realizar las medidas de  $\text{CO}_2$ , este tipo de estaciones dispone de un importante número de sensores meteorológicos que nos permite el registro de parámetros externos que pueden influir el proceso de la emisión difusa de  $\text{CO}_2$ .



**Fig. 11.** Estación geoquímica para el seguimiento y medida en modo continuo del flujo difuso de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en el Pico del Teide: (a) localización, (b) exterior e (c) interior de la estación.



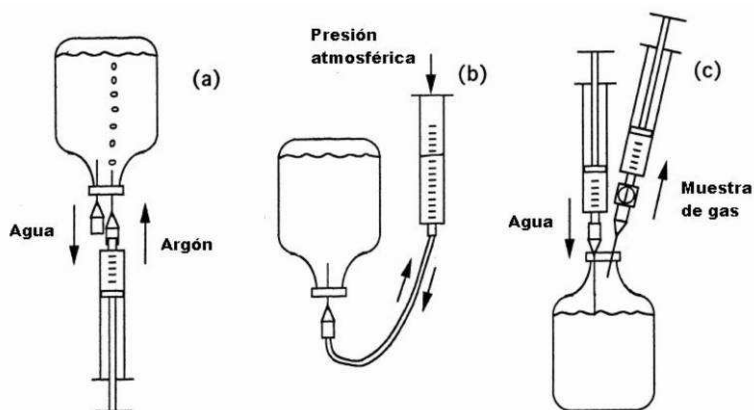
**Fig. 12.** Cómo funciona la cámara de acumulación en una estación geoquímica.

La metodología y el fundamento físico de las medidas de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  a través de estas estaciones instrumentales permanentes son idénticos a la de los equipos portátiles. Este tipo de estaciones geoquímicas están programadas para realizar una medida de flujo cada 60 minutos, pero

la frecuencia temporal puede incluso reducirse si se desea. En el instante que la cámara de acumulación se acople al ambiente superficial, se empieza a registrar un incremento de la concentración de  $\text{CO}_2$  en el interior de la cámara con el tiempo como se ha expresado anteriormente y como se indica en los diferentes fotogramas de la figura 12.



**Fig. 13a.** Rayco Marrero (ITER) procediendo a la toma de muestras de aguas subterráneas en el interior de una galería para su posterior análisis químico de los gases disueltos, así como de los cationes y aniones mayoritarios.



**Fig. 13b.** Método del gas almacén para realizar análisis de gases disueltos en las aguas subterráneas.

Con la finalidad de evaluar la emisión difusa de  $\text{CO}_2$  asociada a los acuíferos volcánicos se procede a la toma de muestras de aguas subterráneas en el interior de galerías y pozos (Fig. 13a), evitando que las mismas hayan estado en contacto con el aire atmosférico, para su posterior análisis de gases disueltos no radiactivos, como el  $\text{CO}_2$ , según la metodología descrita por Capasso & Inguaggiato (1998). Este método se fundamenta en el equilibrio de partición de los gases entre una fase líquida y una fase gaseosa. Para la toma de muestras se utilizan botellas de vidrio de  $122 \text{ cm}^3$  (Fig. 3) que se llenan completamente de agua para posteriormente sellarlas sin dejar burbujas de aire en su interior. Una vez en el laboratorio se inyectan en cada botella  $10 \text{ cm}^3$  de un gas almacén, Argón (Ar) o Neón (Ne) de un 99,999% de pureza en función de los gases disueltos a analizar, extrayendo simultáneamente el mismo volumen de agua con una aguja. Posteriormente se deja la muestra durante media hora en un recipiente en condiciones estándar ( $25^\circ\text{C}$  y  $1 \text{ atm.}$ ), y transcurrido ese tiempo se extraen con dos jeringuillas todo el gas de la fase gaseosa introduciendo otra vez agua en la botella (Fig. 13b). Una de las alícuotas del gas extraído de una botella, equilibrada con Ar como gas almacén, se utiliza para su posterior análisis químico mediante el uso de un microcromatógrafo de gases ( $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{H}_2$ ) mientras que una de las alícuotas de otra botella,



**Fig. 14.** Estación geoquímica para el seguimiento y medida en modo continuo de gases disueltos en las aguas subterráneas en Santiago del Teide, Tenerife.

equilibrada con Ne como gas almacén, se utiliza para su posterior análisis químico e isotópico (He, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, <sup>40</sup>Ar, <sup>38</sup>Ar y <sup>36</sup>Ar) mediante el uso de un espectrómetro de masas de tipo cuadrupolar (QMS).

Al igual que ocurre con las medidas de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en el ambiente superficial, el seguimiento y medida de gases disueltos no radioactivos en las aguas subterráneas puede realizarse en modo continuo mediante el uso de espectrómetros de masas tipo cuadrupolar (QMS). Este tipo de instrumentación, conjuntamente con espectrómetros electrostáticos tipo alfa que nos permiten realizar determinaciones de la actividad del gas radón y torón en las aguas subterráneas, constituyen el equipamiento fundamental de las estaciones geoquímicas que el ITER dispone para la monitorización de gases disueltos en las aguas subterráneas de Canarias, como se refleja en la estación TF03 localizada en Santiago del Teide (Fig. 14).

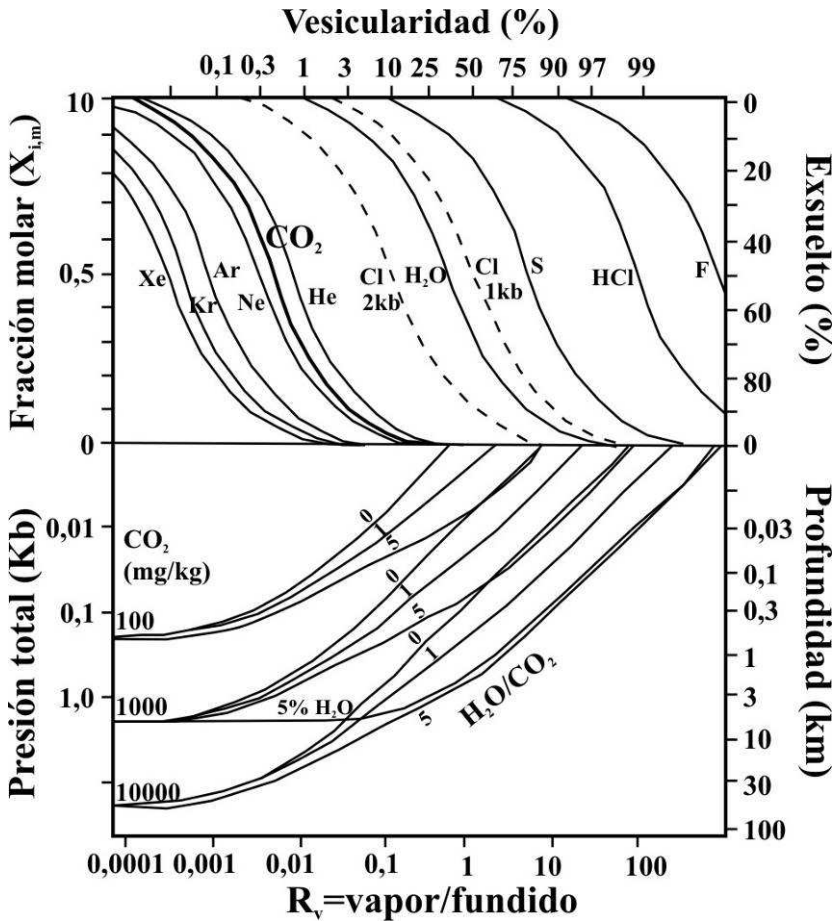
### ¿Por qué y para qué investigamos las emisiones difusas de dióxido de carbono?

Son varias las razones que sustentan el interés científico por el estudio de las emisiones difusas de CO<sub>2</sub> en los sistemas volcánicos. En primer lugar por el firme convencimiento científico de que los gases o volátiles disueltos en los magmas son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas. En segundo lugar, porque el CO<sub>2</sub> es, después del vapor de agua (H<sub>2</sub>O), la principal especie volátil de los sistemas volcánicos-hidrotermales (Tabla I) y por consiguiente, presenta un papel clave en los procesos físico-químicos que ocurren en estos sistemas naturales (Chiodini & Marini, 1998). En tercer lugar, por la baja solubilidad del CO<sub>2</sub> en los fundidos silicatados (magma) favoreciendo que sea de los primeros volátiles en escapar del magma a presiones moderadas (Stolper & Holloway, 1988; Gerlach, 1989; Pan *et al.*, 1991).

**Tabla I.** Ejemplos de la composición química de gases volcánicos (% en vol.) procedentes de sistemas volcánicos asentados en diferentes ambientes tectónicos (Symonds *et al.*, 1994)

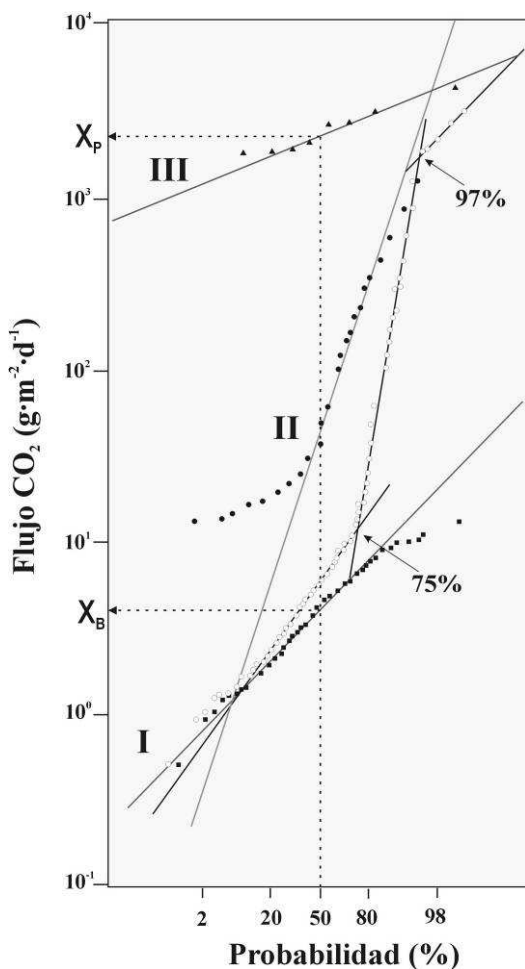
<b>Volcán</b> Ambiente tectónico Temperatura	<b>Kilauea</b> Hot spot 1170°C	<b>Erta Ale</b> Divergencia de placas 1130°C	<b>Momotombo</b> Convergencia de placas 820°C
H <sub>2</sub> O	37.1	77.2	97.1
CO <sub>2</sub>	48.9	11.3	1.44
SO <sub>2</sub>	11.8	8.34	0.50
H <sub>2</sub>	0.49	1.39	0.70
CO	1.51	0.44	0.01
H <sub>2</sub> S	0.04	0.68	0.23
HCl	0.08	0.42	2.89
HF	---	---	0.26

En la figura 15 (Giggenbach, 1996) se puede observar que el  $\text{CO}_2$  es la principal especie volátil responsable de la presión en los magmas con vesicularidades inferiores al 1%, y que los gases nobles y el  $\text{CO}_2$  son las especies volátiles menos solubles en los fundidos silicatados, mientras que el vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) y las especies volátiles de Cl, S y F son mucho más solubles en los magmas. Estas peculiaridades hacen que los estudios de emisión de  $\text{CO}_2$  tanto de las manifestaciones visibles como de las no visibles sean de un gran interés en el estudio del fenómeno volcánico. La importancia de las emisiones difusas de  $\text{CO}_2$  en los sistemas volcánicos se debe no sólo a las razones expuestas anteriormente, sino además porque un importante número de volcanes activos no disponen de manifestaciones visibles de gases volcánicos.



**Fig. 15.** Diagrama de solubilidad del dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) y otros volátiles en fundidos silicatados (Giggenbach, 1996).

Uno de los principales objetivos de las investigaciones sobre emisión difusa de  $\text{CO}_2$  es evaluar su utilidad para los programas de vigilancia volcánica. Con la finalidad de investigar la relación entre la emisión difusa de  $\text{CO}_2$  y la actividad volcánica, el grupo volcanológico del ITER ha realizado investigaciones de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  en sistemas volcánicos que presentan un diferente grado de actividad volcánica y se encuentran en un ambiente volcano-tectónico similar. Estos trabajos se han centrado en los sistemas volcánicos activos insulares de Tenerife, La Palma, El Hierro, Lanzarote, Fogo (Cabo Verde) y Sierra Negra (Galápagos). En cada una de las campañas científicas de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  realizadas en estos edificios volcánicos se detectan normalmente una población de fondo o normal (I) y una anómala (III) del flujo difuso de  $\text{CO}_2$  (Fig. 16).

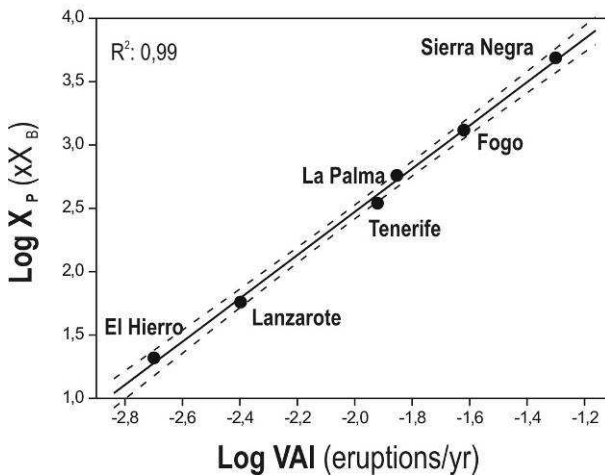


**Fig. 16.** Diagrama estadístico-gráfico de emisión difusa de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en la isla de Fogo, Cabo Verde.



Los valores de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  asociados a la población de fondo o normal (I) están principalmente relacionados con procesos biogénicos en el ambiente superficial, mientras que los mayores valores de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  asociados a la población anómala (III) se encuentran fundamentalmente relacionados con procesos de desgasificación del sistema volcánico-hidrotermal en profundidad.

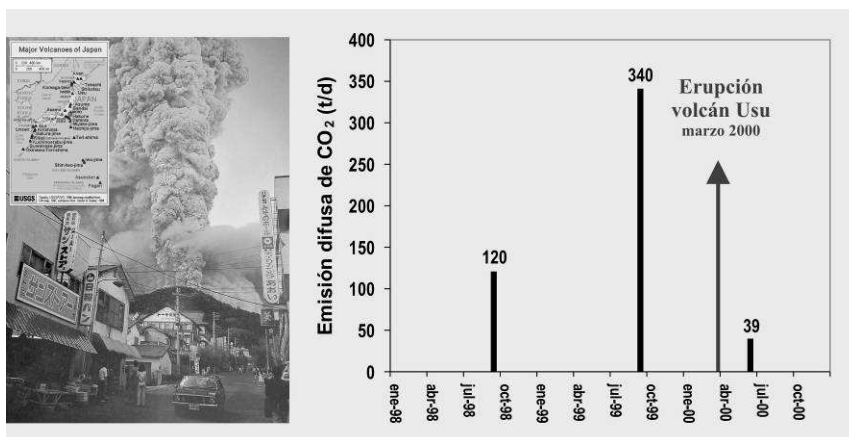
Con la finalidad de encontrar un parámetro geoquímico de los estudios de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  que sea de utilidad para poder comparar este proceso de desgasificación entre los diferentes sistemas volcánicos, se ha seleccionado la media geométrica de la población anómala ( $X_P$ ) expresada como múltiplo de la media geométrica de la población de fondo ( $x X_B$ ). Representando este parámetro geoquímico *versus* el ratio (nº erupciones/año), que expresa el número de erupciones volcánicas ocurridas en los sistemas volcánicos investigados durante el periodo de tiempo transcurrido (años) desde que ocurriera la primera de las erupciones, se observa que existe una muy buena relación entre la emisión difusa de  $\text{CO}_2$  y la actividad volcánica (Fig. 17).



**Fig. 17.** Diagrama que relaciona la emisión difusa de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) y la actividad volcánica en diferentes sistemas volcánicos insulares.

Otro enfoque o procedimiento para evaluar la relación existente entre la emisión difusa de  $\text{CO}_2$  y la actividad volcánica es realizar un seguimiento y medida de este parámetro en modo continuo y/o discreto (no continuo; a través de diferentes campañas de medida), y que durante ese tiempo ocurra un proceso eruptivo en el sistema volcánico en que se esté realizando un seguimiento y medida de este parámetro geoquímico. Uno de los primeros

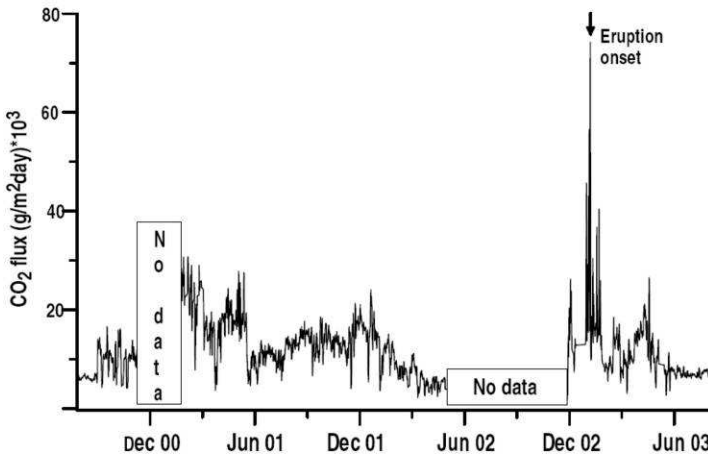
trabajos publicados en la literatura científica que apunta a esta relación, y por ende a la utilidad de los estudios de emisión difusa de CO<sub>2</sub> para fortalecer los programas de vigilancia volcánica, fue el realizado en el volcán Usu (Japón) por el equipo científico ITER-Universidad de Tokio. En este trabajo se describe que antes de la reciente erupción del volcán Usu en marzo de 2000 se detectaron cambios significativos de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> gracias a las campañas científicas periódicas (modo discreto) que implicaban la realización de centenares de medidas de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en la zona sumital del Usu (Hernández *et al.*, 2001a). Estas señales geoquímicas premonitorias consistían no sólo en los cambios que se detectaron en la cantidad de CO<sub>2</sub> que se emitía a la atmósfera de forma difusa, como se refleja en la figura 18, sino además en la distribución espacial de los valores de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en la zona sumital del volcán Usu. Estos cambios se registraron meses antes de ocurrir la erupción del volcán Usu, mientras que los cambios de la sismicidad sólo se detectaron 72 horas antes de la erupción.



**Fig. 18.** Cambios de emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) detectados antes de la erupción del volcán Usu (Hokkaido, Japón) en marzo de 2000 (Hernández *et al.*, *Science*, 2001).

Posteriormente, los resultados de un seguimiento y medida en modo continuo del flujo difuso de CO<sub>2</sub> en el volcán Stromboli (Italia) proporcionaba a la comunidad científica nuevas pruebas de la relación existente entre la emisión difusa de dióxido de carbono y la actividad volcánica (Carapezza *et al.*, 2004). Días antes de ocurrir la erupción de diciembre de 2002 del Stromboli, una estación geoquímica experimentaba un incremento muy significativo del flujo difuso de CO<sub>2</sub> (Fig. 19).

Por lo tanto, estos resultados reflejan que parece no sólo evidente que existe una estrecha relación entre la emisión difusa de CO<sub>2</sub> y la actividad

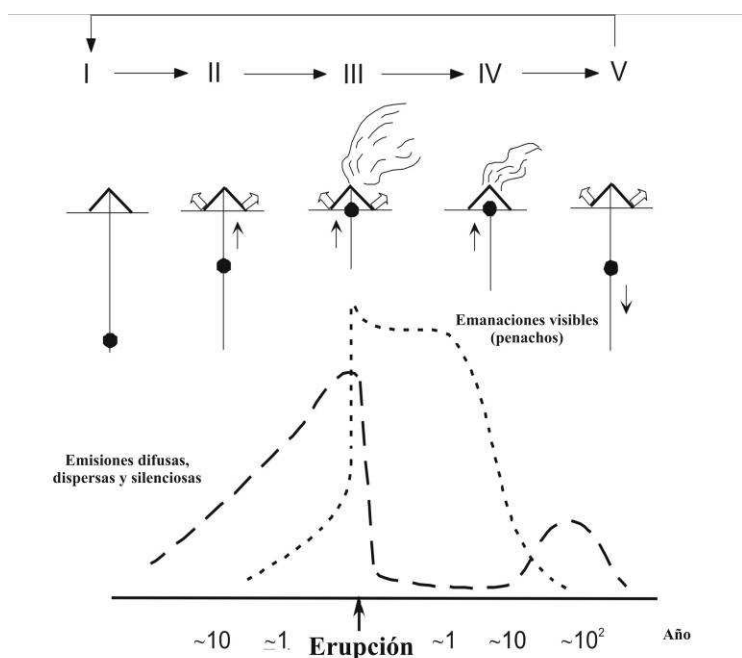


**Fig. 19.** Cambios de emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) antes de la erupción del volcán Stromboli en el 2002-2003 (Carapezza *et al.*, GRL, 2004).

volcánica, sino además, que cambios significativos de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> pueden registrarse mucho tiempo antes de ocurrir un evento eruptivo como refleja el modelo conceptual elaborado por Kenji Notsu y colaboradores (2006) sobre la evolución temporal de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> a lo largo de diversos estadios de actividad volcánica con la finalidad de comparar este proceso de desgasificación no visible con el comportamiento de las manifestaciones visibles de los sistemas volcánicos a raíz de diversas investigaciones (Fig. 20).

### **Resultados de algunos estudios del ITER sobre emisión difusa de dióxido de carbono en sistemas volcánicos**

Desde 1997 el grupo volcanológico del ITER realiza tareas de investigación relacionadas con la emisión difusa de CO<sub>2</sub> en sistemas volcánicos activos localizados en diferentes lugares del planeta con la finalidad de evaluar la emisión difusa global de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea, contribuir al uso de este parámetro geoquímico para la detección temprana de cambios de actividad en los sistemas volcánicos y potenciar su uso en la exploración geotérmica. En el marco geográfico de Canarias estos trabajos tienen por finalidad no sólo mejorar el conocimiento sobre estos sistemas naturales, sino además contribuir al fortalecimiento del programa de vigilancia volcánica en Canarias, que hasta entonces sólo disponía del uso y aplicación de técnicas geofísicas convencionales para su vigilancia volcánica (Pérez & Hernández, 2008).



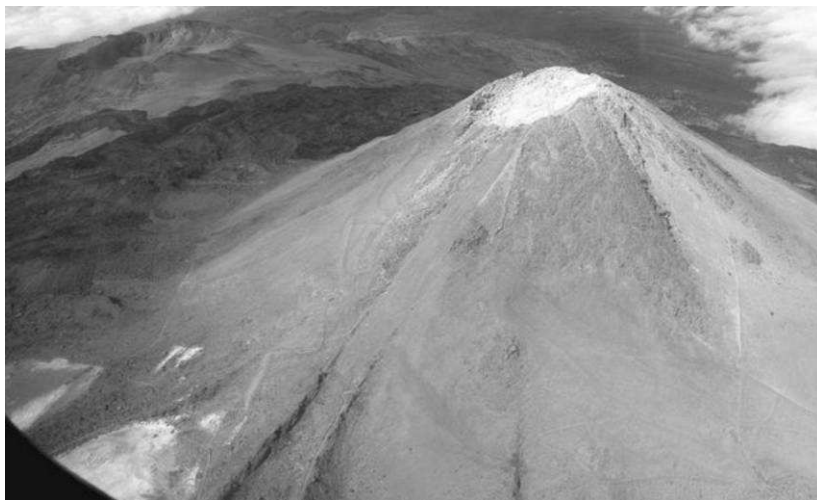
**Fig. 20.** Diagrama conceptual sobre los procesos de desgasificación en un sistema volcánico durante diversos periodos o fases de actividad (Notsu *et al.*, PAGEOPH, 2006).

Además de la red instrumental geoquímica permanente del ITER para la vigilancia volcánica de Canarias, el grupo volcanológico del ITER realiza campañas científicas periódicas en los principales sistemas volcánicos de Canarias localizados en las islas de La Palma, Lanzarote, Tenerife y El Hierro con la finalidad de obtener información adicional y complementaria que no puede obtenerse a través de redes instrumentales permanentes que operan las 24 horas al día y los 365 días al año. Un tipo de campañas científicas que el ITER materializa con regularidad con este fin es la de evaluar la tasa de emisión difusa de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por los sistemas volcánicos de Cumbre Vieja (La Palma), El Hierro, Timanfaya (Lanzarote), Pico del Teide, caldera de Las Cañadas del Teide y las dorsales Noroeste, Noreste y Norte-Sur de la isla de Tenerife; así como conocer la distribución espacial de los valores de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en cada uno de estos sistemas volcánicos. Todas las campañas científicas se realizan durante el verano con la finalidad de evitar las influencias estacionales sobre la emisión difusa de gases y poder comparar los resultados de las campañas a lo largo del tiempo.

Las razones de materializar este tipo de campañas científicas nacen de la imposibilidad de obtener este tipo de información a través de redes

instrumentales permanentes, de estar absolutamente convencidos de que los gases son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas, de la importancia del CO<sub>2</sub> en los programas para la vigilancia volcánica y de la carencia casi total de manifestaciones visibles de gases volcánicos en Canarias, haciendo que el programa geoquímico del ITER se centre en el estudio de las emanaciones difusas, dispersas y silenciosas.

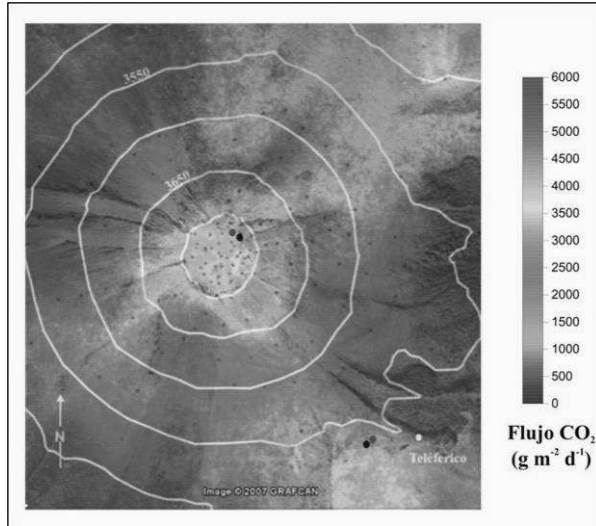
Entre las campañas científicas que el ITER realiza periódicamente en Canarias, para la vigilancia de la única región volcánicamente activa del territorio nacional, se encuentran las que se realizan anualmente en la zona volcánica subaérea de Canarias donde se observan las manifestaciones volcano-geotermales más obvias (fumarolas, sublimados, etc.): el **Pico del Teide** (Fig. 21).



**Fig. 21.** Pico del Teide (3716 metros de altura) donde se registran las manifestaciones volcánico-geotermales más obvias en el ambiente superficial (fumarolas) de Canarias.

Estas campañas científicas se delimitan a un área de unos 0,5 Km<sup>2</sup>, entre los 3500 y los 3716 metros de altura en las que se realizan aproximadamente unas 150 medidas de flujo difuso de CO<sub>2</sub>. La distribución espacial de estas medidas en el Pico del Teide refleja que los mayores valores (> 5000 g·m<sup>-2</sup>·d<sup>-1</sup>) se localizan principalmente en el cráter del Pico del Teide (Fig. 22), donde se encuentran las fumarolas más activas que existen en el cono sumital de este edificio volcánico. Estos valores de flujo difuso de CO<sub>2</sub> están estrechamente relacionados con la actividad del sistema volcánico-hidrotermal en profundidad, máxime cuando comparamos estos valores anómalos con aquellos relacionados con los valores normales

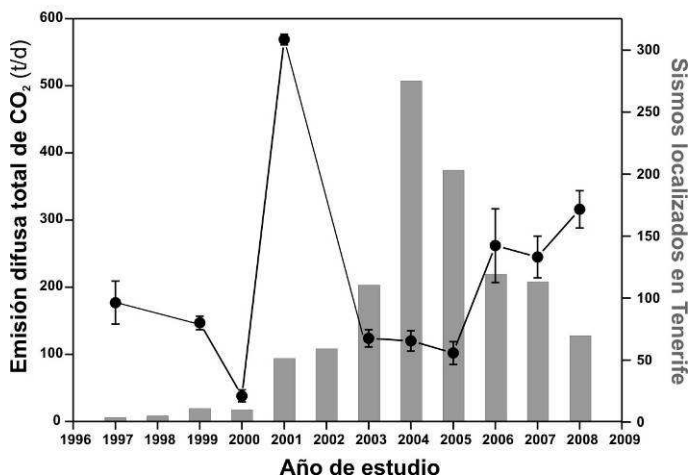
de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  como consecuencia de la respiración de los suelos en Canarias ( $\sim 2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ). Además de este análisis comparativo de los valores de flujo, una de las evidencias más firmes sobre el origen profundo de estas emanaciones difusas de  $\text{CO}_2$  se encuentra en la firma isotópica del  $\text{CO}_2$  en la atmósfera del ambiente superficial del Pico del Teide ( $\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2 = \sim -3 \text{‰}$ ).



**Fig. 22.** Distribución espacial del flujo difuso de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en el Pico del Teide, Tenerife, Islas Canarias.

El análisis de la evolución temporal de la tasa de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por el **Pico del Teide** desde 1997 hasta la actualidad ha registrado variaciones significativas que van de las  $38 \pm 9$  a las  $569 \pm 8$  toneladas diarias. A raíz del pulso de  $\text{CO}_2$  registrado en la campaña del 2001 se observó un cambio significativo en el número de eventos sísmicos registrados en Tenerife y su alrededor por la red sísmica nacional del IGN. Desde entonces hasta el inicio de la crisis sísmica-volcánica de Tenerife a finales de abril de 2004, el IGN consideraba que ese incremento del registro de actividad sísmica en Tenerife era consecuencia de una mejora instrumental de la red sísmica. En otras palabras, el IGN no consideraba que el incremento de la sismicidad fuera ocasionado por un proceso natural en marcha a raíz del pulso de  $\text{CO}_2$  registrado en el año 2001; casi tres años antes de iniciarse la crisis sismovolcánica de Tenerife en 2004. Posteriormente, el IGN ha reconocido públicamente a través de diversas comunicaciones que la actividad sísmica en Tenerife y alrededores había experimentado cambios desde la mitad del 2001 (López *et al.*, 2006). Los resultados más recientes, correspondientes a la campaña científica de 2008, reflejan

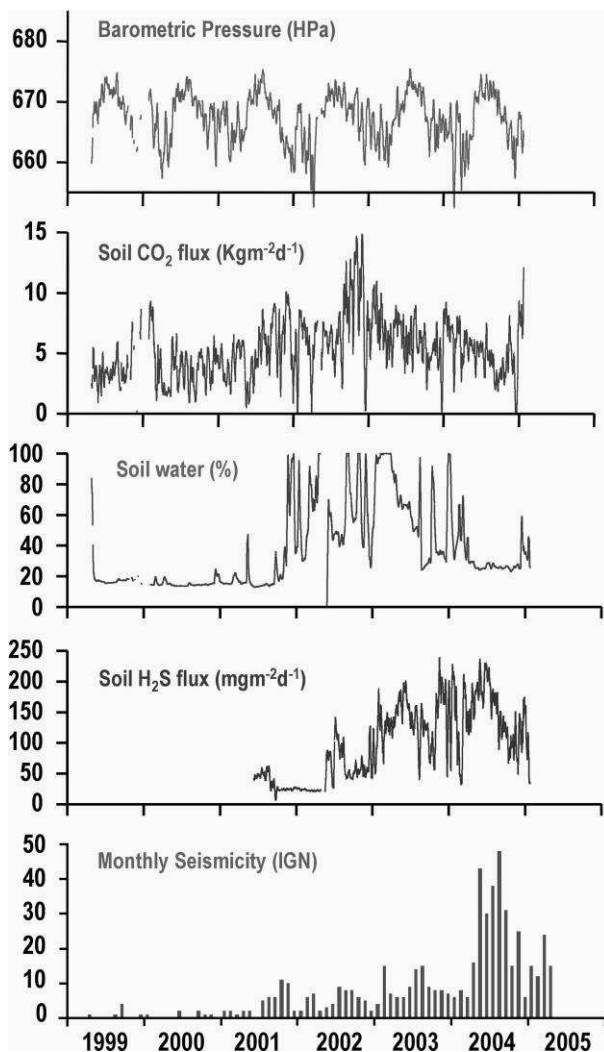
que la emisión difusa de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por el Pico del Teide es de 316 ± 28 toneladas diarias, observándose una tendencia ascendente de este parámetro desde el 2005 (Fig. 23).



**Fig. 23.** Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en el Pico Teide, Tenerife, Islas Canarias.

Los cambios observados se han registrado paralelamente en la estación geoquímica para medidas de flujo difuso de gases (TF01) localizada en el Pico del Teide (Fig. 11). Como se puede observar en la figura 24, en la que se reflejan las medias móviles de 168 observaciones de flujo difuso de CO<sub>2</sub> y sulfuro de hidrógeno (H<sub>2</sub>S), así como del contenido de agua en el “suelo” y la presión barométrica, la evolución temporal del flujo difuso de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S no se encuentran gobernados por la presión barométrica (fuerzas externas). Por lo tanto, estas variaciones observadas están gobernadas por procesos internos que ocurrieron en el sistema volcánico (Pérez & Hernández, 2007). Se puede igualmente observar como la media móvil semanal del flujo difuso de CO<sub>2</sub> empezó a reflejar un ligero incremento a partir de la mitad del 2001, alcanzándose los valores más altos a finales del 2002. Estos resultados son perfectamente compatibles y coherentes con los obtenidos a través de calas en diversas campañas científicas realizadas en el cono sumital del Pico del Teide.

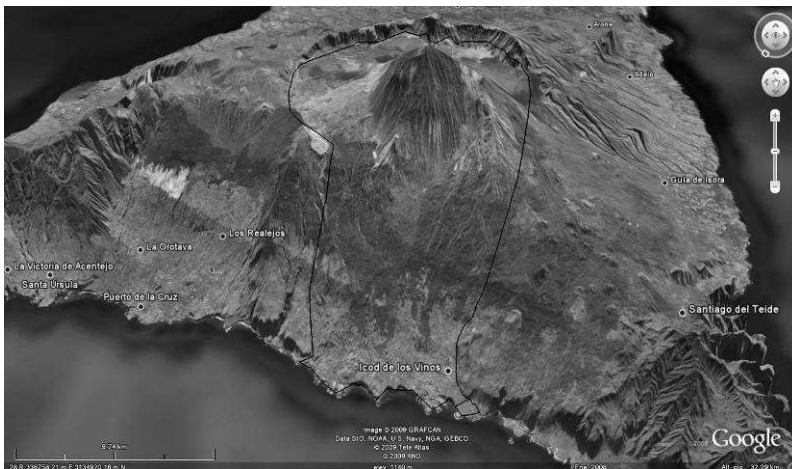
Estas emanaciones difusas de CO<sub>2</sub> asociadas al sistema volcánico central de la isla de Tenerife no sólo se detectan en el ambiente superficial sino también a través de su acuífero volcánico. En otros acuíferos del mundo ya se ha caracterizado el contenido en CO<sub>2</sub> disuelto en sus aguas subterráneas (Caliro *et al.*, 1999; Chiodini *et al.*, 1999; Cruz *et al.*, 1999; Chiodini & Frondini, 2001; Evans *et al.*, 2002; Gambardella *et al.*, 2004).



**Fig. 24.** Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en modo continuo en la estación geoquímica TF01 ubicada en el Pico Teide, Tenerife, Islas Canarias.

El **acuífero de Las Cañadas** (Fig. 25) es ideal para este tipo de estudios debido a la existencia de cientos de galerías que alcanzan la zona saturada del subsuelo a diferentes profundidades y altitudes. Además, las aguas del acuífero reciben un aporte continuo de gases ácidos (principalmente CO<sub>2</sub>) del sistema volcánico-hidrotermal del Teide (Albert-Beltran *et al.*, 1990; Valentin *et al.*, 1990; Navarro, 1995; Pérez *et al.*, 1996), que confieren agresividad a sus aguas, facilitando la alteración y disolución de las rocas.





**Fig. 25.** Límites del acuífero de Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias.

Con la finalidad de estimar la descarga total de  $\text{CO}_2$  que se produce a través del acuífero de Las Cañadas es necesario considerar el  $\text{CO}_2$  transportado a través del agua subterránea y que se descarga a través de las galerías, así como el que se descarga lateralmente hacia el mar o hacia otros acuíferos. La emisión total de  $\text{CO}_2$  que se produce a través de las aguas subterráneas del acuífero de Las Cañadas está en un rango entre 143 y 211 toneladas diarias (Marrero *et al.*, 2008). Por último, comparando la emisión total de  $\text{CO}_2$  del acuífero de Las Cañadas con la de otros acuíferos volcánicos del mundo (Tabla II), estas están en el mismo orden de magnitud que el acuífero volcánico del Vesubio, Italia (Gambardella *et al.*, 2004).

**Tabla II.** Emisión total y específica de  $\text{CO}_2$  del acuífero volcánico de Las Cañadas y de otros acuíferos del mundo. (a) Gambardella *et al.* (2004); (b) Evans *et al.* (2002).

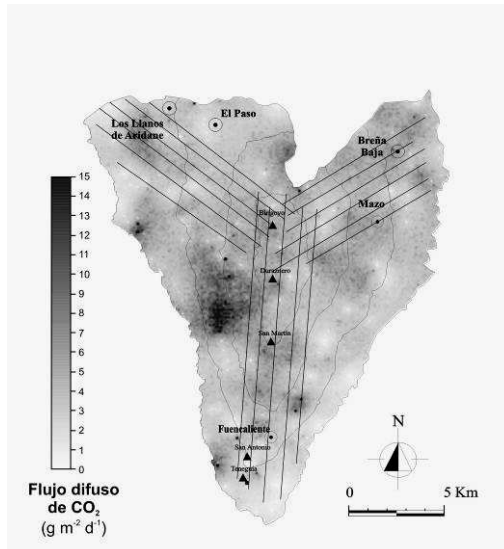
Acuífero	Superficie (km <sup>2</sup> )	Caudal de descarga (10 <sup>10</sup> L·a <sup>-1</sup> )	Descarga de $\text{CO}_2$ (10 <sup>8</sup> mol·a <sup>-1</sup> )	Descarga específica de $\text{CO}_2$ (10 <sup>6</sup> mol a <sup>-1</sup> ·km <sup>-2</sup> )
<b>Las Cañadas, España</b>	144	5,31	11,8 – 17,5	8,2-12,2
<b>Vesubio, Italia<sup>(a)</sup></b>	153	5,05	9,6	6,3
<b>Etna, Italia<sup>(a)</sup></b>	1322	69	104,0	7,87
<b>Albani hills, Italia<sup>(a)</sup></b>	1516	43,8	38,5	2,54
<b>Mammoth Mtns, EE.UU.<sup>(b)</sup></b>	25	2,5	4,6	18,2

En el caso de **Cumbre Vieja**, el sistema volcánico más activo de Canarias (Fig. 26) y donde se han registrado las dos últimas erupciones

volcánicas acaecidas en este archipiélago (San Juan en 1949 y Teneguía en 1971), los estudios de emisión difusa de gases reflejan que la mayor parte de los valores de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  son muy inferiores a los observados en el Pico del Teide, pero similares al resto de los sistemas volcánicos Canarios que se investigan. La mayor parte de Cumbre Vieja presenta valores bajos de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  asociados a procesos biogénicos en el ambiente superficial de este edificio volcánico (Fig. 27), mientras que los valores que reflejan un flujo difuso de  $\text{CO}_2 > 500 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$  son muy pocos, y bien localizados.



**Fig. 26.** Volcán Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias (Foto: Sergio Socorro).



**Fig. 27.** Mapa de flujo difuso de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias.

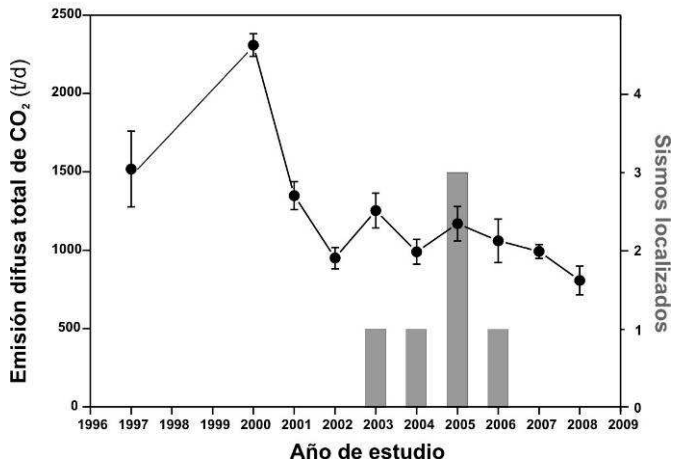
El análisis de la evolución temporal de la emisión difusa total de CO<sub>2</sub> en Cumbre Vieja refleja un incremento de la emisión total en la campaña del 2000 respecto a la de 1997, pero este aumento no se encuentra relacionado con cambios de la actividad sismovolcánica en este edificio volcánico. Por el contrario, este incremento sí parece ser debido a una mayor contribución de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> procedente de la actividad biológica en el suelo. Cambios en la humedad del suelo, velocidad y dirección del viento, presión barométrica, etc., pueden afectar las concentraciones de los gases del suelo y sus flujos (Buyanovksy & Wagner, 1983; Buyanovksy *et al.*, 1986; Baubron *et al.*, 1991; Chiodini *et al.*, 1996; Ouyang & Zheng, 2000; Lewicki *et al.*, 2007).

Ouyang & Zheng (2000) estudiaron las relaciones existentes entre el flujo difusivo de CO<sub>2</sub> generado por el ecosistema del suelo y emitido a la atmósfera, y varias variables superficiales, como presión barométrica, humedad y temperatura del suelo, etc. Los autores encontraron que, de todos los procesos estudiados, la radiación solar es el proceso que más influye el valor del flujo difuso de CO<sub>2</sub>, debido a que regula los ciclos diarios de temperatura del suelo y evaporación del agua. Estos últimos intervienen de forma directa en el valor final del flujo, y son condicionados por el nivel de radiación. Las precipitaciones son otro fenómeno que controla la emisión a más largo plazo (~ 1 mes), pues determina el contenido en agua del suelo disponible para la respiración biológica y el espacio libre en los poros del suelo que puede ser ocupado por el CO<sub>2</sub>. La producción de CO<sub>2</sub> es directamente controlada por la temperatura del suelo y el contenido en agua del mismo. En resumen, las variables meteorológicas externas condicionan significativamente los valores de flujo difuso de CO<sub>2</sub> a través del suelo y de forma especial a los valores bajos o normales.

Por lo tanto, una posible explicación del aumento en la emisión de CO<sub>2</sub> desde el año 1997 al 2000 puede radicar en un aumento en el contenido en agua del suelo, debido a un aumento en las precipitaciones o la humedad relativa del aire. Esta hipótesis se sustenta en los datos meteorológicos registrados en la estación meteorológica del Aeropuerto de Mazo (Agencia Estatal de Meteorología), los cuales muestran una diferencia significativa en las precipitaciones y humedad relativa medias durante los meses de agosto de 1997 y 2000. Las precipitaciones medias en agosto de 1997 fueron 0 mm/día, mientras que en agosto de 2000 fueron de 0,25 mm/día. También existe un aumento significativo en la humedad ambiente, pasando de un promedio de 67,1% en agosto de 1997 a un promedio de 77,9% en agosto de 2000.

A partir de la campaña de 2001 se observa una tendencia temporal de la emisión difusa total de CO<sub>2</sub> mucho más estable entorno a las 1000 toneladas diarias, aproximadamente un 10% de este total podríamos considerarlo

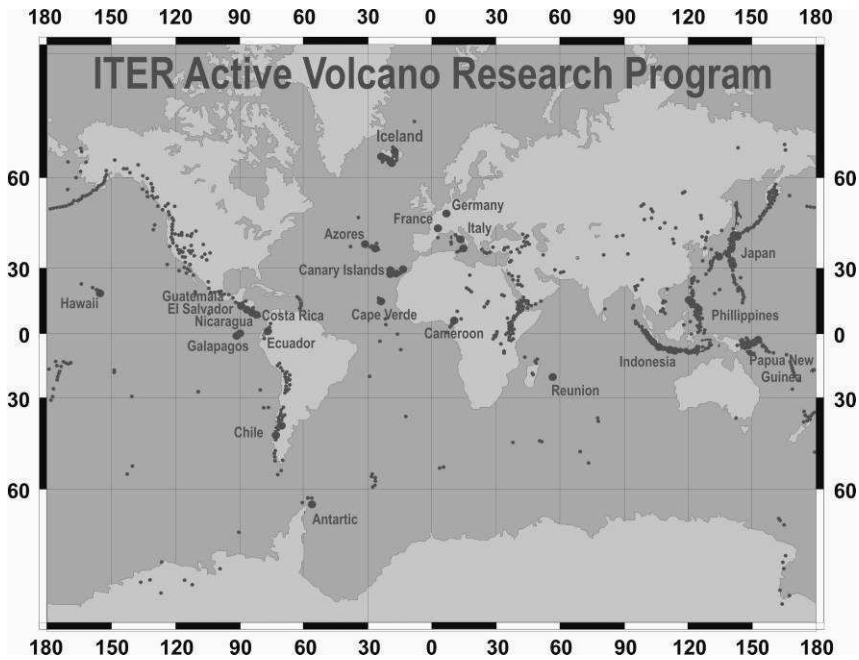
de origen profundo o volcano-hidrotermal. Durante este periodo de tiempo, la actividad sísmica registrada por la red sísmica nacional del IGN no sólo no es significativa, sino además los epicentros de los pocos sismos registrados no han tenido lugar en el interior de la isla de La Palma. Poder disponer de una serie temporal relativamente larga de aproximadamente 10 campañas durante los últimos 12 años, que se han caracterizado por ser de una actividad volcánica “normal”, sin apenas actividad sísmico-volcánica apreciable, nos permite conocer las potenciales fluctuaciones de la tasa de emisión difusa total de dióxido de carbono como consecuencia de variables externas (Fig. 28). Un incremento de la actividad volcánica en este edificio volcánico producirá muy probablemente un aumento muy superior a los hasta ahora registrados en Cumbre Vieja así como de la distribución espacial de los valores anómalos de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en este edificio volcánico.



**Fig. 28.** Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en el volcán Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias.

Los trabajos de investigación del grupo volcanológico del ITER sobre esta temática no sólo se enmarcan en Canarias sino además en diversos países y regiones volcánicamente activas del mundo (Fig. 29), con la finalidad de avanzar en el conocimiento de las emanaciones difusas, dispersas y silenciosas de CO<sub>2</sub> (Pérez *et al.*, 1996, 2004, 2006; Hernández *et al.*, 2001a, 2001b, 2001c, 2003, 2006; Salazar *et al.*, 2001, 2002, 2004; Mori *et al.*, 2002; Padrón *et al.*, 2003; Cartagena *et al.*, 2004; Galindo *et al.*, 2004; López *et al.*, 2004; Magaña *et al.*, 2004; Melián *et al.*, 2004; Notsu *et al.*, 2005; Pérez & Hernández, 2007; Padrón *et al.*, 2008a, 2008b). Son varias las razones fundamentales para desarrollar esta intensa actividad investigadora en el extranjero, y entre ellas podríamos enumerar (1) poder realizar trabajos en zonas volcánicas más activas que Canarias y de esta

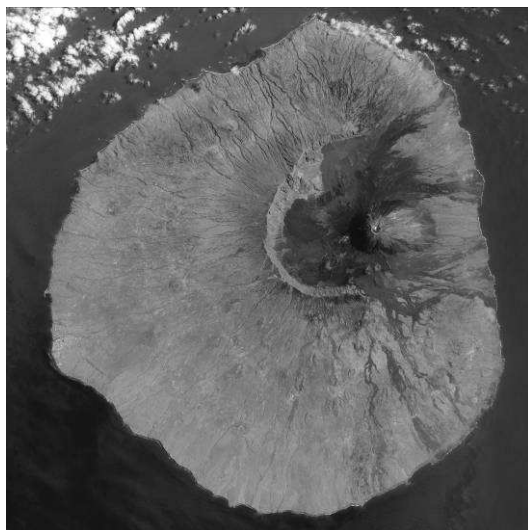
forma evaluar el uso potencial de la emisión difusa de  $\text{CO}_2$  para mejorar y optimizar los programas de vigilancia volcánica, (2) fomentar la cooperación y colaboración científica transnacional como una clara apuesta de futuro por la reducción del riesgo volcánico, y (3) estimar la emisión difusa global de dióxido de carbono por la actividad volcánica subaérea para mejorar la actual información existente sobre la emisión global de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por los volcanes.



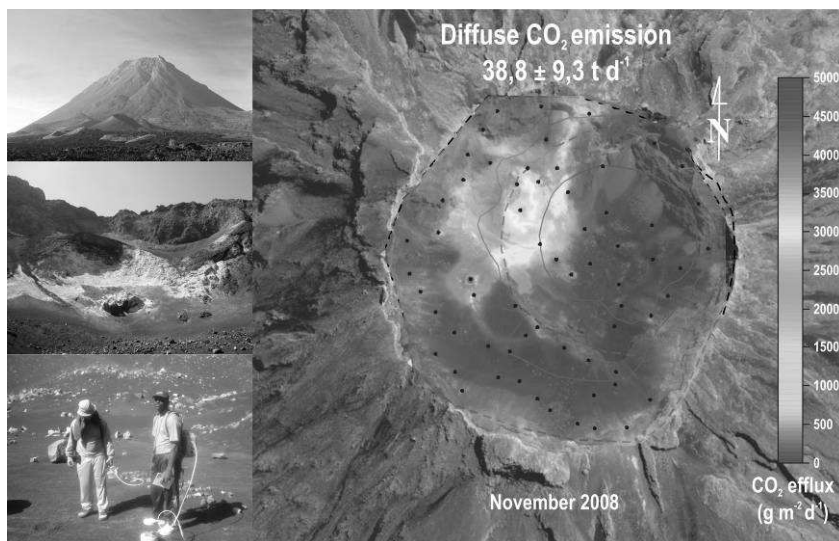
**Fig. 29.** Países y regiones dónde el grupo volcanológico del ITER realiza investigaciones sobre emisión difusa de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en volcanes.

El **volcán Pico do Fogo** en la isla de Fogo, Cabo Verde (Fig. 30) es uno de los sistemas volcánicos de interés para el grupo del ITER por su similitud con los sistemas volcánicos insulares de Canarias y por ser uno de los volcanes más activos del Atlántico. Las emisiones difusas de dióxido de carbono anómalas en Fogo se han detectado principalmente en el interior del cráter del volcán Pico do Fogo dónde se observan las principales manifestaciones volcánicas-hidrotermales y donde se registran temperaturas superiores a los  $300^\circ\text{C}$ . Desde el pasado mes de noviembre de 2008 el ITER, en colaboración con científicos y técnicos de la Universidad de Cabo Verde, Laboratorio de Ingeniería Civil y el Servicio Nacional de Protección Civil de Cabo Verde, realiza una monitorización mensual de la tasa de emisión de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por el cráter Pico do Fogo con la finalidad de

fortalecer el programa de vigilancia en Cabo Verde. La campaña correspondiente al mes de noviembre de 2008 proporcionaba una tasa de emisión difusa de dióxido de carbono de  $38,8 \pm 9,3$  toneladas diarias (Fig. 31).

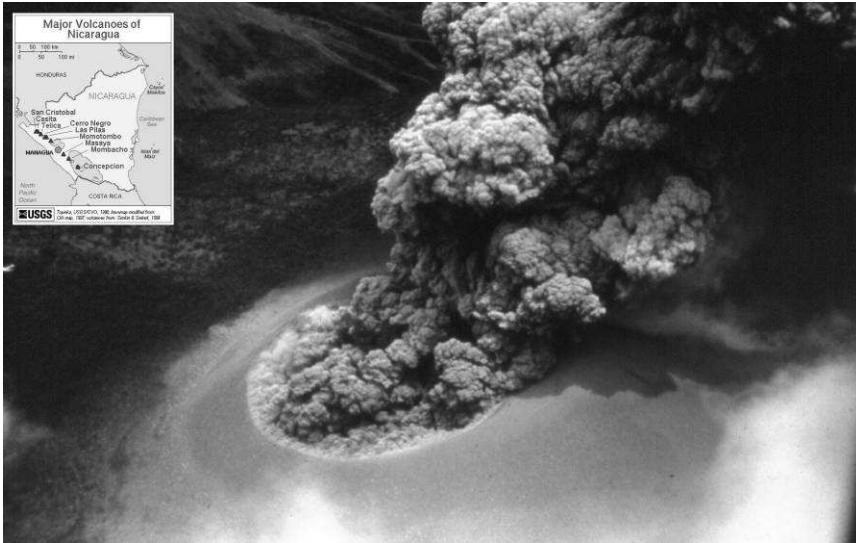


**Fig. 30.** Isla de Fogo (Cabo Verde), uno de los sistemas volcánicos insulares más activos del océano Atlántico.



**Fig. 31.** Emisión difusa de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en el cráter de Pico do Fogo, Cabo Verde. Pico do Fogo (imagen superior izquierda). Zona de alteración hidrotermal en el interior del cráter Pico do Fogo (imagen central izquierda). Personal del ITER y de Cabo Verde realizando medidas de flujo difuso en el cráter de Pico do Fogo (imagen inferior izquierda).

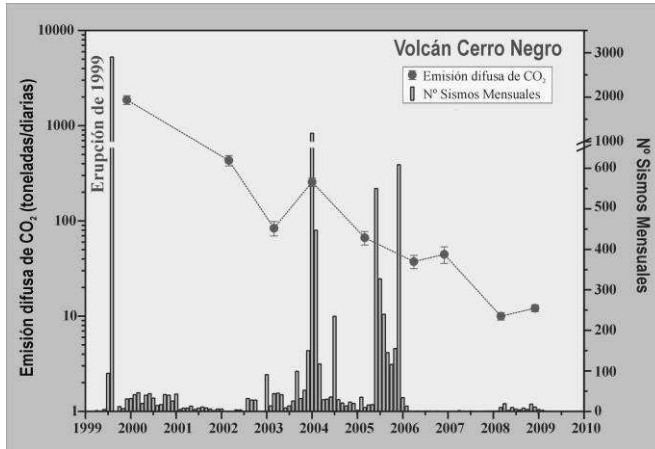
Otro de los sistemas volcánicos de gran interés para el ITER en esta materia lo constituye el **volcán Cerro Negro** (Nicaragua), el más activo en el hemisferio occidental (Fig. 32). A raíz de su última erupción en agosto de 1999 el ITER ha materializado en este volcán centroamericano nueve campañas científicas de emisión difusa de CO<sub>2</sub> en colaboración con el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER).



**Fig. 32.** Volcán Cerro Negro (Nicaragua), el volcán más activo del hemisferio occidental.

Los valores de flujo difuso de CO<sub>2</sub> obtenidos durante estas investigaciones en el volcán Cerro Negro han presentando un amplio rango de valores que van desde aquellos que se encuentran por debajo del límite de detección ( $< 0,5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ) y  $35000 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ . Con los datos obtenidos en las diferentes campañas de campo se representa la evolución temporal de la tasa total de emisión difusa de CO<sub>2</sub> junto con la sismicidad registrada en el Cerro Negro, pudiendo observarse que en diciembre de 1999, tres meses después de la última erupción, se registra la mayor tasa de emisión con 1869 toneladas diarias, mientras que en las campañas de 2002 y 2003, se observa un descenso significativo, con 432 y 84 toneladas diarias, respectivamente. En 2004, y coincidiendo con un incremento significativo en la actividad sísmica en el Cerro Negro, se observa un nuevo incremento en la emisión difusa de CO<sub>2</sub> hasta 256 toneladas diarias. En sucesivas campañas 2005-2008, la tasa de emisión continúa disminuyendo, hasta llegar a las 10-12 toneladas diarias. Esta evolución temporal de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> puede claramente relacionarse con el ciclo eruptivo del Cerro Negro encontrándose que durante la fase post-eruptiva (campaña de 1999) la tasa de

emisión difusa de CO<sub>2</sub> es uno o dos órdenes de magnitud superiores a los que presenta este sistema durante un periodo inter-eruptivo 2003-2008 (Fig. 33). La relación entre el ciclo eruptivo y las variaciones de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> en el Cerro Negro confirma la utilidad de la monitorización de este parámetro geoquímico en el volcán Cerro Negro, una importante herramienta para la vigilancia volcánica.



**Fig. 33.** Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y del número de sismos mensuales registrados en el volcán Cerro Negro, Nicaragua.

Durante las dos últimas décadas, la comunidad científica ha prestado una mayor atención a las emisiones volcánicas de CO<sub>2</sub> para evaluar su contribución al balance global de CO<sub>2</sub> (Cadle, 1980; Gerlach, 1991; Le Cloarec & Marty, 1991; Williams *et al.*, 1992; Gregori, 1995; Kerrich, 2001; Mörner & Etiope, 2002). La mayor parte de estos trabajos sobre emisión global de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea sólo han tenido en cuenta las emanaciones volcánicas visibles (penachos y fumarolas), y en su balance (~ 200 millones de toneladas anuales) no han tenido presente las emanaciones difusas de CO<sub>2</sub> que tan significativas pueden llegar a ser en muchos sistemas volcánicos. En el caso del Teide, la emisión difusa de CO<sub>2</sub> a la atmósfera llega a ser el 97-98% de la emisión total de CO<sub>2</sub> (difusa + fumarolas). Por lo tanto, uno de los objetivos de las investigaciones del ITER sobre emisión difusa de CO<sub>2</sub> en una gran diversidad de sistemas volcánicos durante los últimos años ha sido y es contribuir a estimar la emisión difusa global de CO<sub>2</sub> a la atmósfera con la finalidad de mejorar la estimación del aporte de CO<sub>2</sub> por la actividad volcánica subaérea.

Uno de los sistemas volcánicos de obligado cumplimiento a investigar para materializar esta tarea es el **Etna**, el volcán más activo de Europa.



Estudios previos realizados por Allard *et al.* (1991) estimaban que la emisión difusa de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por el Etna podría llegar a ser equivalente a la cantidad de CO<sub>2</sub> que arrojaba el Etna a través de su penacho. A pesar de lanzarse esta idea a principios de los 90, el trabajo de Allard y colaboradores no aportaba datos cuantitativos, dígame mapas de flujo difuso de CO<sub>2</sub>, que sustentará tal afirmación. Por ello, el pasado mes de septiembre de 2008 el grupo volcanológico del ITER, en colaboración con las Secciones de Palermo y Catania del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología (INGV), realizó un intensa y extensa campaña de emisión difusa de CO<sub>2</sub> con 4075 medidas de flujo difuso de CO<sub>2</sub> en los aproximadamente 1000 Km<sup>2</sup> de área que abarca el volcán Etna con la finalidad de cuantificar y estimar la aportación de CO<sub>2</sub> a la atmósfera de forma difusa, dispersa y silenciosa por este sistema volcánico (Fig. 34). La estimación realizada apunta a que la cantidad de CO<sub>2</sub> es de 20320 toneladas anuales.



**Fig. 34.** Gladys Melián (ITER) y Francesco Sortino (INGV-Palermo) realizando medidas de flujo difuso de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en el volcán Etna, Italia.

Un tipo de sistemas volcánicos que el grupo volcanológico del ITER ha prestado atención durante los últimos años para cumplimentar este objetivo son los **lagos volcánicos y lagunas cratéricas**. Estos sistemas naturales actúan como condensadores químicos que “acumulan” importantes cantidades de gases de origen volcánico, especialmente CO<sub>2</sub>. Sin embargo entre todos los estudios de emisión global de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea, las emisiones de CO<sub>2</sub> a la atmósfera por los lagos volcánicos nunca se han considerado en el balance del aporte de CO<sub>2</sub> por la

actividad volcánica. Después de las catástrofes naturales ocurridas como consecuencia de los escapes súbitos de  $\text{CO}_2$  procedente de los lagos volcánicos Monoun y Nyos (Camerún) en la mitad de los 80 (Sigurdsson *et al.*, 1987), la acumulación de  $\text{CO}_2$  en los lagos volcánicos es un proceso bien conocido por la comunidad científica la cual ha puntualizado el peligro geológico potencial que representan los procesos de desgasificación en estos lagos (Le Guern & Sigvaldason, 1989, 1990; Evans *et al.*, 1994; Kusakabe *et al.*, 2000; Kling *et al.*, 2005). Por lo tanto, la desgasificación de los lagos volcánicos debe ser un proceso a considerar en la estimación de la emisión global de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea.

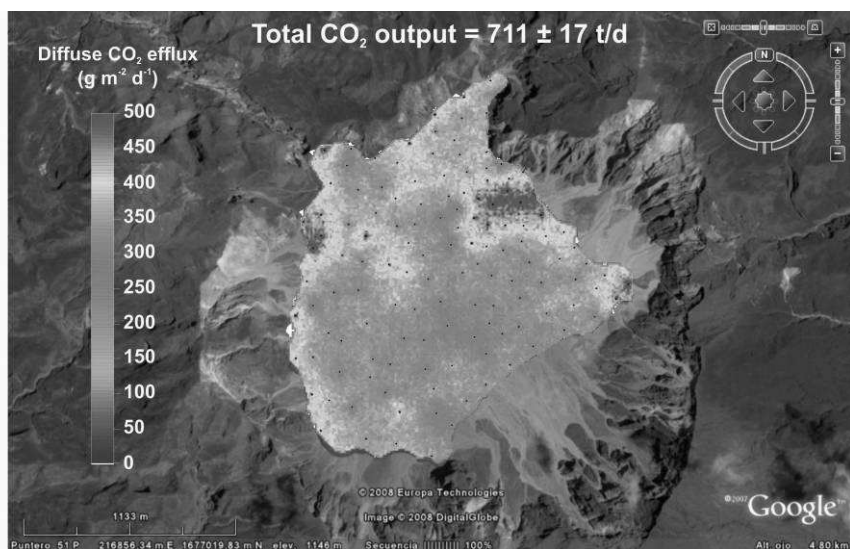
Con la finalidad de estimar la emisión difusa global de  $\text{CO}_2$  por los lagos volcánicos, el grupo volcanológico del ITER ha realizado numerosas investigaciones en lagos volcánicos de Ecuador, Nicaragua, Filipinas, Camerún, Guatemala, Costa Rica, Alemania y Francia durante el periodo 2006-2009. Entre el listado de lagos volcánicos investigados por el ITER se podrían resaltar los estudios de emisión difusa, dispersa y silenciosa de  $\text{CO}_2$  realizados en la laguna cratérica del volcán **Pinatubo** (Filipinas) que se originó a raíz de la erupción de junio de 1991 (Fig. 35); una de las más grandes y más violentas erupciones del siglo XX (Newhall & Punongbayan, 1996).



**Fig. 35.** Equipo ITER-PHIVOLCS en el cráter del volcán Pinatubo (Filipinas) donde han realizado y realizan estudios de emisión difusa de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) a la atmósfera.

Los resultados obtenidos reflejan que la distribución espacial del flujo difuso de  $\text{CO}_2$  en la laguna cratérica del Pinatubo no es uniforme, detectándose zonas que muestran mayores valores de flujo (Fig. 36). La estimación de la tasa de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  por la laguna cratérica del Pinatubo fue de  $711 \pm 17$  toneladas diarias para la campaña del 2008, mientras que se estimaron del orden de  $928 \pm 19$  toneladas diarias en la campaña del 2009.

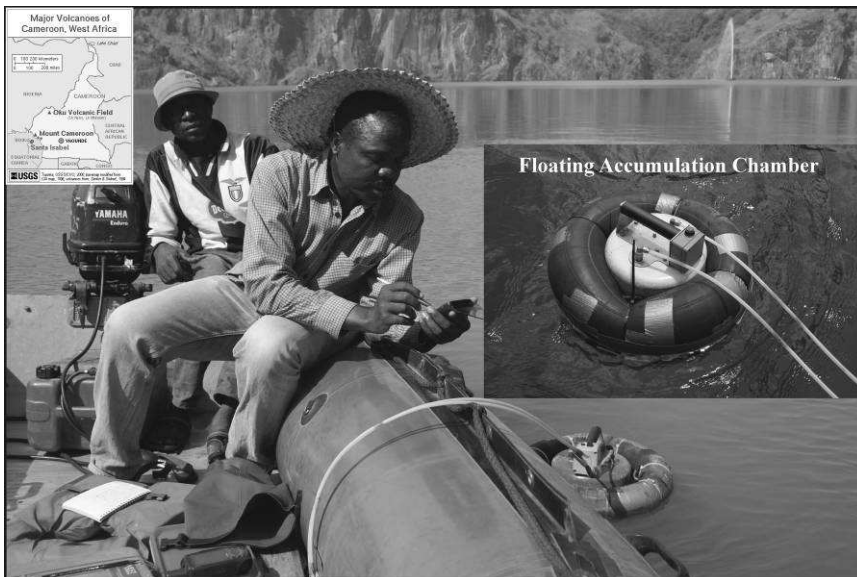
Otro de los trabajos del ITER a destacar en este tipo de sistemas volcánicos son los relacionados con los **lagos volcánicos de Nyos y Monoun** (Fig. 37), también conocidos como lagos "asesinos" de Camerún



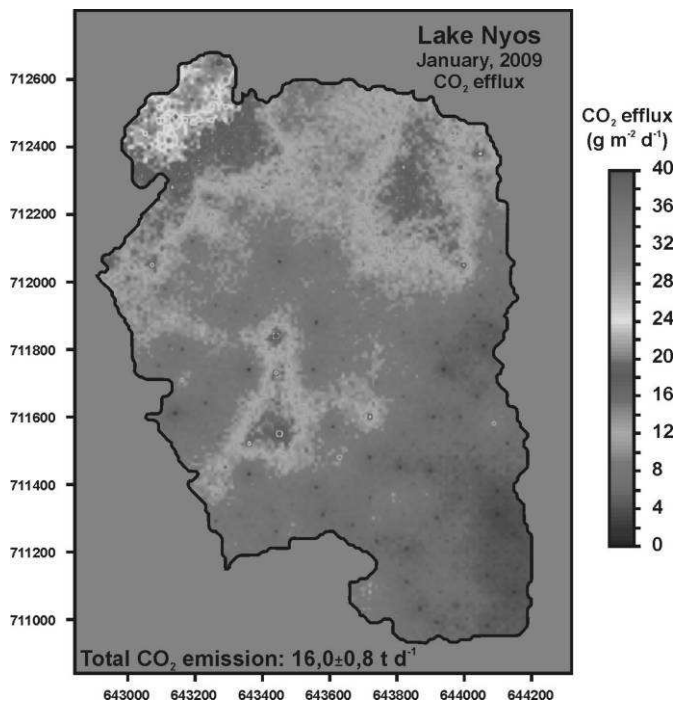
**Fig. 36.** Distribución espacial del flujo difuso de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en la laguna cratérica del volcán Pinatubo, Filipinas.

a raíz del importante número de víctimas que ocasionaron en la década de los 80 como consecuencia de las fuertes y anómalas emisiones de  $\text{CO}_2$  procedentes del interior de estos lagos volcánicos. Resultados observados recientemente de flujo difuso de  $\text{CO}_2$  en el lago Nyos demuestran igualmente una distribución espacial no uniforme (Fig. 38), y una tasa de emisión difusa de  $\text{CO}_2$  del orden de  $16 \pm 0,8$  toneladas diarias.

En la tabla III se muestran resultados relacionados con la emisión de  $\text{CO}_2$  por lagos volcánicos. Asumiendo que el número de lagos volcánicos en el mundo puede ser  $\sim 1000$  y que el porcentaje de lagos volcánicos ácidos, neutros y alcalinos existentes fuera similar a los listados en la Tabla III, se puede estimar que la emisión difusa global de  $\text{CO}_2$  por lagos volcánicos sería del orden de 182 millones de toneladas anuales.



**Fig. 37.** Equipo ITER-IGMR (Camerún) realizando medidas de emisión difusa de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en el lago volcánico Nyos, Camerún.



**Fig. 38.** Distribución espacial del flujo difuso de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en el lago volcánico Nyos, Camerún.

**Tabla III.** Listado de lagos volcánicos que disponen de información sobre emisión difusa de CO<sub>2</sub>

Lago volcánico	Año	Localización	Area (Km <sup>2</sup> )	CO <sub>2</sub> (t·d <sup>-1</sup> )	CO <sub>2</sub> (t·Km <sup>-2</sup> ·d <sup>-1</sup> )	Tipo
Lac Pavin*	2007	Francia	0,4700	0,01	0,02	alcalino
Laguna de caldera*	2008	Guatemala	0,4000	0,01	0,03	alcalino
Shalkermehren*	2007	Alemania	0,2540	0,11	0,43	alcalino
Botos*	2006	Costa Rica	0,1100	0,12	1,12	neutro
Germundeer*	2007	Alemania	0,1008	0,32	3,16	alcalino
Atitlan*	2008	Guatemala	119,9000	4,00	3,47	alcalino
Taal caldera*	2008	Filipinas	227,0000	7,00	3,63	alcalino
Amatitlan*	2008	Guatemala	13,8000	12,05	4,86	alcalino
Nyos		Camerún	1,8000	16,69	6,70	alcalino
Cuicocha*	2006	Ecuador	13,2500	19,13	8,00	alcalino
Nyos*	2009	Camerún	1,6400	32,88	10,18	alcalino
Ilopando		El Salvador	99,5000	35,10	11,17	alcalino
Laacher See*	2007	Alemania	2,5000	67,00	14,04	neutro
Coatepeque*	2006	El Salvador	24,8300	84,60	15,10	neutro
Apoyo*	2006	Nicaragua	21,0000	104,11	25,67	alcalino
Tiscapa*	2006	Nicaragua	0,1400	106,00	28,57	neutro
Monoun*	2009	Camerún	0,6300	164,00	30,37	neutro
Jiloa*	2006	Nicaragua	3,7500	375,00	195,73	neutro
Crater Santa Ana		El Salvador	0,0314	416,00	222,93	ácido
Kelud	2005	Indonesia	0,1050	506,00	313,11	neutro
Pinatubo*	2008	Filipinas	2,0000	711,00	355,50	neutro
Taal volcano*	2009	Filipinas	1,2900	539,00	417,83	ácido
Ixpaco*	2008	Guatemala	0,1000	734,00	846,00	ácido
Kelud 2001		Indonesia	0,1050	823,00	991,52	neutro
Chichon	2007	México	0,1380	1111,00	1188,41	ácido
Laguna de Masaya	2009	Nicaragua	8,30	868,90	104,69	neutro
Asoso. Managua*	2009	Nicaragua	0,77	7,25	9,42	neutro
Laguna de Danao*	2009	Filipinas	0,12	0,03	0,28	alcalino
Pinatubo*	2009	Filipinas	2,00	928,00	464,00	neutro
Taal*	2009	Filipinas	1,29	947,60	734,57	ácido
Lago de Buih*	2009	Filipinas	16,90	0,41	0,02	alcalino

\* investigaciones realizadas por el grupo volcanológico del ITER y colaboradores.

## Telesforo Bravo y su aportación a las investigaciones sobre emanaciones difusas y dispersas en sistemas volcánicos

El interés científico de Telesforo Bravo por el estudio de las galerías y los pozos con la finalidad de asesorar a la sociedad canaria en la búsqueda de recursos hídricos subterráneos en islas, contribuyó enormemente a mejorar y profundizar el conocimiento geológico del subsuelo de estas islas volcánicas oceánicas, así como a formular hipótesis de un importante calado científico sobre la formación de las grandes depresiones volcánicas de estas islas. Por el contrario, este trabajo sobre emisión difusa de gases volcánicos pretende resaltar sus observaciones e investigaciones sobre las emanaciones de gases en el interior de estas captaciones subterráneas, porque son los primeros trabajos sobre emanaciones difusas, dispersas y silenciosas de gases volcánicos realizados en Canarias.

En una comunicación científica titulada “Áreas de emanaciones gaseosas y anomalías térmicas en la provincia de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias)” y presentada por él y sus colaboradores Juan Coello y Jesús Bravo en la 2ª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica (Bravo *et al.*, 1976) se relata una observación sumamente valiosa e interesante sobre las emanaciones de CO<sub>2</sub> en el subsuelo de Canarias que desearía resaltar por su gran importancia en relación a la actividad volcánica en las islas.

En este trabajo los autores describen que las emanaciones de CO<sub>2</sub> en el subsuelo de La Palma se enmarcan principalmente en la mitad sur de la isla, y que se fueron intensificando notablemente hasta el año 1971 en 5 pozos localizados en la faja costera del suroeste de La Palma, desde el sur de Tazacorte hasta Los Quemados, cerca de la Punta de Fuencaliente. Estas emanaciones llegaron a ser tan significativas que la concentración del CO<sub>2</sub> en el fondo de los pozos, a nivel del mar, llegaba a apagar la llama de la lámpara de carburo. Por el contrario, y después de la erupción del Teneguía en 1971, la presencia de estas emanaciones de CO<sub>2</sub> en esta zona del subsuelo de La Palma había desaparecido o era muy débil. La detección y observación de estos cambios en las emanaciones de CO<sub>2</sub> en el subsuelo de La Palma fue interpretado por los autores como un posible fenómeno asociado a la fase pre-eruptiva del volcán Teneguía; en otras palabras una señal de alerta temprana asociada a esta erupción. Indudablemente esta observación recogida por Telesforo Bravo, Juan Coello y Jesús Bravo no sólo es muy acertada sino además muy importante porque refrenda que las emanaciones difusas de CO<sub>2</sub> en los sistemas volcánicos experimentan cambios significativos mucho antes de ocurrir una erupción volcánica como así se refleja en el modelo conceptual sobre emisiones difusas elaborado por Notsu *et al.* (2006).

## **Agradecimientos**

En primer lugar quisiera expresar mi agradecimiento a la organización de la Semana Científica TELESFORO BRAVO por invitarme a participar en la misma y por mantener esta actividad de divulgación y difusión científica con la finalidad de conmemorar el espíritu de Don Telesforo Bravo entre la ciudadanía. En segundo lugar quisiera igualmente expresar mi más sincero agradecimiento a Julio Afonso Carrillo por la enorme paciencia que ha tenido conmigo para recibir este trabajo así como por su continuo apoyo para finalizar el mismo. Los resultados del grupo volcanológico del ITER presentados en este trabajo son el producto de poder contar con un grupo de investigación joven y entusiasta al cual deseo expresar también mi más sincero agradecimiento. Muchos de los resultados mostrados se han logrado obtener gracias a los proyectos cofinanciados por el Plan Nacional de I+D (CGL2004-22023-E, CGL2005-07509), por la

Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias (PI2001/025, PI2002/146), por el Programa de la UE INTERREG IIB Açores-Madeira-Canarias (ALERTA I, ALERTA II), por la Convocatoria Abierta Permanente de la AECID (08-CAP2-1208, 08-CAP2-1202, 08-CAP2-1205), por la Dirección General de Seguridad y Emergencias del Gobierno de Canarias y los Cabildos Insulares de Tenerife, La Palma y El Hierro.

## Referencias

- AIUPPA, A., A. CALECA, C. FEDERICO, S. GURRIERI & M. VALENZA (2004). Diffuse degassing of carbon dioxide at Somma-Vesuvius volcanic complex (Southern Italy) and its relation with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133: 55-79.
- ALBERT-BELTRAN J.F., V. ARAA, J.L. DIEZ & A. VALENTIN (1990). Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43: 321-332.
- ALLARD, P., J. CARBONELLE, D. DAJLEVIC, J. LE BRONEC, P. MOREL, M.C. ROBE, J.M. MAURENAS, R. FAIVRE-PIERRET, D. MARTINS, J.C. SABROUX & P. ZETWOOG (1991). Eruptive and diffuse emissions of CO<sub>2</sub> from Mount Edna. *Nature* 351: 387-391.
- ANDRES, R.J. & A.D. KASGNOC (1997). A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.* 103: 25251-25261.
- BAUBRON, J.C., P. ALLARD & J.P. TOUTAIN (1990). Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, (Italy). *Nature* 344: 51-53.
- BAUBRON, J.C., R. MATHIEU & G. MIELE (1991). Measurements of gas flow from soils in volcanic areas: the accumulation method, Napoli '91 International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation, Abstracts. 27 August 1 September 1991, Napoli, Italy.
- BARBERI, F. & M.L. CARAPEZZA (1994). Helium and CO<sub>2</sub> soil gas emission from Santorini (Greece). *Bulletin of Volcanology* 56: 335-342.
- BRANTLEY, S.L. & KOEPENICK (1995). Carbon dioxide emissions from Ol Doinyo Lengai and the skewed distribution of passive degassing from volcanoes. *Geology* 23: 933-936.
- BRAVO, T., J. COELLO & J. BRAVO (1976). Áreas de emanaciones gaseosas y anomalías térmicas en la provincia de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias). En: *II Asamb. Nac. Geod. y Geof., Comunicaciones*, tomo III: 2235-2245.
- BROMBACH, T., C. HUNZIKER, G. CHIODINI, C. CARDELLINI & L. MARINI (2001). Soil diffuse degassing and thermal energy fluxes from the

- southern Lakki plain, Nysiros (Greece). *Geophysical Research Letters* 28(1): 69-72.
- BRUSCA, L., S. INGUAGGIATO, M. LONGO, P. MADONIA & R. MAUGERI (2004). The 2002-2003 eruption of Stromboli (Italy): Evaluation of the volcanic activity by means of continuous monitoring of soil temperature, CO<sub>2</sub> flux, and meteorological parameters. *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, vol. 5, n° 12. ISSN: 1525-2027.
- BUYANOVSKY, G.A. & G.H. WAGNER (1983). Annual cycles of carbon dioxide level in soil air. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 1139-1145.
- BUYANOVSKY, G.A., G.H. WAGNER & C.J. GANTZER (1986). Soil respiration in a winter wheat ecosystem. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 338-344.
- CADLE, R.D. (1980). A comparison of volcanic with other fluxes of atmospheric trace gas constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18(4): 746-752.
- CALIRO, S., C. PANICHI & D. STANZIONE (1999). Variation in the total dissolved carbon isotope composition of thermal waters of the Island of Ischia (Italy) and its implications for volcanic surveillance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90: 219-240.
- CAPASSO, G. & S. INGUAGGIATO (1998). A simple method for the determination of dissolved gases in natural waters: An application to thermal waters from Vulcano island. *Applied Geochem.* 13: 631-642.
- CARAPEZZA M.L., S. INGUAGGIATO, L. BRUSCA & M. LONGO (2004). Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano: The Stromboli 2002–2003 eruptive events. *Geophysical Research Letters* 31: L07620.
- CARDELLINI, C., G. CHIODINI & F. FRONDINI (2003). Application of stochastic simulation to CO<sub>2</sub> flux from soil: mapping and quantification of gas release. *Journal of Geophysical Research* 108: 2425.
- CARTAGENA, R., R. OLMOS, D. LÓPEZ, F. BARAHONA, T. SORIANO, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2004). Diffuse degassing of carbon dioxide, radon and mercury at San Miguel volcano, El Salvador, Central America. *Bulletin Geological Society of America Special Paper* 375: 203-212.
- CHIODINI, G., F. FRONDINI & B. RACO (1996). Diffuse emission of CO<sub>2</sub> from the Fossa crater. Vulcano Island (Italy). *Bull. Volcanol.* 58: 41-50.
- CHIODINI G. & L. MARINI (1998). Hydrothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 2673-2687.
- CHIODINI, G., R. CIONI, M. GUIDI, B. RACO & L. MARINI (1998). Soil CO<sub>2</sub> flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochem.* 13: 543-552.



- CHIODINI, G., F. FRONDINI, D.M. KERRICK, J. ROGIE, F. PARELLO, L. PERUZZI & A.R. ZANZARI (1999). Quantification of Deep CO<sub>2</sub> fluxes from Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing. *Chemical Geology* 159: 205-222.
- CHIODINI, G. & F. FRONDINI (2001). Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy. *Chemical Geology* 177: 1-2 pp. 67-83.
- CHIODINI, G., F. FRONDINI, C. CARDELLINI, D. GRANIERI, L. MARINI & G. VENTURA (2001). CO<sub>2</sub> degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. *Journal of Geophysical Research* 106: No B8, 16213-16221.
- CHIODINI, G., R. AVINO, T. BROMBACH, S. CALIRO, C. CARDELLINI, S. DE VITA, F. FRONDINI, D. GRANIERI, E. MAROTTA & G. VENTURA (2004). Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy. *J. Volcan. Geophys. Res.* 133: 291-309.
- CHIODINI, G., A. BALDINI, F. BARBERI, M.L. CARAPEZZA, C. CARDELLINI, F. FRONDINI, D. GRANIERI & M. RANALDI (2007). Carbon dioxide degassing at Latera caldera (Italy): Evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential energy. *Journal of Geophysical Research* 112: B12204.
- CRUZ, J.V., R.M. COUTINHO, M.R. CARVALHO, N. OSKARSSON & S.R. GISLASSON (1999). Chemistry of waters from Furnas volcano, So Miguel, Azores: fluxes of volcanic carbon dioxide and leached material. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 92: 151-167.
- DEUTSCH, C.V. & A.G. JOURNAL (1998). *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 369 pp., Oxford Univ. Press, New York.
- EVANS, W.C., L.D. WHITE, M.L. TUTTLE, G.W. KLING, G. TANYILEKE & R.L. MICHELE (1994). Six year of change at Lake Nyos, Cameroon, yield clues to the past and cautions for the future. *Geochem. Jour.* 28: 139-162.
- EVANS W.C., M.L. SOREY, A.C. COOK, B. MACK KENEDY, D.L. SHUSTER, E.M. COLVARD, L.D. WHITE & M.A. HUEBNER (2002). Tracing and quantifying magmatic carbon discharge in cold ground waters: lessons learned from Mammoth Mountain, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 291-312.
- EVANS W.C., D. BERGFELD, R.G. MCGIMSEY & A.G. Hunt (2009). Diffuse gas emissions at the Ukinrek Maars, Alaska: Implications for magmatic degassing and volcanic monitoring. *Appl. Geochem.* 24: 527-535.
- FARRAR, C.D., M.L. SOREY, W.C. EVANS, J.F. HOWLE, B.D. KERR, B.M. KENNEDY, C.-Y. KING & J.R. SOUTHON (1995). Forest-killing diffuse

- CO<sub>2</sub> emission at Mammoth Mountain as a sign of magmatic unrest. *Nature* 376: 675-678.
- FAVARA, R., S. GIAMMANCO, S. INGUAGGIATO & G. PECORAINO (2001). Preliminary estimate of CO<sub>2</sub> output from Pantelleria Island volcano (Sicily, Italy): evidence of active mantle degassing. *Appl. Geochem.* 16: 883-894.
- FRIDRIKSSON, T., B.R. KRISTJANSSON, H. ARMANNSSON, E. MARGRETARDOTTIR, S. OLAFSDOTTIR & G. CHIODINI (2006). CO<sub>2</sub> emissions and heat flow through soil, fumaroles, and steam heated mud pools at the Reykjanes geothermal area, SW Iceland. *Applied Geochemistry* 21: 1551-1569.
- FRONDINI, F., G. CHIODINI, S. CALIRO, C. CARDELINI, D. GRANIERI & G. VENTURA (2004). Diffuse CO<sub>2</sub> degassing at Vesuvio, Italy. *Bulletin of Volcanology* 66: 642-651.
- FRONDINI, F., S. CALIRO, C. CARDELLINI, G. CHIODINI & N. MORGANTINI (2009). Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy). *Appl. Geochem.* 24: 860-875.
- GALINDO, I., G. MELIÁN, J.M.L. SALAZAR, P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, C. RAMÍREZ, M. FERNÁNDEZ, G.E. ALVARADO, H. SUMINO & K. NOTSU (2004). Emisión difusa de dióxido de carbono en el volcán Irazú, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* 30: 157-165.
- GAMBARDELLA B., C. CARDELLINI, G. CHIODINI, F. FRONDINI, L. MARINI, M. OTTONELLO & V. ZUCCOLINI (2004). Fluxes of deep CO<sub>2</sub> in the volcanic areas of central-southern Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136: 31-52.
- GERLACH, T.M. (1989). Degassing of carbon dioxide from basaltic magma at spreading centers: II. Mid-oceanic ridge basalts: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39: 221-232.
- GERLACH, T.M. (1991). Present-day CO<sub>2</sub> emissions from volcanoes. *Transactions of the American Geophysical Union (EOS)* 72: 249 and 254-255.
- GERLACH, T.M., M.P. DOUKAS, K.A. MCGEE & R. KESSLER (2001). Soil efflux and total emission rates of magmatic CO<sub>2</sub> at the Horseshoe Lake tree kill, Mammoth Mountain, California, 1995-1999. *Chemical Geology* 177: 101-116.
- GERLACH, T.M., M.P. DOUKAS, K.A. MCGEE & R. KESSLER (1998). Three year decline of magmatic CO<sub>2</sub> emission from soils of a Mammoth Mountain tree kill: Horseshoe Lake, CA, 1995-1997. *Geophys. Res. Lett.* 25: 1947-1950.

- GIAMMANCO, S. & P. BONFANTI (2009). Cluster analysis of soil CO<sub>2</sub> data from Mt. Etna (Italy) reveals volcanic influences on temporal and spatial patterns of degassing. *Bull. Volcanol.* 71: 201-218.
- GIAMMANCO, S., S. GURRIERI & M. VALENZA (1995). Soil CO<sub>2</sub> degassing on Mt Etna (Sicily) during the period 1989-1993: discrimination between climatic and volcanic influences. *Bulletin of Volcanology* 57: 52-60.
- GIGGENBACH, W.F. (1996). Chemical composition of volcanic gases. In: Scarpa, R.I.S. & R.I. Tilling, (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Heidelberg, pp. 221-256.
- GRANIERI, D., G. CHIODINI, W. MARZOCCHI & R. AVINO (2003). Continuous monitoring of CO<sub>2</sub> soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 167-179.
- GRANIERI, D., M.L. CARAPEZZA, G. CHIODINI, R. AVINO, S. CALIRO, M. RANALDI, T. RICCI & L. TARCHINI (2006). Correlated increase in CO<sub>2</sub> fumarolic content and diffuse emission from La Fossa crater (Vulcano, Italy): Evidence of volcanic unrest or increasing gas release from a stationary deep magma body? *Geophysical Research Letters* 33: L13316.
- GREGORI, G.P. (1995). Remote sensing of volcanoes and their role in the global climate change. *Adv. Space. Res.* 15: 17-26
- GURRIERI, S., M. LIUZZO & G. GIUDICE (2008). Continuous monitoring of soil CO<sub>2</sub> flux on Mt. Etna: The 2004–2005 eruption and the role of regional tectonics and volcano tectonics. *J. Geophys. Res.* 113: B09206,
- HERNÁNDEZ, P.A., N.M. PÉREZ, J.M. SALAZAR, S. NAKAI, K. NOTSU & H. WAKITA (1998). Diffuse emissions of carbon dioxide, methane, and helium-3 from Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters* 25: 3311-3314.
- HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, J.M. SALAZAR, T. MORI, G. NATALE, H. OKADA, G. VIRGILI, Y. SHIMOIKE, M. SATO & N.M. PÉREZ (2001a). Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan. *Science* 292: 83-86.
- HERNÁNDEZ, P.A., J.M. SALAZAR, Y. SHIMOIKE, T. MORI, K. NOTSU & N.M. PÉREZ (2001b). Diffuse emission of CO<sub>2</sub> from Miyakejima volcano, Japan. *Chemical Geology* 177: 175-185.
- HERNÁNDEZ, P.A., G. NATALE, F. TSUNOMORI, K. SUGIYAMA, T. ITO, K. NOTSU, H. OKADA & N.M. PÉREZ (2001c). Preliminary results of diffuse emissions of CO<sub>2</sub> and soil gas pressure gradient measurements at Tarumae volcano, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 46: 121-125.

- HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, M. TSURUMI, T. MORI, M. OHNO, Y. SHIMOIKE, J. SALAZAR & N.M. PÉREZ (2003). Carbon dioxide emissions from soils at Hakkoda, north Japan. *Journal of Geophysical Research* 108(B4): 2210.
- HERNÁNDEZ, P. A., K. NOTSU, H. OKADA, T. MORI, M. SATO, F. BARAHONA & N.M. PÉREZ (2006). Diffuse Emission of CO<sub>2</sub> from Showa-Shinzan, Hokkaido, Japan: A Sign of Volcanic Dome Degassing. *Pure and Applied Geophysics* 163: 869–881.
- KERRICH, D. (2001). Present and past nonanthropogenic CO<sub>2</sub> degassing from solid Earth. *Rev. Geophys.* 39: 565-585.
- KUSAKABE, M., G.Z. TANYILEKE, S.A. MCCORD & S.G. SCHLADOW (2000). Recent pH and CO<sub>2</sub> profiles at Lakes Nyos and Monoun, Cameroon: implications for the degassing strategy and its numerical simulation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97: 241-260.
- KLING, G. W., W.C. EVANS, G. TANYILEKE, M. KUSAKABE, T. OHBA, Y. YOSHIDA & J.V. HELL (2005). Degassing Lakes Nyos and Monoun: Defusing certain disaster. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 102: 14185-14190.
- LAN, T.F., T.F. YANG, H. LEE, Y. CHEN, C. CHEN, S. SONG & S. TSAO (2007). Compositions and flux of soil gas in Liu-Huang-Ku hydrothermal area, northern Taiwan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165: 32-45.
- LE CLOAREC M.-F. & B. MARTY (1991). Volatile fluxes from volcanoes. *Terra Nova* 3:17 -27.
- LE GUERN, F. & G.E. SIGVALDASON (eds.) (1989). The Lake Nyos event and natural CO<sub>2</sub> degassing. I. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 39: 95-275.
- LE GUERN, F. & G.E. SIGVALDASON (eds.), (1990). The Lake Nyos event and natural CO<sub>2</sub> degassing. II. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 42: 307-404.
- LEWICKI, J.L., C. CONNOR, K. ST-AMAND, J. STIX & W. SPINNER (2003). Self-potential, soil CO<sub>2</sub> flux, and temperature on Masaya volcano, Nicaragua. *Geophysical Research Letters* 30: 1817.
- LEWICKI, J.L., C.M. OLDENBURG, L. DOBECK, & L. SPANGLER (2007). Surface CO<sub>2</sub> leakage during two shallow subsurface CO<sub>2</sub> releases. *Geophysical Research Letters* 34: L24402.
- LÓPEZ, D., E. PADRÓN, M.I. MAGAÑA, L. GÓMEZ, L.A. BARRIOS, N.M. PÉREZ & P.A. HERNÁNDEZ (2004). Structural control on thermal anomalies and diffuse surficial degassing at Berlín Geothermal Field, El Salvador. *Geothermal Research Council Transactions* 28: 477-483.
- LÓPEZ, C., *et al.*, (2006). Analysis of IGN seismic series in Tenerife that triggered the 2004 seismovolcanic alert, Abstracts Garavolcan 2006, Garachico, Tenerife, Spain.

- MAGAÑA M.I., D., LÓPEZ L.A., BARRIOS N.M., PÉREZ, E. PADRÓN & E. HENRÍQUEZ (2004). Diffuse and convective degassing of soil gases and heat at the TR-6-Zapotillo hydrothermal discharge zone, Berlin Geothermal Field, El Salvador. *Geothermal Resources Council Transactions* 28: 485-488.
- MARRERO R., D.L. LÓPEZ, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2008). Carbon dioxide discharged through the Las Cañadas aquifer, Tenerife, Canary Islands. *Pure and Applied Geophysics* 165: 147-172.
- MCGEE, K.A., A.J. SUTTON, T. ELIAS, M.P. DOUKAS & T.M. GERLACH (2006). Puhimau Thermal Area: A Window into the Upper East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii? *Pure and Applied Geophysics* 163: 837-851.
- MELIÁN, G., N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, J.M.L. SALAZAR, A. YOCK, E. SÁNCHEZ, G.E. ALVARADO, H. SUMINO & K. NOTSU (2004). Emisión difusa de dióxido de carbono y vapor de mercurio en el volcán Miravalles, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* 30: 179-188.
- MORI T., K. NOTSU, P.A. HERNÁNDEZ, J.M.L. SALAZAR, N.M. PÉREZ, G. VIRGILI, Y. SHIMOIKE & H. OKADA (2002). Continuous monitoring of soil efflux of volcanic CO<sub>2</sub> from the summit region of Usu volcano, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan* 47: 339-345.
- MÖRNER, N.A. & G. ETIÖPE (2002). Carbon degassing from the lithosphere. *Global and Planetary Change* 33: 185-203.
- NAVARRO, J.M. (1995). *Análisis hidrogeológico de Tenerife: Aspectos geológicos e hidrogeológicos*. Plan Hidrológico Insular, Cabildo de Tenerife, Vol. I, 145 pp.
- NEWHALL C.G. & R.S. PUNONGBAYAN (1996). *Fire and Mud - Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology and the University of Washington Press, 1126 pp.
- NOTSU, K., K. SUGIYAMA, M. HOSOE, A. UEMURA, Y. SHIMOIKE, F. TSUNOMORI, H. SUMINO, J. YAMAMOTO, T. MORI & P.A. HERNÁNDEZ (2005). Diffuse CO<sub>2</sub> efflux from Iwojima volcano, Izu-Ogasawara arc, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139: 147-161.
- NOTSU, K., T. MORI, S. CHANCHAH DO VALE, H. KAGI & T. ITO (2006). Monitoring quiescent volcanoes by diffuse CO<sub>2</sub> degassing: case study of Mt. Fuji, Japan. *Pure and Applied Geophysics* 163: 825-835.
- OUYANG, Y. & C. ZHENG (2000). Surficial processes and CO<sub>2</sub> flux in soil ecosystem. *J. Hydrol.* 234: 54-70.
- PADRÓN, E., D.L. LÓPEZ, M.I. MAGAÑA, R. MARRERO & N.M. PÉREZ (2003). Diffuse degassing and relation to structural flow path at

- Ahuachapán Geothermal Field, El Salvador. *Geothermal Research Council Transactions* 27: 325-330.
- PADRÓN, E., P.A. HERNÁNDEZ, T. TOULKERIDIS, N.M. PÉREZ, R. MARRERO, G. MELIÁN, G. VIRGILI & K. NOTSU (2008a). Diffuse CO<sub>2</sub> emission rate from the lake-filled Cuicocha and Pululahua calderas, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 163-169.
- PADRÓN, E., G. MELIÁN, R. MARRERO, D. NOLASCO, J. BARRANCOS, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2008b). Changes on diffuse CO<sub>2</sub> emission and relation to seismic activity in and around El Hierro, Canary Islands. *Pure Appl. Geophys.* 165: 95-114.
- PAN, V., J. HOLLOWAY & R. HERVIG (1991). The pressure and temperature dependence of carbon dioxide solubility in tholeiitic basalts melts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55: 1587-1595.
- PARKINSON, K. (1981). An improved method for measuring soil respiration in the field. *J. Applied Ecology* 18: 221-228.
- PÉREZ, N.M., H. WAKITA, D. LOLOK, H. PATIA, B. TALAI & C. MCKEE (1996). Anomalous soil gas CO<sub>2</sub> concentrations and relation to seismic activity at Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Geogaceta* 20: 1000-1003.
- PÉREZ, N.M., S. NAKAI, H. WAKITA, P.A. HERNÁNDEZ & J.M. SALAZAR (1996). Helium-3 emission in and around Teide volcano, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geophysical Research Letters* 23: 3531-3534.
- PÉREZ N.M., J.M.L. SALAZAR, P.A. HERNÁNDEZ, T. SORIANO, K. LÓPEZ & K. NOTSU (2004). Diffuse CO<sub>2</sub> and <sup>222</sup>Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central America. *Bulletin Geological Society of America Special Paper* 375: 227-236.
- PÉREZ, N.M., P.A. HERNÁNDEZ, E. PADRÓN, R. CARTAGENA, R. OLMOS, F. BARAHONA, G. MELIÁN, P. SALAZAR & D.L. LÓPEZ (2006). Anomalous Diffuse CO<sub>2</sub> Emission prior to the January 2002 Short-term Unrest at San Miguel Volcano, El Salvador, Central America. *Pure and Applied Geophysics* 163: 883-896.
- PÉREZ N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2007). Comment on the “Recent Unrest at Canary Islands' Teide Volcano?” *EOS, American Geophysical Union Transactions* 88: 46.
- PÉREZ N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2007). Earthquake forecasting research in active volcanic areas by means of diffuse CO<sub>2</sub> emission studies. In: P. Sen & N.K. Das (Eds.), *Geochemical Precursors for Earthquakes*. MacMillan India Ltd. pp. 94-103.
- PÉREZ N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2008). La vigilancia volcánica en España: una apuesta crucial para la reducción del riesgo volcánico. En: Galindo Jiménez I., L. Lain Huerta & M. Llorente Isidro (Eds.), *El*

- estudio y la gestión de los riesgos geológicos*. Publicaciones del Instituto Geol.-gico y Minero de España. Serie Medio Ambiente. Riesgos Geológicos Nº12. Madrid. pp. 159-174.
- RIZZO A., F. GRASSA, S. INGUAGGIATO, M. LIOTTA, M. LONGO, P. MADONIA, L. BRUSCA, G. CAPASSO, S. MORICI, D. ROUWET & F. VITA (2009). Geochemical evaluation of observed changes in volcanic activity during the 2007 eruption at Stromboli (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 182: 246–254.
- ROGIE, J.D., D.M. KERRICK, M.L. SOREY, G. CHIODINI & D.L. GALLOWAY (2001). Dynamics of carbon dioxide emission at Mammoth Mountain, California. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 535-541.
- SALAZAR, J.M., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, G. MELIÁN, J. ÁLVAREZ, F. SEGURA, & K. NOTSU (2001). Diffuse emissions of carbon dioxide from Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America. *Geophysical Research Letters* 28: 4275-4278.
- SALAZAR, J.M.L., N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, T. SORIANO, F. BARAHONA, R. OLMOS, R. CARTAGENA, D.L. LÓPEZ, N. LIMA, G. MELIÁN, E. PADRÓN, I. GALINDO & K. NOTSU (2002). Precursory diffuse carbon dioxide degassing signatures of recent earthquakes in El Salvador, Central America. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 81-89.
- SALAZAR, J.M.L., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, R. OLMOS, F. BARAHONA, R. CARTAGENA, T. SORIANO, K. LÓPEZ & K. NOTSU (2004). Spatial and temporal variations of diffuse CO<sub>2</sub> degassing at Santa Ana-Izalco-Coatepeque volcanic complex, El Salvador, Central America. *Bulletin Geological Society of America Special Paper* 375: 135-146.
- SHIMOIKE, Y., K. KAZAHAYA & H. SHINOHARA (2002). Soil gas emission of volcanic CO<sub>2</sub> at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. *Earth Planets Space* 54: 239-247.
- SIGURDSSON, H., J.D. DEVINE, F.M. TCHOUA, T.S. PRESSER, M.K.W. PRINGLE & W.C. EVANS (1987). Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31: 1-16.
- SOREY, M.L., W.C. EVANCE, B.M. KENNEDY, C.D. FARRAR, L.J. HAINSWORTH & B. HAUSBACK (1998). Carbon dioxide and helium emissions from a reservoir of magmatic gas beneath Mammoth Mountain, California. *Journal of Geophysical Research* 103: 15303-15323.
- STOIBER, R.B. & A. JEPSEN (1973). Sulfur dioxide contribution to the atmosphere by volcanoes. *Science* 182: 577-578.

- STOIBER, R.E., S.N. WILLIAMS & B. HUEBERT (1987). Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33: 1-8.
- STOLPER, E. & J. HOLLOWAY (1988). Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure: Earth Planet. *Science Lett.* 87: 397-408.
- SYMONDS, R., W. ROSE, G. BLUTH & T. GERLACH (1994). Volcanic-gas studies: Methods, results, and applications in volatiles in magmas. In: M.R. Carroll & J.R. Holloway (Eds.), *Reviews in Mineralogy*, Vol. 30; Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- VALENTIN, A., J.F. ALBERT-BELTRN & J.L. DIEZ (1990). Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 251-264.
- WILLIAMS, S.N., S.J. SCHAEFER, M.L. CALVACHE & D. LÓPEZ (1992). Global carbon dioxide emission to the atmosphere by volcanoes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 1765-1770.
- WILLIAMS-JONES, G., J. STIX, M. HEILIGMANN, A. CHARLAND, B. SHERWOOD LOLLAR, N. ARNER, G. GARZÓN, J. BARQUERO & E. FERNÁNDEZ (2000). A model of diffuse degassing at three subduction-related volcanoes. *Bull. Volcanol.* 62: 130-142.