

# 高温地热区土壤微渗漏的温室气体释放通量研究： 以藏南羊八井地热田为例<sup>\*</sup>

张丽红 郭正府<sup>\*\*</sup> 张茂亮 成智慧

ZHANG LiHong, GUO ZhengFu<sup>\*\*</sup>, ZHANG MaoLiang and CHENG ZhiHui

中国科学院地质与地球物理研究所, 新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029

Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2014-01-01 收稿, 2014-05-04 改回.

Zhang LH, Guo ZF, Zhang ML and Cheng ZH. 2014. Study on soil micro-seepage gas flux in the high temperature geothermal area: An Example from the Yangbajing geothermal field, South Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 30 (12):3612–3626

**Abstract** Soil micro-seepage associated with high temperature geothermal systems has long been regarded as one of the most important forms of deep earth degassing, especially for the CO<sub>2</sub>. Estimation of soil micro-seepage CO<sub>2</sub> flux for geothermal systems could contribute to understanding the role of geothermal CO<sub>2</sub> in global carbon cycle. The soil micro-seepage CO<sub>2</sub> fluxes of geothermal areas have been well investigated in abroad, while few similar studies are available in China at present. In this paper, the closed chamber method for measurement and calculation of soil micro-seepage CO<sub>2</sub> flux is introduced and applied in Yangbajing geothermal field, South Tibet. The study area is divided into two parts according to the intensity of geothermal activity, i. e., A area with weak soil micro-seepage CO<sub>2</sub> emissions and B area with intense soil micro-seepage CO<sub>2</sub> emissions. The results show that, the soil micro-seepage CO<sub>2</sub> flux of A area and B area is 6.7 g · m<sup>-2</sup> · day<sup>-1</sup> and 98.5 g · m<sup>-2</sup> · day<sup>-1</sup>, respectively. The total soil micro-seepage CO<sub>2</sub> flux of Yangbajing geothermal field is up to 8.6 × 10<sup>4</sup> t · a<sup>-1</sup>, which is comparable to the total CO<sub>2</sub> emission (1 × 10<sup>5</sup> t · a<sup>-1</sup>) of the Vulcano volcanic field, Italy. The soil micro-seepage gas flux may be mainly controlled by NS trend rift and magmatism around the studied area. Yangbajing geothermal field is one of the most intense degassing areas in southern Tibet. Systematic studies on soil micro-seepage CO<sub>2</sub> fluxes of geothermal field in southern Tibet would be significant to evaluate the contribution of the geological CO<sub>2</sub> to the global carbon cycle. Furthermore, the origin of the greenhouse gas from Yangbajing geothermal field is still poorly understood at present. Gas samples were collected for analyses of gas compositions, helium and carbon isotopic compositions, in order to unravel the genesis of soil micro-seepage CO<sub>2</sub> emission. The geochemical signatures of gas samples show that, helium isotope ratios varies between 0.1R<sub>A</sub> and 0.138R<sub>A</sub> (where R<sub>A</sub> = <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He in air), significantly lower than that of mantle derived volatiles but higher than the crustal values; carbon isotope values (δ<sup>13</sup>C) fall between -11.33‰ and -6.79‰ (vs. PDB), indicating contamination by crustal organic sediments. The observed helium isotopic composition of the gas could be explained by the mixing of components from air (1R<sub>A</sub>), crustal sediments (0.03R<sub>A</sub>) and little mantle volatiles (1% ~ 3%). The carbon isotopic compositions indicate contributions from granite gneiss that are heated by the crustal magma, as well as little contribution from mantle component (3.6%). In combination with geophysical studies, we suggest that, the geothermal gas might originate from the intrusive magmas containing little mantle-derived components in the Tibetan crust, which might be related with the thickening continental crust of Tibet since the Indo-Asia collision at 55Ma.

**Key words** Soil micro-seepage; CO<sub>2</sub> flux; Closed chamber method; Yangbajing geothermal field; Tibetan Plateau

**摘要** 土壤微渗漏是地球深部的构造-岩浆活动向大气圈释放温室气体重要形式之一。近年来,国外许多地热区已经开展了土壤微渗漏温室气体释放通量的定量研究,然而,目前我国尚无该方面的系统研究报道。本文阐述了利用密闭气室法测量地热区土壤微渗漏温室气体释放通量的方法和原理,并将其应用于青藏高原的羊八井地热田。根据研究区的地热活动

\* 本文受中国科学院战略性先导科技专项(B类)(XDB03010600)、国家自然科学基金重大国际合作研究项目(41020124002)和国家自然科学基金重点项目(41130314)联合资助。

第一作者简介:张丽红,女,1983年生,博士生,第四纪地质学专业,E-mail: zhanglihong@mail.iggcas.ac.cn

\*\* 通讯作者:郭正府,男,1963年生,研究员,博士生导师,火山学专业,E-mail: zgfu@mail.iggcas.ac.cn

强度,将羊八井地热田划分为土壤微渗漏释放较弱的A区和土壤微渗漏释放较强的B区。计算结果表明,A区和B区的CO<sub>2</sub>气体释放通量分别为 $6.7\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 和 $98.5\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 。两区释放通量的差异主要受控于断裂的发育程度,即A区位于裂谷的中部,断裂发育程度较差,B区靠近念青唐古拉正断层,断裂发育程度较高,为温室气体的逸出提供了良好的运移通道。羊八井地热田土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体的释放总量约为 $8.6\times 10^4\text{t}\cdot\text{a}^{-1}$ ,接近于意大利Vulcano火山区的土壤微渗漏温室气体释放规模( $1\times 10^5\text{t}\cdot\text{a}^{-1}$ )。研究区的气体同位素组分测试结果显示,He同位素值介于 $0.107R_A\sim 0.648R_A$ ( $R_A$ 为大气<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值), $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-11.33\text{‰}\sim -6.79\text{‰}$ (vs. PDB),表明羊八井地热田的温室气体可能主要来源于大陆俯冲环境下的加厚陆壳,其温室气体释放通量的规模主要受控于地壳的岩浆活动以及南北向裂谷拉张作用。羊八井地热田所在的拉萨地块是青藏高原温室气体释放活动最强烈的区域之一,以往的研究表明,青藏高原出露大量新生代火山、地热区,开展火山、地热区温室气体释放通量的研究将有助于深入理解地质因素向当今大气圈释放温室气体的规模等与深部碳循环相关的科学问题。

**关键词** 土壤微渗漏;CO<sub>2</sub>气体释放通量;密闭气室法;羊八井地热田;青藏高原

**中图法分类号** P314

## 1 引言

大气圈温室气体含量的增加是自然因素及人类活动共同作用的结果(郭正府等,2010)。作为全球碳循环的重要组成部分,火山排放的温室气体和地热排放的温室气体被认为是当今大气圈温室气体最重要的地质因素(Robock,2000; Etiope *et al.*, 2007; Etiope and Cicciooli, 2009; 郭正府等,2010)。火山排放的温室气体是指在活火山区的火山口或其侧翼,通过火山喷发期的喷发作用或间歇期的深部岩浆构造活动释放的温室气体(Sigurdsson and Houghton, 2000; Schmincke, 2004; Etiope *et al.*, 2007; 郭正府等,2010)。近期研究表明,活火山区在喷发期和间歇期向大气圈释放温室气体的形式是不同的(郭正府等,2010; Yang *et al.*, 2011),火山喷发期,温室气体(包括CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>等)直接随岩浆喷出输送至大气圈;而火山间歇期释放温室气体的形式以喷气孔、热(温)泉和土壤微渗漏为主(Etiope *et al.*, 2007; Etiope and Cicciooli, 2009)。在非活火山区或富CO<sub>2</sub>气体的活动构造带,通过深层岩浆活动或热变质作用释放的温室气体被称为地热排放的温室气体(Etiope *et al.*, 2007; Burton *et al.*, 2013),其释放温室气体的形式主要包括喷气孔和土壤微渗漏(Bergfeld *et al.*, 2001; Etiope *et al.*, 2007; Etiope and Cicciooli, 2009; 郭正府等,2010)。中国大陆发育大面积的活火山区、地热区(邓万明,1998; 刘嘉麒,1999; 刘若新,2000; 皇甫岗和姜朝松,2000),它们大都处在休眠期或存在明显的地热活动,是开展温室气体释放通量研究的理想地区(郭正府等,2010)。近期一些学者研究了我国典型的活火山区(包括长白山和腾冲火山区)温泉中释放的温室气体通量(张茂亮等,2011; 成智慧等,2012),但是至今对我国大陆地热区温室气体释放通量尚无系统的研究报道。野外观察显示,中国大陆火山区、地热区喷气孔发育较少(郭正府等,2010),同时Etiope *et al.* (2007)研究表明,土壤微渗漏释放温室气体的通量和规模最大。因此,开展土壤微渗漏温室气体释放通量的研究,对我国自然因素释放的温室气体在大

气圈中贡献的科学评估具有重要意义。本文简要论述了土壤微渗漏温室气体释放通量的研究方法,并在此基础上,以藏南羊八井地热田为例,开展了土壤微渗漏温室气体释放通量的定量研究。

## 2 土壤微渗漏温室气体释放通量的研究方法

土壤微渗漏温室气体释放通量的研究方法包括野外测量与室内数据处理两部分。野外测量主要包括研究区选择、测量温室气体浓度及其随时间变化的趋势,室内数据处理包括温室气体释放通量的计算和气体地球化学成分的测试研究。

### 2.1 土壤微渗漏温室气体释放通量的野外测量方法

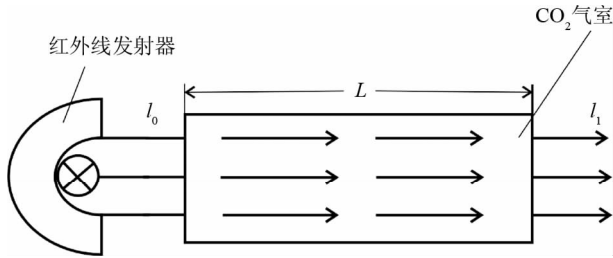
土壤微渗漏的温室气体释放通量野外测量方法包括静态法和动态法(Knoepp *et al.*, 2002)。静态法是早期、传统的测量方法,它的主要特点是野外取样和室内的测试、计算是分离进行的;动态法是近期发展的一种测试方法,它将气体取样、测试与计算整合成一个有机整体,避免了由于气体运输和储存带来的显著误差。两种方法的具体含义和操作流程如下。

静态法是通过物理、化学途径采集土壤微渗漏温室气体,将其转换为溶液后,再通过化学分析方法获得气体浓度,或者直接利用气相色谱原理测试气体浓度,最终测定温室气体释放通量的一种方法(Knoepp *et al.*, 2002)。静态法又包括碱溶液法和气相色谱法。碱溶液法通过测定碱溶液吸收的气体浓度获得气体的释放通量(Cropper *et al.*, 1985; Knoepp and Vose, 2002)。该方法的操作程序为,将含有碱溶液的密闭气室置于取气点,获取气体的饱和溶液,在室内通过酸碱滴定方法测量气体浓度,再结合取样持续的时间,定量计算温室气体的释放通量。该方法操作简单,成本较低,但若实测点较多,需携带大量的碱溶液,不便于连续、大规模的野外操作与取样(表1)。气相色谱法是利用气相色谱仪,

表1 土壤微渗漏温室气体释放通量的野外测量方法及其比较

Table 1 Comparison of the method of measurements of the soil greenhouse gas flux

测试方法	测试原理和实验程序	优点	缺点
静态法	碱溶液法	操作简单, 测试成本低	需携带大量碱溶液, 不利于大规模野外操作
	气相色谱法	测试数据的重现性好	耗时长、操作复杂, 测试结果偏低
动态法	开放箱法	通过连续测量, 结果准确	测量过程中集气箱内的气压需要校正, 需确定多项土壤参数
	密闭气室法	野外操作简单, 获得的测试结果准确	仪器昂贵, 仪器的校正、保养过程繁琐

图1 CO<sub>2</sub> 红外线分析仪测试原理示意图 (据于清和隋峰, 2007)

红外线发射器发射能量为  $I_0$  的红外线, 通过长度为  $L$  的传感气室时被浓度为  $C$  的 CO<sub>2</sub> 吸收 (CO<sub>2</sub> 可吸收特定波长为  $2.46\mu\text{m}$  的红外线), 衰减至  $I_1$ , 满足:  $I_1 = I_0 e^{-KCL}$ , 其中,  $K$  为气体的红外线吸收系数. 当  $L$  一定时, 通过能量  $I_0$ 、 $I_1$  计算出 CO<sub>2</sub> 的浓度

Fig. 1 Schematic diagram of the principle of CO<sub>2</sub> infrared analyzer (after Yu and Sui, 1999)

The infrared with energy of  $I_0$  is emitted from the infrared power and then passes the sensing chamber which length is  $L$ , in which the particular infrared with wavelength of  $2.46\mu\text{m}$  is absorbed by CO<sub>2</sub> (the concentration is  $C$ ), leading to the reduce of initial energy from  $I_0$  to  $I_1$ , the equation is  $I_1 = I_0 e^{-KCL}$ .  $K$  is the spectral absorption. Given a  $L$ , the CO<sub>2</sub> concentration could be acquired according to the values of  $I_0$  and  $I_1$

测定土壤微渗漏气体随时间变化的浓度, 从而获得温室气体释放通量. 该方法首先将密闭气室置于采样点收集气体, 每间隔一定时间从箱中取气并注入到气相色谱仪, 测试气体浓度, 最终建立气体浓度随时间变化的关系曲线, 利用该曲线计算气体的释放通量. 该方法取样简单、适用范围广, 但常因中间环节 (取气、转移气体等) 的操作不当, 导致气体泄露或受到空气的污染, 造成最终测试结果偏低 (表 1).

动态法是采用红外线分析技术 (图 1) 测量随时间变化的气体浓度, 连续、实时地获得温室气体释放通量的一种方法 (Edmonds, 2008), 它包含开放箱法和密闭气室法. 开放箱法根据气体的动态浓度  $C_d$  (实际测量的气体浓度)、进气速率  $v$  (实际测量的进气速率) 与土壤物性参数 (孔隙度、黏

度系数和粒度大小等) 的相关关系, 获得土壤微渗漏气体释放通量 (Kucera and Kirkham, 1971). 该方法采用红外线分析仪连续测量气体浓度, 直到仪器显示恒定的  $C_d$  后, 停止测量, 然后利用  $C_d$ 、 $v$  与土壤的物性参数 (孔隙度、黏度系数和粒度大小等) 的乘积即可获得土壤微渗漏气体的释放通量. 该方法可连续测量土壤微渗漏气体的释放通量, 然而在计算过程中需考虑多项土壤参数 (例如, 孔隙度、黏度系数和粒度大小等), 并且其测试结果易受仪器内部压强的影响, 因此其测量精度相对较低 (Chiodini *et al.*, 1998). 密闭气室法是利用逸出气体的累积浓度随时间的变化趋势, 测定气体释放通量的一种方法 (Chiodini *et al.*, 1998). 密闭气室法测量土壤微渗漏温室气体 (以 CO<sub>2</sub> 气体为例) 释放通量的具体操作步骤: 连接 CO<sub>2</sub> 红外线分析仪和集气箱, 将集气箱边缘浅埋于土壤内, 并压实土壤 (图 2); 在测试过程中, 气体通过集气箱、进气管线进入 CO<sub>2</sub> 红外线分析仪, 仪器自动测试并记录累积气体的浓度和测试时间, 根据气体累积浓度-时间关系式 (Chiodini *et al.*, 1998), 建立累积浓度随时间变化的曲线, 获得土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体的释放通量. 该方法以其直接、有效、精确度高等优点被称为目前测量土壤微渗漏气体释放通量最理想的方法 (Tonani and Miele, 1991), 受到国外研究者的普遍好评, 目前在国际上已得到广泛应用, 并取得了较理想的结果. 例如, Chiodini *et al.* (1996) 利用密闭气室法对意大利 Vulcano 火山进行土壤微渗漏气体释放通量进行测量, 结果显示, 该区 CO<sub>2</sub> 气体释放通量为  $435\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ ; Hernández *et al.* (2001) 分别于 1998 年 5 月份和 9 月份采用密闭气室法测量了日本 Miyakejima 火山的 CO<sub>2</sub> 气体释放通量, 结果分别为  $231.7\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  和  $134.8\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ ; Werner *et al.* (2008) 通过该方法对美国黄石公园的火山地热区的土壤微渗漏气体释放通量进行测量, 测量结果为  $410\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ . 这些数据已经成为目前国际上探讨土壤微渗漏温室气体释放通量的基础数据, 而被广泛引用 (Chiodini *et al.*, 2007; Lan *et al.*, 2007; Lewicki *et al.*, 2008; Inguaggiato *et al.*, 2012; Burton *et al.*, 2013; Mazot *et al.*, 2013; Parks *et al.*, 2013; Pérez *et al.*, 2013; Shinohara, 2013).

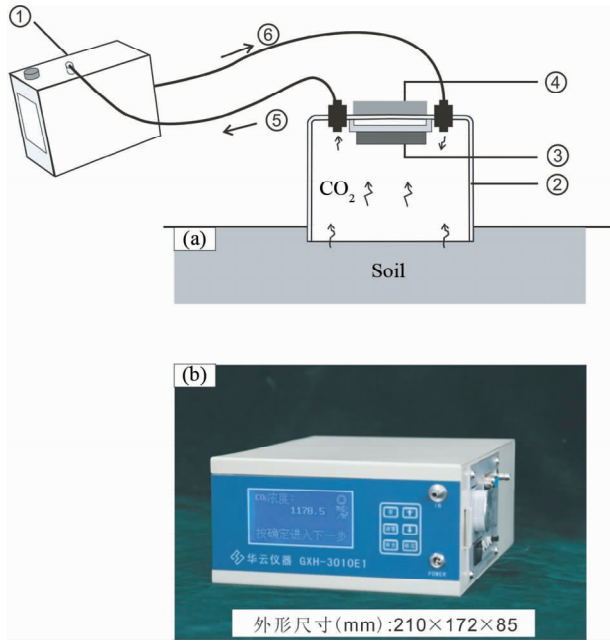


图2 密闭气室法的测试原理示意图(a)和便携式CO<sub>2</sub>红外线分析仪器(b)

图2a中:①CO<sub>2</sub>红外线分析仪;②密闭气室;③风扇;④风扇电源;⑤进气管;⑥出气管

Fig. 2 Closed-chamber method principle diagram (a) and portable CO<sub>2</sub> infrared analyze (b)

In Fig. 2a: ①CO<sub>2</sub> infrared analyzer; ②chamber; ③fan; ④power of the fan; ⑤input gas pipe; ⑥output gas pipe

在实际测量过程中,无论哪一种测量方法,都要选择远离池塘、河流、植被密集和人类活动影响明显的区域(Hinkle, 1994; Chiodini *et al.*, 1998; Lan *et al.*, 2007)。因为在这些地区土壤微渗漏温室气体通量容易受到多种因素的影响,很难获得地质成因的温室气体通量的准确结果。

## 2.2 土壤微渗漏温室气体释放通量的计算原理与方法

由上述分析可知,密闭气室法以其直接、有效、精确度高等优点被认为是目前测量土壤微渗漏气体释放通量最理想的方法,因此本部分将重点论述利用密闭气室法获得的测试数据定量计算温室气体释放通量的原理与方法(以CO<sub>2</sub>气体为例)。

在密闭气室法测量土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体(图2)释放通量的过程中,由于集气箱内气体的浓度是随时间不断变化的,且整个过程遵循质量守恒原理(Chiodini *et al.*, 1998),因此,建立如下方程式:

$$V_C C_{CO_2,t+dt} = V_C C_{CO_2,t} + \varphi_{\text{imp}} A_C C_{\text{soilCO}_2} dt - \varphi_{\text{out}} A_C C_{CO_2,t} dt \quad (1)$$

其中, $V_C$ 、 $A_C$ 分别为集气箱的体积和面积; $C_{CO_2,t}$ 、 $C_{CO_2,t+dt}$ 为土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体的实测浓度; $\varphi_{\text{imp}}$ 为土壤微渗漏气体溢出的通量; $\varphi_{\text{out}}$ 为集气箱内CO<sub>2</sub>气体溢出的通量;

$C_{\text{soilCO}_2}$ 为土壤微渗漏气体中CO<sub>2</sub>的含量; $t$ 为持续的测量时间。

为了获得土壤微渗漏CO<sub>2</sub>浓度随时间变化的关系,由(1)可获得如下微分方程式:

$$dC_{CO_2,t} / (C_{CO_2,t} - C_{\text{soilCO}_2}) = -(\varphi_{\text{imp}} / H_C) dt \quad (2)$$

在上述关系式中, $dC_{CO_2,t}$ 为 $d_t$ 时间内浓度的改变量,即

$$C_{CO_2,t+dt} - C_{CO_2,t};$$

$H_C$ 为测量仪器箱体高度,即 $H_C = V_C / S_C$ ;

通过对方程式(2)积分,可获得土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体累积浓度随时间变化的函数:

$$C_{CO_2,t} = C_{\text{soilCO}_2} + (C_{\text{airCO}_2} - C_{\text{soilCO}_2}) \exp(-t\varphi_{\text{imp}} H_C) \quad (3)$$

其中, $C_{\text{airCO}_2}$ 为测量区大气圈CO<sub>2</sub>的浓度。

因此,土壤微渗漏CO<sub>2</sub>释放通量的计算方程式为:

$$\varphi_{\text{soilCO}_2} = \alpha H_C \quad (4)$$

其中, $\varphi_{\text{soil}}$ 为土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体的释放通量; $\alpha$ 为土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体浓度-时间拟合函数【方程式(3)】的初始斜率。

利用方程式(4)计算的温室气体释放通量,建立累积概率率曲线,可获得研究区土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体的平均释放通量:

$$P_M = \sum A_{i,\text{mean}} f_{A_i} \quad (5)$$

其中, $P_M$ 为土壤微渗漏气体的平均释放通量; $A_i$ 为土壤微渗漏气体释放通量的子样本; $i$ 为子样本组数; $A_{i,\text{mean}}$ 为子样本 $A_i$ 的平均通量; $f_{A_i}$ 为子样本 $A_i$ 在土壤微渗漏气体释放通量中的权重。

研究区土壤微渗漏气体的释放总量( $\varphi$ )为平均释放通量( $P_M$ )与研究区释放土壤微渗漏气体的面积的乘积( $S$ ),其计算公式为:

$$\varphi = P_M \times S \quad (6)$$

上述公式(1)~(6)中的各项参数都可通过野外测量( $C_{CO_2,t}$ 、 $t$ 、 $C_{\text{airCO}_2}$ 、 $S$ )或实验室计算( $C_{\text{soilCO}_2}$ 、 $\varphi_{\text{imp}}$ 、 $\varphi_{\text{soilCO}_2}$ 、 $\alpha$ 、 $P_M$ 、 $\varphi$ )获得,其中 $V_C$ 、 $A_C$ 、 $H_C$ 可以根据集气箱的规格确定。因此,在野外测量获得浓度( $C_{CO_2,t}$ )与时间( $t$ )两个参数的基础上,根据公式(3)建立浓度随时间变化的指数函数,计算其初始斜率 $\alpha$ ,最终利用方程式(4)、(5),可以计算出温室气体的释放通量( $\varphi_{\text{soilCO}_2}$ 、 $P_M$ 、 $\varphi$ )。

综上所述,在地热区开展土壤微渗漏温室气体释放通量的计算与研究,主要包括以下4个方面的内容:(1)选择测量土壤微渗漏释放通量的理想研究区域,通过对研究区地质(构造、地层、主要岩石类型等)、地热(气体释放程度)出露特征等进行实地考察,划分温室气体的释放级别和类型(Cardellini *et al.*, 2003; Werner *et al.*, 2008);(2)对于地热区内不同释放级别和类型的区域,按照50~400m布设一点的原则进行网格密集布点(Fu *et al.*, 2005),开展土壤微渗漏气体释放通量的野外测量;(3)根据上述野外测试数据和释放通量的计算原理与方法,定量计算土壤微渗漏温室气体的释放通量;(4)开展土壤微渗漏气体地球化学成分的测

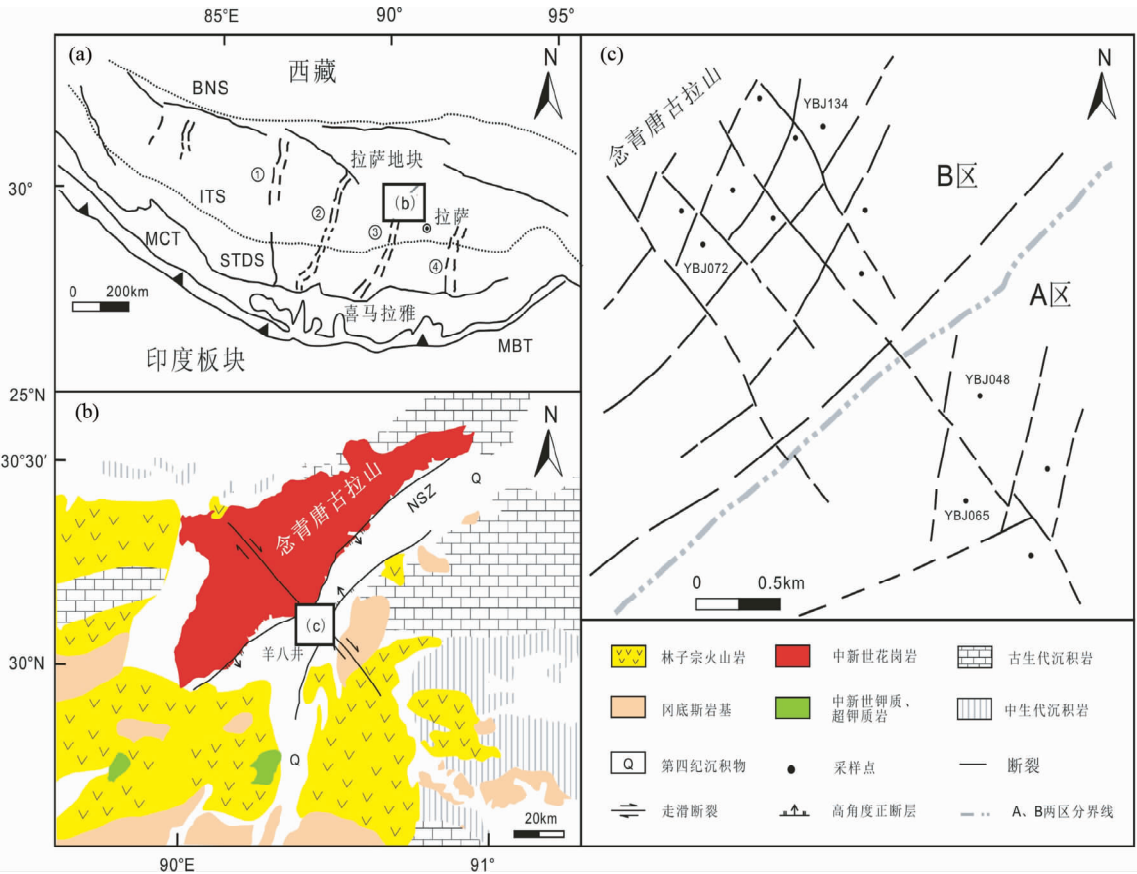


图3 藏南南北向裂谷分布简图(a, 据 Ding *et al.*, 2003; 丁林等, 2006)、羊八井地热田周边新生代岩浆岩分布简图(b, 据 Harrison *et al.*, 1995; 吴珍汉等, 2005)和研究区取样点示意图(c, 据廖志杰和赵平, 1999)

图3a中: MBT-主边界断裂; MCT-中部断裂; STDS-藏南拆离系; ITS-雅鲁藏布江缝合带; BNS-班公湖怒江缝合带; ①当惹雍错-古错裂谷带; ②申扎-谢通门裂谷带; ③亚东-谷露裂谷带; ④桑日-错那裂谷带; 图3b中: NSZ-念青唐古拉山伸展性韧性剪切带; 图3c中: A-土壤微渗漏水体释放程度较弱的区域; B-土壤微渗漏水体释放程度较剧烈的区域

Fig. 3 Simplified map showing the distribution of north-south rifts in southern Tibet (a, after Ding *et al.*, 2003, 2006), distribution of the Cenozoic magma rocks (b, after Harrison *et al.*, 1995; Wu *et al.*, 2005) and sketch map showing the sampling points and the fractures (c, after Liao and Zhao, 1999) of the Yangbajing geothermal field

In Fig. 3a: MBT: Main boundary thrust; MCT: Main central thrust; STDS: South Tibet detachments system; ITS: India-Yarlung Zangbo suture; BNS: Bangong-Nujiang suture; ①Damre Yumco-Guoco rift belt; ②Xainza-Xaitongmoin rift belt; ③Yadong-Gulou rift belt; ④Sangri-Cona rift belt; In Fig. 3b: NSZ: Nyainqentanglha shear zone; In Fig. 3c: A-soil micro-seepage CO<sub>2</sub> weak degassing area; B-soil micro-seepage CO<sub>2</sub> intense degassing area

试研究,用于探讨温室气体的来源、成因,为进一步定量计算地质因素温室气体的释放通量和深部碳循环的研究提供依据。

### 3 藏南羊八井地热田的土壤微渗漏温室气体释放通量的初步研究

#### 3.1 地质背景简介

新生代时期,青藏高原南部发育大规模的构造-岩浆活动,形成了大面积的新生代岩浆岩(Williams *et al.*, 2001, 2004; Ding *et al.*, 2003; 莫宣学等, 2006; Gao *et al.*, 2009;

Zhao *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2010, 2011, 2012; Guo *et al.*, 2007, 2013; Guo and Wilson, 2012)。由于中新世中-晚期强烈的东西向伸展运动,在拉萨地块形成多条近NS向裂谷(Yin and Harrison, 2000; Blisniuk *et al.*, 2001; Ding *et al.*, 2003; Guo *et al.*, 2007; Gao *et al.*, 2009)。其中,亚东-谷露裂谷带延伸最长、规模最大,第四纪以来构造活动强烈,地热活动强烈发育(廖志杰和赵平, 1999; 刘琦胜等, 2003; 吴珍汉等, 2005)。

羊八井地热田位于亚东-谷露裂谷的中北部(图3a),紧邻念青唐古拉低角度韧性剪切带(Harrison *et al.*, 1995; 吴珍汉等, 2005),周边出露大规模的新生代岩浆岩,包括古新



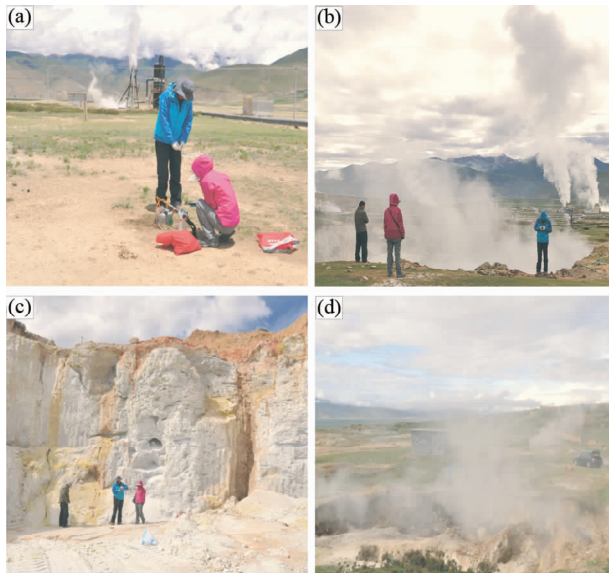


图4 羊八井地热田的温室气体释放特征

(a)-土壤微渗漏气体弱释放区(A区);(b)-土壤微渗漏气体强释放区(B区);(c)-硫磺矿(B区);(d)-土壤微渗漏强释放(B区)

Fig. 4 The phenomena of the degassing characteristic in the Yangbajing geothermal field

(a)-soil micro-seepage CO<sub>2</sub> weak degassing A area; (b)-soil micro-seepage CO<sub>2</sub> intense degassing B area; (c)-sulfur mineral (B area); (d)-soil micro-seepage intense degassing phenomena (B area)

世-始新世早期的林子宗火山岩、冈底斯岩基和中新世的钾质火山岩(Coulon *et al.*, 1986; Nomade *et al.*, 2004; 周肃等, 2004; Zhou *et al.*, 2010; 王保弟等, 2011),以及念青唐古拉黑云母花岗岩(刘琦胜等, 2003; 吴珍汉等, 2005)。地球物理资料显示,羊八井地热田下部发育低速高层层(Zhao *et al.*, 1993; Wei *et al.*, 2001),可能存在上地壳物质熔融形成的岩浆囊(Brown *et al.*, 1996; Nelson *et al.*, 1996)。此外,研究区地热活动明显,包括与高温地热流体向上运移有关的喷汽沸泉、硫磺矿等(图4b-d; 杨期隆和辛奎德, 1991)。因此羊八井地热田是研究土壤微渗漏温室气体释放通量的理想地区。

但是,与国外同类地热区相比,羊八井地热田明显缺乏土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体释放通量的数据与研究。迄今为止,我们仅发现Chiodini *et al.* (1998)对该区开展的土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体释放通量的初步测量报道。应当指出,正是这一早期的研究成果,开启了我国火山、地热区土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体释放通量研究的先河;遗憾的是,自该研究后,在我国尚未见后续相关的土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体释放通量的研究报道。国外研究表明,获得地热区土壤微渗漏CO<sub>2</sub>气体释放通量准确测量结果的一个重要有效方法是,开展高密度数据的采集与连续测量,在此基础上,利用统计学方法,获得地热区土壤

微渗漏CO<sub>2</sub>气体释放通量准确结果。也就是说,无论如何,一次测量很难获得地热区土壤微渗漏温室气体释放通量的有效结果。基于此,我们研究组在进行了近5年的对测试仪器和测量方法跟踪与改进的基础上,通过对我国长白山和腾冲活火山区进行先期测量,并与国外的研究组开展平行测试和对比,证实利用我们的测量仪器和方法获得的结果,与国际上同类仪器的测试结果是一致的。进而,我们在2012年7月对羊八井地热田4.25km<sup>2</sup>的区域进行了CO<sub>2</sub>气体释放通量的系统测量与计算,试图为以后在该区进行连续的测量与取样工作,提供基础数据和科学依据。

### 3.2 土壤微渗漏温室气体释放通量的测量及计算结果

土壤微渗漏温室气体释放通量的研究主要包括测区分级(典型性释放级别分区)、野外测量与采样(较大范围的布点测量及采样)、数据计算(例如释放通量的计算等)及温室气体释放通量的控制因素与成因分析。其中,测区分级是进行土壤微渗漏温室气体释放通量研究的先决条件。野外特征显示,羊八井地热田内地质、地热特征的差异主要表现在以下3个方面:①断裂的发育程度不同,研究区内构造活动强烈,分布多条断裂,在空间分布上,其东南侧和西北侧断裂发育程度存在较大差异,研究区东南侧区域位于亚东-谷露裂谷的中部区域,断裂发育程度较差,而其西北侧靠近念青唐古拉正断层,断裂发育程度较高;此外,区内沿中尼公路发育一条长度较长、活动性较强的北东向断裂(图3c),此条断裂恰好将断裂发育程度不同的两区域分开;②温室气体释放程度存在差异,据野外观察,中尼公路两侧地热区温室气体的释放强度明显不同,东南侧区域地表无明显释放气体的特征(图4a),西北侧区域发育喷气沸泉及硫磺矿等地热蚀变区,且气体释放强烈(图4b-d);③温室气体释放通量的实际预测结果相差较大,要对研究区土壤微渗漏温室气体的释放通量进行测量,首先要对测试区进行气体释放程度的预期判别,根据释放程度的级别,从而对仪器进行不同测试量程的调整,实际测量结果显示,羊八井地热田东南侧与西北侧温室气体释放级别存在较大差别(表2)。因此,依据典型性释放级别分区原则(Cardellini *et al.*, 2003; Werner *et al.*, 2008)、研究区断裂发育情况和地热区气体的释放强度,将羊八井地热田以中尼公路为界划分为两个区(图3c):(1)释放程度较弱的A区(图4a),即羊八井地热田东南侧区域;(2)释放程度较剧烈的B区(图4b-d),即羊八井地热田西北侧区域。为进一步定量计算地热区温室气体的释放通量、断裂活动发育程度对土壤微渗漏温室气体释放通量规模的影响程度和对深部碳循环贡献的研究提供依据。然后按照50m布设一点的原则开展网格状土壤微渗漏温室气体释放通量的测量工作。研究区共布设162个实测点,其中A区67个点,B区95个点,部分测点分布如图3c所示。

在上述准备工作已就绪的基础上,采用密闭气室法,对羊八井地热田土壤微渗漏温室气体进行了野外测量。利用

表2 羊八井地热田土壤微渗漏的 CO<sub>2</sub> 气体浓度(×10<sup>-6</sup>)与释放通量(g·m<sup>-2</sup>·day<sup>-1</sup>)的测量结果Table 2 The micro-seepage soil CO<sub>2</sub> concentration (×10<sup>-6</sup>) and flux (g·m<sup>-2</sup>·day<sup>-1</sup>) data of Yangbajing geothermal field

分区	采样点	测试项目	空气值 (air)	第1次	第2次	第3次	第4次	第5次	第6次	第7次	第8次	第9次	第10次	初始斜率(α)	CO <sub>2</sub> 释放通量 (Φ <sub>soilCO<sub>2</sub></sub> )
A 区	YBJ055	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	1.03	12.1
		C	170	220	240	260	290	310	320	340	340	370	380		
	YBJ056	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.31	3.61
		C	170	180	180	200	200	220	230	240	250	260	260		
	YBJ057	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.3	3.47
		C	180	170	190	200	200	210	220	220	230	220	230		
	YBJ058	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.59	6.87
		C	160	150	180	200	220	230	250	260	260	270	290		
	YBJ059	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.21	2.52
		C	160	160	160	180	180	190	190	200	200	200	210		
	YBJ060	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.48	5.59
		C	200	210	230	250	260	280	300	310	320	350	360		
	YBJ061	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.73	8.53
		C	190	220	240	260	270	300	320	330	350	370	370		
YBJ062	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	0.92	10.8	
	C	200	230	260	290	310	330	350	380	400	410	430			
YBJ063	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	1.13	13.3	
	C	180	220	250	270	300	330	350	360	380	400	400			
YBJ064	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	1.02	11.9	
	C	200	230	260	290	310	330	350	380	400	410	430			
B 区	YBJ067	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	3.92	45.9
		C	200	330	440	560	660	760	830	910	990	1050	1130		
	YBJ068	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	3.83	44.9
		C	210	330	450	560	680	770	860	940	1050	1100	1190		
	YBJ069	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	8.25	96.7
		C	240	500	770	1010	1260	1480	1710	1910	2140	2300	2480		
	YBJ070	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	15.8	185
		C	280	670	1120	1660	2220	2740	3320	3890	4490				
	YBJ071	t	0	30	65	100	135	170	205	240	275	310	345	29.1	341
		C	280	1200	2040	2740	3410	4010	4530						
	YBJ072	t	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90		51	598
		C	360	390	860	1570	2100	2630	3090	3600	4130	4620			
	YBJ073	t	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	94.4	1106
		C	420	500	730	1180	1680	2190	2650	3210	3750	4320	4880		
YBJ074	t	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	10.3	121	
	C	350	420	460	500	540	590	630	690	740	800	870			
YBJ075	t	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	16	187	
	C	350	420	460	500	540	590	630	690	740	800	870			

注: *t* 为测试时间, 单位为 s; C 在一定测试时间(*t*)内气室累积测试浓度, 单位为(×10<sup>-6</sup>). 分区及采样点位置, 见图 3c

土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体浓度野外实测结果(表 2), 采用 MATLAB 软件, 根据方程式(3), 拟合了研究区土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体的累积浓度随时间变化的函数, 并计算出其初始斜率, 最后通过方程式(4)求得羊八井地热田 A 区土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体的释放通量为 0.5 ~ 27.9 g·m<sup>-2</sup>·day<sup>-1</sup>, B 区为 3.5 ~ 1106.4 g·m<sup>-2</sup>·day<sup>-1</sup>(表 2)。

为获得研究区的平均释放通量, 对各单点释放通量数据进行统计分析, 结果显示 A、B 区温室气体的释放通量数据的累积概率曲线呈现多峰式特征(图 5), 因此按照 Sinclair (1974) 的模式, 计算其平均释放通量。以 A 区为例, 具体计

算程序如下:

首先将 A 区域通量数据按照曲线(图 5a)的拐点划分为 3 组简单的符合单峰式正态分布的子样本(A<sub>1</sub>、A<sub>2</sub> 和 A<sub>3</sub>), 计算 3 组子样本的平均通量(A<sub>1mean</sub>、A<sub>2mean</sub> 和 A<sub>3mean</sub>)及其权重(f<sub>A1</sub>、f<sub>A2</sub> 和 f<sub>A3</sub>), 然后利用公式(5), 计算研究区的平均释放通量,

$$\begin{aligned}
 P_{AM} &= A_{1\text{mean}}f_{A1} + A_{2\text{mean}}f_{A2} + A_{3\text{mean}}f_{A3} \\
 &= 0.8\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}\times 0.12 + 5.5\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}\times \\
 &\quad 0.64 + 13\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}\times 0.24 \\
 &= 6.7\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}
 \end{aligned}$$

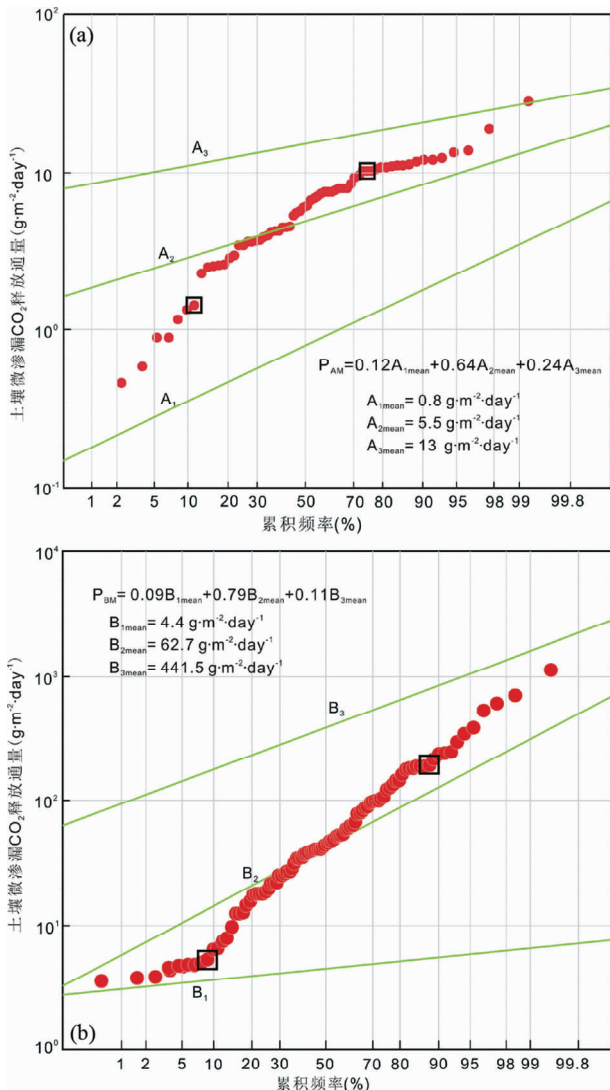


图5 土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 释放通量的对数累积频率分布图 (a)-三条绿色直线分别为 A 区三组子样本 A<sub>1</sub>、A<sub>2</sub>、A<sub>3</sub> 释放通量的平均累积频率曲线; (b)- 三条绿色直线分别为 B 区三组子样本 B<sub>1</sub>、B<sub>2</sub>、B<sub>3</sub> 释放通量的平均累积频率曲线. 方框内的点为拐点

Fig. 5 Log probability plot for log soil CO<sub>2</sub> flux values measured in Yangbajing geothermal A area (a) and B area (b)

The probability distributions of CO<sub>2</sub> flux (red solid circles) and the partitioned three populations (green lines) of two areas are shown. The red solid circle in the black rectangle is the inflection point

同样, B 区(图 5b) 温室气体的平均释放通量为,

$$\begin{aligned} P_{BM} &= B_{1mean}f_{B1} + B_{2mean}f_{B2} + B_{3mean}f_{B3} \\ &= 4.4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1} \times 0.09 + 62.7 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1} \times 0.79 + 441.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1} \times 0.11 \\ &= 98.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1} \end{aligned}$$

野外测量获得 A、B 两区的面积,  $S_A = 2\text{km}^2$  和  $S_B = 2.25\text{km}^2$ 。

利用公式(6), 计算出两区域每年向大气中释放的温室气体规模,

$$\begin{aligned} \varphi_A &= P_{AM} \times S_A \\ &= 6.7 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1} \times 2\text{km}^2 \times 365\text{day} \\ &= 4.9 \times 10^3 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1} \end{aligned} \quad (\text{A 区})$$

$$\begin{aligned} \varphi_B &= P_{BM} \times S_B \\ &= 98.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1} \times 2.25\text{km}^2 \times 365\text{day} \\ &= 8.1 \times 10^4 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1} \end{aligned} \quad (\text{B 区})$$

因此, 羊八井地热田总释放规模为,

$$\begin{aligned} \varphi &= \varphi_A + \varphi_B \\ &= 4.9 \times 10^3 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1} + 8.1 \times 10^4 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1} \\ &= 8.6 \times 10^4 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1} \end{aligned}$$

上述计算结果显示, 羊八井地热田 A 区的土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体平均释放通量为  $6.7 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ ; B 区的平均释放通量为  $98.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 。Chiodini *et al.* (1998) 的研究区也位于羊八井地热田的西北侧区域, 其温室气体释放通量  $43.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ , 低于本研究 B 区气体释放通量  $98.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$  (表 3)。我们认为释放通量存在上述差异的原因主要包括: ①火山、地热区土壤微渗漏气体的释放通量受时间、季节、降雨量等因素的控制 (Hernández *et al.*, 2001; Lan *et al.*, 2007), 例如, 意大利 Vulcano 火山区, 1989 ~ 1999 年间, 土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体释放通量的变化范围为  $44.3 \sim 64000 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ , 台湾 Liu-Huang-Ku 火山地热区, 2004 ~ 2006 年释放通量的变化达  $77 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$  (表 3), 因此相较于 Chiodini *et al.* (1998) 测试的羊八井地热田土壤微渗漏温室气体的释放通量, 现今研究区的释放通量可能已发生变化, 若不考虑仪器不同造成的测量误差, 2012 年羊八井地热田气体释放通量大于 1998 年该区温室气体的释放通量; ②野外实测点位置存在差异 (Chiodini *et al.*, 1998), 因此通量也存在着差异; ③测试结果受仪器测量误差的影响, 尽管如此, 本研究的测试结果和 Chiodini *et al.* (1998) 的测试数据处于同一数量级, 表明利用我们的仪器测量和计算土壤微渗漏温室气体的释放通量的方法是可行的, 该方法可应用于整个青藏高原火山、地热区土壤微渗漏温室气体释放通量的研究。

计算结果显示, 羊八井地热田每年向大气圈中释放 CO<sub>2</sub> 为  $8.6 \times 10^4 \text{ t}$  (总面积  $4.25\text{km}^2$ ), 接近意大利 Vulcano 火山区  $1 \times 10^5 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$  的释放规模 (Chiodini *et al.*, 1996)。羊八井地热田所在的拉萨地块是西藏温室气体释放活动较强烈的区域之一, 青藏高原存在着大量的新生代火山、地热区 (Yokoyama *et al.*, 1999; Hoke *et al.*, 2000; Gao *et al.*, 2009; Zhao *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2010, 2011, 2012; Guo *et al.*, 2007, 2013; Guo and Wilson, 2012), 若对这些新生代火山、地热区进行系统的温室气体释放通量的测试与研究, 可以预计, 获得的温室气体排放量将是惊人的。

### 3.3 控制释放通量的因素分析

羊八井地热田 A 区的土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 平均释放通量为



表3 羊八井地热田与世界其它典型的新生代火山区、地热区土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 释放通量的比较Table 3 Comparison of the micro-seepage soil CO<sub>2</sub> flux data during quiescent period between Yangbajing and other typical volcanic/geothermal areas of the world

新生代火山区、地热区	测试时间	面积(km <sup>2</sup> )	CO <sub>2</sub> 释放总量 (t · a <sup>-1</sup> )	CO <sub>2</sub> 释放通量 (g · m <sup>-2</sup> · day <sup>-1</sup> )	数据来源
Yangbajing, China	2012. 7	2	4. 9 × 10 <sup>3</sup>	6. 7	本文
Yangbajing, China	2012. 7	2. 25	8. 1 × 10 <sup>4</sup>	98. 5	本文
Yangbajain, China	1998	3. 2	5 × 10 <sup>4</sup>	43. 1	[1]
Yellowstone, USA	2006	1	1. 5 × 10 <sup>5</sup>	410	[2]
Mammoth Mountain, USA	2008	n. d.	n. d.	218 ~ 3500	[3]
Liu-Huang-Ku, Taiwan	2004, 2006	0. 034	7. 8 × 10 <sup>3</sup> ~ 8. 2 × 10 <sup>3</sup>	582 ~ 659	[4]
Latera caldera, Italy	2003	10. 8	1. 1 × 10 <sup>6</sup>	278	[5]
Hakkoda, Japan	1999	0. 58	4. 6 × 10 <sup>4</sup>	219	[6]
Miyakejima, Japan	1998. 5	0. 63	5. 3 × 10 <sup>4</sup>	231. 7	[7]
Miyakejima, Japan	1998. 9	0. 63	3. 1 × 10 <sup>4</sup>	134. 8	[7]
Stromboli, Italy	1995	0. 3575	7 × 10 <sup>3</sup> ~ 9 × 10 <sup>3</sup>	53. 6 ~ 68. 9	[8]
Vulcano, Italy	1999	n. d.	n. d.	6. 4 ~ 1. 2 × 10 <sup>4</sup>	[9]
Vulcano, Italy	1995	0. 65	1 × 10 <sup>5</sup>	435	[10]
Vulcano, Italy	1989	2. 6	4. 2 × 10 <sup>4</sup>	44. 3	[11]
Nea Kameni Santorini, Greece	2010 ~ 2012	0. 0225	1. 5 × 10 <sup>4</sup> ~ 2. 4 × 10 <sup>4</sup>	1809. 3 ~ 2943. 6	[12]
Nisyros, Greece	1999	0. 346	3. 9 × 10 <sup>3</sup>	30. 9	[13]
Cerro Negro, Nicaragua	1999	0. 58	1 × 10 <sup>6</sup>	4827. 6	[14]
Rabaul caldera, Papua New Guinea	1997	9. 5	8. 8 × 10 <sup>5</sup>	252. 6	[15]
Auckland, New Island	2010	360	3. 6 × 10 <sup>6</sup>	27. 1	[16]
Teide Volcano, Canary Islands, Spain	n. d.	144	2. 2 × 10 <sup>5</sup>	4. 2	[17]

注:数据来源:[1] Chiodini *et al.* (1998); [2] Werner *et al.* (2008); [3] Lewicki *et al.* (2008); [4] Lan *et al.* (2007); [5] Chiodini *et al.* (2007); [6] Perez *et al.* (2003); [7] Hernández *et al.* (2001); [8] Carapezza and Federico (2000); [9] Cardellini *et al.* (2003); [10] Chiodini *et al.* (1996); [11] Baubron *et al.* (1991); [12] Parks *et al.* (2013); [13] Brombach *et al.* (2001); [14] Salazar *et al.* (2001); [15] Pérez *et al.* (1998); [16] Mazot *et al.* (2013); [17] Salazar *et al.* (1997)

6. 7g · m<sup>-2</sup> · day<sup>-1</sup>; B 区为 98. 5g · m<sup>-2</sup> · day<sup>-1</sup>, B 区平均释放通量约为 A 区的 16 倍。与两区断裂的发育程度和温室气体释放程度具有一致性。进一步验证了我们分区的正确性。因此,结合研究区的地质、地热特征,我们认为影响 CO<sub>2</sub> 释放通量的控制因素主要包括:①断裂分布,研究区紧邻裂谷边界断裂念青唐古拉东南麓低角度韧性剪切带(图 3a),同时区内密集发育小断裂(图 3c),这为土壤微渗漏温室气体的释放提供了良好的运移通道。A 区位于亚东-谷露裂谷的中部区域,断裂发育程度较差,CO<sub>2</sub> 气体释放通量值较小,可能仅代表青藏高原火山、地热区释放的背景值。B 区靠近念青唐古拉正断层,区内断裂发育程度较高,释放通量较高。②岩浆作用,Nelson *et al.* (1996) 和 Brown *et al.* (1996) 根据地球物理资料推测羊八井地热田下部可能存在岩浆囊,在岩浆囊的烘烤作用下,来自于地球深部、地下水以及围岩中的 CO<sub>2</sub> 气体,被强烈释放出来(郭正府等, 2010),因此,岩浆囊既是羊八井地热田的地热活动的热源,同时也为土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体提供了重要物质来源。综上所述,我们认为,羊八井地热田土壤微渗漏 CO<sub>2</sub> 气体的释放通量主要受断裂发育程度和岩浆作用两个因素的控制。

### 3. 4 气体来源与成因

Yokoyama *et al.* (1999) 根据羊八井地热田气体 He 同位素比值(R<sub>A</sub> 为空气<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值)及 C 同位素的组成,认为该区气体是由大气组分与地球深部气体组分混合形成;赵平等(1998, 2001, 2002)根据研究区 C 同位素组成认为该区气体可能来源于念青唐古拉变质杂岩体的变质作用,包含 3% 的幔源组份。前人虽已对研究区气体成因做了初步解释,但其认识仍存在争议。为了进一步探索该区温室气体释放通量的控制因素,本文对羊八井地热田的气体进行 He、C 等同位素分析,探讨了研究区温室气体成因。

羊八井地热田温室气体采样点见图 3c。研究区稀有气体的 He 同位素、C 稳定同位素在中国科学院地质与地球物理研究所兰州油气资源研究中心完成分析测试(测试结果见表 4)。He 同位素采用 MM5400 稀有气体质谱仪进行测定,详细分析流程见参考文献(叶先仁等, 2001, 2007); C 稳定同位素采用 MAT252 稳定同位素质谱计测试,仪器分析精度为 ±0. 5%,详细分析流程见 Wang *et al.* (2009)。羊八井地热田气体地球化学特征显示(表 4),<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 的比值范围为

表 4 羊八井地热田温室气体的氦、碳同位素测试结果

Table 4 Helium and carbon isotopes of greenhouse gas from hot springs and micro-seepage soil in Yangbajain geothermal field

采样地点	采样号	气体类型	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ air /( $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ) air	$R_M/R_A$	$R_C/R_A$	$\delta C_{CO_2}$ (‰) (PDB)	$\text{CO}_2/3\text{He}$ ( $\times 10^9$ )	各源区所占比重			数据来源	
									$f_M$ (%) (MORB)	$f_L$ (%) (Limestone)	$f_S$ (%) (Sediment)		
羊八井	YBJ072	土壤微渗漏气体	84.0	243	$0.104 \pm 0.008$	0.101	-6.94	71.6	2.08	61.7	36.3	本文	
	YBJ134	土壤微渗漏气体	140.9	408.7	$0.140 \pm 0.003$	0.138	-7.2	96.8	1.53	60.9	37.5		
	ZK325	温泉气体			0.144		-8.61	58.71	2.54	54.38	43.08		
	ZK309	温泉气体			0.39		-10.83	35.67	4.19	44.02	51.79		
	ZK304	温泉气体			0.217		-8.76	29.67	5.04	52.13	42.83		
	ZK329	温泉气体			0.167		-7.72	42.45	3.52	57.47	39.01		
	ZK359	温泉气体			0.163		-10.16	32.56	4.59	46.56	48.85		
	ZK354	温泉气体			0.164		-11.33	28.06	5.33	41.19	53.48		
	ZK4001	温泉气体			0.459								
	Ybj2	温泉气体	670	1942.8	$0.119 \pm 0.004$	0.119	-7.35	110	1.35	60.42	38.23		
	Ybj3	温泉气体	584	1693.4	$0.122 \pm 0.004$	0.121	-7.33	150	0.99	60.74	38.27		
	Ybj4	温泉气体	813	2357.4	$0.121 \pm 0.003$	0.121	-7.15	110	1.35	61.26	37.39		
Ybj5	温泉气体	127	368.3	$0.125 \pm 0.002$	0.123	-7.50	90	1.65	59.60	38.75			
Ybj6	温泉气体	5.37	15.6	$0.157 \pm 0.005$	0.1	-6.34							
Ybj8	温泉气体	48.1	139.5	$0.120 \pm 0.005$	0.114	-6.71							
Ybj10	温泉气体	65.8	190.8	$0.126 \pm 0.003$	0.121	-7.19							
Ybj11	温泉气体	138	400.2	$0.131 \pm 0.005$	0.129	-9.05	10	14.99	44.46	40.55			
Ybj12	温泉气体	154	446.6	$0.107 \pm 0.005$	0.105	-6.79	210	0.70	63.19	36.11			
平均值										3.6	54.9	41.6	本文

注: 数据来源: [1] 赵平等, 1998; [2] Yokoyama *et al.*, 1999;  $R_A = (1.39 \pm 0.01) \times 10^{-6}$  为空气  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值 (Mamyrin *et al.*, 1970; Clarke *et al.*, 1976);  $R_M/R_A$  表示实测值;  $R_C/R_A$  表示经过  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  校正后的值, 校正方法参考 (de Leeuw *et al.*, 2010);  $f_M, f_L, f_S$  分别表示三个端元 (MORB、Limestone、Sediment) 的碳占  $\text{CO}_2$  气体中的比重

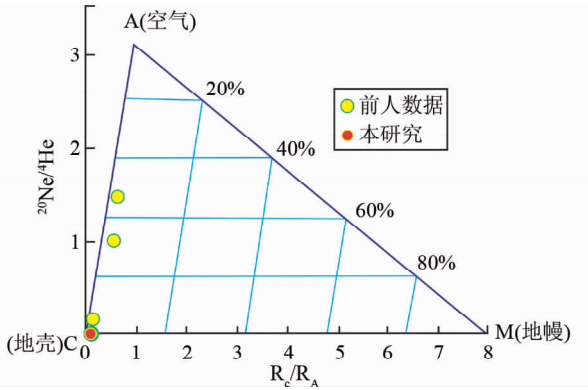


图6  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  与  $R_C/R_A$  相关图(底图据 Lan *et al.* , 2007)

Fig. 6 Correlation between  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  and  $R_C/R_A$  of geothermal gas in Yangbajing geothermal filed (modified after Lan *et al.* , 2007)

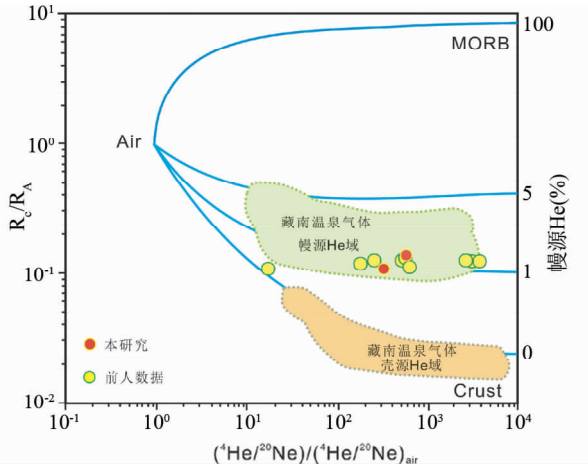


图7  $R_C/R_A - (^{20}\text{Ne}/^4\text{He}) / (^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{air}}$ 图解(底图据 Hoke *et al.* , 2000)

Fig. 7 Correlation between  $R_C/R_A$  and  $R_C/R_A - (^{20}\text{Ne}/^4\text{He}) / (^{20}\text{Ne}/^4\text{He})_{\text{air}}$  of geothermal gas in Yangbajing geothermal filed (modified after Hoke *et al.* , 2000)

0.100 $R_A$  ~ 0.138 $R_A$ , 高于地壳值 0.03 $R_A$  (O' Nions and Oxburgh, 1988), 低于地幔值  $(8 \pm 1) R_A$  (Sano and Marty, 1995)。因此研究区气体具有大气和地壳端元混合的特征(图6), 大部分样品位于壳源区, 因此该区气体主要来源于地壳, 同时具有 1% ~ 3% 的幔源 He 组分(图7)。

$\delta^{13}\text{C}$  是识别气体碳来源的重要参数 (Sano and Marty, 1995)。羊八井地热田  $\delta^{13}\text{C}$  介于  $-11.33\text{‰} \sim -6.79\text{‰}$  之间(表4)。CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He- $\delta^{13}\text{C}$  相关关系显示(图8), 羊八井地热田样品投点区域显示该区气体成分具有三个端元混合的特征, 三个端元分别为代表俯冲带地幔成分的 MORB 端元(M), 地壳海相灰岩端元(L), 有机沉积物端元(S)。

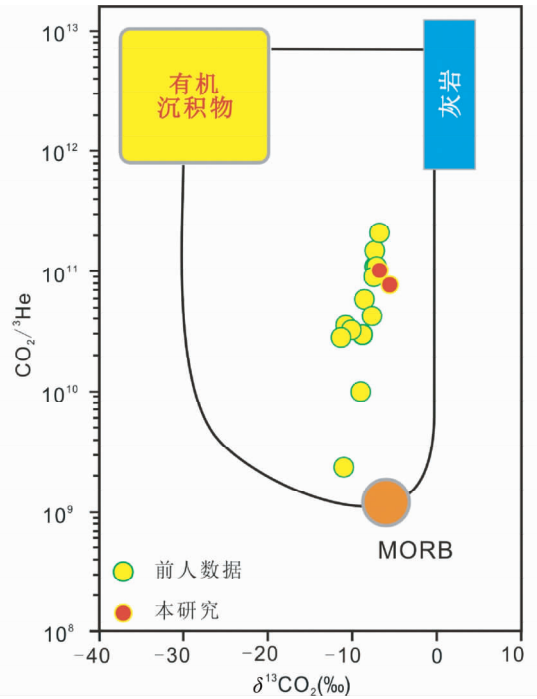


图8 CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He 与  $\delta^{13}\text{C}$  相关图解(底图据 Lan *et al.* , 2007)

Fig. 8 Correlation between CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He and  $\delta^{13}\text{C}$  of geothermal gas in Yangbajing geothermal filed (modified after Lan *et al.* , 2007)

为确定各端元对 C 组分的贡献, 本文采用 Sano and Marty (1995) 的计算公式进一步计算各端元的组成:

$$(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_O = f_M(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_M + f_L(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_L + f_S(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_S \quad (7)$$

$$1/(^{12}\text{C}/^3\text{He})_O = f_M/(^{12}\text{C}/^3\text{He})_M + f_L/(^{12}\text{C}/^3\text{He})_L + f_S/(^{12}\text{C}/^3\text{He})_S \quad (8)$$

$$f_M + f_L + f_S = 1 \quad (9)$$

其中, O 代表实验测得的数据, f 代表 M, L, S 所占比重。本文采用 Sano and Marty (1995) 和 Li and Bebout (2005) 的 M, L, S 端元数据: M = ( $\delta^{13}\text{C} = -6.5\text{‰}$ , CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He =  $1.5 \times 10^9$ ), L = ( $\delta^{13}\text{C} = +1.9\text{‰}$ , CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He =  $1 \times 10^{13}$ ), S = ( $\delta^{13}\text{C} = -22\text{‰}$ , CO<sub>2</sub>/<sup>3</sup>He =  $1 \times 10^{13}$ )。

计算结果表明, 羊八井地热田土壤微渗漏气体的 C 来源组成为海相灰岩 54.9%, 沉积有机物 41.6%, 幔源 3.6%。因此 C 同位素特征也证实, 羊八井地热田温室气体可能主要来源于地壳, 兼具少量地幔来源的特征。羊八井地热田土壤微渗漏较高的海相灰岩 C 源组成, 可能与印度板块的俯冲有关。而较高的沉积有机物组成可能主要受控于地壳的岩浆囊和围岩的成分, 新生代以来, 念青唐古拉山经历了多期次岩浆侵位事件, 其中 65.0 ~ 55.0Ma 形成的 Lgn、Ygn 花岗片麻岩包体为研究变质岩深度提供了证据(刘琦胜等, 2003; 吴珍汉等, 2005)。吴珍汉等(2005)利用角闪石-斜长石地

质温度计获得了变质岩的埋深为 11km, 这一结果说明花岗岩片麻岩位于地壳岩浆囊 (15 ~ 25km) 的上部, 因此, 较轻的  $\delta^{13}\text{C}$  组成主要与受岩浆烘烤作用的变质岩有关 (Goff *et al.*, 1995)。同时大地电磁测深资料显示, 研究区下部 40 ~ 50km 处存在与上地幔连通的熔融层 (He *et al.*, 2010), 这为幔源气体的形成提供了来源。

羊八井地热田位于藏南的拉萨地块, 其岩石圈先后受到特提斯洋俯冲、印度-亚洲大陆碰撞和印度大陆岩石圈的俯冲作用, 经历了复杂的壳幔作用 (Turner *et al.*, 1993, 1996; Chung *et al.*, 1998, 2005; Yin and Harrison, 2000; Williams *et al.*, 2001, 2004; 莫宣学等, 2006; Zhao *et al.*, 2009; Guo *et al.*, 2007, 2013; Guo and Wilson, 2012)。印度-亚洲大陆的碰撞作用促使拉萨地块岩石圈增厚, 增厚过程中产热使得地壳物质熔融形成了岩浆囊 (Nelson *et al.*, 1996; Brown *et al.*, 1996)。在岩浆囊的烘烤作用下, 来自于地球深部、地下水以及围岩中的  $\text{CO}_2$  气体, 被释放出来, 为羊八井地热田提供源源不断的气体来源。亚东-谷露断裂带为藏南规模最大, 延伸最长, 土壤微渗漏温室气体释放活动最为强烈的地区之一 (廖志杰和赵平, 1999), 受拉张作用控制, 裂谷内断裂活动发育, 为温室气体的逸出提供了良好的运移通道。稳定的气体来源和良好的运移通道为羊八井地热田成为藏南地区温室气体释放规模比较理想的地区提供了必要的条件。结合研究区火山气体地球化学特征, 我们认为温室气体释放规模可能主要受控于南北向裂谷的拉张作用和岩浆作用。该区气体主要来源于俯冲加厚地壳, 另有少量的气体来源于幔源熔体的脱气作用。

## 4 结论

(1) 土壤微渗漏是地热区向大气圈释放温室气体的重要形式, 土壤微渗漏释放的气体具有持续时间长、规模大等特点, 密闭气室法是测量地热区土壤微渗漏温室气体释放通量的有效方法之一;

(2) 羊八井地热田 A、B 两区的平均释放通量分别为  $6.7\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$  和  $98.5\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ , 研究区每年向大气中释放  $\text{CO}_2$  的规模为  $8.6 \times 10^4\text{t}$ , 接近于意大利休眠期火山 Vulcano 火山释放规模  $1 \times 10^5\text{t}$ ; 同时测试结果表明, 本研究中对土壤微渗漏温室气体释放通量的系统研究方法 (包括采样、测量、计算等) 是合理可行的, 该方法可应用于整个青藏高原新生代火山区、地热区土壤微渗漏温室气体释放通量的研究;

(3) 羊八井地热田的温室气体主要来源于加厚的陆壳, 释放通量的规模可能主要受控于南北向裂谷的拉张作用和新生代的岩浆作用。

**致谢** 在野外测量中获得羊八井电站蒋勇厂长的热心帮助; 成文过程中曾与郭文峰博士进行了有意义的讨论; 三

位审稿人为本文的完善提出了宝贵意见; 作者在此一并表示感谢。

## References

- Baubron JC, Allard P, Sabroux JC *et al.* 1991. Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *Journal of the Geological Society*, 148(3): 571 - 576
- Bergfeld D, Goff F and Janik CG. 2001. Elevated carbon dioxide flux at the Dixie Valley geothermal field, Nevada: Relations between surface phenomena and the geothermal reservoir. *Chemical Geology*, 177(1-2): 43 - 66
- Blisniuk PM, Hacker BR, Glodny J *et al.* 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5Myr ago. *Nature*, 412(6847): 658 - 676
- Brombach T, Hunziker JC, Chiodini G, Cardellini C and Marini L. 2001. Soil diffuse degassing and thermal energy fluxes from the southern Lakki plain, Nisyros (Greece). *Geophysical Research Letters*, 28(1): 69 - 72
- Brown LD, Zhao WJ, Nelson KD *et al.* 1996. Bright spots, structure, and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling. *Science*, 274(5293): 1688 - 1690
- Burton MR, Sawyer GM and Granieri D. 2013. Deep carbon emissions from volcanoes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 75(1): 323 - 354
- Carapezza ML and Federico C. 2000. The contribution of fluid geochemistry to the volcano monitoring of Stromboli. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95(1-4): 227 - 245
- Cardellini C, Chiodini G, Frondini F *et al.* 2003. Accumulation chamber measurements of methane fluxes: Application to volcanic-geothermal areas and landfills. *Applied Geochemistry*, 18(1): 45 - 54
- Chen JL, Xu JF, Wang BD *et al.* 2010. Origin of Cenozoic alkaline potassic volcanic rocks at Konglongxiang, Lhasa terrane, Tibetan Plateau: Products of partial melting of a mafic lower-crustal source? *Chemical Geology*, 273(3-4): 286 - 299
- Chen JL, Xu JF, Zhao WX *et al.* 2011. Geochemical variations in Miocene adakitic rocks from the western and eastern Lhasa terrane: Implications for lower crustal flow beneath the Southern Tibetan Plateau. *Lithos*, 125(3-4): 928 - 939
- Chen JL, Zhao WX, Xu JF *et al.* 2012. Geochemistry of Miocene trachytes in Bugasi, Lhasa block, Tibetan Plateau: Mixing products between mantle- and crust-derived melts? *Gondwana Research*, 21(1): 112 - 122
- Cheng ZH, Guo ZF, Zhang ML *et al.* 2012.  $\text{CO}_2$  flux estimations of hot springs in the Tengchong Cenozoic volcanic field, Yunnan Province, SW China. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4): 1217 - 1224 (in Chinese with English abstract)
- Chiodini G, Frondini F and Raco B. 1996. Diffuse emission of  $\text{CO}_2$  from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 58(1): 41 - 50
- Chiodini G, Cioni R, Guidi M *et al.* 1998. Soil  $\text{CO}_2$  flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry*, 13(5): 543 - 552
- Chiodini G, Baldini A, Barberi F *et al.* 2007. Carbon dioxide degassing at Latera caldera (Italy): Evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential energy. *Journal of Geophysical Research*, 112(B12), doi: 10.1029/2006JB004896
- Chung SL, Lo CH, Lee TY *et al.* 1998. Diachronous uplift of the Tibetan Plateau starting 40Myr ago. *Nature*, 394(6695): 769 - 773
- Chung SL, Chu MF, Zhang YQ *et al.* 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68(3-4): 173 - 196
- Clarke WB, Jenkins WJ and Top Z. 1976. Determination of tritium by mass spectrometric measurement of  $^3\text{He}$ . *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27(9): 515 - 522



- Coulon C, Maluski H, Bollinger C *et al.* 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet;  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(3-4): 281-302
- Cropper WPJ, Ewel KC and Raich JW. 1985. The measurement of soil  $\text{CO}_2$  evolution in situ. *Pedobiologia*, 28: 35-40
- de Leeuw GAM, Hilton DR, Güleç N *et al.* 2010. Regional and temporal variations in  $\text{CO}_2$ / $^3\text{He}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  along the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Applied Geochemistry*, 25(4): 524-539
- Deng WM. 1998. Cenozoic Intraplate Volcanic Rocks in the Northern Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1-168 (in Chinese)
- Ding L, Kapp P, Zhong DL and Deng WM. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44(10): 1833-1865
- Ding L, Yue Y, Cai F *et al.* 2006.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology, geochemical and Sr-Nd-O isotopic characteristics of the high-Mg ultrapotassic rocks in Lhasa block of Tibet; Implications in the onset time and depth of NS-striking rift system. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1252-1261 (in Chinese with English abstract)
- Edmonds M. 2008. New geochemical insights into volcanic degassing. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 366(1885): 4559-4579
- Etiopie G, Fridriksson T, Italiano F *et al.* 2007. Natural emissions of methane from geothermal and volcanic sources in Europe. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(1-2): 76-86
- Etiopie G and Ciccio P. 2009. Earth's degassing: A missing ethane and propane source. *Science*, 323(5913): 478
- Fu CC, Yang TF, Walia V *et al.* 2005. Reconnaissance of soil gas composition over the buried fault and fracture zone in southern Taiwan. *Geochemical Journal*, 39(5): 427-439
- Gao YF, Wei RH, Ma PX *et al.* 2009. Post-collisional ultrapotassic volcanism in the Tangra Yumco-Xurucu graben, south Tibet: Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope. *Lithos*, 110(1-4): 129-139
- Goff F, Janik CJ and Stimac JA. 1995. Sulphur bank mine, California: An example of a magmatic rather than metamorphic hydrothermal system. In: *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Florence, Italy, 1105-1110
- Guo ZF, Wilson M and Liu JQ. 2007. Post-collisional adakites in South Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96(1-2): 205-224
- Guo ZF, Li XH and Zhang ML. 2010. Volcanic activities and deep carbon cycle. *Quaternary Sciences*, 30(3): 497-505 (in Chinese with English abstract)
- Guo ZF and Wilson M. 2012. The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Research*, 22(2): 360-376
- Guo ZF, Wilson M, Zhang ML *et al.* 2013. Post-collisional, K-rich mafic magmatism in South Tibet: Constraints on Indian slab-to-wedge transport processes and plateau uplift. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(6): 1311-1340
- Harrison TM, Copeland P, Kidd WSF *et al.* 1995. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 14(3): 658-676
- He RZ, Zhao DP, Gao R *et al.* 2010. Tracing the Indian lithospheric mantle beneath central Tibetan Plateau using teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 491(1-4): 230-243
- Hernández PA, Salazar JM, Shimoike Y *et al.* 2001. Diffuse emission of  $\text{CO}_2$  from Miyakejima volcano, Japan. *Chemical Geology*, 177(1-2): 175-185
- Hinkle ME. 1994. Environmental conditions affecting concentrations of He,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  and  $\text{N}_2$  in soil gases. *Applied Geochemistry*, 9(1): 53-63
- Hoke L, Lamb S, Hilton DR *et al.* 2000. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: Implications for lithospheric structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3-4): 297-308
- Huangfu G and Jiang CS. 2000. Study on Tengchong Volcanic Activity. Kunming: Yunnan Scientific and Technology Press, 1-418 (in Chinese)
- Inguaggiato S, Mazot A, Diliberto IS *et al.* 2012. Total  $\text{CO}_2$  output from Vulcano Island (Aeolian Islands, Italy). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2), doi: 10.1029/2011GC003920
- Knoepp JD and Vose JM. 2002. Quantitative comparison of in situ soil  $\text{CO}_2$  flux measurement methods. USDA Forest Service, Southern Research Station. Research Paper SRS-28, 1-11
- Kucera CL and Kirkham DR. 1971. Soil respiration studies in tallgrass prairie in Missouri. *Ecology*, 52(5): 912-915
- Lan TF, Yang TF, Lee HF *et al.* 2007. Compositions and flux of soil gas in Liu-Huang-Ku hydrothermal area, northern Taiwan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(1-2): 32-45
- Lewicki JL, Fischer ML and Hilley GE. 2008. Six-week time series of eddy covariance  $\text{CO}_2$  flux at Mammoth Mountain, California: Performance evaluation and role of meteorological forcing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4): 178-190
- Li L and Bebout GE. 2005. Carbon and nitrogen geochemistry of sediments in the Central American convergent margin: Insights regarding subduction input fluxes, diagenesis, and paleoproductivity. *Journal of Geophysical Research*, 110(B11): B11202, doi:10.1029/2004JB003276
- Liao ZJ and Zhao P. 1999. Yunnan-Tibet Geothermal Belt: Geothermal Resources and Case Histories. Beijing: Science Press, 1-153 (in Chinese)
- Liu JQ. 1999. Volcanoes in China. Beijing: Science Press, 1-193 (in Chinese)
- Liu RX. 2000. Active Volcanoes in China. Beijing: Seismological Press, 1-105 (in Chinese)
- Liu QS, Wu ZH, Hu DG *et al.* 2003. SHRIMP U-Pb zircon dating on Nyainqentanghla granite in central Lhasa block. *Chinese Science Bulletin*, 48(20): 2170-2175 (in Chinese)
- Mamyrin BA, Anufriev GS, Kamenskiy IL *et al.* 1970. Determination of the isotopic composition of atmospheric Helium. *Geochemistry International*, 7: 498-505
- Mazot A, Smid ER, Schwendenmann L *et al.* 2013. Soil  $\text{CO}_2$  flux baseline in an urban monogenetic volcanic field; The Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 75: 757
- Mo XX, Zhao ZD, Depaolo DJ *et al.* 2006. Three types of collisional and post-collisional magmatism in the Lhasa block, Tibet and implications for India intra-continental subduction and mineralization: Evidence from Sr-Nd isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 795-803 (in Chinese with English abstract)
- Nelson KD, Zhao WJ, Brown LD *et al.* 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 274(5293): 1684-1688
- Nomade S, Renne PR, Mo XX *et al.* 2004. Miocene volcanism in the Lhasa block, Tibet: Spatial trends and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 221(1-4): 227-243
- O'Nions RK and Oxburgh ER. 1988. Helium, volatile fluxes and the development of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 331-347
- Parks MM, Caliro S, Chioldini G *et al.* 2013. Distinguishing contributions to diffuse  $\text{CO}_2$  emissions in volcanic areas from magmatic degassing and thermal decarbonation using soil gas  $^{222}\text{Rn}$ - $\delta^{13}\text{C}$  systematics: Application to Santorini volcano, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 377-378: 180-190
- Perez PH, Notsu K, Tsurumi M *et al.* 2003. Carbon dioxide emissions from soils at Hakkoda, North Japan. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4): 2210, doi:10.1029/2002JB001847
- Pérez NM, Nakai S, Notsu K *et al.* 1998. Anomalous diffuse degassing of helium-3 and  $\text{CO}_2$  related to the active Ring-Fault structure at Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *EOS Trans. AGU* 79(45) Fall Meet, (Suppl.): F957
- Pérez NM, Hernández PA, Padrón E *et al.* 2013. An increasing trend of diffuse  $\text{CO}_2$  emission from Teide volcano (Tenerife, Canary

- Islands): Geochemical evidence of magma degassing episodes. *Journal of the Geological Society*, 170(4): 585–592
- Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38(2): 191–219
- Salazar JML, Navarro JM, Perez NM *et al.* 1997. Subsurface diffuse emission of carbon dioxide from Teide Volcano by means of hydrological studies, Tenerife, Canary Island. *EOS Trans. AGU* 78 (46) Fall Meet, (Suppl.): F778
- Salazar JML, Hernández PA, Pérez NM *et al.* 2001. Diffuse emission of carbon dioxide from Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America. *Geophysical Research Letters*, 28(22): 4275–4278
- Sano Y and Marty B. 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chemical Geology*, 119(1–4): 265–274
- Schmincke HU. 2004. *Volcanism*. Berlin: Springer, 1–325
- Shinohara H. 2013. Volatile flux from subduction zone volcanoes: Insights from a detailed evaluation of the fluxes from volcanoes in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 268: 46–63
- Sigurdsson H and Houghton BF. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. New York: Academic Press, 1–1384
- Sinclair AJ. 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration*, 3(2): 129–149
- Tonani F and Miele G. 1991. Methods for measuring flow of carbon dioxide through soils in the volcanic setting. Napoli, 27 August–1 September 1991: International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation
- Turner S, Hawkesworth C, Liu JQ *et al.* 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364(6432): 50–54
- Turner S, Arnaud N, Liu J *et al.* 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45–71
- Wang BD, Chen LK, Xu JF *et al.* 2011. Identification and petrogenesis of potassic volcanic rocks with “ultrapotassic” characteristics from Maqiang area in Lhasa block. *Acta Petrologica Sinica*, 27(6): 1662–1674 (in Chinese with English abstract)
- Wang XB, Guo ZQ, Tuo JC *et al.* 2009. Abiogenic hydrocarbons in commercial gases from the Songliao Basin, China. *Science in China (Series D)*, 52(2): 213–226
- Wei WB, Unsworth M, Jones A *et al.* 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 292(5517): 716–719
- Werner C, Hurwitz S, Evans WC *et al.* 2008. Volatile emissions and gas geochemistry of Hot Spring Basin, Yellowstone National Park, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4): 751–762
- Williams H, Turner S, Kelley S *et al.* 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geology*, 29(4): 339–342
- Williams HM, Turner SP, Pearce JA *et al.* 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling. *Journal of Petrology*, 45(3): 555–607
- Wu ZH, Hu DG, Liu QS *et al.* 2005. Chronological analyses of the thermal evolution of granite and the uplift process of the Nyainqentanglha range in Central Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 26(6): 505–512 (in Chinese with English abstract)
- Yang TF, Wen HS, Fu CC *et al.* 2011. Soil radon flux and concentrations in hydrothermal area of the Tatun Volcano Group, northern Taiwan. *Geochemical Journal*, 45(6): 483–490
- Yang QL and Xin KD. 1991. A brief introduction to the geothermal system of the Yangbajain geothermal field. *Geological Review*, 37(3): 283–287 (in Chinese with English abstract)
- Ye XR, Wu MB and Sun ML. 2001. Determination of the noble gas isotopic composition in rocks and minerals by mass spectrometry. *Rock and Mineral Analysis*, 20(3): 174–178 (in Chinese with English abstract)
- Ye XR, Tao MX, Yu CA *et al.* 2007. Helium and neon isotopic compositions in the ophiolites from the Yarlung Zangbo River, southwestern China: The information from deep mantle. *Science in China (Series D)*, 37(5): 573–583 (in Chinese)
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211–280
- Yokoyama T, Nakai S and Wakita H. 1999. Helium and carbon isotopic compositions of hot spring gases in the Tibetan Plateau. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(1–2): 99–107
- Yu Q and Sui F. 2007. Application and verification of portable CO<sub>2</sub> infrared analytical instrument. *Chemical Analysis and Meterage*, 16(5): 68–69 (in Chinese)
- Zhang ML, Guo ZF, Cheng ZH *et al.* 2011. Greenhouse gases flux estimation of hot springs in Changbaishan volcanic field, NE China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(10): 2898–2904 (in Chinese with English abstract)
- Zhao P, Dor J, Liang TL *et al.* 1998. Characteristics of gas geochemistry in the Yangbajain geothermal field, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 43(21): 1770–1777
- Zhao P, Kennedy M, Dor J *et al.* 2001. Noble gases constraints on the origin and evolution of geothermal fluids from the Yangbajain geothermal field, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 17(3): 497–503 (in Chinese with English abstract)
- Zhao P, Xie EJ, Dor J *et al.* 2002. Geochemical characteristics of geothermal gases and their geological implications in Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 539–550 (in Chinese with English abstract)
- Zhao WJ, Nelson KD, Che J *et al.* 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 366(6455): 557–559
- Zhao ZD, Mo XX, Dilek Y *et al.* 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos*, 113(1–2): 190–212
- Zhou S, Mo XX, Zhao ZD *et al.* 2004. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of post-collisional volcanic rocks from the Yangying of southern Tibet and its geological significance. *Progress in Natural Science*, 14(12): 1411–1418 (in Chinese)
- Zhou S, Mo XX, Zhao ZD *et al.* 2010. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of post-collisional volcanism in the middle Gangdese Belt, southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(3): 246–258

## 附中文参考文献

- 成智慧, 郭正府, 张茂亮等. 2012. 腾冲新生代火山区温泉 CO<sub>2</sub> 气体排放通量研究. *岩石学报*, 28(4): 1217–1224
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1–168
- 丁林, 岳雅慧, 蔡福龙等. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约. *地质学报*, 80(9): 1252–1261
- 郭正府, 李晓惠, 张茂亮. 2010. 火山活动与深部碳循环的关系. 第四纪研究, 30(3): 497–505
- 皇甫岗, 姜朝松. 2000. 腾冲火山研究. 昆明: 云南科技出版社, 1–418
- 廖志杰, 赵平. 1999. 滇藏地热带——地热资源和典型地热系统. 北京: 科学出版社, 1–153
- 刘嘉麒. 1999. 中国火山. 北京: 科学出版社, 1–193
- 刘若新. 2000. 中国的活火山. 北京: 地震出版社, 1–105
- 刘琦胜, 吴珍汉, 胡道功等. 2003. 念青唐古拉花岗岩锆石离子探针

- U-Pb 同位素测年. 科学通报, 48(20): 2170-2175
- 莫宣学, 赵志丹, DePaolo DJ 等. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据. 岩石学报, 22(4): 795-803
- 王保弟, 陈陵康, 许继峰等. 2011. 拉萨地块麻江地区具有“超钾质”成分的钾质火山岩的识别及成因. 岩石学报, 27(6): 1662-1674
- 吴珍汉, 胡道功, 刘琦胜等. 2005. 念青唐古拉花岗岩热演化历史和山脉隆升过程的热年代学分析. 地球学报, 26(6): 505-512
- 杨期隆, 辛奎德. 1991. 西藏羊八井地热田简介. 地质论评, 37(3): 283-287
- 叶先仁, 吴茂炳, 孙明良. 2001. 岩矿样品中稀有气体同位素组成的质谱分析. 岩矿测试, 20(3): 174-178
- 叶先仁, 陶明信, 余传鳌等. 2007. 用分段加热法测定的雅鲁藏布江蛇绿岩的 He 和 Ne 同位素组成: 来自深部地幔的信息. 中国科学(D 辑), 37(5): 573-583
- 于清, 隋峰. 2007. 便携式 CO<sub>2</sub> 红外线分析仪的应用和检定. 化学分析计量, 16(5): 68-69
- 张茂亮, 郭正府, 成智慧等. 2011. 长白山火山区温泉温室气体排放通量研究. 岩石学报, 28(10): 2898-2904
- 赵平, 多吉, 梁廷立等. 1998. 西藏羊八井地热田气体地球化学特征. 科学通报, 43(7): 691-696
- 赵平, Kennedy M, 多吉等. 2001. 西藏羊八井热田地热流体成因及演化的惰性气体制约. 岩石学报, 17(3): 497-503
- 赵平, 谢鄂军, 多吉等. 2002. 西藏地热气体的地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 18(4): 539-550
- 周肃, 莫宣学, 赵志丹等. 2004. 西藏南部羊应乡后碰撞火山岩 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 年龄及其地质意义. 自然科学进展, 14(12): 1411-1418