

热液系统输向大洋的热通量估算

栾锡武¹, 赵一阳¹, 秦蕴珊¹, 初凤友²

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 国家海洋局 第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

摘要:从四个方面对现代海底热液活动输向大洋的热通量进行了初步估算. 热液系统通过集中、高温的热液烟囱和低温、大面积漫溢热水的形式向海洋输送的热通量为 357 GW; 由底热异常边界层计算出的热通量为 32 GW; 根据 Baker 提出的扩张洋脊的扩张速率和扩张洋脊热液柱覆盖率之间的线性关系, 推算的热液通量为 1 086 GW; 根据扩张洋脊岩墙冷却和扩张推算的热通量为 592 GW. 不同的方法给出的结果有较大的差异. 一方面这些结果反映了热液系统向大洋的供热水平, 另一方面反映了目前对现代海底热液活动的认识水平. 虽然热液系统向大洋的热输出比太阳的热辐射小, 但由于其特殊的供热方式, 这部分热能仍有可能对全球气候带来影响, 应在今后的研究中给予重视.

关键词:现代海底热液活动; 分布; 热通量估算

中图分类号: TK 521⁺. 2

文献标识码: A

文章编号: 0253- 4193(2002)06- 0059- 08

1 引言

海洋是调节地球温度的一个巨大的调节器, 如果海洋的温度升高 1 °C, 地球的温度将会升高 6 °C. 有人估计, 如果地球的平均气温升高 6 °C, 地球上大部分的生命现象将不复存在. 在进行世界大洋环流的数值模拟计算时, 一般只是在大洋的上边界考虑太阳辐射和风等因素的影响, 而把下边界取为水平绝热的边界, 即无热量交换. 在讨论大洋对全球气候的影响时, 也没有考虑海底对大洋的热输送. 长期以来, 海底向海洋的热流输送问题一直没有引起人们足够的重视. 1979 年 RISE 项目组在东太平洋海隆 21°N 处 2 600 m 的海底首次发现了温度高达 350 °C 的黑烟囱^[1], 向人们揭示了海底高温热源的存在. 目前已知在大洋中的活动板块边界、板内火山和弧后盆地普遍存在这种高温热源. 这样, 合理地估算现代海底热液系统向大洋的热流输入, 从而对热液活动对大洋环流乃至全球气候的影响将有新的认识.

收稿日期: 2000- 09- 01; 修订日期: 2001- 09- 03.

基金项目: “973”项目; 国家自然科学基金资助项目(40006004, G20000467); 中国科学院院长基金资助项目.

作者简介: 栾锡武(1966-), 男, 山东省青岛市人, 研究员, 博士, 从事海洋地球物理学研究.

对热液系统输入海洋热通量的计算依赖于对热液系统多个物理参数的准确测定, 如热液区的规模、热液流体的密度、定压比热容、热液流体的温度、热液流体的流速等. 这些参数确定后, 对热液系统输入海洋的热通量就可以准确地计算出, 但由于热液活动区一般位于水很深的大洋底, 在这样的环境下测定这些参数是困难的. 再者, 由于受现代海底热液系统的测量程度和测量手段的限制, 我们对现代海底热液活动在大洋底的分布了解是很粗浅的, 现在还不可能对热液系统的热通量进行准确计算, 只能在现有资料基础上进行一个适当的估计. 对一些调查程度较高的热液活动区, 如胡安·得富卡热液活动区, 一些作者对其热通量进行了详细的估算^[2], 但对全球的热液热通量, 由于受到调查程度的限制, 只有一些很粗略的估计^[3~4].

2 现代海底热液活动在全球海底的分布

从 1963 年美国“发现者”号在红海发现热液成因的多金属软泥到 1979 年 *Alvin* 号在东太平洋海隆发现热液黑烟囱再到现在, 对现代海底热液活动的调查研究已经历了半个多世纪的历程. 经过多年的调查和研究, 人们已经认识到现代海底热液活动是一种普遍的海洋地质现象, 大洋中的三大构造背景(大洋中脊、板内火山和弧后盆地)普遍发育热液活动. 许多文章总结了各个时期现代海底热液活区的分布, 并在此基础上进行热液活动分布规律的研究^[5~10]. 本文对现代海底热液活动区的构造背景、调查过程、分布情况进行了统计(表 1). 由表 1 可以看出, 目前已知的现代海底热液活动区已有 490 多个¹⁾.

表 1 热液活动区统计

热液活动区位置	纬度范围	个数	资料来源
东北太平洋海隆区	4° ~ 50° N	43	栾锡武 ¹⁾
东太平洋海隆热液活动区	0° ~ 27° N	234	栾锡武 ¹⁾
东南太平洋海区	9° ~ 22° S	99	栾锡武 ¹⁾
大西洋中脊热液活动区	14° ~ 63° N	47	栾锡武 ¹⁾
印度洋中脊热液活动区	19° ~ 42° S	16	栾锡武 ¹⁾
西太平洋边缘热液活动区	18° ~ 28° N	7	栾锡武 ¹⁾
西太平洋边缘热液活动区	3° ~ 22° S	42	栾锡武 ¹⁾
板内火山		6	栾锡武 ¹⁾

3 现代海底热液系统输向大洋的热通量估算方法

热通量是单位时间内通过已知面积的物质所携带的热量的总和, 如果这些物质的密度、定压比热容以及与周围物质的温度差已知, 则热通量可表示为

$$Q_h = \rho_p v S \Delta T, \quad (1)$$

式中, v 表示物质的迁移速率; S 表示已知的面积; ρ , c_p 分别表示迁移物质的密度和定压比热容; ΔT 表示迁移物质与周围物质的温度差.

1) 栾锡武. 现代海底热液活动的分布、成因及热液柱研究. 博士论文, 中国科学院海洋研究所, 1999.

3.1 热液系统通过高温热液烟囱和热液漫溢输入海洋的热通量

热液烟囱一般是一个热液活动区标志性的地质现象, 而且一个热液活动区中往往有多个正在活动的热液烟囱. 深潜器所观测到的烟囱喷口处的热液温度可以高达 300 °C 以上, 所以通过持续不断的热液喷发, 热液系统向海洋输入的这部分能量应是相当可观的.

对某一个直径为 d 的热液烟囱, 其中温度为 T 的热液流体以流速 w 向上流出, 周围海水的温度为 T_0 , 则单个热液烟囱输入海洋的热通量可由式 (1) 改变为

$$Q_h = \rho c_p w (T - T_0) \pi \frac{d^2}{4}. \quad (2)$$

取喷口处热液流体的温度为 350 °C, 密度 $\rho = 980 \text{ kg/m}^3$, 垂直向上的流速为 1 m/s, 定压比热容 $c_p = 4 \text{ kJ/(kg} \cdot \text{°C)}$, 周围海水的正常温度为 2 °C, 热液烟囱喷口的直径取为 0.1 m^[11~12], 这样单个热液烟囱输入海洋的热通量为 10.7 MW. 假设目前发现的 494 处热液活动区中, 每个热液活动区中有 10 个这样的烟囱 (如 TAG 热液活动区^[13~14]、胡安·得富卡热液活动区^[15]), 则全球的海底热液系统由烟囱向大洋输送的总的热通量为 53 GW.

热液系统除以集中、高温的形式通过热液烟囱向海洋输送热量外, 更多的则是以低温、大面积漫溢热水的形式向海洋输送热量. 这种热液漫溢温度不很高, 通常为几度、几十度, 漫溢流速很低, 一般为几厘米每秒, 但涉及的范围通常很大^[16~17]. 以前人们往往只注意黑、白烟囱这种较强的热液释热形式, 没有对热液的漫溢热输出引起足够的重视. 从生物的角度来看, 漫溢热流似乎更为重要, 因为它是海底热液生物群落生存的主要环境. 同样, 可以用式 (2) 对漫溢热液的热通量进行估计. 假设漫溢区的温度异常为 2 °C, 热液漫溢的流速为 1 cm/s, 涉及直径为 100 m 的海底范围 (如 Tamayo 转换带低温热液区^[18]、EPR 21°N 的漫溢低温热液区^[19]), 可以算出单个热液活动区的漫溢热通量为 615 MW, 则全球 494 个热液活动区的热液漫溢热通量为 304 GW.

海底热液系统通过热液烟囱和热液漫溢两种形式向海洋输入总的热通量为 357 GW.

3.2 从底层海水的异常估算的热通量

由于热液活动区对其上部海水的持续加热会在海底形成一个底热异常边界层, 这样的底热边界层可由 CTD 等测量仪准确测到. 既然这个底热边界层是由热液活动所引起, 这样通过计算底热边界层的热通量就可以相应地估算热液系统所输出的热通量.

热液系统输出的热量可由热边界层的温度、盐度异常估算出. 按照 Thomson 等^[20] 时间平均的海洋热通量为

$$Q_h = \rho_p \int_0^d \left[\int_0^d u \Delta\theta dz \right] dy, \quad (3)$$

式中, d 为底边界层的厚度; $\Delta\theta(y, z)$ 为温度异常, 它是位置的函数, z 方向向上, y 方向垂流向并对整个热液区积分; u 是热异常边界层运动速率; ρ 为底层水的密度; c_p 为底层水的定压比热容. 由于底边界层的水流速度很小, 通常取为常数, 因此如果能够确定底边界层的温度异常 $\Delta\theta$, 则底边界层的热通量就可计算出. 底边界层的温度异常 $\Delta\theta$ 由 CTD 测定的温度-盐度关系确定. 由于

$$\Delta\theta(S) dS = \Delta\theta(z) \left[\frac{\partial S}{\partial z} dz + o \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)^2 dz \right], \quad (4)$$

故忽略高阶项, 热通量为

$$Q_h = ul\rho_p \int_{S_b}^{S_t} \Delta\theta(S) \left(\frac{\partial S}{\partial z} \right)^{-1} dS, \quad (5)$$

式中, S_b , S_t 是底热边界层底和顶的盐度. 据式(5)在确定了底热边界层的尺寸和温-盐-密度分布的情况下, 其热通量就可以估算出.

以 Cascadia 盆地为例, 取 $\rho_p = 4.3 \text{ MJ}(\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, y 方向积分的长度取盆地中火成岩露头的直径 $l = 0.31 \text{ km}$, 底热边界层的厚度为 50 m , 流速 $u = 0.01 \text{ m/s}$, 温度、盐度的资料取自 Thomson 等^[20]的测量值, 由此计算出该热液区的热通量约为 64.6 MW . 这是一个热液活动区引起的上覆底边界层的热通量. 假定其他所有已知的热液活动区都在其上方引起类似的底热边界层, 则全球 494 个热液活动区总的热通量约为 32 GW .

3.3 用扩张洋脊热液柱覆盖率估计的热通量

只有对全球海底热液活动区的分布有一个全面的了解, 才能准确估计海底热液系统输向大洋的热通量. 由于对大洋底调查程度的限制, 目前我们对现代海底热液活动区的调查研究远没有达到全面了解的程度, 但已知的热液活动区的分布表现出某些规律性, 在目前的条件下我们仍可以根据这些规律性, 推测全球海底热液活动区的分布情况, 从而根据已知热液活动区的热通量(平均)估算全球海底热液系统的热通量.

设某几段扩张洋脊的总长度为 L , 其中有 n 处热液活动区, 平均每处热液活动区的热液柱覆盖的长度为 l , 则 n 处热液活动区的热液柱覆盖总长度为 nl , 用 P 表示两者的比值, 即

$$P = \frac{nl}{L}, \quad (6)$$

容易看出, P 是一个无量纲的量, 它反映了扩张洋脊上热液活动出现的频度和影响范围, 称为扩张洋脊热液柱的覆盖率^[2]. 如在大西洋中脊 $27^\circ \sim 30^\circ \text{N}$ 间 330 km 的脊段上有 3 个热液活动区^[21], 在大西洋中脊 $36^\circ \sim 38^\circ \text{N}$ 间 270 km 的脊段上有 9 个热液活动区^[22], 这 12 个热液活动区的热液柱平均覆盖长度为 8 km , 则这 600 km 长的脊段的热液柱覆盖率为 $P = 0.16$. 再如, 在大西洋中脊 63°N 处 750 km 长的脊段上只发现了一个热液活动区, 则 $P = 0.01$ ^[23]. 大西洋中脊 $27^\circ \sim 30^\circ \text{N}$ 间和 $36^\circ \sim 38^\circ \text{N}$ 间的洋中脊 P 值较大, 说明该段洋脊发生热液活动的概率较高. 热液活动在扩张洋脊上出现的频度和该段洋脊的扩张速率密切相关. 一般来说, 洋脊的扩张速率越高, 出现热液活动的频率也越高. Baker 注意到了扩张洋脊的扩张速率与热液活动出现频率之间的关系, 并把扩张洋脊的扩张速率 u_s 与扩张洋脊热液柱覆盖率 P 之间的关系定义为线性关系, 即

$$P = \alpha u_s, \quad (7)$$

式中, α 为常数, 取为 0.004 Ma/km ^[2]. 这样, 根据式(7), 若给定某段扩张洋脊的长度和扩张速率, 就可以计算出该段扩张洋脊上热液柱覆盖的长度:

$$nl = L\alpha u_s, \quad (8)$$

式(8)反映了热液活动在扩张洋脊上的空间分布, 即脊段上某点是热液活动区的概率为 αu_s . 目前全球扩张洋脊各段的长度和扩张速率是已知的^[24], 这样利用简单求和的方法即可得到全球扩张洋脊上热液柱覆盖的总长度. 如果已知热液柱覆盖区单位长度上热液通量, 就可以求出全球热液通量.

每个热液活动区输入大洋的热通量应是高温热液烟囱输入和热液漫溢输入热通量的和。根据3.1节的计算知每个热液活动区输入大洋的热通量为716 MW, 每个热液活动区热液柱覆盖的脊长按8 km计算, 则热液柱覆盖区单位长度洋脊上的热通量为88 MW, 将此值乘以 au_s , 即得扩张速率为 u_s 的扩张洋脊单位长度的热通量, 由此可以计算出全球总的扩张洋脊热液系统输向海洋的热通量约为1 086 GW(表2)。

3.4 基于地壳结构的热液通量估计

1985年Lowell和Rona指出, 要维持热液系统持续不断的热流输出, 需要岩浆热源的存在^[25]。扩张洋脊上的多道地震测量、ESP剖面 and OBS阵列观测^[26~27]基本为人们建立起了扩张洋脊地壳结构模型。该模型揭示了扩张洋脊地壳结构中岩浆热源的存在, 从而建立了扩张洋脊岩浆热源与热液系统的关系, 这样要了解海底热液系统输入大洋的热通量, 可以从了解扩张洋脊岩浆由内向外的热通量入手。对实际的地壳结构情况作一些简单假设可以对扩张洋脊岩浆由内向外的热通量进行粗略估计。

在扩张洋脊主要考虑两种热源, 即侵入潜热和侵入过热。当岩浆房中含有过量的岩浆体时就必须有岩墙的侵入。此时的扩张轴具有最高的热通量, 之后的热通量逐渐降低, 直到下一次岩墙的侵入为止。对于整个循环周期来说岩墙的侵入时间是短暂的。

我们用扩张洋脊的半扩张速率来平均整个循环周期中热液热损失的情况。设扩张洋脊的扩张速率为 u_s , 则扩张洋脊的热液通量为

$$Q_h = u_s h_d \rho (l + c_p \Delta T), \quad (9)$$

式中, h_d 为岩墙的厚度; ρ 为岩浆的密度; l 为岩浆的潜热; c_p 为定压比热容; ΔT 为岩浆从侵入到准稳态时温度的降低; L 为扩张洋脊的长度。

根据地震资料揭示的洋中脊地壳结构模型^[28~30], 取岩墙的厚度为2 km, 岩浆密度为 $3\,000\text{ kg/m}^3$, 岩浆潜热为 400 kJ/kg , 定压比热容为 $1\text{ kJ/(kg}\cdot\text{°C)}$, 岩浆侵入后温度降低 600 °C 。根据表2给出的扩张洋脊的长度和扩张速率可计算出全球扩张洋脊上的热液热通量约为592 GW。

4 讨论与结论

从前面的计算结果来看, 不同的计算方法有不同的计算结果。根据热液烟囱计算的全球热液系统输向海洋的热通量仅为53 GW, 而根据热液漫溢计算得到的热通量为304 GW, 后者要比前者大, 这也许说明热液系统向海洋输出热量的主要形式是热液漫溢, 而广为我们观测到的热液烟囱的形式虽然突出, 但它并不是热液系统向海洋供热的主要形式。两者之和约为357 GW, 这应该是整个热液系统输向大洋的热通量。从底层海水热异常估算得到的热通量最低, 只有30 GW。实际上, 热液从海底进入海洋后, 引起的水体温度、盐度异常往往是很难精确测量的, 所以这种计算方法也必将带来较大的计算误差。通过概率估算和地壳结构估算的热通量分别为1 086和592 GW, 比由烟囱和漫溢计算的结果要大, 这可能是由于我们对现代海底热液活动的调查程度还很低, 目前可能还有很多的热液活动区没有被我们发现。

表2 不同扩张速率的扩张洋脊的热通量
(不同扩张速率的洋脊的长度据文献[2])

全扩张速率 / $\text{km}\cdot\text{Ma}^{-1}$	脊长/km	热通量(据覆盖率)/GW	热通量(据热结构)/GW
10	14 800	52	28
30	15 700	165	90
50	6 000	105	57
70	10 700	263	144
90	6 400	202	110
110	600	23	12
130	400	18	10
150	4 900	258	141
总和	58 500	1 086	592

由前面四种计算方法计算的结果知,热液通量最小为 32 GW,最大为 1 086 GW,四种估算结果相互之间有很大的差异.实际上,热液系统输向大洋的热通量应该是海底所有高温喷口和低温漫溢热水区的热通量总和,即方法一给出的结果,当然前提是我们已经了解每一处热液喷口和低温漫溢热水区的热参数.鉴于我们目前对现代海底热液活动调查认识的程度,要由该方法给出一个真实的热通量值是困难的.用方法三的目的是通过统计规律来估计现代海底热液活动区的总数目,从而根据它来估算总的热液通量.在还没有完全掌握热液活动在海底详细分布的情况下,这应是从整体上了解热液热通量的好思路.这种方法的局限性在于热液活动在海底分布是否存在统计规律性和能否找出这种统计规律性.用方法二和方法三是企图从另外两个侧面去反映热液通量.方法四计算的实际上是扩张中心通过地壳冷却引起的热通量,这部分热通量即是热液系统的热源,它最终还是通过高温热液喷口和低温漫溢热水输入到海洋中.从热液系统进入海洋中的热量首先要在海水层底部引起一个底热异常边界层,这即是方法二所要计算的热通量.因此,从理论上来说,这四种方法应给出同样的计算结果.计算结果的差异,反映了目前我们对现代海底热液活动的认识水平.正是由于我们对热液活动调查的局限性才造成了不同的方法估计结果的差异.我们认为,本文提出的几种方法用于估算热液系统输向海洋的热通量是有效的,但问题在于,要对现代海底热液系统向海洋的热量输送进行精确计算,还依赖于对热液系统精确、全面、长期的观测,在目前条件下还难以做到这一点,因为我们对整个世界海底的热液调查仍然是很少的,在这种情况下不同的计算方法给出不同的计算结果也是难以避免的.

假设太阳辐射每天能引起全球 10% 的海洋面积表层 1 m 的水体温度变化 1 °C,则太阳辐射输入海洋的热通量约为 425 TW,这一结果还远高于由概率估计和地壳热结构估计得到的热液系统向大洋的热输出.应该看到,与太阳辐射向海洋的热输入不同,热液系统向海洋的热输入大部分集中于扩张洋脊的中轴很小的范围内,而太阳辐射则较为平均.虽然热液系统向海洋的热输入比太阳辐射要低得多,但鉴于其供热方式不同,因而它对海洋的影响乃至对全球气候变化的影响还应进一步研究.

参考文献:

- [1] RISE Project Group. East Pacific Rise: hot spring and geophysical experiments[J]. Science, 1980, 207: 1 421—1 444.
- [2] BAKER E T. The relationship between near axis hydrothermal cooling and the spreading rate of mid-ocean ridges[J]. EPSL, 1996, 142: 137—145.
- [3] LOWELL R P, RONA P A, VON HERZEN R P. Seafloor hydrothermal systems[J]. JGR, 1995, 100: 327—352.
- [4] STEIN C A, STEIN S. Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow[J]. JGR, 1994, 99: 3 081—3 095.
- [5] FOUQUET Y, BARRIGA F. FLORES diving cruise with the Nautile near the Azores first dives on the Rainbow Field: hydrothermal sea water/mantle interaction[J]. InterRidge News, 1998, 2: 1 154—1 162.
- [6] OOSTING S E, VON DAMM K L. Bromide/chloride fractionation in sea floor hydrothermal fluids from 9° ~ 10°N, EPR[J]. EPSL, 1996, 144: 133—145.
- [7] CHARLOU J L, FOUQUET Y. Axinerals and gas chemistry of hydrothermal fluids on an ultrafast spreading ridge: EPR 17° ~ 19°S (Nautile cruise, 1993) phase separation processes controlled by volcanic and tectonic activity[J]. JGR, 1996, 101: 15 899—15 919.
- [8] GERMAN C R, BAKER E T, MEVEL C. Hydrothermal activity along the Southwest Indian Ridge[J]. Nature, 1998, 395:

490—493.

- [9] SCHEIER D S, BAKER E T, JOHNSON K T. Detection of hydrothermal plumes along the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Plateau[J]. *Geoph Res Lett*, 1998, 25: 97—100.
- [10] 吴世迎. 世界海底热液硫化物资源[M]. 北京: 海洋出版社, 2000. 1—290.
- [11] CONVERSE D R. Flow rates in the axial hot springs of the East Pacific Rise (2°N): implications for the heat budget and the formation of massive sulfide deposits[J]. *EPSL*, 1984, 69: 159—175.
- [12] DELANEY J R. Geology of a vigorous hydrothermal system on the Endeavor segment Juan de Fuca Ridge[J]. *JGR*, 1992, 97: 19 663—19 682.
- [13] RONA P A, VON HERZEN R P. Introduction to special section on measurements and monitoring at the TAG hydrothermal field, MAR 26°N, 45°W[J]. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23: 3 427—3 430.
- [14] RONA P A. Black smoker and massive sulfides at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26°N[J]. *EOS*, 1985, 66: 936.
- [15] GOODFELLOW W D, FRANKLIN J M. Geology, mineralogy and chemistry of sediment hosted clastic massive sulfides in shallow core, Middle Valley, North Juan de Fuca Ridge[J]. *Economic Geology*, 1993, 88: 2 037—2 069.
- [16] RONA P A. An Atlantic hydrothermal plume: TAG area, Mid-Atlantic Ridge crest near 26°N[J]. *JGR*, 1989, 94: 13 879—13 893.
- [17] RONA P A. Hydrothermal circulation, serpentization, and degassing at a rift valley fracture zone intersection, MAR near 15°N, 45°W[J]. *Geology*, 1992, 20: 783—786.
- [18] Tamayo Tectonic Team. Tectonics at the intersection of the East Pacific Rise with the Tamayo transform fault[J]. *Marine Geophysical Research*, 1984, 6: 159—185.
- [19] WOODRUFF L G. Sulfur isotope study of chimney minerals and vent fluids from 2°N, EPR: hydrothermal sulfur sources and disequilibrium sulfate reduction[J]. *JGR*, 1988, 93: 4 562—4 572.
- [20] THOMSON R E, DAVIS E E. Hydrothermal venting and geothermal heating in Cascadia Basin[J]. *JGR*, 1995, 100: 6 121—6 141.
- [21] MURTON B J, KLINKHAMMER G, BECKER K, et al. Direct evidence for the distribution and occurrence of hydrothermal activity between 27° and 30°N on the MAR[J]. *EPSL*, 1994, 125: 119—128.
- [22] GERMAN C R, PARSON L M, Heat Scientific Team. Hydrothermal exploration at the Azores Triple Junction: tectonic control of venting at slow-spreading ridge[J]? *EPSL*, 1996, 138: 93—104.
- [23] GERMAN C R, BRIEM J, CHIN C, et al. Hydrothermal activity on the Reykjanes Ridge: the Steinaholl Vent-Field at 63° 06' N[J]. *EPSL*, 1994, 121: 647—654.
- [24] DETRICK R S, MUTTER J C. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge[J]. *Nature*, 1990, 347: 61—64.
- [25] LOWELL R P, RONA P A. Hydrothermal models for the generation of massive sulfide deposits[J]. *JGR*, 1985, 90: 8 769—8 783.
- [26] KENT G M. Evidence for a smaller magma chamber beneath the East Pacific Rise at 9° 30' N[J]. *Nature*, 1990, 344: 650—653.
- [27] SINTON, DETRICK. Mid-ocean ridge magma chambers[J]. *JGR*, 1992, 97: 197—216.
- [28] RUBIN A M. On the thermal variability of dikes leaving magma chambers[J]. *Geophysical Res Lett*, 1993, 20(4): 257—260.
- [29] HENSTOCK T J. The accretion of oceanic crust by episodic sill injection[J]. *JGR*, 1993, 98: 4 143—4 161.
- [30] DETRICK R S, BUHL P, VERA E, et al. Multi-seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise [J]. *Nature*, 1987, 326: 35—41.

Heat flux estimates from hydrothermal system to the ocean

LUAN Xi-wu¹, ZHAO Yi-yang¹, QIN Yun-shan¹, CHU Feng-you²

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 2. *Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*)

Abstract: Four methods are used to estimate the heat flux from the hydrothermal system to the ocean. The heat flux from high temperature vents and low temperature warm water diffusion fields is about 357 GW. The heat flux from bottom thermal boundary layer is 32 GW. Based on Baker's linear relationship between spreading rate and plume incidence, the possibly total hydrothermal fields on the whole world ocean are calculated and then their heat flux estimate is about 1 086 GW. Based on the spreading axis crust cooling model the result is about 592 GW. From the results it can be seen that the heat flux from the hydrothermal system to the world ocean may be tens to thousands gigawatt on one hand, and on the other hand it is well known that it is not easy to estimate it actually now. The great difference comes mainly from limited knowledge about the distribution of the hydrothermal fields on the world ocean. The above mentioned analysis is shown that though the heat flux from the hydrothermal system to the ocean is much smaller than the heat flux from the solar radiation to the ocean, but concerning the different ways of supplying the world ocean with heat, much attention should be paid to the effects of the hydrothermal activity on the world ocean current and world climate.

Key words: modern hydrothermal activity; distribution; heat flux estimate