

文章编号: 1006-6616 (2007) 02-0179-14

# 深海底热液活动研究热点

夏建新, 李 畅, 马彦芳

(中央民族大学生命与环境科学学院, 北京 100081)

**摘 要:** 深海底热液活动是现代海洋地质科学研究的前沿热点, 我国这方面的研究工作刚刚开展, 亟需对现有研究成果进行总结。本文对海底热液活动的调查研究过程和现状进行了回顾, 重点分析了热液喷溢动力过程的理论研究成果, 从实测事件数据的研究成果中找出了影响热液柱的形态和分布的各种因素, 并对热液烟囱和极端温度微生物等海洋学研究热点进行了分析, 为深海热液活动调查和理论研究提供基础。

**关键词:** 海底热液; 热液羽状柱; 潮汐流; 极端温度微生物; 海底烟囱

中图分类号: P736

文献标识码: A

## 0 引言

自 1963 年“信天翁”号科学考察船在红海地区发现底层水体的温盐异常现象以来, 活动的热液喷口及其形成的独特的海底热液区生态系统吸引了从地球科学、海洋生物学到生命科学领域科学家的注意, 成为现代科学研究的前沿。热液喷口主要发生在具有扩张性地壳结构的大洋中脊断裂带、峡谷及部分海盆扩张区, 如大西洋 Rainbow 热液喷口区、北太平洋 Endeavour 喷口区、劳盆地的 Kilo Moana、ABE 热液点等, 有证据表明全球四大洋中脊均存在活动的热液区。热液喷口存在于几千米深的海底, 寻找非常困难, 但热液活动喷出的高温流体造成周围海水与上覆水体的物理异常(温度、盐度、密度、透光度)和化学异常(富含 He、CH<sub>4</sub>、H<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>S、Mn<sup>2+</sup>、Fe<sup>2+</sup>等), 现有探测热液的主要方法都是通过观测这些环境要素的异常来推测热液点的范围。

热液柱是海底热液系统将自身的热量输入海水的主要形式, 是研究现代海底热液活动环境效应的主要物理对象。只有深入了解热液流体在海底以下的运动迁移过程以及影响热液活动的各种因素, 才能有助于理解流体的流态、温度场的变化、不同边界条件对循环的控制作用等, 因此对其进行理论和实际的研究具有重要意义。

## 1 现代海底热液活动调查

### 1.1 研究概况

在 20 世纪 70 年代, 海底热液活动的研究集中在大洋中脊。1972 年, 通过拖网在大西洋

收稿日期: 2007-01-25

基金项目: 中央民族大学“985”建设项目(编号: CUN985-3-3)和国家自然科学基金(编号: 50309019)资助。

作者简介: 夏建新(1969-), 男, 博士, 教授, 主要从事多相流体力学研究。E-mail: jxia@vip.sina.com.

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.

硫化物丘体中采集到低温热液样品, 在 Galápagos 裂谷用拖曳工具发现热液丘。1976 年, Plelade 考查队返回 Galápagos, 在海底发现了一堆非常说明问题的蛤壳。1977 年, Alvin 号深潜器终于在 Galápagos 裂谷发现了长期置疑的热液喷口, 同时还发现了数量惊人的、种类繁多的海底热液生物群落, 改变了关于地球上生命存在的旧观念。1979 年春季, 生物学家们首次勘查了新发现的海底热液生物群, 并找到了第一个“黑烟囱”——高的塔型岩石堆积物, 喷溢出高温的、富含矿物质的黑色流体。

从 20 世纪 80 年代开始, 海底热液活动的研究逐渐扩展到全球各大洋的构造活动带, 如板内热点、海山以及弧后扩张盆地等。其中较著名的调查研究有: 1982 年夏季伍兹·霍尔海洋研究院(美国, WHOI)在 TAG 区取样。1984 年及 1986 年日本对冲绳海槽中部进行的热液沉积调查。1985 年 12 月, 大洋钻探计划(ODP)在大西洋中脊 23°N 的 Snake Pit 区钻取了未固结的块状硫化物。1986 年 5 月 Alvin 号深潜器在 Snake Pit 区采集了块状硫化物、热液沉积物、流体和生物样品。1987 年 4 月, 美国 Alvin 号深潜器对马里亚纳海槽进行的以硫化物矿床为目标的海洋调查。1988~1990 年期间, 日本使用“深海 2000”号深潜器再次对冲绳海槽的热液活动区进行了多次潜水观察及调查采样。剑桥大学及 WHOI 在 1988 年 7 月及 1990 年 1 月两次系统地研究了热液喷口及周围的环境。1986 年开始, 西太平洋热液硫化物研究工作逐步展开, 在马努斯盆地的弧后扩张中心发现了第一个高温热液喷口。此后, 相继在马里亚纳海槽、北斐济盆地、冲绳海槽及劳海盆发现海底热液活动及块状硫化物。

到 1993 年为止, 已发现 139 处现代海底热液活动区<sup>[1]</sup>。在最近 10 年里, 一系列新的活动的热液区被发现, 如大西洋脊的 Rainbow、Saldanha 及 Lost City 区, 冰岛北海岸的 Grimsey, 新西兰北部海域的 Kemadec, 印度洋的 Kairei<sup>[2]</sup>, 等等。到 2001 年为止, 已发现的热液活动区的总数已超过 200 个。正在进行的美国洋中脊计划(RIDGE)与深海钻探计划/海洋钻探计划(DSDP/ODP)推动了海底热液活动及海底矿产勘探的研究。自 1997 年起, 美国洋中脊计划与深海钻探计划/海洋钻探计划的 20 多个航次 70 余个钻孔钻遇了热液活动的产物或踪迹, 如 504B 孔(Costarica 裂谷南部)、ODP 139(北 Juan de Fuca 脊)及 ODP158(TAG 区)等<sup>[3]</sup>。

近来, 地球系统科学提出将地球作为一个整体来研究, 对地球的气圈、水圈、生物圈和岩石圈的各种作用及各层圈之间的相互作用进行研究, 这种学术思想对海底热液活动的研究起了重要的推动作用。

## 1.2 现代海底热液喷溢区的分布及地质环境特征

### 1.2.1 现代海底热液区的分布

现代海底热液系统是部分壳增生过程的显示, 在全世界的慢速、中速、快速扩张洋中脊上均有发现<sup>[4]</sup>。到目前为止, 人类已发现 215 处现代海底热液喷溢区, 包括 145 个已探知的(实地证实的)和 70 个推测的(观测到热液柱, 而未实地确认的)。数据表明, 海底热液喷溢活动点的分布极不均匀, 其中太平洋内分布最多(为 140 个), 大西洋次之(为 44 个), 最近在北冰洋发现 9 个异常点, 其余海域分布相对较少(见表 1)。

现代海底热液活动区主要出现在构造活动的部位, 即大洋中脊、弧后盆地和板内火山, 主要分布在 40°N 和 40°S 中、低纬度带之间。热液区深度变化较大(由几米到 5000 多米), 多数位于 2000~2800m 的水深范围内, 平均深度为 2220m。而洋底的平均水深为 3711m(其中太平洋 4248m、大西洋 3597m<sup>[4]</sup>)。

表 1 现代海底热液喷溢区统计<sup>4-6</sup>

Table 1 Statistics of modern seafloor hydrothermal vent sites

海域	数目/个	海域	数目/个	海域	数目/个	海域	数目/个			
大西洋	44	大西洋	50°N 以北	7	太平洋	北太平洋	4	北冰洋	82°53'N	1
太平洋	140		40~49°N	3		东北太平洋	52		83°51'N	1
北冰洋	9		30~39°N	5		东南太平洋	12		84°26'N	1
印度洋	12		20~29°N	12		西北太平洋	24		85°N	2
南极洲	1		10~19°N	13		西南太平洋	35		86°N	4
地中海	5		赤道大西洋	1		赤道太平洋	7			
红海	2		南大西洋	3		中太平洋	6			
Afar 裂谷	2		小计	44		小计	140		小计	9

### 1.2.2 热液区的地质环境特征

要对现代海底热液活动进行深入系统的研究, 必须首先要了解热液活动分布区的地质环境问题。尽管热液活动广泛分布于大洋中脊、弧后扩张盆地等张性构造环境及现代海底火山等特殊的条件下, 但在上述环境下并非都有热液活动现象。

中国学者季敏<sup>[4]</sup>等通过对全球典型热液区地形环境特征的系统分析和对比研究, 发现热液活动最突出的特征是出现在大洋高地形的低洼部分, 少数出现在低地形的较高部位, 也就是说, 在大洋中脊热液活动通常不出现在中脊顶部, 而是常出现于扩张轴轴部地堑、裂谷两翼斜坡的台形阶地上、断层崖上、中央裂谷中丘状地形的上部或翼部、火山口内壁的基部等部位。在弧后扩张盆地, 热液活动主要出现在盆地扩张带中的断裂地堑、海岭、山脊的侧坡上及火山口附近的裂隙带、塌陷构造洼地等部位。在现代海底活动火山区, 热液活动主要出现在新火山脊顶部和底部的熔岩流前沿或断层处。离轴海山的顶部和翼部、非转换断层区和三联点处的断裂带交会区也是热液活动非常频繁的地区<sup>[4]</sup>。

## 2 热液羽状流的特性研究

海底热液可能以两相流体形式存在, 即低盐度蒸汽流体和高盐度卤水型流体。为此有学者提出了相分离模式<sup>[7-8]</sup>, 即在高温下形成的高盐度卤水先期储存在洋壳中, 而富含气体的低氯度组分优先排出, 这一模式阐明了热液活动的内在规律<sup>[9]</sup>。从海底喷溢而出的热液流体在物理化学特征方面与其他流体截然不同。与海水、沉积物的间隙水及大气水相比, 海底热液流体具有较高的温度(特别是黑烟囱流体)、不同的化学组分(受深源物质的影响)、较高的金属含量及更强的酸性, 且有较高的溶解气浓度, 如硫化氢、甲烷及氢气等(见表 2)。高温、低密的热液流体流出海底后, 在上升的过程中和周围海水混合形成热液柱。

热液活动所携带的热通量巨大, 最终将由海底输入到海水中, 并且这部分热量可能驱动深部的大洋水循环。热流中<sup>3</sup>He、CH<sub>4</sub>和Mn的含量异常。热流中所含的<sup>3</sup>He来自地球内部, 它是太阳系的主要成分。而<sup>4</sup>He是放射性元素产生的,<sup>3</sup>He和<sup>4</sup>He之比可以用来测出海底的循环模式<sup>[10]</sup>, 这方面的研究也引起了许多学者的关注。Lowell等的初步计算表明, 热液活动将热量从地球的深部传送到海底, 再由海底输入海水, 其传送的热量占地球总通量的25%, 占从下部进入海水总热量的33%。栾锡武等<sup>[14]</sup>从4个方面对现代海底热液活动输向大洋的

表2 海水与热液喷口流体特征及化学组成对比<sup>[3]</sup>  
(热液数据来源于大西洋中脊热液区<sup>[8]</sup>)

Table 2 Comparison of characteristics and chemical compositions  
between seawater and hydrothermal vent fluids in the Mid-Atlantic Ocean

特征及组成	热液流体	海水	特征及组成	热液流体	海水	特征及组成	热液流体	海水
温度 / °C	300 ~ 365	2	K <sup>+</sup> (μM)	17.1	9.8	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (μM)	0	27.9
酸度 / 25 °C	3.35	7.8	Ca <sup>2+</sup> (μM)	30.8	10.2	Mn <sup>2+</sup> (μM)	680	0
溶解氧	0	0.076	Mg <sup>2+</sup> (μM)	0	52.7	Fe <sup>2+</sup> (μM)	5590	0.0015
H <sub>2</sub> S (μM)	2.3 ~ 3.5	0	Si (μM)	20.75	0.2	Cu <sup>2+</sup> (μM)	98 ~ 120	0.007
Na <sup>+</sup> (μM)	537	464	Cl <sup>-</sup> (μM)	636	541	Zr <sup>2+</sup> (μM)	47 ~ 53	0.01

热通量进行了初步估算, 但不同方法给出的结果有较大的差异, 在这里不赘述。

### 3 热液喷溢过程理论研究

热液活动形成机制是热液活动研究的前提。当前普遍接受的观点是: 在热液活动区, 幔源的岩浆上涌加热上覆的岩层, 使岩石的物性发生改变, 并在岩层中出现破裂。热液活动和岩浆作用密切相关。板块俯冲在海槽下诱生地幔物质上涌, 上涌的地幔物质所携带的热量为热液活动提供了动力源, 在海槽拉张过程中形成的断裂为热液流体提供了运移通道<sup>[12]</sup>。然后冷的海水沿裂隙下渗, 直接或间接地被热的岩浆加热。在加热过程中, 热的流体与周围岩石发生一系列复杂的物理、化学反应, 使热流体的物质组成发生变化。被加热的流体部分气化, 密度变轻, 又向上运移至海底。现代海底热液活动的热源主要是地球由内向外的对流热, 即在热液活动区下方的某一深度存在由地球深部向上迁移而来的热物质<sup>[5]</sup>。

#### 3.1 热液运动中应该考虑的实际问题

##### 3.1.1 底层流

热液流体从喷口喷出时的流速一般在  $1\text{m/s}$  左右, 而近海底的海水的底层流的流速很小, 一般在  $0.011\text{m/s}$  (在  $2\sim 20\text{cm/s}$  的数量级上<sup>[13]</sup>)。和热液流体从喷口喷出时的流速相比, 周围海水基本可看作是静止不动的, 而且热液流体从喷口喷出后上升到其中性浮力面只需要几分钟的时间<sup>[4]</sup>, 在这样短的时间内, 底层流对热液柱的下部(热液颈部分)形状的影响是很小的。

通过研究 ODP168 航次获得的沉积物和玄武岩样品, 结合现场温度测定和沉积物中孔隙流体的化学组成分析, 横向流体流动的距离较长, 超过  $100\text{km}$ 。在玄武岩基底上部, 流动速率约为  $1\sim 5\text{m/a}$ <sup>[15]</sup>。由于热液透镜部分不再有很高的流速, 从长时间来看, 底层流对其形态将有很大的影响。

##### 3.1.2 海水层结

对于热液羽来说, 海水层结是热液羽向上扩展的主要阻碍因素。在一个具有层结的水体中, 垂直方向上的密度梯度决定了罗斯比半径  $r_b$ , 从而决定了稳态热液羽的宽度和从这个热液羽中释放出来的漩涡的大小。罗斯比半径是自转地球上, 水体中稳态浮力热液柱的限制半径, 假如其超过了这个范围, 浮力的不稳定就会导致柱体坍塌成更小的漩涡。这些漩涡将会旋转着离开热液柱的发生源<sup>[16]</sup>。

海水密度随着深度的增加而显著上升, 盐度也会有显著的不同, 如大西洋的盐度随着海水深度的增加而下降, 太平洋的盐度随着海水深度的增加而上升<sup>[17]</sup>。与高温集中型热液系统相对应, 低温分散型热液系统被证明对于全球海洋的热通量具有潜在的巨大贡献<sup>[18]</sup>。盐度的变化是高温集中型热液系统源浮力通量的重要贡献因子, 这些高温热液的盐度在海水盐度的0.1~2倍变化范围之内<sup>[19]</sup>。

在一个分层的水体中, 温热的热液柱一边上升, 一边和周围的海水混合, 直到其到达一个“中性浮力面(NBL)”, 在这里它的密度和周围海水相等。在这一点上, 热液柱没有净浮力, 将在侧向上延伸开来<sup>[20]</sup>, 形成蘑菇状。热液柱继续延伸直到它生长到比罗斯比变形半径( $r_D$ )还要宽阔为止。因此, 一个特征半径为 $r_D$ 的稳定的热液柱是可以被维持的, 此特征半径通过漩涡的去除来维持地热供应和输出之间的平衡。

### 3.1.3 地球自转的影响

众所周知, 地球每24小时绕其轴自转一周, 这一自转引起了科里奥里力的效应。科里奥里力的大小是由科里奥里力参数 $f=2\Omega \times \sin\Phi$ 决定的, 这里 $\Omega$ 是行星的角度自转率, 而 $\Phi$ 是热液柱的纬度<sup>[21-22]</sup>。一旦此系统发展到大约1倍自转周期时( $t \sim f^{-1}$ ), 科里奥里力的影响就开始变得重要起来。王连捷等<sup>[23]</sup>用有限元方法计算了地球自转变化引起的全球应力发现, 在地壳厚度按一定规律分布时, 应力场的分布沿EW方向具有分带性, 并且与全球大洋中脊的分布有对应关系。而地球的自转周期相对较长, 现今还没有较多的资料描述科里奥里力对于洋底热液柱在生长过程中形状和分布的影响。但是, 可以肯定的是, 这种影响必然存在(如图1), 只是大小和强度的时间分布因每个热液柱(特别是事件热液柱)的具体情形而定。

### 3.1.4 地球海洋上的对流

在地球散失的总热量里约有20%是由海底扩张中心的热液对流而散失的<sup>[24]</sup>。因对流传热, 洋脊两侧的热流值呈波状分布, 波长为 $6\text{km} \pm 1\text{km}$ <sup>[25]</sup>。海洋上对流的动力可以考虑为两种主要的现象: 从洋壳发源的浮力热液柱的上升和稠密的表面海水的下降。这两种现象的动力十分相似: 对流的液体在上升或下降的过程中互相混合, 形成运动状态和几何形状受到科里奥里力作用控制的稀释过的浮力液体的旋转实体, 热液流体的体积最后在斜压范围上变得不稳定, 并在侧向方向上喷放出旋转的液滴来维持对流区域内质量平衡的稳定状态。

热液柱的上升和下降是无法区分的, 这两种现象的关键区别就是浮力源的尺寸。热液柱通常处理为点源, 从一个单独的热液孔或一群在纬度范围上可以忽略的热液源。在冬季深海对流的问题上, 浮力损失发生在一个更加宽广的面积上。

### 3.1.5 热液源的形状和地形背景

很明显, 喷口的形状和热液源地区的地形状况会极大地影响热液柱的形状, 但这方面的研究资料较欠缺, 是未来需要重点研究的内容。

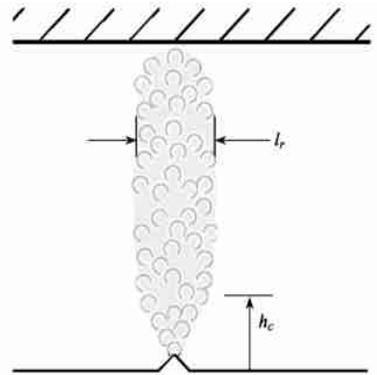


图1 受到科里奥里力影响的热液柱的可能形状<sup>[19]</sup>

Fig. 1 Possible configuration of the hydrothermal plume influenced by Coriolis forces

### 3.2 实验模拟分析

当前, 热液活动的焦点正在逐渐转移到其发育过程、运行机制方面, Chamley 和 Tivey<sup>[29]</sup> 等都进行了有益的探讨。许多研究者在实验室内进行了不同程度的试验, 设计了各种模型来分析、模拟、反演热液的发育过程, 讨论其影响因素并描绘其流场和温度场的分布。Kevin 和 Karl 对热液驱动循环进行了有益的讨论<sup>[27]</sup>。他们主要考虑了高温喷溢的影响, 认为高温热液喷溢可在较大的时空范围上驱动循环, 喷溢的浮力流不是简单地被大洋流体传导, 而很可能积极地控制着局部区域, 甚至盆地规模的流体。

#### 3.2.1 热液喷溢的理论过程和热液柱的一般形态

普遍关注的是热液从海底喷出后的变化过程: 热液流体从海底喷口喷出后, 由于初速度和浮力的存在, 将沿一个通道上升, 随离海底距离的增大, 上升的速度迅速降低, 同时, 热液流体的上升通道在侧向上随之扩展, 到达中性浮力面后不再上升, 而仅在一个层面上扩展。这一点很好理解, 因为热液流体喷出海底后的初始速度很快, 热液流体集中在很小的一个通道范围内; 随着高度的增加, 上升速度降低, 要在单位时间内通过等量的热液流体, 热液柱自然要在侧向上扩展, 以拓宽热液流体的通道, 即拓宽热液柱占据的水平横截面的面积, 从而保持单位时间内通过的热液柱任意横截面的热液总量相等<sup>[14]</sup>。

热液流体和周围的海水相比具有温度高、密度低的特点, 一般热液流体的温度可超过 300℃, 而密度只有正常海水密度的 7/10 左右, 此时的热液所受的浮力为:

$$b = -g \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \quad (1)$$

式中  $\rho$  为正常海水的密度;  $\rho_0$  为热液流体的密度;  $g$  为重力加速度。由于  $\rho > \rho_0$ , 浮力  $b$  为负值, 和重力加速度相比, 方向向上; 再加上热液流体从喷口喷出时具有的初速度, 这样热液流体从喷口喷出海底后将加速上升。由于存在很大的摩擦, 热液流体加速上升的过程中要不断夹带周围的海水一起上升, 同时也不断向周围的海水散热, 使热液流体自身的温度不断下降。

$$\rho_0 = \rho(1 - \alpha \Delta T) \quad (2)$$

式中  $\Delta T$  为热液流体的温度和周围海水的温度差;  $\alpha$  为热膨胀系数, 可取值  $9.672 \times 10^{-4}$ 。可见随着温度的降低, 热液流体的密度增大, 所受的浮力  $b$  值将要减小。当热液流体的密度和周围海水的密度相当时, 热液流体所受的浮力不复存在, 摩擦力很快会使热液流体的上升速度降为 0, 使其不再上升, 而到达一个中性浮力面。在这个中性浮力面上, 浮力为 0, 热液流体上升的速度为 0, 从下面不断上升的热液流体在这个面上聚集并朝侧向扩散。此时, 热液柱的基本形态已经形成。热液柱大致上可分为热液颈和热液透镜两大部分。热液颈是热液柱下部垂向延伸的部分。下面连接热液喷口, 上面连接中性浮力面, 热液颈随高度的增大在侧向上不断扩展, 呈下细、上粗的形状, 柱体顶部的半径可以是底部半径的几倍。热液柱通常的高度为几十到几百米, 底部直径几十厘米, 上部直径可以达到几米到几十公里。和周围海水相比, 热液颈体部分的物理特性异常明显, 但热液透镜体的物理特性异常并不很明显, 它表现出的主要是化学异常<sup>[14]</sup>。

#### 3.2.2 热液喷溢的动力过程模拟

一个不分层并且均质的环境下上升浮力柱的过程模拟。虽然这一情形在地球海洋上通常不能够被观测到, 但是对于这一情形的总体动力过程还是十分相似的。

##### (1) 工作假设

基于地貌和重力数据<sup>[28]</sup>, 假设海洋的厚度是 8km。由于没有从可能的海底热液喷口中得到热量输出的数据, 当假设热通量  $F$  和大部分洋中脊系统产生的一样时 (假定  $F=0$  (1~10GW), 此参数在 0.1~100GW 之间变动), 热液柱的行为受  $F$  的影响极小。建立一个从点源上升的浮力热液柱的平衡方程, 能够得出一些相似的方程用于大的、分散性的浮力源。

## (2) 比例分析

以下的推导遵循了许多对流理论研究所采用的通用比例分析<sup>[29,30]</sup>。Fernando 等<sup>[31]</sup>的工作极其宝贵, 因为它具体研究的就是在一个非层结并且所在星球绕轴转动环境下的点源热液柱。设定了海底点源测量的综合限制因子, 在数值模拟中通常取用的源浮力通量  $B$  范围在  $0.1\text{m}^4/\text{s}^3$  (对单个喷口源) 到  $2.1 \times 10^3\text{m}^4/\text{s}^3$  (对扩散源) 之间。

当时间为 0 时, 转换到浮力通量为  $B$  的一个浮力点源:

$$B = g \Delta \rho / \rho_w \mu^2 \quad (3)$$

其中  $\Delta \rho$  是密度差,  $\rho_w$  是海水密度,  $\mu$  是体积通量, 用单位  $\text{m}^3/\text{s}$  来表示, 那么  $B$  的单位就是  $\text{m}^4/\text{s}^3$ 。  $B$  和热通量  $F$  有关:

$$B = \frac{ga}{\rho_w C_{pw}} F \quad (4)$$

这里  $g$  是表面重力,  $C_{pw}$ 、 $a$  分别是热容量和热扩张系数。

## (3) 热液羽状柱的内部参数模拟

在转换到浮力源之后的最初阶段, 由行星自转所产生的科里奥里力并不重要, 并且热液柱还太小而不能感受到有限的海水厚度  $H$ 。因此, 浮力源  $B$  就是唯一的空间外部参数。可以从热液活动开始后的  $B$  和时间  $t$  中得出一个长度比例:

$$L = (Bt^3)^{-1/4} \quad (5)$$

热液柱源上的最新高度  $z$  和它的宽度  $l$  对这个典型的长度比例来说都是成比例的。实验确定热液柱是以一个与自身相似的方式向上和向外生长, 形成一个圆锥形的热液柱。Turner 等<sup>[29]</sup> 认为热液柱的高度  $z$  和直径  $l$  之间有如下关系:

$$l \approx 0.25z \quad (6)$$

热液柱的上升的体积通量  $\mu$  不是恒定不变的, 它随着热液和周围海水混合而逐渐增加。然而,  $B$  和能量通量  $F$  是成比例的, 因而在热液柱的每一个高度都是一样的。在这个问题中唯一可以得到的参数  $\mu$  必定是  $B$  和  $z$  两者的函数。对于  $\mu$  来说在空间上一致的唯一选择是:

$$\mu = k_\mu (Bz^5)^{1/3} \quad (7)$$

在这里  $k_\mu$  是一个由经验确定的常数。由 1982 年的 List 中给出的经验值可以得到  $k_\mu$  的一个值为 0.15, 则 (7) 式变为:

$$\mu \approx 0.15(Bz^5)^{1/3} \quad (8)$$

由于热液柱在任何高度的浮力通量就是浮力变异  $b = g \Delta \rho / \rho_w$ , 乘以体积通量  $\mu$ , 则  $b$  为:

$$b = B / \mu \approx 6.7(B^2 z^{-5})^{1/3} \quad (9)$$

这个对于  $b$  的关系可以用来找出在热液柱中给定高度的温度。相信这些数据能够对实验中得到的数据进行验证。

## 4 大洋中脊热液喷溢过程探测

当前对现代海底热液活动研究的主要方法是海底现场观测取样的实测研究, 如大洋钻探计划, 但是海底现场观测取样技术仍不成熟, 很难对一个热液喷溢区进行长期监测, 很难准确地确定热液源的位置, 更不必说测量单个热源的位置。这里整理了在最新的洋中脊热液喷溢的实地测量研究中得到的经验和数据, 以期对实验的边界范围的确定和模拟提供帮助。

### 4.1 现代海底热液柱的电导度-温度-深度-透光率的异常观测研究

热液柱从高温的热液喷口喷出并和周围的海水混合后, 必然改变周围海水的温度、盐度。又由于热液流体中含有大量的悬浮颗粒, 因此还将引起海水的透光率异常。电导度-温度-深度-透光率传感器 (STDT) 可以对水体实施现场的温度、盐度和透光率测量。

Thomson 等用装有压力和水温传感器的热探针进行了热液活动调查研究。热探针具有很高的分辨率, 可以每 10s 记录一个水体的现场温度值。但因为热探针达到热平衡需要一定的时间, 这就限制了用热探针进行水体温度测量时热探针上升或下行的速度。1993 年 Thomson 等在卡斯卡地亚盆地进行了水体的热液活动调查。调查使用了两种剖面包。一种是将一个数字电导度-温度-深度传感器、一个透光率仪和一个 9 瓶取样器组合在一起; 另一种是将一个改造的电导度-温度-深度传感器、一个透光度仪和一个声多谱流速剖面仪 (ADCP) 组合在一起。两组装置都进行剖面上行和下行的测量, 记录数据直接传输到船上, 电导度-温度-深度-透光率传感器以 25kHz 的频率取样, 温度和盐度的测量精度分别为  $0.001^{\circ}\text{C}$  和  $0.01\text{psu}$ , 该系统可以以较快的速度进行上升和下行的测量。结果在该盆地的 Baby Bare 区发现了较大的温度、盐度异常和海水浊度异常, 而且温度、盐度异常和透光率异常相关性很好。这种相关情况说明电导度、温度、深度、透光率的异常是热液成因的, 而不是海底沉积物的再悬浮现象<sup>[32]</sup>。

### 4.2 潮汐流对热液柱形态的影响

地球在日、月引潮力作用下, 产生周期性引潮力与西向引潮力, 潮汐流即在引潮力的作用下产生。中国的吴珍汉等<sup>[33]</sup>通过研究发现周期性引潮力所致构造应力达到  $105\text{Pa}$  量级的静态构造应力, 对地震等构造过程能起显著的触发作用, 而西向引潮力所致西向剪应力达  $106\text{Pa}$  量级的静态构造应力, 对岩石圈、软流圈水平运动有显著的驱动意义, 是构造运动的基本驱动力之一。国外的 Sacha Wichers<sup>[17]</sup>在两次航行中采集了热液柱的实地测量数据。他们运用与羽状热液柱相关的各种速度、温度和微粒异常的实地测量数据描述了潮汐流对热液柱形态有着巨大的影响, 同时为热液系统的热液功率提供了新的边界限制条件, 结果显示了更大的功率输出和更多的海水夹带量。

#### 4.2.1 深海测量和大西洋的海水属性

在大西洋中盐度随深度的增加而逐渐下降 (如表 3), 这一点在太平洋中则相反。

表 3 大西洋不同深度的盐度和透射率<sup>[17]</sup>

Table 3 Salinity and transmissivity at different depths in the Atlantic Ocean

深度 /m	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500
盐度 /psu	36.10	35.06	35.10	35.06	34.95	34.94	34.90
透射率 /%	98.00	98.22	98.33	98.37	98.39	98.39	98.42

图 2 显示了 2003 年由大西洋海隆测得的电导度-温度-深度剖面。这个在 3375m 深处的峰值可能显示了热液柱的顶部。低于 3550m 的强烈信号可能说明了热液柱体的形成。中性浮力层大约 225m 厚, 深度在 3150~3375m 之间。

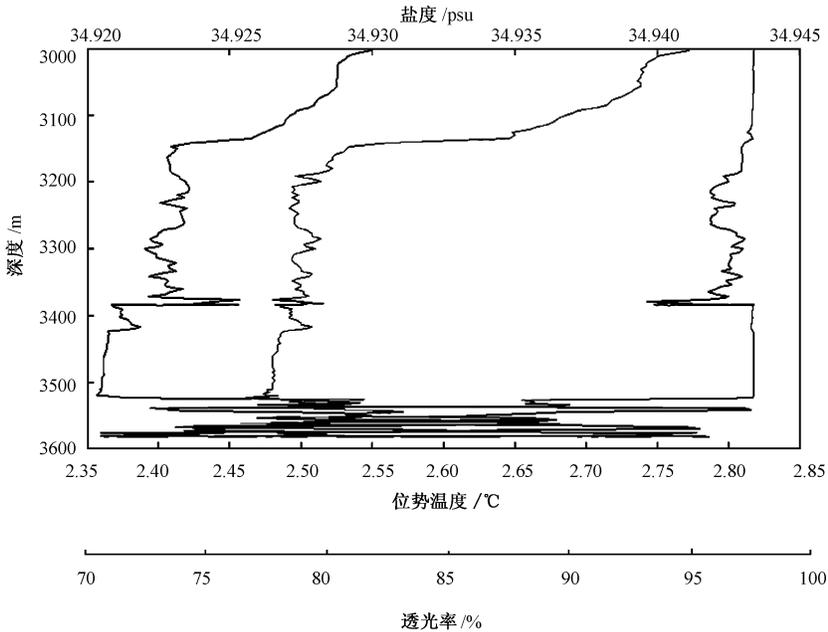


图 2 大西洋海隆之上的电导度-温度-深度剖面<sup>[7]</sup>

Fig. 2 CTD profile above the Atlantic mound

由于热液孔地处 3650m 深的海水之下, 因此水的压力效应必须被考虑。温度被转化为位势温度, 位势温度是海水在绝热状态下被抬升至海面所具有的温度<sup>[34]</sup>。

透光率数据显示热液流体含有大量微粒物质, 而其余的海水浊度不变。在周围海水中到达透射接收机的光的比例是 98.4%。在中性浮力层, 烟云接收到的光度降到 95%。这种极大的异常使得透射表成为一种非常适合探测热液柱的仪器。而温度的变异就显得比较难以捉摸, 通常只有零点零几度。背景温度值的异常并不能明确指示热液柱的存在。

随着热液的上升, 它掺进周围的海水来克服密度的差异。当热液柱吸收足够的冷水克服了其温度的不足之后, 它已经吸收了盐度更小和质量更轻的底层水并且必须继续上升到更高的高度以到达中性浮力面。结果使得大西洋的热液柱比同一深度的周围海水更冷、盐度更低。

数据表明, 在 TAG 海隆附近有潮汐流, 而这股潮汐流使热液流体在海谷的轴向方向上来回对流。热液柱的外形是一个长轴半径 2km、短轴半径 700m 的椭圆。

#### 4.2.2 中轴海沟的流速测定

第四次巡航的“升降机”测出了一个平均为 0.728cm/s 的东部速度和一个 1.496cm/s 的平均北部速率。由此得出大小为 1.66cm/s 量级的平均流量, 而且方向为与中轴海谷一致的 25.9°N。

总之, 沿着中轴海沟存在一个平均水流的背景值。这个水流的量级与潮汐相同, 量级大小为 1.5cm/s。在数据中似乎存在两个占支配地位的低频信号, 一个似乎在海沟 (26°N) 附

近来回出现, 另一个似乎从  $19^{\circ}\text{N}$  开始。

### 4.3 事件热液柱的演化

事件热液柱指由于突发事件而引起的热液喷溢, 通常具有较强的热释放。为了检验事件热液柱是否延长了寿命和检验现场动力学, 1996 年 John 等<sup>[35]</sup>用 RAFOS 中性浮力漂流物散播在生成于戈达海岭的事件热液柱 EP96B1 中, 并且测量了热通量扩散, 实测结果证明事件热液柱 EP96B1 和 EP96B2 为同一热液柱, 从而追踪了事件热液柱的演化过程。实测结果显示热液柱在上升过程中处于不断的旋转之中, 且外围速率比内部大, 但是热液柱内部的温度要略高于外部。理论和实验室实验也同时表明大型上升热柱因科里奥里力应该有一个反气旋旋转(在北半球顺时针方向旋转), 旋转缩短热柱的侧向扩张, 从而有助于以粘性涡流形式保存热柱<sup>[36-37]</sup>。

## 5 极端温度微生物与热液烟囱

### 5.1 极端温度微生物

深海一般指的是位于海洋 1000m 深度以下的区域, 占地球面积的一半<sup>[4]</sup>。相对于陆地的生境, 海洋的营养比较贫乏, 生命的活动不活跃。但从海洋表面到 11034m 深的海沟都有微生物的存在。深海包含在极酸、极碱、极热、极冷、高盐、高压等极端环境下能够生存繁衍的微生物, 因此又叫做极端环境微生物。本节选取极端环境下微生物中的研究热点——极端温度微生物的适应机制为研究对象予以介绍。

目前嗜高温菌是极端环境微生物中研究最为活跃的领域, 从陆地、海洋温泉及许多其他高温生态环境中已发现了约 70 个属 140 多种高温菌, 它们分属细菌和古菌两域, 其中有自养的, 也有异养的; 有化能自养的, 也有光能自养的; 有好氧的, 也有厌氧的, 而且在各种环境中均有分布。目前从嗜热和超嗜热微生物获取的热稳定性酶, 包括淀粉酶、蛋白酶、葡萄糖苷酶、木聚糖酶和 DNA 聚合酶等, 这些酶在  $75 \sim 100^{\circ}\text{C}$  之间具有良好的热稳定性。从某些极端嗜热微生物中分离的酶甚至在  $140^{\circ}\text{C}$  时仍具活性, 给一些在高温下进行的生物合成和分解反应提供了很好的催化原料, 在生物技术方面具有极其广阔的背景。

### 5.2 极端温度微生物群落分布

从生态学的角度来看待深海微生物的温度适应机制可以知道, 任何微生物和其他生物一样应该具有温度的三基点: 即最低温度、最适温度和最高温度。低于最低温度或者高于最高温度, 微生物都不会生长, 在最适温度下, 微生物以最快的速度生长。这 3 个温度是微生物的基本温度, 它反映微生物的基本特征<sup>[38]</sup>。根据微生物的最适生长温度人为地将其划分为四大类: 分别是嗜冷微生物(指在  $-10 \sim 0^{\circ}\text{C}$  之间最适生长的微生物); 嗜温微生物(指在  $35^{\circ}\text{C}$  左右最适生长的微生物)、嗜热微生物(指在  $50 \sim 110^{\circ}\text{C}$  之间最适生长的微生物)和嗜高温微生物(在  $70 \sim 110^{\circ}\text{C}$  之间最适生长的微生物), 具体见图 3。

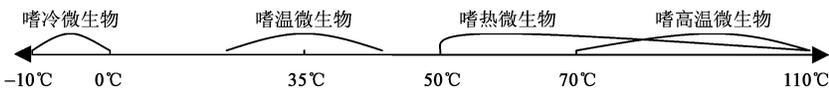


图 3 极端温度微生物群落分布<sup>[27]</sup>

Fig 3 Biological community distributions of extreme temperature ophiles

### 5.3 极端温度微生物的适应机制

生命能够存在主要依赖于细胞的正常结构和功能。首先微生物需要在极端环境下维持细胞膜结构和功能的稳定和完整。细胞膜功能的正常发挥又需要膜的流动性有足够的保障,而膜的流动性受其脂肪酸链的饱和度和长短的影响。链越短,不饱和度越高,分子间的距离就越大,翻转所需要的能量就越小,这样膜的流动性就会增强。低温下的深海微生物正是通过这些方法中的一种或几种来保持细胞膜结构完整的。通过增加不饱和脂肪酸的含量和脂肪酸的不饱和度,或者缩短脂肪链的长度来保持低温下微生物膜的流动状态,为膜蛋白的正常运转提供空间和介质。相反,高温状态下膜脂中各分子的运动性增强,如果仍维持低温下的膜结构,就会因分子剧烈的热运动而使膜的有序性遭到破坏,因此活动在海底热液喷口和海底火山处的嗜高温微生物就会从相反的角度——增加脂肪酸链的长度和饱和度来耐高温。如二甘油四醚结构通过共价交联的单层膜结构使得嗜热古细菌能在  $95^{\circ}\text{C}$  以上的高温中生长<sup>[39]</sup>。其次,微生物通过调整蛋白质的构象来调整蛋白质(主要是各种酶)的稳定性。嗜冷酶的分子间作用力弱,柔韧性强,而嗜热酶的分子间作用力强,柔韧性弱,刚性强。从而分别使嗜冷微生物和嗜热微生物的蛋白质在各自的极端温度下保持活性。最后,在极端温度下核酸的稳定性也有特殊的机理。研究发现,嗜热微生物的转运核糖核酸的鸟嘌呤-尿嘧啶碱基对被鸟嘌呤-胞嘧啶碱基对所取代,同时会发生硫化作用,从而热稳定性提高<sup>[40-41]</sup>。

### 5.4 热液烟囱

#### 5.4.1 热液烟囱的化学组成及形成机制

作为热液活动的主要产物——热液烟囱,按其喷发时的温度和颜色的不同被分为黑烟囱、白烟囱和低温喷口 3 种。黑烟囱喷发时的温度可高达  $300\sim 400^{\circ}\text{C}$ ,其矿物组分多为金属硫化物;白烟囱的喷发温度为  $100\sim 300^{\circ}\text{C}$ ,其矿物组分以重晶石、硬石膏等硫酸盐,非晶质  $\text{SiO}_2$  及闪锌矿等为主,低温喷口的喷发温度在  $100^{\circ}\text{C}$  以下,其矿物组分以碳酸盐和非晶质  $\text{SiO}_2$  为主<sup>[41]</sup>。

热液烟囱的形成一般解释为海水及相关金属元素在大洋地壳内的水-热循环。由于新生洋壳温度较高,海水沿新生洋壳冷却或扩展形成的裂隙向下渗透可达几公里,在地壳深部岩浆房附近加热升温后,淋滤并溶解硫和多种金属元素(铜、锌、铁、金),又沿着其他裂隙对流上升并喷发到海底。由于矿液( $200\sim 400^{\circ}\text{C}$ )与周围海水( $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ )的成分及温度的巨大差异,热液快速沉淀,形成粒度细小的硫化物和硫酸盐,表现为形成浓密的黑烟或白烟。在海底喷口附近及热液通道浅部沉淀这些硫化物颗粒或矿脉,并构成具有重要经济价值的多金属(铁、铜、锌、铅、汞、钡、锰、银等)矿产<sup>[13]</sup>。

#### 5.4.2 热液烟囱与生命起源

因为缺乏食物来源,深海一直被认为是生命的禁区。然而,在世界各地深海底黑烟囱喷口的周围发现繁荣的生物群落。这里新发现的生物种类已经达到 10 个门 500 多个种,被许多学者称为“深海生物圈”。

黑烟囱周围高温环境中广泛存在古菌(Archaea)尤其引人注目。它们极端嗜热,可以生存于高温( $80\sim 120^{\circ}\text{C}$ )、高压( $2000\sim 3000\text{m}$  深水压)、有毒(硫化氢)的环境中。基因组测序表明,它们为古老生命的子遗,是靠近生命源头的祖先。这些科学发现极大地丰富了对生命现象的认识,被认为是继达尔文进化论之后的重大科学进展。

生命起源必须具备物质、环境、能量、安全等条件,目前普遍认为生命可能最早产生于黑烟囱周围,海底黑烟囱可以提供生命起源所需的所有条件<sup>[41]</sup>。

(1) 物质条件: 黑烟囱周围是化学演化的有利场所, 热液喷口喷出甲烷、氢气、氨、硫化氢、氢氰酸和各种金属元素, 可以提供化学演化各阶段所需的所有原料, 并且可以为生命出现以后的生命延续提供能量和营养物质。

(2) 能量条件: 生命起源中由无机物反应合成有机小分子及有机小分子反应合成生物大分子等各阶段都需要高的能量才能进行, 而海底黑烟囱喷出的热液温度非常高, 比如东太平洋洋底“黑烟囱”喷出的热液温度高达  $350^{\circ}\text{C}$ , 这样的高能环境足以支持生命起源各个阶段的能量需要。

(3) 环境条件: 水热喷口附近的温度、pH 值和化学成分的梯度变化形成了复杂多样的环境条件, 非常有利于生命的起源和演化。

(4) 安全条件: 原始地球由于天体碰撞频繁及地球出气作用所产生的强烈的温室效应, 以及强烈的紫外线辐射, 可能使环境单调而又不稳定的地面小水池不适于出现原始生命, 只有隐藏在深海热液喷口附近的生命能避免天体撞击地球所造成的有害影响得以保存<sup>[42]</sup>, 所以是孕育生命最理想的地方<sup>[13]</sup>。

## 6 结语

尽管现代海底热液活动研究进入了一个崭新的阶段, 但还远远没有掌握海底热液活动及其相关机制。虽然各种理论和模型对热液的喷溢过程和场的分布进行了预测, 但由于在实际情况中受到底层流、海洋层结、地球自转、海洋对流以及热液喷溢口的尺寸、地形因素的影响, 通过物理化学参数异常探测热液喷口仍然具有很大的难度, 还需要水下遥控作业船、水下自动船或载人潜底器的帮助才能准确定位。同时与热液活动相关的许多前沿问题尚待深入探讨, 这些问题包括: 海底热液系统的内循环机制, 热液高温浮力流与周围海水掺混的水动力学机制, 热液喷口流量变化过程、热通量及物质通量, 热液环境中生物群落的演化过程, 热液活动对全球气候变化的影响, 等等。这些问题是海洋学家、地质学家、生物学家等多学科研究人员共同面临的挑战。

## 参 考 文 献

- [ 1 ] Rona PA, Scott SD. A special issue on sea floor hydrothermal mineralization: new perspectives [ J ]. *Economic Geology*, 1993, 1935~1976.
- [ 2 ] Hannington MD, Herzig P, Stoffens P, et al. First observations of high-temperature submarine hydrothermal vents and massive anhydrite deposits off the north coast of Iceland [ J ]. *Marine Geology*, 2001, 177: 199~220.
- [ 3 ] 王兴涛. 现代海底热液活动的热液循环及烟囱体研究 [ D ]. 青岛: 中国海洋大学, 2004 10~20.
- [ 4 ] 季敏, 瞿世奎. 现代海底典型热液活动区地形环境特征分析 [ J ]. *海洋学报*, 2005 27 (6): 46~55.
- [ 5 ] 栾锡武. 现代海底热液活动区的分布与构造环境分析 [ J ]. *地球科学进展*, 2004 19 (6): 931~938
- [ 6 ] Edmonds HN, Michael P J, Baker ET. Discovery of abundant hydrothermal venting on the ultraslow-spreading Gakkel ridge in the Arctic Ocean [ J ]. *Nature*, 2003, 421: 252~272.
- [ 7 ] Butterfield DA, Massoth GJ. Geochemistry of North Cleft segment vent fluids: temporal changes in chlorinity and their possible relation to recent volcanism [ J ]. *Geophys Res*, 1994, 99: 4951~4968.
- [ 8 ] Von Damm KL, Buttenmore IG, Oosting SE. Direct observation of the evolution of a seafloor black smoker from vapor to brine [ J ]. *EPSL*, 1997 149: 101~111.
- [ 9 ] 杜同军, 瞿世奎, 任建国, 等. 海底热液活动与海洋科学研究 [ J ]. *青岛海洋大学学报*, 2002, 32 (4): 597~602

- [10] Jean-Baptiste P, Bougault H. 海底热液活动和海底热源 [J]. 国外铀金地质, 1992, 4: 36~38.
- [11] 栾锡武, 赵一阳, 秦蕴珊, 等. 热液系统输向大洋的热通量估算 [J]. 海洋学报, 2002, 24 (6): 60~67.
- [12] 栾锡武, 翟世奎, 干晓群, 等. 冲绳海槽中部热液活动区构造地球物理特征分析 [J]. 沉积学报, 2001, 19 (1): 43~47.
- [13] 李江海, 牛向龙, 冯军. 海底黑烟囱的识别研究及其科学意义 [J]. 地球科学进展, 2004, 19 (1): 17~25.
- [14] 栾锡武, 赵一阳, 秦蕴珊. 热液柱的形态研究 [J]. 热带海洋学报, 2002, 21 (2): 91~97.
- [15] Elderfield H, Wheat CG, Mottl MJ, et al. Fluid and geochemical transport through oceanic crust: A transect across the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 172 (1~2): 151~165.
- [16] Goodman JC, Collins GC. Hydrothermal Plume Dynamics on Europa: Implications for Chaos Formation [J]. Journal of Geophysical Research, 2002, 1: 1~47.
- [17] Wichers S. Verification of Numerical Models for Hydrothermal Plume Water Through Field Measurements at TAG. <http://econsience.org/scott/pubs/thesis.pdf> (Viewed Oct 2006).
- [18] Pnui MH, Hautala SL, Johnson HP et al. Turbulent heat flux in the deep ocean above diffuse hydrothermal vents. [www.nwra.com/resumes/pnui/Pnuieta\\_deepsea\\_2004.pdf](http://www.nwra.com/resumes/pnui/Pnuieta_deepsea_2004.pdf) (Viewed Oct 2006).
- [19] Butterfield DA., Seyfried WE Jr. and Lilley MD. Composition and evolution of hydrothermal fluids [J]. Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal Systems, 2003, 123~162.
- [20] Speer KG, Marshall J. The growth of convective plumes at sea floor hot springs [J]. J. Marine Res., 1995, 53: 1025~1057.
- [21] Gill AE. Atmosphere-Ocean Dynamics [M]. Academic Press 1982.
- [22] Pedlosky J. Geophysical Fluid Dynamics [M]. Springer-Verlag 1987.
- [23] 王连捷, 张利容, 王薇, 等. 地球自转速率变化引起的全球应力场 [J]. 地质力学学报, 1997, 3 (3): 12~20.
- [24] 戴问天. 海底热液作用的发现及其对地球科学的影响 [J]. 西安地质学报, 1985, 7 (3): 43~46.
- [25] 常国显. 地球化学中的一个新课题—洋脊热液循环作用 [J]. 海洋通报, 1983, 2 (2): 104~112.
- [26] Tivey MK. Hydrothermal vent systems [J]. Oceanus, 1992, 34: 68~74.
- [27] Speer KG, Helfrich KR. Hydrothermal plumes: a review of flow and fluxes [A]. In: Parson LM, Walker CL, Dixon DR (eds), Hydrothermal Vents and Processes (87) [C]. London: Geological Society Special Publication, 1995, 373~385.
- [28] Pappalardo R et al. Does Europa have a subsurface ocean evaluation of the geologic evidence [J]. Geophys. Res Planets, 1999, 104: 24015~24056.
- [29] Tumer JS. Turbulent entrainment: the development of the entrainment assumption and its application to geophysical flows [J]. Fluid Mech., 1986, 173: 431~471.
- [30] Marshall FS. Open ocean convection: observations models and theory [J]. Rev Geophysics, 1999, 37: 1~64.
- [31] Fernando HJS, Chen R, et al. Development of a point plume in the presence of background rotation [J]. Phys Fluids, 1998, 10: 2369~2383.
- [32] 栾锡武, 秦蕴珊. 现代海底热液活动的调查研究方法 [J]. 地球物理学进展, 2002, 17 (4): 592~597.
- [33] 吴珍汉. 略论引潮力的交变应力效应及其地球动力学意义 [J]. 地质力学学报, 1998, 4 (3): 20~27.
- [34] Pickard G., Emery WJ. Descriptive Physical Oceanography [M]. New York: Pergamon Press, 1964, 662.
- [35] John E. Lupton, et al. 用 RAFOS 中性浮力漂流物追踪事件热液柱的演化 [J]. Science, 1998, Vol. 280, No. 5366.
- [36] Scheier DS, Baker ET, Johnson KT. Detection of hydrothermal plumes along the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam Sea [J]. Plateau Geophy Res Lett., 1998, 25: 97~100.
- [37] German CR, Baker ET, Mevel C. Hydrothermal activity along the southwest Indian ridge [J]. Nature, 1998, 395: 490~493.
- [38] 席峰, 郑天凌, 焦念志, 等. 深海微生物多样性形成机制浅析 [J]. 地球科学进展, 2004, 19 (2): 38~44.
- [39] 赵昌会, 叶德赞, 魏文玲. 深海微生物的研究进展 [J]. 微生物学通报, 2006, 33 (3): 142~146.
- [40] 钱江初, 于刚, 刘春秋, 等. Lost City 低温热液场——一种新的海底热液活动类型 [J]. 海洋学研究, 2006, 24 (1): 43~49.
- [41] 冯军, 李江海, 陈征. “海底黑烟囱”与生命起源述评 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 2004, 40 (2): 318~325.
- [42] Rise Project Group. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments [J]. Science, 1980, 207: 1421~1433.

## ORE-CONTROLLING EFFECT OF NAPPE STRUCTURE IN THE EAST ORE ZONE OF THE BAIYANGPING AREA, LANPING BASIN, YUNNAN

HE Long-qing<sup>1</sup>, JI Wei<sup>2</sup>, CHEN Kai-xu<sup>1</sup>, YU Feng-ming<sup>1</sup>, WEI Jun-qí<sup>1</sup>,  
YANG Ai-ping<sup>2</sup>, YANG Wei-guang<sup>2</sup>

(1. *Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei;*

2. *Geological Museum, Hunan Institute of Land and Resources Planning, Changsha 410007, Hunan;*

3. *3rd Geological Party of Yunnan, Dali 671000, Yunnan*)

**Abstract:** The nappe structure in the east ore zone of the Baiyangping area, Yunnan, is a front of the thrust nappe system of a foreland basin related to the Jinshajiang-Ailaoshan orogenic belt, belonging to the emergent imbricate fan-type front. In the mining area the Huachangshan fault and Shuimofang fault form the pop-up structure of the nappe front. The two faults are not only the main ore-conducting structure but also the main ore-hosting structure. The hot brine that circulated at depths rose along the faults and then filled in their secondary faults or interstratal fractured zones inside the thrust faults and in their hanging walls. In the Huachangshan fault zone, the change of ore-forming element contents has certain relation to different types of structural rock.

**Key words:** Baiyangping area, Yunnan; nappe structure; pop up structure; ore-controlling effect

(上接第 191 页)

## DEEP-SEA HYDROTHERMAL ACTIVITY: A HOT RESEARCH TOPIC

XIA Jian-xin, LI Chang, MA Yan-fang

(*College of Life and Environmental Science, Central University of Nationalities, Beijing 100081, China*)

**Abstract:** Deep seafloor hydrothermal activity is a hot frontier research topic of modern marine geoscience. In China research on this aspect just begins and it is very necessary to summarize the available research results. This paper reviews the history and current state of the study of seafloor hydrothermal activities, with the focus on the analysis of the results of theoretical research on the dynamic process of hydrothermal venting. The authors found various factors that affect the shapes and distribution of hydrothermal plumes from various field measurements of events and analyzed various hot topics of oceanographic research such as hydrothermal black smokers and extreme ophiolites, which provides a basis for the investigation and theoretical study of deep-sea hydrothermal activity.

**Key words:** seafloor hydrothermal fluids; hydrothermal plume; tidal currents; extreme ophiolites; black smoker