

从洋中脊到深海沟：洋壳演化及其圈层相互作用

——国际大洋中脊第三个十年科学规划（2014-2023）

众所周知，洋壳是地球上最大的地质体，面积占地球表面积的 60% 以上，而国际大洋中脊协会 (InterRidge) 是该领域唯一的科学组织。为了增强对洋壳组成、演化及其与海洋、生物圈、气候、人类社会之间相互作用的认识，相关研究领域均确立了一系列研究重点，而这正是本科学规划框架建立的基础。国际大洋中脊协会的宗旨已经从促进世界各国科学家对大洋中脊的协作研究，发展为聚焦洋壳形成演化等重大基础科学问题；从研究洋中脊洋壳的起源，发展为关注洋脊侧翼和深海平原下的洋壳演化，一直到汇聚边缘、俯冲带、岛弧和弧后系统中的系列变化。

国际大洋中脊协会于 2011 年发起在线论坛，并于同年 12 月 3 日在美国旧金山召开了开放学术会议，协会主席 Bramley Murton 在三位前主席 (Colin Devey、Jian Lin、Roger Searle) 的协助下，按照当前和将来各工作组提供的工作要点确定科学优先次序。所有参会人员都被要求展板展示关键科学问题，这些科学问题又被集成为较大的科学主题。参会人员在每个科学主题下自发分组、列举相关领域重大问题及其实施计划。最后在 2011 年 12 月 4 日各组推选一至两名成员组成编写小组

撰写本报告的各个部分。

国际大洋中脊协会今后十年的主要科学研究方向如下：
 1. 大洋中脊构造与岩浆作用过程；2. 海床与海底资源；3. 地幔的控制作用；4. 洋脊-大洋相互作用及通量；5. 洋中脊的轴外过程和结果对岩石圈演化的作用；6. 海底热泉生态系统的过去、现在与未来。



图 1: 国际大洋中脊协会主席 Bramley Murton 与三位前主席合影，2011 年 12 月摄于旧金山 (从左至右依次为 Colin Devey、Bramley Murton、Jian Lin 和 Roger Searle)

1. 洋中脊构造与岩浆作用过程

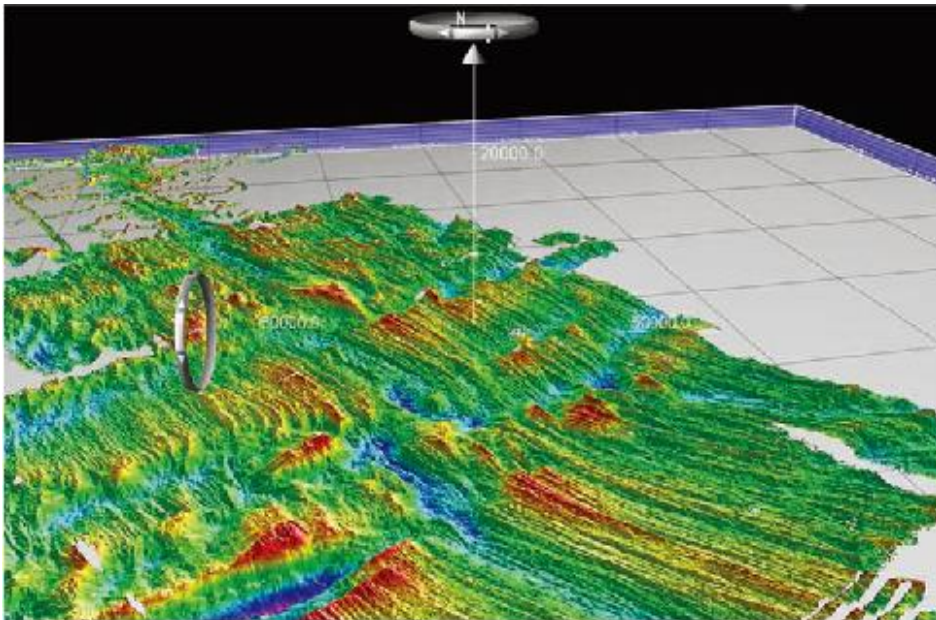


图2: 印度洋三连接点三维透视图像 (Rodriguez三连接点, 25° 30' S, 70° 00' E)。图左下角深谷代表西南印度洋中脊轴部裂谷。典型大洋核杂岩及其他穹顶状岩体沿印度洋中脊第一/二段边界分布，而此处发现有幔源岩石和/或深部壳源岩石的露头。数据来源于KH93-3、KR00-05、YK01-15、YK05-16、YK09-13、KH10-6 (日本)航次及二十世纪九十年代法国各航次。

在过去的十年中我们对洋壳的组成、构造和演化有了全新的认识。正如太空望远镜向我们揭示了宇宙的起源、遗传学向我们展示了生命的基本构成，全新的深部洋壳成像和探测技术也显著地改变了我们对地球的认知。

地球表面有 60% 以上是由扩张洋脊形成。二十世纪后半叶，由于技术所限（比如低分辨率的声纳图像），使得我们的外部观察和海底深部取样都非常困难，因而对洋壳知之甚少。我们曾经一度认为所有扩张洋脊的构造类型大致相似，均为层状火山熔岩上覆于粗粒结晶岩，二者又共同叠覆于地幔之上，而其差异仅限于局部过程，比如断层、热点和特殊板块边界。

到了二十一世纪，我们对洋壳的认识有了新的进展。依托高分辨率地球物理成像技术、水下机器人、深海钻探等技术的高速发展，我们开始认识到洋壳并非均匀一致。随着扩张速率减缓，洋壳组成变得更加复杂。整个洋脊段沿长期活动的低角度拉伸断层扩张。地幔岩石已被发现在海底直接的出露，内部含有粗粒结晶岩浆的多种小岩体，而覆盖其上的火山熔岩存在大面积缺失。海水与海底出露的超基性岩石发生化学反应，形成蛇纹石。该反应所释放的流体与传统意义上的热液完全不同，具有高 PH 值、富氢和甲烷、高温复杂有机分子等特点。这些化学和热通量对全球大洋的组分有重要影响。海底热液也与生物及微生物群落息息相关。由海底热液系统形



图 3: 大西洋中脊 13.30N (图片由 JC007 工作组提供: Searle, Murton, Macleod et al.)

成的矿床富含铜、锌、金等有色金属，同时，由于没有火山作用，对大型矿床的形成非常有利。随着人们日益增长的原料需求，海底热液矿床的工业意义也越来越受到广泛关注。

洋壳构造的非均一性也表现在时间和空间展布上。即使是同一地点，熔融供给的不同也会造成洋壳构造、厚度和热通量的显著差异。甚至以前认为连续的扩张过程，也发现具有幕式特点。当新洋壳在汇聚边缘后方形成，洋脊活动暂停，然后开始跳跃到新的位置使老洋壳张裂。造成这一现象的原因尚未明确，但与俯冲板块的构造和几何形态密切相关。地幔楔和岛弧火山作用也均受其影响。这里表现出整个地球系统的内在关联：扩张中脊形成的洋壳是不均一的，在与海洋相互作用中不断演化，并受到板内火山作用的改造，因此影响到汇聚边缘，进而影响到岛弧及弧后盆地内新洋壳的组成。目前，国际大洋中脊协会正对这一系列与全球系统密切相关的活动展开整体研究。地幔、岩石圈和生物圈之间的联系构成了全球系统的一个重要组成部分。洋壳扩张形成了矿产资源，其经济价值日益明显。因此，人类社会已经充分意识到洋壳对未来发展的重要性。主要科学问题如下：

1.1 洋壳构造的控制因素？

尽管我们已经认识到慢速扩张与洋壳构造的不均一性有关，但其关联性尚未明确。超慢速扩张洋脊的新、老裂谷带并不一定受构造扩张控制。这其中有地幔作用的影响吗？如果有，影响因素是组分还是温度，亦或是二者的共同作用？如果是其他作用的影响，例如地壳作用，那么是什么样的浅部作用导致了洋壳构造的不均一性？断裂作用、热液冷却和火山作用减弱这三者之间是否存在正反馈的关系？全球海平面的快速变化是否与熔融供给的波动有关？

1.2 构造扩张的影响范围？

大洋核杂岩 (OCCs) 是构造控制的洋脊扩张的表现形式。其原因是低角度拆离断层的活动导致了上地幔的隆起和出露。在已标识出的一些位置，大洋核杂岩是洋脊侧翼上的独有特征。但是，这仅仅是沿洋中脊数十到数百公里延伸的深部构造的海底表现吗？他与洋脊侧翼地形上平滑的广阔区域的洋壳是否相关？同样地，他与受数公里沉积物覆盖、位于大陆边缘洋陆过渡带的更加广阔区域的平滑洋壳是否相关？

1.3 慢速和超慢速扩的工作机制？

大洋核杂岩的形成和洋脊不对称扩张如何共生？他

们存在怎样的共轭的洋脊侧翼构造？所有大洋核杂岩的构造和构成是相似还是不同？导致这种差异的原因何在？

1.4 大洋核杂岩的多样性？

大洋核杂岩中是否广泛存在辉长岩体嵌入到橄榄岩或蛇纹岩中的“布丁”状构造，还是有些完全由橄榄岩组成？大洋核杂岩中岩浆物质的比例有多少？如何将他们与正常洋壳区分开来？

1.5 洋壳构造的时间变化及控制因素？

转换断层的地壳剖面让我们能够看到洋壳随时间的变化。这一点是否可以运用到对洋壳组成和熔融供给的研究上？深部洋壳是怎样形成的？多次侵入的岩席如何导致辉长岩的冰川模式？洋壳如何冷却，对海洋化学变化有多大的影响？在岩浆通量低的情况下，蛇纹石化作用的深度如何？蛇纹石化作用是如何影响断裂带发生地震的可能性，是否可以将其应用到大陆和俯冲带的地震带上？

1.6 复杂构造背景下扩张脊不连续变化的控制因素？

2. 海床与海底资源

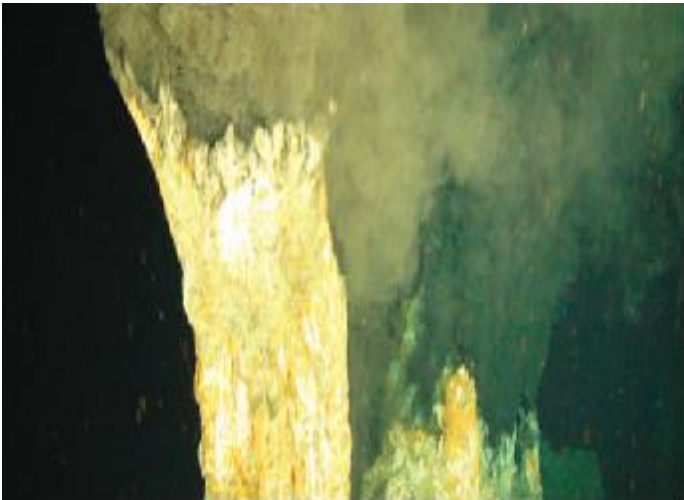


图 4: 开曼隆升 Beebe 热液喷口 (图片由 JC44 工作组提供)

在过去的三十年中，对海底和海底以下热液系统的研究主要集中在洋中脊活动热液喷口上，主要原因如下：

- (1) 活动热液喷口的羽状流在公里尺度范围内便于探测；
- (2) 活动热液喷口存在着丰富而独特的化学合成生态系统；
- (3) 活动热液喷口为直接测量流量、组分和温度提供了良好的条件。目前对沿新生洋底火山分布的活动热液喷口数量和海底热液硫化物总量的估算仍主要基于活动热液系统。

越来越多的证据表明，非活动/死亡的热液喷口点的数量及其硫化物的总量可能远远超过从活动热液喷口点

弧后盆地扩张中心具有在时间的不稳定性和空间上的跳跃性，常伴随有扩张的间断。他们受哪些因素控制，与俯冲过程和岛弧火山作用是否相关？地幔楔与弧后扩张是否相关？弧后扩张跳跃的年龄如何，其复杂的磁异常是否可以校正和揭示？老洋壳俯冲板片的构造、组分、形态是否与岛弧火山、弧后扩张系统的形成有关？

1.7 实施

主要包括以下三个方面：(1) 使用新的工具和观测手段，探索地下深部，对于研究非均一洋壳的组成、构造和演化均至关重要；(2) 国际大洋中脊协会将进一步加强与国际大洋发现计划 (IODP) 的合作。鼓励科学家与工程师合作，发展诸如主动和被动电磁法、高分辨率地震成像和海底钻探等新技术；(3) 设别出洋壳多样性和不均一性发育的典型区域，推动有针对性的协作研究，使联合探索的努力超过个体努力之和。这正是国际大洋中脊协会的作用：协调和鼓励合作研究。

发现和估计的量。我们对热液系统停止后海底硫化物的变化缺乏认识，我们对海底硫化物的氧化速率或栖息于其中的生物群落也知之甚少。由于其诱人的稀有和主量金属的含量，深入认识非活动热液硫化物矿床的需求日益突显。鉴于技术和环保的原因，非活动热液硫化物金属资源的开发前景比活动热液硫化物更优。

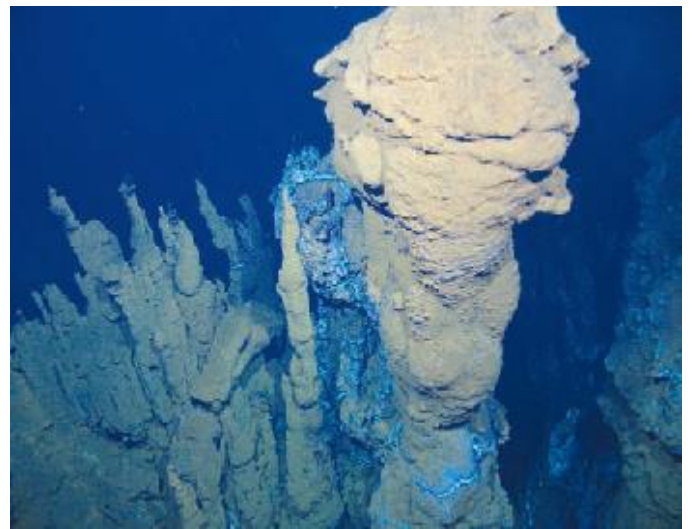


图 5: 大西洋中脊 Moytirra 热液区 (图片由爱尔兰国立考克大学 A. Wheeler 博士及其 VENTuRE 团队合作者提供)

主要科学问题如下：

2.1 如何识别海底非活动热液硫化物矿床？

在海底活动热液地区，通常使用羽状流调查、摄像拖体等手段识别和定位，然而，这些方法并不适用于非活动热液硫化物矿床，那里常常会与火山构造难以区分。因此，高分辨率测量和遥测物探手段来定位非活动热液硫化物矿床成为了关键。如果想探测到被埋藏的硫化物矿，我们需要提高遥测识别技术，以期达到区分地下矿床和围岩的效果。

2.2 非活动热液硫化物的总量？

近来有大量的研究估算了海底块状硫化物的全球总量，但几乎均基于活动热液区的情况。因此，我们需要针对不同海底构造环境的非活动热液矿进行调查，以完善我们对全球资源量的估计。这一估计对要勘探海底硫化物资源或为勘探开发制定规则的机构来说是至关重要的。

2.3 海底块状硫化物矿的年龄？

硫化物的沉积速率是多少，与进入海水的硫化物数量如何比较？典型海底热液系统的生命周期？该周期与构造环境是否相关？具体的热液点上热液喷发又如何阶段性变化？

2.4 非活动热液硫化物矿中生存的有机体类型？

与活动热液硫化物矿床或正常玄武岩基底相比，非活动热液硫化物矿床的生态系统有何异同？

2.5 非活动热液硫化物矿的地质归宿？

非活动热液硫化物矿床的氧化速率是多少？微生物

对硫化物的分解有何作用？氧化速率与埋藏速率的比较如何？

2.6 基底岩性和水深对块状硫化物资源潜力和生物的影响？

基性或超基性热液系统的海底块状硫化物(SMS)存在化学和金属含量方面的系统变化吗？慢速或超慢速扩张脊的化学和热通量如何？他们是否随着构造扩张和大洋核杂岩组成的变化而变化？不同的基底岩石对海底热液生物的影响是什么？

2.7 矿床和沉积物的化学毒性？

矿床及其相关沉积物中存在哪些具有生物活性的毒素？是否存在与流体扩散及氧化还原反应相关的二次富集作用，导致了沉积物毒性的增强？海底采矿带来的岩屑是否对深海生态造成影响？

2.8 实施

主要包括以下三个方面：(1) 采用大规模、高分辨率的方法，对洋脊段上整个热液区进行特征提取，并进行海盆尺度的建模。使用 AUVs 和其他大洋观测平台，进行高分辨率海底调查和监测；(2) 应用海底钻井和地球物理测井等新技术对海底以下矿床及其产状进行评估，确定其矿物和围岩类型以及地球物理特性。相关数据也将用于遥测手段（主/被动电磁法、电阻率、磁法和主动地震探测法）的校准和矿床及其伴生沉积物的化学毒性测试；(3) 国际大洋中脊协会将与国际海底管理局 (ISBA)、水下采矿协会 (Underwater Mining Institute) 等组织紧密合作，以期在评估、监测和减少资源勘探开发对环境的不利影响等方面提供工作规范和指南。

3. 地幔的控制作用

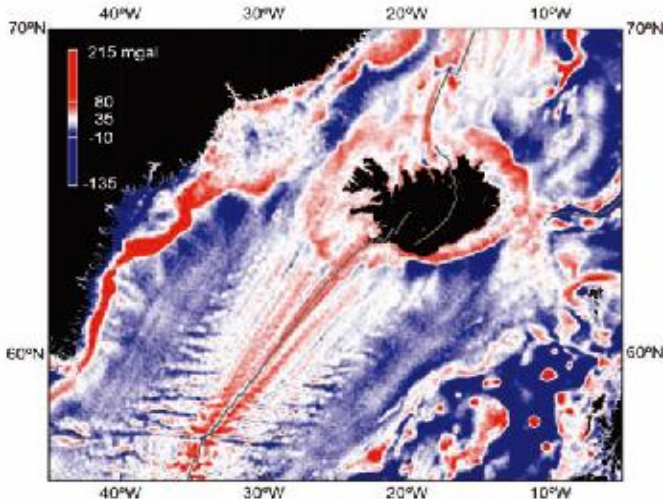


图 6. 冰岛 V 形洋脊地图 (图片由英国伯明翰大学 Steve

Jones 等人提供)

洋脊是观察不同时空尺度上地幔不均一性的重要窗口。这种不均一性包括地幔省(如在板片或地幔下沉区，诸如 AAD 区)、较大的地球化学域(诸如 DUPAL 异常)和动力学特征(如地幔热点和热柱)等。在洋脊与地幔异常相互作用的地方，洋壳记录了地幔热点和地幔柱通量及其对扩张过程的构造影响随时间所发生的变化。

3.1 地幔不均一性在不同时空尺度上的表现？

洋中脊-热点相互作用体现了洋脊扩张系统的地幔控制作用。板块分离过程记录了近地幔热点的影响。例如，冰岛南部的洋脊和洋壳记录了冰岛下方地幔异常所造成的影响。结合地壳和地幔异常的地球物理、岩石学和地球化学等方法的研究，可以验证冰岛下方是否存在上升

的地幔柱，并有助于我们进一步理解地幔的动力学、物理学性质和组分构成。

除此之外，对小规模地幔不均一性（10 到 50km）的范围和性质的研究也是一个重要的前沿。虽然这一现象普遍存在，但其对扩张过程的影响还有待进一步研究。小规模地幔的不均一性是如何起源的？又是怎样产生和保存的？它与洋中脊之下的地幔熔融过程是怎样相互作用的？这又对洋壳增生产生了怎样的影响？以上这些问题都与高/低熔融产物集中区域（如地幔热点和冷点）和富挥发份地区（如地幔湿点）密切相关。

3.2 扩张过程和地幔不均一性的关系？

为了深入理解洋脊的扩张过程，就必须首先回答地幔过程及其不均一性是如何影响熔体的生成和迁移从而形成洋壳的。同样重要的是，地幔过程及其不均一性如何控制海底扩张的地质构造？例如，“非岩浆”的扩张和大洋核杂岩的形成与富集型洋中脊玄武岩（E-MORB）（由降低的地幔熔融和/或富集地幔所产生）密切相关。然而，其原因究竟是什么？地幔热量的不均一性如何保存？地幔不均一性对熔体生成过程及其扩张方式又如何影响？

3.3 实施

主要包括以下五个方面：（1）多途径解决。优先考虑基于地球物理技术的地幔成像，比如地震层析成像、折射、反射、电磁学和重磁场方法等等。这一方法成本

4. 洋脊-大洋相互作用及通量

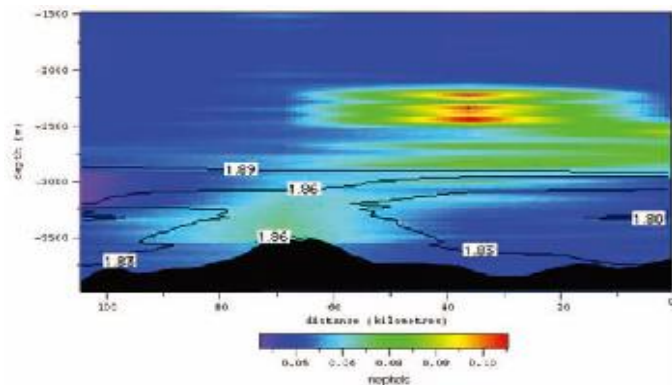


图 8. Carlsberg 洋脊上的大型热液柱 (Murton et al., 2006)

从海洋学的角度来看，地热增温对全球环流的影响较小。然而，近年来水文建模的应用对该观点提出质疑。实际上，地热增温对深海混合作用影响巨大，进而影响了全球热盐环流。这些采用稀疏数值网格的建模结果建立在非渗透海床的被动供热基础之上，但并没有包含热液柱

较高，需要国际团队的合作；（2）采用全球大尺度与区域小尺度层析成像相结合方法，提高深部成像分辨率；

（3）通过对采集样品（钻探、拖网或深潜器）的地球化学分析，辅以近底多波束调查（如 AUV），开展地幔不均一性的高分辨率制图。这同样需要国际团队的合作；（4）收集地幔岩石的地球物理、地球化学数据，并辅以物理性质分析；（5）地球动力学数字建模有助于对地幔混合过程的研究。建模的关键在于结合地球物理和地球化学方法对熔融区域、洋壳厚度进行限定，以阐明对地幔组分及其熔融历史所产生的影响。



图 7.日本北海道 Horoman 橄榄岩杂岩体中的橄榄石晶体（图片由日本新潟大学 Anna Suetake 提供）

所造成的影响。这些热液柱通过对流携带，可能把高密度海水从海底边界层向上动态抬升。模型也未考虑潮汐和洋流经过洋中脊高低起伏的海床时所带来的混合作用。与底层水混合后，热液柱的输出和化学作用对于营养物质输送到表层水以及降低碳含量具有重要作用。未来十年，大洋环流模型的精度将进一步提高，同时将囊括更精确的海洋测深地图和地热通量模型。而新模型对海底热通量和物质通量的精确估算则将是一大挑战。改进后的模型将更好地预测全球环流。我们可以使用地球化学示踪和通过新的基因组定位技术构建的生物地图来测试模型精确度。

4.1 深海混合作用和加热作用？

深海加热作用是维持全球热盐环流系统的必要条件，对热量、营养物质、生物、化学的全球运输至关重要。深海冷水形成于极区，填充于洋盆 1000 至 5000m 的深度范围。只有将深海冷水加热，使其具有浮力，并上升至表面，才能完成循环过程。迄今为止，大洋循环的低

分辨率模拟表明, 地热通量和热液通量在空间分布上的巨大差别尚未恰当表达。在未来十年中, 大洋循环模型将实现空间分辨率的提高, 可识别海床地形和热液加热的分布, 进而为深海循环提供更可靠的预测。洋脊提供了以下三种机制驱动这一过程:

(1) 潮汐或大规模洋流引起了深海水流与高低起伏地形的相互作用。测量数据显示, 混合的热量从表面海水向深层水团迁移的程度正在增强。

(2) 通过冷却新洋壳的方法进行深海直接加热; 地球的热损失的大约 70% 与海洋岩石圈有关, 其中大部分集中在扩张脊或者沿洋脊侧翼分布的新洋壳。与表面热通量不同的是, 地热通量具有单向性, 只对增强深海浮力有利。

(3) 大洋中脊附近热液喷口的热液流体是混合作用的第三种类型。这一过程可能导致受热液柱影响的水量增加一万倍。

4.2 生物与化学分布?

海底生物群落的繁盛通常与热液活动有关, 这也为海洋提供了重要的化学通量。部分化学组分沉积于热液喷口附近, 其他组分往往夹带于热液柱或随大洋环流而运移。对运移过程的理解有利于我们增强对全球大洋环流的认识, 包括全球生物地理分区、种群流通和热液示踪分布等。同时, 这也对全球热液柱通量的直接测量, 以及较少调查区域(例如南大洋)的热液区的间接认识有所帮助。

海底热液生物群落是一大研究热点, 同时也为由热液柱和大洋环流所导致的热液喷口环境及其之间隐含关联提供了重要信息。动物的分布与热液活动所造成的环境息息相关。对动物生态、生理特征的认识有助于理解其分布方式, 而分布方式是热液喷口附近水体的物理、化学性质密切相关, 甚至, 物种的形成和演化序列都与热液喷口密切相关。生物群落的研究需要特定地点的大量标本来提供遗传学信息。尽管找到这些地点存在困难,

5. 洋中脊的轴外过程和结果对岩石圈演化的作用

洋中脊的轴内和轴外过程控制了超过 60% 的地壳的组成和演化。大洋岩石圈, 这里发生着海洋与固体地球的相互作用, 带来了既包括全球热量和化学平衡, 也包括俯冲板块对地震成因的影响。国际大洋中脊协会之前的科学规划的重点主要放在洋中脊的轴内过程, 这在探索增生过程和热液通量方面取得了显著的进展。详细调

但大洋环流、热液柱运移方式的高精度数字模型将会对其有所帮助,

4.3 通量的分布——聚集型与分散型?

为了完善海底热通量和物质通量模型, 评估各种形式海底热液喷口的分布情况是一大挑战。海底热通量和物质通量存在强烈的时空变化。新形成洋壳的固结需要热液冷却, 而这与热液流体控制的重要元素(例如 Sr) 进入大洋似乎形成悖论。解决这一悖论的方法是将高/低温流体分开。主要的海底热液喷口, 通常与高温黑烟囱相关, 控制着矿物的和化学负载的热液流体进入大洋, 一般分布在洋中脊轴附近, 而在过去的十年中, 控制着低温热通量和低化学通量的分散型热液喷口, 被确认分布于洋脊侧翼。虽然它们具有较低的热/化学通量率和不同的热/化学系数, 但其分布可能更为广阔。

就与热液系统的总热通量相关的低温热液喷口而言, 其究竟发挥着怎样的作用仍旧存疑。洋脊上的聚集型热液与洋脊侧翼上的分散型热液完全不同, 其热通量和物质通量的比例关系如何? 怎样为低温、分散型流体的热通量定量? 低温热液时空控制机理与高温热液有何联系? 随着时间推移, 热液系统是怎样从火山喷发事件演化为轴外作用的产物? 洋壳上的热液羽流可能随扩张速率和扩张过程的变化而变化。我们需要量化来自深海的这些通量的性质和数量, 才能进一步完善环流模型。

4.4 实施

主要包括以下六个方面:(1) 与物理海洋学家合作, 建立新的高精度海洋环流模型;(2) 长期观测洋脊及其侧翼, 以监测火山旋回的通量;(3) 对物理、化学、生物数据进行集成高精度的研究;(4) 发展 DNA 数据新的合成技术, 以刻画幼体扩散方式;(5) 在已有观测平台上增加新的化学/生物传感器, 比如 ARGOS 漂流浮标和水下滑翔机, 以研究海洋内部结构;(6) 参与制定公共环境政策。

查也提高了大洋新岩石圈形成的火山和构造过程的认识。对热液通量的原位观察已坚持了十余年, 在热能损耗、化学通量、矿化作用和海底热液生物群等方面获取了大量的珍贵资料。但我们发现对轴内与全球热通量的估算仍然存在不足, 这恰恰表明了轴外过程的重要性。因此, 对洋脊侧翼的研究显得愈发重要。



图 9. 国际大洋发现计划 (IODP) Joides Resolution 号进行洋壳钻探作业 (图片由国际大洋发现计划 Courtesy 提供)

大洋岩石圈的“轴外”和“轴部”这两个概念是相对的，取决于我们所关注的作用过程类型。岩浆作用活跃于快速和慢速扩张脊，而流体活动活跃的洋壳可以有数千万年的历史。新技术应该有助于探测到那些在板块边缘已被俯冲掉，但在全球尺度上来说依然十分重要的事件和过程。

5.1 增生过程如何发展、减弱、随离轴距离变化？

新洋壳主要集中在洋脊轴部，随着离轴运动，洋壳发生破裂和断层作用，并受扩张速度的控制。位于慢速扩张脊的大型正断层始于轴外 2km 的位置，在轴外 10km 处停止生长。而在快速扩张脊，活动断层可生长至轴外 35km 处。快速扩张脊缺少慢速扩张脊常见的深断层控制的轴部裂谷。这些断层为慢速扩张脊的深部热液循环提供了通道。慢速扩张脊上的绝大多数火山作用集中在狭窄的区域内(轴部 \pm 2km)，其余的也局限于中央裂谷(轴部 \pm 20km)。在快速扩张脊上，多数熔岩喷发于狭窄的轴部地带，但其中一部分沿上升的洋脊侧翼流至轴外数 10km 处。无论扩张速率如何，轴外、点源的火山作用(海山)在板内任何有合适岩浆来源(如夏威夷)的地方都

可能产生。有证据表明洋脊侧翼上也存在喷出流体。热液系统的演化会受到洋壳中裂隙和断层因矿物沉淀和物质通量减少的阻塞的影响，主要原因是受到了渗透性较小的沉积盖层的覆盖，他们正在随洋壳年龄增大而逐渐变厚。而轴外海山能够穿透沉积盖层，始终能保持热液活动，并成为冷水进入和热水流出的场所。

5.2 洋中脊顶部如何随时间和过程的变化？

洋中脊顶部的边界就像莫霍面和洋-陆过渡带一样，同样难以确定。在洋脊上，火山/构造/热液活动区域紧密相关，但决定其空间展布的作用过程却不尽相同，而是与扩张速率有关。然而，只要有合适的热源和渗透构造，热液活动在任何地方都有可能发生。例如，低温热液活动可以发生 Lost City 热液区，距离大西洋中脊岩浆轴 15km 处；而高温海底热液活动也可以发生在开曼扩张中脊的 Mt. Dent，距火山轴同样是 15km。

5.3 分散型轴外“低温”热液流体的作用？

来自轴外洋壳和海山附近的分散型热流可能比在靠近洋脊中轴的热流更具重要意义，虽然目前细节尚不清楚。他们对热平衡、矿化和洋壳变化的作用如何？有必

要对其量化研究。

5.4 控制俯冲板块组成的综合过程?

俯冲板块主要由洋中脊处形成的大洋岩石圈组成。其厚度、构造和演化取决于扩张速率、轴外火山作用、热液冷却、洋脊分段和断裂作用。幔源熔体通过萃取在洋中脊形成新的洋壳,之后板块的地幔组分将逐渐贫化。板块的铁镁质部分随厚度和构造特征而变化,从厚约7km的层状层系(扩张速率大于5cm/a),到橄榄岩、辉长岩组合,上覆玄武岩(扩张速率小于2cm/a)。板块的铁镁质部分常经历转换作用、水合作用和矿化作用。由于大洋板块随时间冷却,岩石圈在向俯冲带运移的过程中发生增厚现象。热液循环改变着上部板块的化学性质,从洋中脊处的高温热液循环,到深海盆底与较冷流体的相互作用,再到板块俯冲前因板片弯曲破裂导致更多的流体的相互作用。相关问题包括:

(1) 蛇纹石化作用的范围及其在俯冲带上的表现

蛇纹石化发生的必要条件是水与地幔岩石的接触。蛇纹石化在慢速/超慢速扩张的轴部谷壁、大洋核杂岩和破碎带上均有发现。当板块进入俯冲带,地壳弯曲破裂,也为水体进入上地幔提供了通道,蛇纹石化作用再次发生。这一转变不仅软化了岩石圈,而且随着俯冲板块的加热,又为上覆地幔楔的熔融提供了水源,进一步促进了俯冲过程。对蛇绿岩的研究表明,蛇纹石化作用可发生在深达10km处。

(2) 深海丘的生命周期及其“复活”

深海丘在火山和构造的共同作用下形成于洋中脊的轴部区域,在沉积作用下,会被逐渐掩埋。在快速扩张

6. 海底热液生态系统的过去、现在与未来



图10.东 Scotia 洋脊 E9 热液区的 Carwash 热液烟囱,深2400m(英国 ChEsSo 联盟摄于2010年1月)。图像拼合由 Leigh Marsh, Jon Copley(南安普敦大学)和 ISIS 水下机器人工作组(南安普敦国家海洋中心)共同完成。

脊上形成的小型海丘高度几十到200m不等,它们会在上千万年的时间长河中被沉积物所掩埋(与沉积速率有关)。当板块进入俯冲带,发生弯曲和破碎时,深海丘又重获生命力。在这种情况下可能会有新断层形成,也有可能是深海丘陵周围老的断层重新活化。向前推进的洋脊也可能是其重获生命力的原因之一。老的轴向的断层与重新活化的断层之间的相互作用,会对地震、热液流体和可能的矿化作用产生影响。

(3) 大洋板块的组成及其对俯冲板块的影响

当洋中脊轴部过热,幔源物质熔融现象将更加显著,从而产生过厚洋壳,形成所谓的“无震洋岭”(例如南美洲附近的 Nazca 和 Juan Fernandea 洋脊和冰岛)。增厚洋壳的浮力不利于俯冲的发生,这与大陆板块俯冲相似。大量的板内火山活动(火山喷发远离洋中脊和俯冲带,如夏威夷)也会引起洋壳增厚,具有相似的阻碍俯冲的特性。海山(比如 Louisville 海脊)同样会阻碍俯冲过程,甚至会导致其暂停,进而引发强烈地震。

5.5 实施

主要包括以下六个方面:(1) 建立预测模型,以识别可观测轴外过程的典型区域;(2) 尽可能大范围收集轴外过程的相关数据;(3) 轴部区域的超高精度地形和浅层剖的 AUV 调查;(4) 更好地利用运输路线:系统覆盖洋脊侧翼,采集所有航次和航线的测深数据;(5) 完善通量估算从局部、区域到全球的推测方法,并加以验证;(6) 加强对热液喷口的监测,以获取通量的时空变化,进而更好地评估全球通量。

过去三十年对海底热液群落的研究彻底改变了我们对深海生物的看法。这些有限空间内的生物量级远大于周围的深海环境。此外，很多生物群落含有丰富的地方性物种，既有微生物，也有后生动物，以适应环境变化带来的挑战。在洋脊系统的新发现丰富了物种多样性，也增强了我们对该系统的整体认识。

近年来，DNA 测序领域的新技术使得越来越多的物种（微生物和巨型动物）的基因组排序、转录、蛋白质组学、代谢组学研究成为可能。这些新技术为我们提供了解决海底热液物种的演化、物种选择与形成的过程、热液生物群落之间的关联、全球变化对这些生物组合生存的影响等一系列基础问题的新视角和数据。矿业公司对海底硫化物矿床越来越感兴趣，其勘探许可范围包括了热液活动和非活动地区。在不久的将来，开采的范围将更加扩大，在 Manus 盆地的采矿活动计划于 2013 年初开工。在此背景下，对海底热液物种演化和群落结构的驱动力的认识，以及对个体种的敏感性、热液生物群落和生态系统功能的人为影响的研究都显得愈发重要。

6.1 生物对海底热液环境的生理适应的分子基础与发生时间？

海底热液环境的缺氧、不稳定（有时高温）、有辐射、有重金属和硫化物等有毒物质、极端梯度等恶劣条件均给有机生命体的存活带来挑战。这至少部分解释了热液环境下物种的高度地方性特征。高通量基因组和转录组测序使得对照基因组的研究成为可能，并可以指明有机生命体适应热液环境时所发生的基因突变。在分析过程中重建祖先状态可以有助于找到适应过程中的决定性时间点，并将其与环境改变、群落组成变化建立联系。不同生物分类单元间存在共生关系，并代表了生物量的很大一部分。类似的方法同样可应用于研究其产生过程及其分子级别的适应性。

6.2 对海底热液环境的适应怎样影响并导致热液生物多样性的多样性？

物种形成这一复杂过程导致了海底热液区域的生物多样性，以及构造活动驱动下的种群次生关联。时空的小规模陡变梯度可能造成了快速的物种形成。我们可以在分子级别的层面上研究生物适应和物种形成之间的关系（部分或全部基因测序），并在板块构造地质历史的大背景下去理解种群之间的二次交流。

6.3 历史全球变化（例如全球性深海缺氧）对物种演化的影响？

部分深海生物大灭绝是全球环境变化的成因结果。环境的变化不仅改变了温度，也改变了氧气浓度。中生代深海的普遍缺氧影响了深海动物群的演化。然而，海底热液生物物种及其适应性的起源、演化和分异之间存在着断点。尤其重要的是，从分支系统学的角度来看，海底热液生物群与其他深海生物群的关系并不明确。其谱系分析并不完善，能够明确的只有高级别分类单元。

6.4 海底热液动力学性质对物种演化的影响？

海底热液烟囱和热液区持续的时间有限，生物群落也适应了短暂栖息地的生活。反复多次的灭绝和重现形成了连续的始祖效应，降低了局部生物分异度，但同时也促进了基因重组。这有利于自适应景观地的探索，同时对物种的演化具有重要意义。对外来物种的基因多样性及其与其他种群关系的研究不能只局限于研究程度较高的地点，在新地点的相关研究也很重要。



图 11. 东 Scotia 洋脊 ‘Marsh Towers’ 生物群（图片由 ISIS 水下机器人工作组提供）

6.5 海底热液物种/群落的适应性及深海采矿的可能影响？

尽管海底热液生物适应了幕式绝灭方式，但大多数物种的扩散能力和群落规模的恢复能力还尚待考证。虽然我们掌握了部分物种的大量相关信息，但这些物种并不能代表全部，也不能代表全面的繁殖策略。换言之，对繁殖和扩散策略的研究应建立在大量不同物种的基础之上。海底热液特有的幕式扰动不可能均等地影响所有物种，因此，生态平衡对频繁而强烈的扰动非常敏感，而正是这种生态平衡维持了有相似壁龛、相似功能的物种得以共存。认识到这一点对于深海采矿来说非常重要。

硫化物为生物群落提供了生长环境，而对深海硫化物的开采必将对其产生长远而大规模的影响。

6.6 全球变化对热液生物的影响及其时间尺度？

看起来全球变化对海底热液生态系统的影响不大，但实际上，我们对气候变暖、酸雨和海水缺氧所带来的潜在影响还知之甚少。尽管在今后的一段时间里，深海热液区域的海水似乎不会受到影响，但其来源于极区海水，会因全球变化而温度升高。这种水体一旦形成，最终必将影响深海热液生物群落。虽然这种环境（其酸度、含氧量、温度不同）的高运动性会将其所带来的影响最小化。然而，如果物种对环境的承受程度已经达到边缘，那么任何一个小小的改变都会产生决定性的影响，这在共生物种中体现的尤为明显。我们需要在大量不同物种中实施周密的生理机能实验。与此同时，我们还需要重新评估种内基因分异度，以预测物种的适应性和生存能力；监测深海水体参数，将有助于确定生物群落周围的海底热液以及一般意义上的深海。6.7 实施

主要包括以下五个方面：（1）由于深海采矿作业已经开始，我们应加强对生物种群之间的联系、不同物种功能和生态学的研究；（2）重视高通量基因组和转录组测序，以促进关联性方面的研究。同时，这不仅对研究生物对海底热液环境的适应及其演化有益，也对了解热液生物类群和群落的发展历史有所帮助。只有了解物种的过去，才能预测其将来；（3）对大量不同物种生理机能极限的实验，是研究其适应能力的基础；（4）动物的压力生理机能实验技术仍有待提高，国际大洋中脊协会将帮助宣传这一技术；（5）热液生物的研究仅限于其中的部分物种。我们应全面掌握其生理机能、对环境容忍度、繁殖/传播途径和在群落中起到的生态作用。

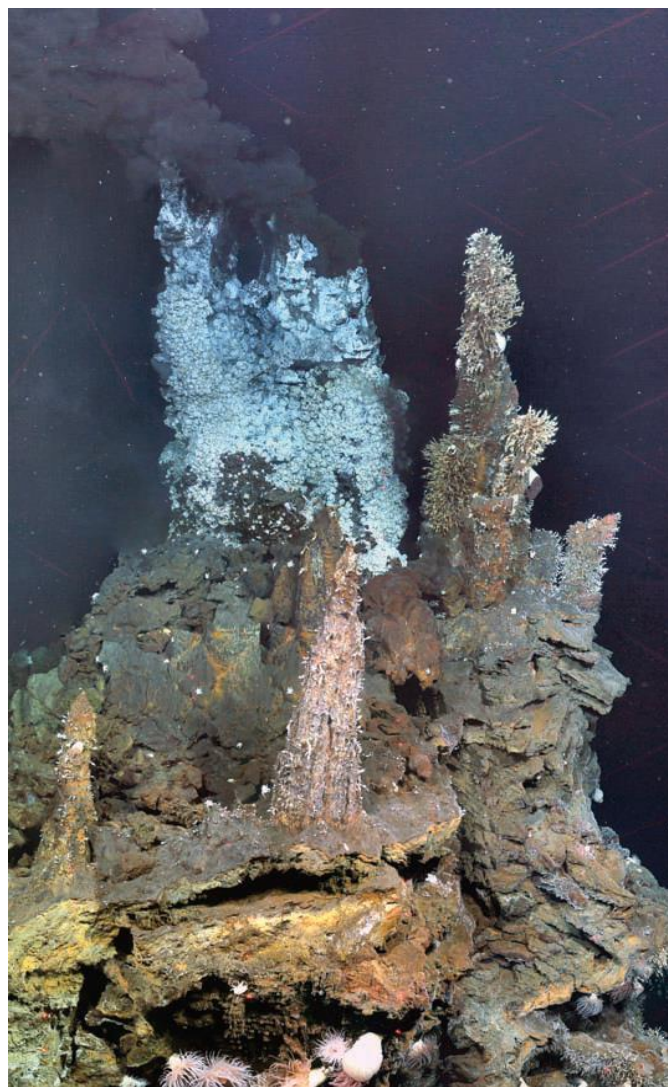


图 12.东 Scotia 洋脊热液烟囱（英国 ChEsSo 联盟摄于 2010 年 1 月）。图像拼合由 Leigh Marsh, Jon Copley（南安普敦大学）和 ISIS 水下机器人工作组（南安普敦国家海洋中心）共同完成。