

三沙永乐龙洞洞内侧壁礁体矿物和元素组成及其晚更新世以来的形成演化*

罗珂¹ 田元¹ 傅亮² 孙晓霞¹ 毕乃双¹ 范德江¹ 杨作升¹

(1. 中国海洋大学海底科学与探测技术教育部重点实验室 青岛 266100; 2. 三沙航迹珊瑚礁保护研究所 三沙 573199)

摘要 三沙永乐龙洞深度在 300m 左右, 是目前全球已知最深的海洋蓝洞, 但是对其性质和成因了解极其有限。本研究使用 X 射线粉晶衍射仪、X 射线荧光光谱仪、AMS¹⁴C 测年等分析测试方法对采自不同深度的洞壁礁体的矿物物相、元素含量和形成年代进行了测定, 探讨了洞壁性质和龙洞的演化。研究结果表明: 三沙永乐龙洞洞内侧壁矿物均属于碳酸盐矿物, 包括文石、高镁方解石和低镁方解石, 平均含量分别为 49.0%、46.6%、14.3%, 它们主要来自钙质生物碎屑; 洞内侧壁的主要元素是 Ca、Mg、Sr, 平均含量分别为 36.8%、0.98%、0.48%。三沙永乐龙洞是一个复合体, 17m 以上岩石年龄晚于 7.5cal ka BP, 是全新世海平面上升时期形成的现代珊瑚礁体, 没有经历过海平面下降引起的成岩作用; 17—35m 岩石形成时代早于 25cal ka BP, 是经历了大气淡水成岩作用的晚更新世喀斯特溶洞, 且在高海平面时期于 17—23m 以浅的空间内广泛发育洞内珊瑚礁。

关键词 永乐龙洞; 珊瑚礁; 矿物和元素组成; 测年; 成因

中图分类号 P76 doi: 10.11693/hyh20190100011

海洋蓝洞是浅水礁盘中近似于圆形的水下深洞, 是一类特殊的海洋地貌类型。水深较大和海水对不同波长可见光的吸收及反射的差异, 使得从海面上方观看蓝洞, 与周边水域对比, 海水呈现幽暗的深蓝色调。世界各大洋海域均有发现海洋蓝洞, 其中著名的蓝洞有: 迪恩斯蓝洞(Dean's Blue Hole)、哈达布蓝洞(Dahab blue hole)、灯塔蓝洞(Belize Great Blue Hole)、马耳他戈佐岛蓝洞(Gozo blue hole)、塞班岛蓝洞(Saipan blue hole)等(表 1)。目前已发现的海洋蓝洞的成因分为两种类型, 第一种是石灰岩溶洞成因, 即在全球海平面多次上升和下降的影响下, 碳酸盐岩中形成喀斯特溶洞过程的产物, 也就是说, 近岸碳酸盐岩体在低海平面时期, 出露海面并形成喀斯特溶洞, 在海平面上升后被淹没, 形成岸外的海洋蓝洞(Matthews *et al.*, 1987; Mylroie *et al.*, 1995; Iliffe *et al.*, 2009; Becking *et al.*, 2011), 多数海洋蓝洞属于这种成因。第二种是珊瑚礁

生长结构成因, 即海域内的珊瑚礁迅速生长, 许多快速生长出的较小尖礁形成了棘状突起, 并聚集在一起, 最后形成了近似圆形的洞, 如澳大利亚的豪特曼-阿波罗尔霍斯(Houtman Abrolhos)珊瑚礁蓝洞即为珊瑚礁生长结构成因的典型(Wyrwoll *et al.*, 2006)。

表 1 世界著名蓝洞信息表
Tab.1 World's famous blue holes

蓝洞名称	深度(m)	所在国/海域	文献来源
迪恩斯蓝洞 Dean's Blue Hole	202	巴哈马群岛	Mylroie <i>et al.</i> , 1995
哈达布蓝洞 Dahab blue hole	130	埃及	Naumann <i>et al.</i> , 2015
灯塔蓝洞 Belize Great Blue Hole	120	中美洲洪都拉斯伯利兹	Gischler <i>et al.</i> , 2013
马耳他戈佐岛蓝洞 Gozo blue hole	60	地中海	盖广生, 2016
塞班岛蓝洞 Saipan blue hole	47	太平洋	老猴, 2013

* 中央高校基本科研业务费项目, 201762038 号; 三沙航迹珊瑚礁保护研究所航迹南海海洋科技发展项目, HJLD17-01 号。

罗珂, 硕士研究生, E-mail: luoke@stu.ouc.edu.cn

通信作者: 范德江, 教授, E-mail: djfan@ouc.edu.cn

收稿日期: 2019-01-14, 收修改稿日期: 2019-05-06

西沙海域是南海陆源地塹系的一部分, 位于南海西北部方向的大陆坡上, 可将其分为隆起区和盆地地区。其中, 隆起区主要包括西沙隆起和广乐隆起, 这两处隆起区的基底上覆盖的地层比较薄, 海水深度较小; 盆地地区包括西沙海槽盆地、双峰盆地、排波盆地、琼东南盆地以及中建南盆地, 它们分布在隆起区的周围。西沙海域自新近纪以来形成了广泛的生物礁, 并分别发育成为 40 多个岛、洲、礁、滩, 岛屿总面积达 8km^2 (何起祥等, 1986)。研究表明, 该区域自中新世以来一直处于成礁环境中, 中新世、上新世、更新世和全新世生物礁在寒武纪基底上发育(何起祥等, 1986)。西沙群岛是南海的中心的高地形地带, 受到大陆影响微弱, 海流受到季风的控制, 冬季盛行东北风, 海流西流, 夏季盛行西南风, 海水北流, 4 月和 10 月季风转换, 形成逆时针环流; 受季风影响, 西沙群岛冬季偏北浪盛行, 夏季偏南浪盛行; 南海的潮汐主要来自于太平洋, 全日潮, 潮差小, 流速小, 潮波

大多为驻波(叶锦昭, 1996)。三沙永乐龙洞地理坐标为($16^{\circ}31'30''\text{N}$, $111^{\circ}46'6''\text{E}$, 图 1), 在周围水深超过 1000m 的大陆坡过渡区的珊瑚礁礁盘中, 显得与众不同。三沙永乐龙洞的洞口呈碗口形, 直径约 130m, 未出露于海平面之上。随深度变深, 洞壁逐渐收窄, 洞内侧壁由起伏不平的斜坡变为陡峭的垂直洞穴, 转折深度在 20m 左右(姚鹏等, 2018)。侧壁垂直一直持续到 160m 处, 其下深度的侧壁表现出向北方向的倾斜, 到达 300m 左右的底部是一个直径约 36m 的不规则的圆形。洞内水体平静, 与外海无大规模、开放式连通, 内部水环境要素分布与外海的分布明显不同, 并且于 100m 以下水体趋于无氧状态, 显示出其独特的特征(毕乃双等, 2018)。洞内观测到随着海流海潮漂浮进入的大量悬浮物, 如同从洞口飘入的雪花一样, 这所谓的“海洋雪”包括细小的珊瑚碎屑、藻类、微生物等。目前, 在洞内观测到 41 种浮游动物和 14 个浮游幼虫类群, 合计种类数 55 个(陈畅等, 2018)。

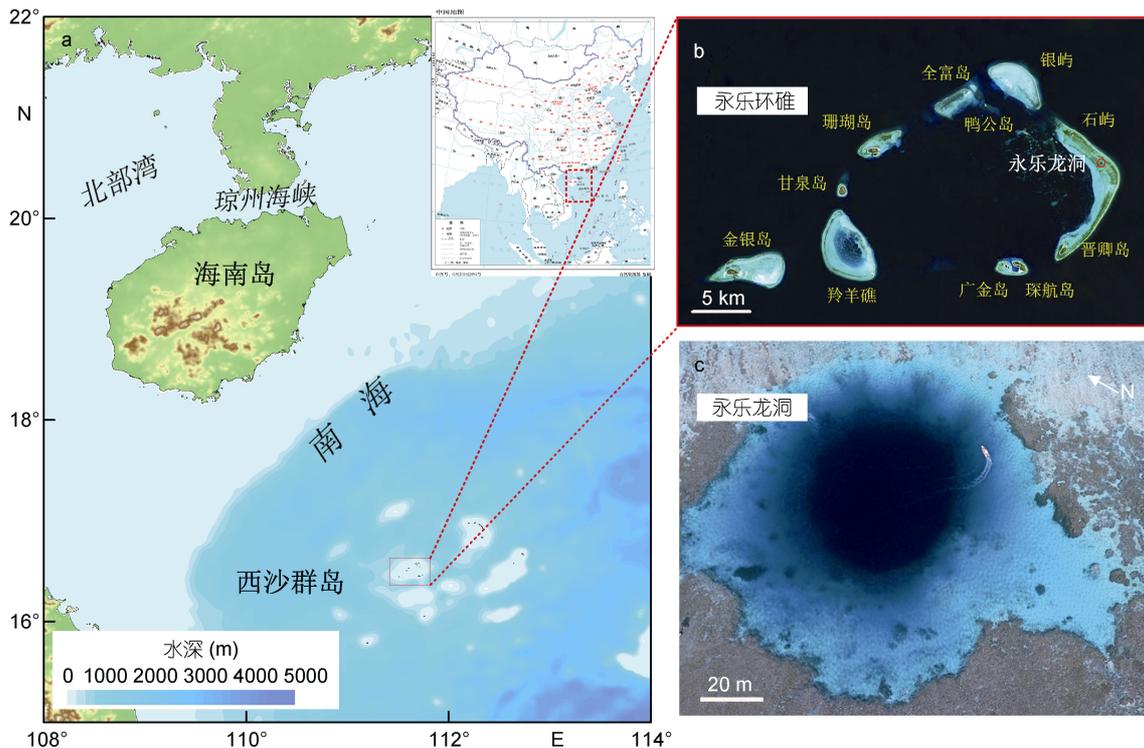


图 1 研究区位置图(引自范德江等, 2018)

Fig.1 The location of study area (from Fan *et al.*, 2018)

三沙永乐龙洞是我国进行珊瑚礁体系研究的宝贵资源, 其包含的地质、化学、水文等历史信息, 能够为进一步了解南海珊瑚体系提供更多的科学依据。为进一步了解三沙永乐龙洞, 2016 年 10 月、2017 年

3 月及 6 月, 中国海洋大学联合三沙航迹珊瑚礁保护研究所, 在三沙永乐龙洞开展了一系列综合调查, 获得了大量的样品及数据。本文对上述调查中钻取获得的 35m 以上的洞壁岩心样品进行分析研究, 旨在阐

明三沙永乐龙洞洞壁礁体的矿物物相、元素含量、形成年代,以推测洞壁造礁生物类型、成岩改造过程、洞壁的形成和演化。

1 材料与方法

1.1 航次调查和样品采集

海上调查的时间分别是 2016 年 10 月、2017 年 3 月和 2017 年 6 月,潜水员和 underwater 机器人在龙洞洞内侧壁采集了不同深度的岩心样品,共计 8 个样品,具体信息见表 2。

表 2 三沙永乐龙洞洞内侧壁采样信息表
Tab.2 The sites of rock samples in the Sansha Yongle blue hole

样品号	采样位置(m)	采样时间(年.月.日)	备注
LD17-01-D-14	14	2017.03.20	洞内侧壁
LD16-01-D-CR1	14.6	2016.10.30	洞内侧壁
LD17-01-D-16	16	2017.03.20	洞内侧壁
LD17-01-D-17	17	2017.03.15	洞内侧壁
LD17-01-D-19	19	2017.03.15	洞内侧壁
LD17-01-D-23	23	2017.03.15	洞内侧壁
LD17-01-D-35	35	2017.03.20	洞内侧壁
LD17-02-D-18	18	2017.06.15	洞内侧壁

1.2 分析方法

1.2.1 元素含量分析(XRF) 通过 X 射线荧光光谱法,对三沙永乐龙洞侧壁样品中元素的百分含量进行测定。

样品处理过程:将样品在 106°C 下干燥 24h 后取出,从中取 4—5g 研磨至 200 目以下,全程保持彻底干燥,装入直径为 32mm 的聚乙烯样品杯中。该上机杯底部为透明专用薄膜,用力压实,保证底部薄膜和样品的平整后上机测试。样品的预处理及分析测试均在中国海洋大学海洋科学与探测技术教育部重点实验室完成,结合平行样进行实验的质量控制,采用灰岩样品 GBW07120 作为标样,大部分元素的相对标准偏差小于 2%。分析使用的仪器是德国 SPECTRO 公司生产的型号为 SPECTRO XEPOS 的台式偏振 X 射线荧光光谱仪,上机分析采用 TurboQuant-Geo 测试方法,该方法使用的靶材为:1 号 Mo 靶,4 号 Al₂O₃ 靶,7 号 Co 靶和 8 号石墨(HOPG)靶。测试过程中始终保持 90L/h 的高纯氦气通气量,保证样品测试的纯氦环境。

实验分析后,将样品进行回收,继续用于 X 射线

衍射分析。

1.2.2 矿物物相分析(XRD) 利用元素含量分析测试回收的样品,通过 X-ray 粉晶衍射法,对三沙永乐龙洞侧壁样品进行矿物物相鉴定。

样品处理过程:均匀选取少量干样,置于烘箱 3h 后取出,研磨至 200 目以下,使样品中各种矿物充分混匀,待测。样品的预处理在中国海洋大学海洋科学与探测技术教育部重点实验室完成,分析测试在青岛生物能源所完成。分析使用的 X 射线衍射仪是产自德国布鲁克 AXS 公司的 Bruker D8 ADVANCE 型衍射仪;使用 Cu 靶旋转靶辐射,管电压 40kV,管电流 100mA,扫描步进步长(2 θ)0.02°,扫描范围 3°—65°,扫描速度 4°/min。测试全程使用计算机控制,且测试条件均保持不变。

样品的测试结果通过 Jade6.5 软件读入并解析,文石和方解石的相对含量使用自清洗法计算(Milliman *et al.*, 1974),并从国际衍射数据中心(The International Centre for Diffraction Data, ICDD)的 PDF-4 矿物数据库得到文石和方解石(含高镁方解石)的 K 值,分别是 0.55($d=1.99$)和 2.65($d=3.02$);高镁方解石中 MgCO₃ 的含量通过公式(1)计算((Goldsmith *et al.*, 1955):

$$D_{104}=0.002922X-0.002474 \quad (1)$$

其中, D_{104} 为样品中高镁方解石晶体 104 面的面网间距, X 为样品中高镁方解石中的 MgCO₃ 摩尔百分含量。

测量误差在 5%以内,此误差估算为测试方提供。

1.2.3 测年分析 采用加速器质谱(AMS¹⁴C)方法对岩心样品进行放射性活度测定,得到放射性年龄经过日历校正获得最终测年结果。

岩心样品预处理方法:在样品中加入浓双氧水直至反应结束以去除有机质;离心洗涤样品,倒掉上层清液;加入醋酸去除样品表层附着物;使用去离子水清洗样品,烘干待用。样品的预处理在中国海洋大学海洋科学与探测技术教育部重点实验室完成,分析测试在美国 Woods Hole Oceanography Institute 实验室采用加速器质谱(AMS¹⁴C)方法进行放射线活度测定。使用 $\delta^{13}C$ 值对所有样品的测试结果进行分馏效应校正。转化为惯用年龄后,使用校正软件 Calib Rev 7.0.4 进行海洋储库效应校正($\Delta R=18$),获得最终校正年龄值(刘志杰等, 2016)。

2 研究结果

2.1 三沙永乐龙洞洞内侧壁矿物

三沙永乐龙洞洞内侧壁主要由珊瑚礁灰岩构成,

颜色多为灰白色, 局部见褐色斑点, 珊瑚骨骼清晰, 空隙发育, 见图 2。

洞内侧壁岩心矿物均属于碳酸盐矿物, 包括文石、高镁方解石和低镁方解石 3 种矿物, 且文石和高镁方解石含量较高。文石含量范围为 4.9%—100%, 平均含量为 44.9%、高镁方解石含量范围为 20.5%—80.1%, 平均含量为 31.3%、低镁方解石含量范围为 9.3%—100%, 平均含量为 23.8%(图 3, 表 3)。其中, 文石和高镁方解石是亚稳定矿物, 随着成岩作用的进行, 都倾向于向低镁方解石转变。根据晶体衍射参数估算, 本区高镁方解石的 $MgCO_3$ 平均含量约为 7.95%。

从垂向分布上看, 龙洞中随深度变化, 矿物含量也在改变。以 17m 为分界线, 17m 以上为文石和高镁方解石, 17m 以下出现低镁方解石并逐渐增多、文石和高镁方解石含量逐渐减少(表 3)。



图 2 永乐龙洞洞内侧壁岩心照片(LD16-01-D-CR1)

Fig.2 Rock samples from the inner wall of the Sansha Yongle Blue Hole

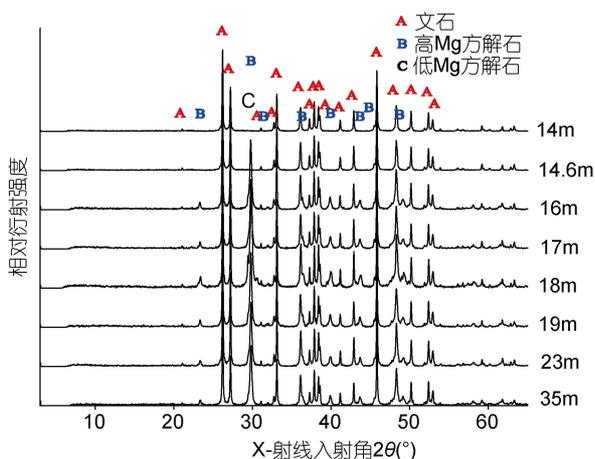


图 3 永乐龙洞洞内侧壁岩心全样 X-ray 粉晶衍射图谱

Fig.3 X-ray diffraction curves of the sample from the Sansha Yongle Blue Hole

表 3 永乐龙洞洞内侧壁岩心矿物物相组成
Tab.3 Mineral composition based on XRD data of the rock samples from the Sansha Yongle Blue Hole

样品号	水深 (m)	文石含量 (%)	高镁方解石含量 (%)	低镁方解石含量 (%)	高镁方解石中 $MgCO_3$ 含量 (%)
LD17-01-D-14	14	100	-	-	-
LD16-01-D-CR1	14.6	19.9	80.1	-	17.7
LD17-01-D-16	16	100.0	-	-	-
LD17-01-D-17	17	19.1	-	80.9	-
LD17-02-D-18	18	35.8	64.2	-	11.8
LD17-01-D-19	19	4.9	85.7	9.3	15.8
LD17-01-D-23	23	79.5	20.5	-	18.3
LD17-01-D-35	35	-	-	100.0	-
平均		44.9	31.3	23.8	7.95

注: -表示未检出

2.2 三沙永乐龙洞洞内侧壁元素组成

三沙永乐龙洞沉积物中的元素相对简单, 其含量见表 4。Ca 元素的含量最高, 含量范围为 35.5%—39.3%, 平均含量 36.8%, 其它元素含量均小于 1%。可将元素组成分为两组: 一组是钙质组分元素, 主要为 Ca、Mg、Sr 等, 其平均含量分别为 36.8%、0.98%、0.48%。Ca 是文石和方解石的主要元素, 而 Mg 和 Sr 的性质及离子半径均与 Ca 较为接近, 因此, Mg 和 Sr 能以类质同象的方式替代 Ca, 进入碳酸盐矿物的晶格当中, 因此 Ca、Mg、Sr 三者之间的含量有着密切的关系。另一组是赋存于陆源碎屑中的元素, 主要为 Si、Al、K 等, 它们的含量均小于 0.5%, 但存在于各个岩心中, 应为混入的陆源元素。

从垂向分布上看, 龙洞中随深度变化, 元素含量也在改变。在 19m 以上, Mg、Sr 含量呈相反趋势增减, 表现为互补的关系; 19—22m, Mg、Sr 呈现增加的趋势; 23m 左右, Mg、Sr 开始呈现减少的趋势, Ca 也在 22m 左右呈现减少的趋势(图 4)。

2.3 三沙永乐龙洞洞内侧壁测年结果

从深度来看(表 5), 由上到下侧壁岩石年龄呈现变老的趋势。17m 出现明显的界限, 上部岩心形成时代晚于 8cal ka BP, 17m 及以下岩心形成时代普遍早于 25cal ka BP, 但出现倒转现象和跳跃现象, 无规律可循。

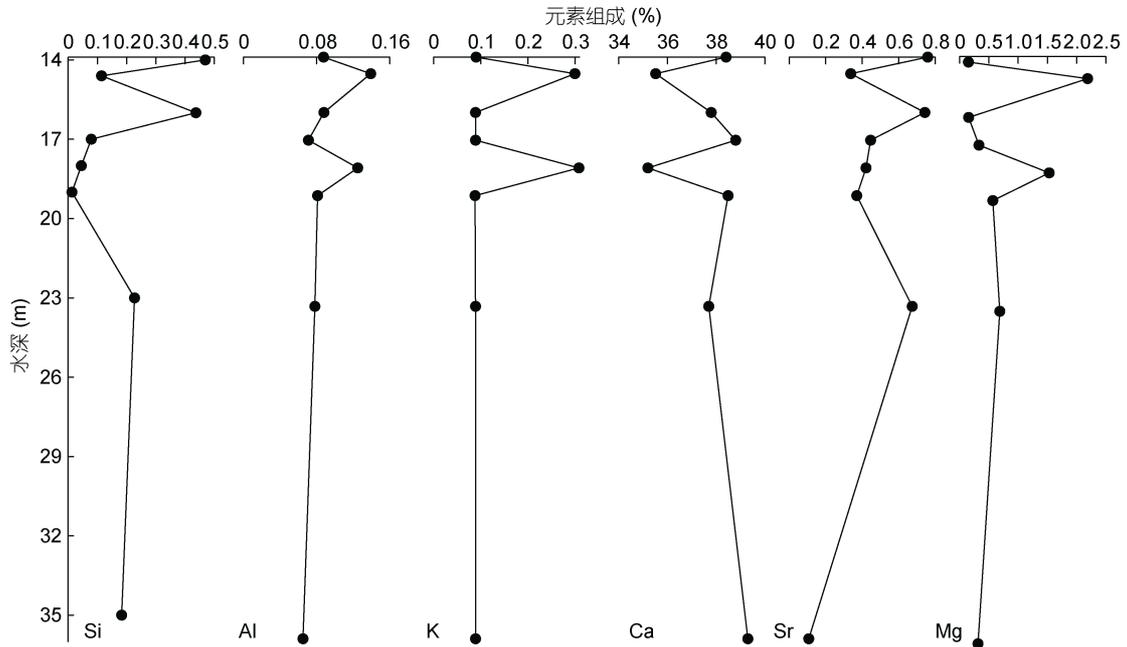


图 4 不同深度洞内侧壁岩心元素组成

Fig.4 Elements content of the difference depths samples from the Sansha Yongle Blue Hole

表 4 洞内侧壁岩心元素组成(单位: %)

Tab.4 Elements content of the samples from the Yongle Blue Hole (unit:%)

站位	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Mn	Sr
LD17-01-D-14	0.027	0.15	0.088	0.469	0.002	0.043	0.09	38.409	0.002	0.001	0.759
LD16-01-D-CR1	<0.010	2.189	0.139	0.114	0.097	0.218	0.3	35.52	0.003	0.019	0.337
LD17-01-D-16	0.027	0.153	0.088	0.437	0.003	0.043	0.089	37.8	0.002	0.001	0.743
LD17-01-D-17	0.023	0.33	0.071	0.079	0.005	0.016	0.089	38.805	0.002	0.002	0.446
LD17-02-D-18	0.653	1.532	0.125	0.045	0.112	0.179	0.308	35.2	0.003	0.062	0.421
LD17-01-D-19	0.023	0.566	0.081	0.013	0.006	0.016	0.088	38.49	0.002	0.002	0.37
LD17-01-D-23	0.026	0.686	0.078	0.227	0.004	0.036	0.089	37.698	0.002	0.007	0.674
LD17-01-D-35	0.02	0.313	0.065	0.183	0.006	0.006	0.089	39.302	0.002	0.007	0.107
平均	0.11	0.74	0.09	0.2	0.03	0.07	0.14	37.65	0	0.01	0.48

表 5 ¹⁴C 测年材料及结果

Tab.5 AMS¹⁴C dating results of the samples from the Sansha Yongle Blue Hole

样品编号	深度(m)	¹⁴ C 年龄 a BP	日历年龄 Cal a BP
LD17-01-D-14	14	460±15	
LD16-01-D-CR1	14.6	4650±20	4844
LD17-02-D-16	16	6760±20	7271
LD17-01-D-17	17	21400±93	25332
LD17-02-D-18	18	6170±25	6587
LD17-01-D-19	19	14000±58	16357
LD17-01-D-23	23	6640±45	7155
LD17-01-D-35	35	31500±312	34988

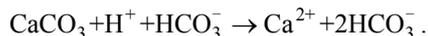
3 讨论

3.1 三沙永乐龙洞洞壁造礁生物类型和成岩改造

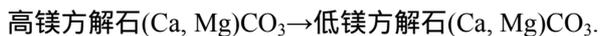
X 射线物相分析显示, 三沙永乐龙洞洞内侧壁礁体矿物均属于碳酸盐矿物, 包括文石、高镁方解石和低镁方解石, 这些碳酸盐矿物主要来源于钙质生物碎屑。珊瑚是现代生物礁的主要造礁生物, 因此现代生物礁也被称为珊瑚礁。西沙群岛的水文、气象特征如下: 经过该海域的热带气旋年均为 9.4 个, 年均表层盐度为 33.86—34.0(曾昭璇, 1986), 年均海表温度为 27.59°C(Yan *et al*, 2015)。永乐环礁作为西沙群岛的一部分, 是非常适合珊瑚群落生长发育的环境。以往的研究表明, 西沙岛礁存在多种珊瑚, 根据西沙海

域永乐环礁西琛 1 井钻探研究结果, 主要的造礁生物为钙藻, 其次是珊瑚、海绵(许红等, 1999)。附礁生物较为丰富, 其中以底栖大有孔虫为代表。由于钙藻在生物礁剖面中以超过 200m 的厚度存在, 使得生物礁对风和海浪具有很强的抵抗能力(许红等, 1999)。在位于宣德环礁的西科 1 井中, 已发现 16 个属的六射珊瑚和 1 个属的八射珊瑚(刘新宇等, 2015)。珊瑚礁的矿物相以文石为主, 含有少量高镁方解石(Milliman *et al.*, 1974; 朱而勤等, 1987), 这与三沙永乐龙洞洞内侧壁的矿物组成一致。

X 射线物相分析显示, 自 17m 开始, 洞壁礁体出现低镁方解石。由于该区造礁珊瑚及附礁生物壳体几乎不含低镁方解石(孙志鹏等, 2015), 因此推测自 17m 以下的礁盘经历了成岩改造过程。第四纪期间, 海平面的频繁升降使得该区的碳酸盐礁体多次出露, 受到大气淋滤改造, 亚稳定的文石和高镁方解石向低镁方解石转化, 大致过程如下:



碳酸盐孔隙水的酸化导致碳酸盐矿物的溶解, 同时发生矿物转化:



结合元素数据, 垂向上, Mg、Sr 元素自 17m 左右开始呈现向下减少的趋势, Mg、Sr 元素含量的这种变化支持了大气淡水成岩的解释。大洋环礁或碳酸盐台地的大气淡水成岩环境已被得到广泛研究(Saller *et al.*, 1989; Matthews *et al.*, 1987), 大气淡水成岩环境包括礁体的水上暴露表面、渗流带以及淡水潜水带, 淡水—海水混合带和海洋成岩环境位于它们的下方。当不稳定矿物文石和高镁方解石处于淡水或淡水—海水混合环境时, 其向低镁方解石的转化可以从数千年到数万年不等(Halley *et al.*, 1979; Budd, 1988)。¹⁴C 测年结果显示 17m 以下岩石形成时代早于 25cal ka BP, 由此可见, 17m 附近是全新世和晚更新世的重要界面。

3.2 三沙永乐龙洞洞壁的形成和演化

对礁体样品的 ¹⁴C 测年结果显示, 17m 处出现了礁体生长间断。在这个界面之上, 礁体年代都小于 8cal ka BP; 界面之下, 年代大多超过了 25cal ka BP。结合末次冰期以来海平面变化的历史, 在距今 15cal ka BP 前, 南海海平面比目前的海平面低了约 100—110m(韩春瑞等, 1986)。显然, 在低海平面时期,

蓝洞所处礁盘完全出露于海平面之上, 由于珊瑚暴露于陆表在 1h 左右就会死亡(詹文欢等, 2006), 故礁体停止生长。冰后期海平面几次阶段性上升, 在距今约 8cal ka BP 时, 当时的礁盘才重新被海水淹没, 开始重新向上生长。距今 5cal ka BP 左右, 海平面可能比现在还要高 3—5m, 大约 2cal ka BP 时达到现在的位置, 并在此后, 一直保持基本稳定的状态(韩春瑞等, 1986)。显然, 礁体的生长主要受海平面升降的控制。

在 18m 和 23m 的样品年代出现倒转现象, 分别为 6.6cal ka BP 和 7.2cal ka BP, 这可能是溶洞洞壁被后期侧向生长的珊瑚所覆盖, 而采样未能采集到实际溶洞洞壁所致。同时, 这也说明龙洞礁体建造生长过程中, 除了向上的生长也存在环洞壁生长。在 19m 处(16.4cal ka BP)年代明显比 17m 处(25.3cal ka BP)年轻, 这可能与大气淡水成岩改造过程有关。低镁方解石形成过程中, 混入了当时大气和海水中的碳, 导致测年中的 ¹⁴C 源为混合源, 使得岩心测得年龄位于形成年龄和改造年龄之间。

西琛 1 井是位于永乐环礁琛航岛码头以北约 70m 的陆架外缘海域钻井, 井深 802.17m, 全取芯达早中新世生物礁。由于琛航岛与三沙永乐龙洞同属永乐复合环礁碳酸盐台地, 其地层与三沙永乐龙洞所在地层一致, 对比西琛 1 井岩心地层(刘健等, 1998), 可以对三沙永乐龙洞地层作出基本判断。前人对西琛 1 井做过多次研究。西琛 1 井的礁相碳酸盐岩具有单一的矿物组成, 主要是碳酸盐岩, 包括低镁方解石和铁白云石(魏喜等, 2007); 刘健等人对西琛 1 井岩心进行了分层: 0—16.91m 为全新统, 基本上未成岩, 矿物组分主要是文石和高镁方解石; 16.91—30.60m 为晚更新统, 有明显的方解石化, 矿物组分主要是低镁方解石, 少量文石, 高镁方解石消失; 30.60m 以下为中—早更新统, 几乎完全方解石化, 基本上是低镁方解石(Liu *et al.*, 1997; 刘健等, 1998)。这与本次研究得出的结果一致。

根据龙洞洞壁岩性组成和测年年代表示, 三沙永乐龙洞的形成和演化可以分成两个阶段: 冰后期珊瑚礁阶段和海平面频繁波动下的溶洞形成阶段。

冰后期珊瑚礁发育阶段: 范围在 0—17m 之间, 岩壁由新鲜的珊瑚礁体组成, 矿物未被成岩作用改造, 测年年龄小于 7.3cal ka BP。结合冰后期海平面变化, 大约在 7.5cal ka BP 以后, 即全新世中期开始, 海平面达到最高海平面。在原龙洞礁体顶部形成了高达 17m 的现代珊瑚礁体, 由于尚未经历海平面下降, 礁

体并未大面积出露,故未发生成岩作用。根据测年结果,可以粗略估算现代珊瑚礁的向上生长速率约为 2.3m/ka。同时,伴随着环洞壁珊瑚礁的生长,高海平面以来,17—23m 以浅的空间内广泛、不均匀发育洞内珊瑚礁。

末次冰期之前的龙洞形成阶段:范围在 17m 以下,岩壁仍然以珊瑚礁组成,但是绝大部分珊瑚礁已经被成岩作用改造,出现了大量的低镁方解石;测年年龄大多老于 25.3cal ka BP,实为末次冰期之前海水没过当时礁盘发育形成的。

通过现代珊瑚礁底部年龄及 17—23m 环洞壁珊瑚礁年龄,可以判断龙洞形成年代早于 7.3cal ka BP。遗憾的是,由于采样密度小、侧向钻取深度不足等原因,不能确定龙洞实际形成年代。

综上所述,三沙永乐龙洞洞壁礁体形成演化过程可分为两个阶段:第一阶段为海平面频繁波动下的溶洞形成阶段,即更新世或更新世之前的高海平面时期,17m 以下部分珊瑚礁体形成;在更新世时期,海平面升降频繁,珊瑚礁体频繁暴露在大气中,导致最初在海水中形成的不稳定矿物文石和高镁方解石,在大气淡水作用的影响下,逐渐向低镁方解石的方向转化。第二阶段为冰后期珊瑚礁阶段,即全新世高海平面时期,17m 以上形成新鲜的现代珊瑚礁,增加了龙洞深度,同时在 17—23m 以浅的空间内广泛发育洞内珊瑚礁,使得洞壁表面混有现代珊瑚礁生物,减小了洞内直径。综合三沙永乐龙洞的地理位置、现代珊瑚礁和钻孔岩心资料可以推断出:三沙永乐龙洞是一个复合体,上部是全新世现代珊瑚礁岩体,下部是经过了成岩作用的晚更新世喀斯特溶洞。

4 结论

三沙永乐龙洞洞内侧壁矿物均属于碳酸盐矿物,主要是碳酸盐,包括文石、高镁方解石和低镁方解石,主要来源于钙质生物碎屑,平均含量分别为 49.0%、46.6%、14.3%;主要的元素组成是 Ca、Mg、Sr,平均含量分别为 36.8%、0.98%、0.48%。三沙永乐龙洞是一个复合体,17m 以上岩石年龄晚于 7.5cal ka BP,是全新世海平面上升时期形成的现代珊瑚礁体,没有经历海平面下降引起的成岩作用;17—35m 岩心形成时代早于 25cal ka BP,是经过了大气淡水成岩作用的晚更新世喀斯特溶洞,且在高海平面时期于 17—23m 以浅的空间内广泛发育洞内珊瑚礁。

参 考 文 献

- 叶锦昭, 1996. 西沙群岛环境水文特征. 中山大学学报(自然科学版), 1996, 35(S1): 15—21
- 刘健, 韩春瑞, 吴建政等, 1998. 西沙更新世礁灰岩大气淡水成岩的地球化学证据. 沉积学报, 1998, 16(4): 71—77
- 刘志杰, 余佳, 孙晓燕等, 2016. 海洋沉积物 ^{14}C 测年数据整合与校正问题探讨. 第四纪研究, 36(2): 492—502
- 刘新宇, 祝幼华, 廖卫华等, 2015. 西沙群岛西科 1 井珊瑚组合面貌及其生态环境. 地球科学—中国地质大学学报, 40(4): 688—696
- 孙志鹏, 尤丽, 李 晓等, 2015. 西沙西科 1 井第四系生物礁—碳酸盐岩的岩石学特征. 地球科学—中国地质大学学报, 40(4): 653—659
- 朱而勤, 李建华, 1987. 东海钙质生物骨屑的矿物学特征. 山东海洋学院学报, 17(4): 68—78
- 毕乃双, 傅 亮, 陈洪举等, 2018. 南海三沙永乐龙洞关键水体环境要素特征及其影响因素. 科学通报, 63(21): 2184—2194, doi: 10.1360/N972017-01329
- 老 猴, 2013. 龙宫究竟什么样? 在塞班岛潜入神秘的蓝洞. 环球人文地理, (8): 130—141
- 许 红, 王玉净, 蔡 峰等, 1999. 西沙中新世生物地层和藻类的造礁作用与生物礁演变特征. 北京: 科学出版社, 1—134
- 何起祥, 张明书, 1986. 中国西沙礁相地质. 北京: 科学出版社, 1986: 1—182
- 陈 畅, 傅 亮, 毕乃双等, 2018. 南海西沙永乐龙洞浮游动物的群落组成及昼夜垂直分布特征. 海洋与湖沼, 49(3): 594—603
- 范德江, 田 元, 傅 亮等, 2018. 南海西沙永乐龙洞沉积物组成、来源及其沉积作用. 海洋与湖沼, 49(6): 1203—1210
- 姚 鹏, 陈 霖, 傅 亮等, 2018. 南海三沙永乐龙洞营养盐垂直分布及控制因素. 科学通报, 63(23): 2393—2402
- 盖广生, 2016. 最深的海洋蓝洞——三沙永乐龙洞. 海洋世界, (11): 72—77
- 曾昭璇, 1986. 南海诸岛. 广州: 广东人民出版社
- 韩春瑞, 吴建政, 李 浩等, 1986. 西沙群岛晚更新世晚期以来海平面相对变化探讨. 见: 国际地质对比计划第 200 号项目中国工作组. 中国海平面变化. 北京: 海洋出版社, 213—220
- 詹文欢, 朱照宇, 姚行桃等, 2006. 南海西北部珊瑚礁记录所反映的新构造运动. 第四纪研究, 2006, 26(1): 77—84
- 魏 喜, 贾承造, 孟卫工等, 2007. 西琛 1 井碳酸盐岩的矿物成分、地化特征及地质意义. 岩石学报, 23(11): 3015—3025
- 魏 喜, 贾承造, 孟卫工等, 2015. 南海西沙海域西琛 1 井生物礁的性质及岩石学特征. 地质通报, 27(11): 1933—1938
- Becking L E, Renema W, Santodomingo N K *et al*, 2011. Recently discovered landlocked basins in Indonesia reveal high habitat diversity in anchialine systems. *Hydrobiologia*, 677(1): 89—105
- Budd D A, 1988. Aragonite-to-calcite transformation during fresh-water diagenesis of carbonates: insights from pore-water chemistry. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8): 1260—1270
- Gischler E, Anselmetti F S, Shinn E A, 2013. Seismic

- stratigraphy of the Blue Hole (Lighthouse Reef, Belize), a late Holocene climate and storm archive. *Marine Geology*, 344: 155—162
- Goldsmith J R, Graf D L, Joensuu O I, 1955. The occurrence of magnesian calcites in nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 7(5—6): 212—230
- Halley R B, Harris P M, 1979. Fresh-water cementation of a 1, 000-year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3): 969—987
- Illiffe T M, Kornicker L S, 2009. Worldwide diving discoveries of living fossil animals from the depths of anchialine and marine caves. *Smithsonian Contributions to the Marine Sciences*, 38: 269—280
- Liu J, Ye Z Z, Han C R *et al.*, 1997. Meteoric diagenesis in Pleistocene reef limestones of Xisha Islands, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15(6): 465—476
- Matthews R K, Frohlich C, 1987. Forward modeling of bank—margin carbonate diagenesis. *Geology*, 15(7): 673—676
- Milliman J D, Müller G, Förstner U, 1974. Skeletal components. In: *Recent Sedimentary Carbonates*. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Myroie J E, Carew J L, Moore A I, 1995. Blue holes: Definition and genesis. *Carbonates Evaporites*, 10(2): 225—233
- Naumann M S, Bednarz V N, Ferse S C A *et al.* 2015. Monitoring of coastal coral reefs near Dahab (Gulf of Aqaba, Red Sea) indicates local eutrophication as potential cause for change in benthic communities. *Environmental Monitoring and Assessment*, 187: 44
- Saller A H, Moore C H Jr, 1989. Meteoric diagenesis, marine diagenesis, and microporosity in Pleistocene and Oligocene limestones, Enewetak atoll, Marshall Island. *Sedimentary Geology*, 63(3—4): 253—272
- Wyrwoll K H, Zhu Z R, Collins L B *et al.*, 2006. Origin of Blue Hole structures in coral reefs: Houtman Abrolhos, Western Australia. *Journal of Coastal Research*, 22(1): 202—208
- Yan H, Soon W, Wang Y H, 2015. A composite sea surface temperature record of the northern South China Sea for the past 2500 years: A unique look into seasonality and seasonal climate changes during warm and cold periods. *Earth-Science Reviews*, 141: 122—135

MINERAL AND ELEMENTAL COMPOSITION, FORMATION AND EVOLUTION OF THE REEFS IN THE INNER WALL OF SANSHA YONGLE BLUE HOLE, SOUTH CHINA SEA

LUO Ke¹, TIAN Yuan¹, FU Liang², SUN Xiao-Xia¹, BI Nai-Shuang¹, FAN De-Jiang¹, YANG Zuo-Sheng¹
(1. *Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting Technique, Ocean University of China, Ministry of Education, Qingdao 266100, China*; 2. *Sansha Trackline Institute of Coral Reef Environment Protection, Sansha 573199, China*)

Abstract The Sansha Yongle Blue Hole is located in the Yongle coral atoll among Xisha Islands, Jinle Island, and Shiyu Isles. Being deeper than 300 m, the blue hole is the deepest marine blue hole in the world. The mineral composition, element content, and age of the cave reefs situated on the wall in different depths of the blue hole were analyzed with methods of X-ray diffraction, X-ray fluorescence, and AMS¹⁴C dating. The results show that the mineral composition of the cave reefs in the Sansha Yongle Blue Hole is quite simple, mainly carbonate species, including aragonite, high-magnesium calcite, and low-magnesium calcite, being derived mainly from calcareous bioclastics on average of 49.0%, 46.6%, 14.3%, respectively. The main elements are Ca, Mg, and Sr, on average of 36.8%, 0.98%, and 0.48%, respectively. Sansha Yongle Blue Hole is a complex cave. The reef rock above 17m was formed later than 7.5cal ka BP, which is a modern coral reef formed during the Holocene sea level rise, and did not experience diagenesis caused by sea level decline. However, the rocks between 17m—35m were formed earlier than 25cal ka BP, corresponding to the late Pleistocene karst event undergone atmospheric freshwater diagenesis, during which extensive coral reefs developed in shallow depths of 17—23 m in high sea level regime.

Key words Yongle blue hole; coral reef; mineral and elemental composition; AMS¹⁴C dating; formation