

海南岛鹿回头水尾岭海滩岩中的微生物 碳酸盐沉积研究

滕建彬^{①②*} 沈建伟^①

(^① 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301; ^② 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要 从地质微生物学和碳酸盐沉积学两方面对海南岛三亚鹿回头水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积进行研究, 研究结果显示三亚鹿回头海滩岩中含有微生物碳酸盐沉积, 与微生物活动有关的胶结物也很常见. 海滩岩中的微生物碳酸盐沉积主要发育在珊瑚(碎屑和碎块)骨骼孔穴中或珊瑚体的表面, 而很少发育在珊瑚和其他生物碎屑堆积而形成的空隙中. 微生物碳酸盐沉积一般呈叠层状、薄的结壳状、穹状、微生物石等多种形态生长, 黏结细小的生物碎屑, 大多具有微生物的管形丝状体和纹层状的生长纹. 珊瑚骨骼孔穴中的微生物碳酸盐沉积呈叠层的尖锥体, 生长方向不定, 随珊瑚骨骼孔穴的延伸方向生长, 具有清晰的生长纹层, 显示明显的阶段性, 是隐生微生物碳酸盐沉积的一种独特发育形式. 微生物成因的胶结物多以针纤状方解石、钙化的菌类丝状体和莓状钙球的形式出现, 并以针纤状方解石最为常见. 这表明微生物活动和微生物碳酸盐沉积在热带海洋受季风影响下的以碳酸盐为主要成分的海滩岩形成中起着重要的作用. 研究工作第一次发现和描述了我国南海北部海岸海滩岩中的微生物碳酸盐沉积和与微生物活动有关的胶结物, 研究结果支持海滩岩中的胶结物部分是源于微生物成因的, 肯定了微生物在碳酸盐沉积方面的重要作用, 从一个新的研究角度拓宽了海滩岩的认知领域.

关键词 微生物碳酸盐沉积 微生物成因的胶结物 海滩岩 全新世 海南岛

微生物群落及其沉积物被用来作为环境和气候变化的指标和作为影响现代珊瑚礁发育的因素是一个新的研究领域. Reiter^[1]对澳洲大堡礁隐生环境中的珊瑚-珊瑚红藻-微生物石序列研究认为其可以指示一种海侵层序; Delgado和Lapointe^[2]认为佛罗里达珊瑚礁岛的微生物碳酸盐生产率的增加是由营养增加和养分富集引起; Feldmann和McKenzie^[3]对巴哈马滩现代潮间带微生物形成的凝块叠层石研究认为其形成在一种海平面上升和营养物质增加的环境中;

Riding^[4]对西澳鲨鱼湾潮间带微生物形成的叠层石研究后指出其是在海平面下降时期形成的; Sprachta等^[5]对现代微生物碳酸盐沉积的研究还证实, 微生物碳酸盐沉积对季节的变化很敏感, 它们在湿热的季节里生长和发育的更快. 在一些现代礁系统中(如南太平洋新喀里多尼亚岛和法属玻利尼西亚岛), 海面温度的升高会刺激微生物碳酸盐沉积的形成^[1]; 因此, 微生物碳酸盐沉积可用作环境和气候变化的指标.

自Darwin^[6]研究海滩岩以来, 关于海滩岩的成因

收稿日期: 2007-05-25; 接受日期: 2007-07-16

中国科学院“百人计划”项目、国家自然科学基金(批准号:40472067, 40572072)和中国科学院边缘海地质重点实验室基金(编号: MSG10601)资助

* E-mail: jianbinteng@scsio.ac.cn

1) Science News, 2002, Microbial linked to coral reef decay. BrightSurf. com

机制存在物理—化学模型 [7-9] 和生物成因模型 [10,11] 的激烈争论。Webb 等 [12-14] 通过对大堡礁南端鹭岛的珊瑚礁坪和海滩岩隐生环境中微生物沉积物的同生结构演化、微晶胶结物的成因和稀土元素地球化学的研究指出, 高镁方解石质的微生物凝块叠层石结壳产出在全新世珊瑚礁骨架的隐生礁穴中, 而显微柱状的微生物沉积物生长在现代潮间海滩岩溶蚀增大的空穴的表面, 并据此推断微生物碳酸盐形成的环境条件和与珊瑚礁生长的关系, 从而引发了对微生物碳酸盐沉积成因的新讨论。

本次研究工作在海南岛三亚鹿回头水尾岭高潮线附近的海滩岩分布区(图 1)开展。海南岛位于中国的南端, 为大陆型岛屿, 地处北纬 $18^{\circ}10' \sim 20^{\circ}10'$, 东经 $108^{\circ}37' \sim 111^{\circ}03'$, 鹿回头半岛位于海南岛的南部, 距三亚市约 5 km, 是三面临海的半岛。水尾岭在鹿回头半岛西部, 濒临三亚湾, 是椰庄连岛坝西侧一弧形海湾。

海滩岩是一种松脆到完好胶结的沉积岩, 通常形成在热带或亚热带地区的潮间带。一般由砂或砾石(碎屑或骨骼颗粒)构成并由钙质碳酸盐胶结 [15]。三亚鹿回头水尾岭的海滩岩向海陆两侧逐渐消失, 向下变成砂砾松散层, 其中主要以砂砾为主, 低潮时出露的海滩岩长 226.9 m, 最宽处 6.75 m, 面积大约 1210 m^2 , 高潮时整个海滩岩几乎全被淹没。海滩岩主要由珊瑚碎屑和碎块构成, 珊瑚碎块直径可达 40

cm, 多数珊瑚边缘被钻孔或受到磨蚀, 孔隙多被文石胶结物和灰泥充填。海滩岩中还含有少量软体动物贝壳和鹅卵状的花岗岩基底砾石。三亚鹿回头水尾岭海滩岩的年代距今约 $(3630 \pm 190) \sim (4345 \pm 210) \text{ a}$ 之间 [16]。

本文旨在通过对海南岛三亚鹿回头水尾岭海滩岩的研究, 寻找微生物碳酸盐沉积在我国南海珊瑚礁碳酸盐形成中的证据, 研究微生物碳酸盐沉积在海滩岩中的产出特征、发育方式和形成的环境条件; 探寻海滩岩中胶结物与微生物碳酸盐沉积以及微生物钻孔与微生物活动的关系, 从而评价微生物在碳酸盐沉积中所起的作用和所揭示的沉积环境特征。

1 研究方法

利用测量尺和 GPS 全球定位仪器对研究区的海滩岩进行测量和填图, 用网格格尺对海滩岩的成分和分选情况进行定量统计, 以一定的间距和密度在海滩岩露头上布置采样点, 对每个采样点的不同岩性的海滩岩进行取样(图 2)。共采得标本 40 余块, 在中山大学切片实验室对这些标本进行切片, 于中国地质大学(武汉)地学院中心实验室进行磨片, 在中国科学院南海海洋研究所使用 OLYMPUS-BX51 偏光显微镜和 OLYMPUS 变焦体视显微镜对磨制的薄片进行镜下研究、分析和照相。于中山大学测试中心采用喷金法处理, 利用荷兰飞利浦 FEI 公司生产的

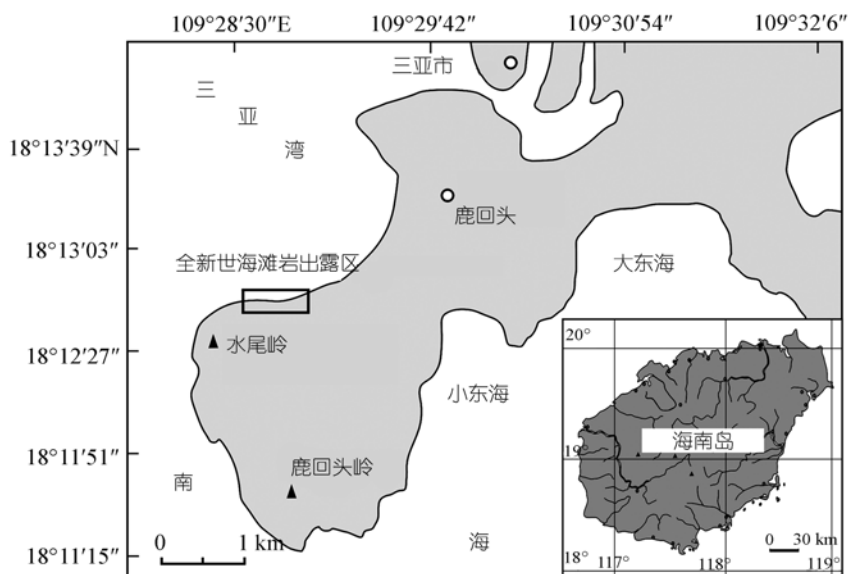


图 1 鹿回头全新世海滩岩的出露位置图

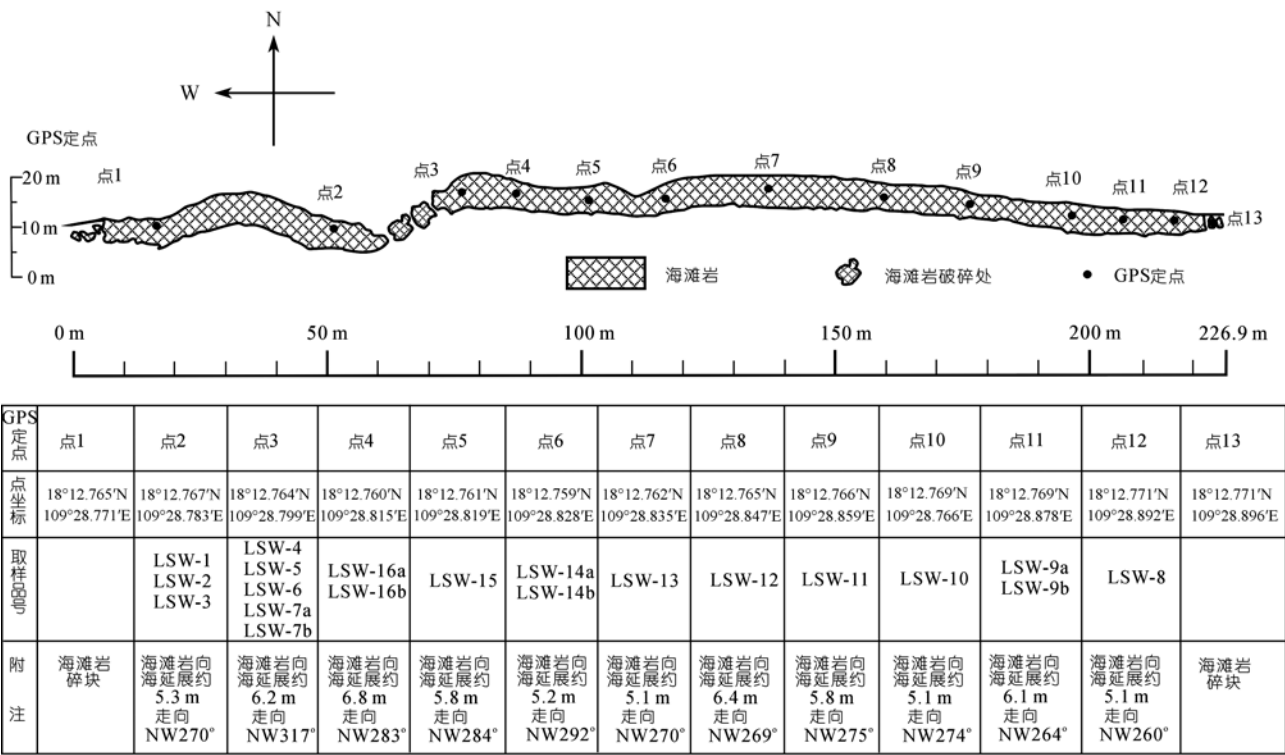


图 2 鹿回头水尾岭海滩岩分布及其取样点坐标图

Quanta400 热场发射扫描电子显微镜(Thermal FE Environment Scanning electron microscope)和英国牛津公司生产的 INCA X 射线能谱仪(Energy Dispersive X-ray Spectrometer)EDS 对样品进行了电子扫描和能谱分析研究。

2 海滩岩中发育的微生物碳酸盐沉积

水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积主要发育在珊瑚(碎屑和碎块)骨骼孔穴中或珊瑚体的表面。在一些珊瑚骨骼孔穴中,微生物碳酸盐沉积发育完好,具有清晰的生长纹层,是隐生微生物碳酸盐沉积的一种独特发育形式。

2.1 微生物碳酸盐沉积的特征

水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积大多发育在珊瑚骨骼孔穴中或珊瑚体的表面,而很少发育在珊瑚和其他生物碎屑堆积而形成的空隙中。珊瑚骨骼孔穴中的微生物碳酸盐沉积呈叠层的尖锥体,生长方向不定,随珊瑚骨骼孔穴的延伸方向生长。微生物碳酸盐沉积的外形取决于珊瑚骨骼孔穴的形状,通常横断面为卵形或不规则椭圆状,纵切面为向上收缩的尖锥状,可以观察到直径明显收缩、锥体生长

缩小的变化(图 3),反映出不同的生长阶段。锥形的微生物碳酸盐沉积的横断面直径达 0.4~0.5 mm,叠层高为 1.5~2.0 mm。

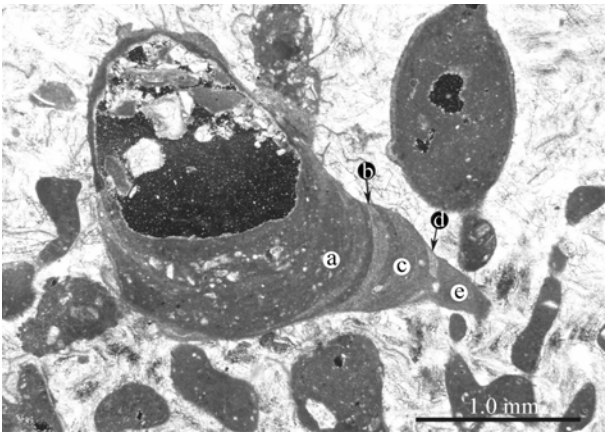


图 3 鹿回头水尾岭海滩岩中珊瑚孔穴中的尖锥状微生物碳酸盐沉积

有些微生物碳酸盐沉积沿珊瑚骨骼孔穴的壁或珊瑚肢体表面生长,形成很薄的结壳状沉积物,显微镜下可观察到微生物的管形丝状体和纹层状的生长纹。微生物碳酸盐沉积有时围绕珊瑚碎块生长形成不规则的叠层(图 4(a)),叠层的纹理不是很清楚,纹

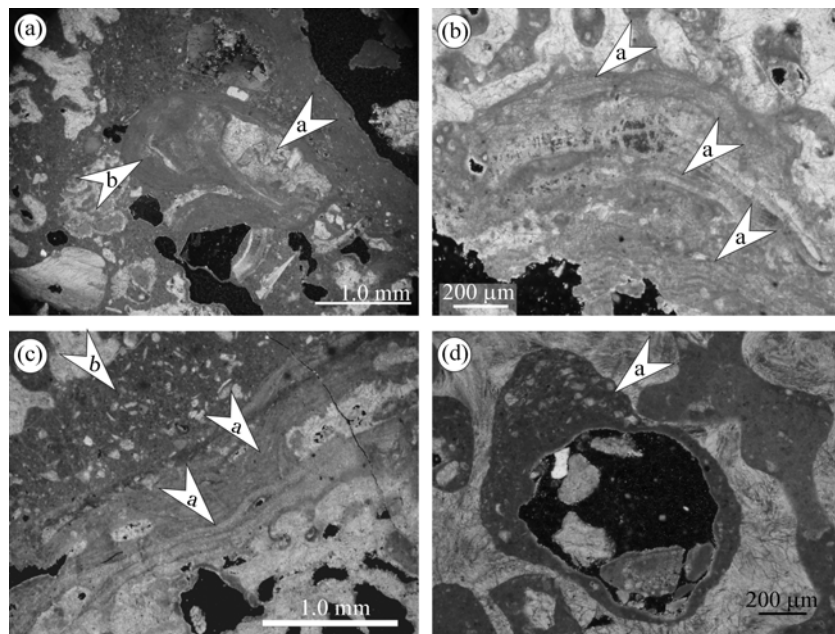


图 4 鹿回头水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积

(a) 围绕珊瑚碎块(箭头 a 处)生长而形成的不规则叠层状微生物碳酸盐沉积(箭头 b 处); (b) 珊瑚骨架孔穴中的微生物碳酸盐沉积, 微生物的管状体(箭头 a 处)呈穹状生长在珊瑚骨架孔穴中; (c) 生长在珊瑚断枝或碎块上的微生物石(microbialite)(箭头 a 处), 其生长可以被生物碎屑和灰泥沉积(箭头 b 处)阻止; (d) 珊瑚骨架孔穴中的微生物灰泥粘生生物碎屑, 微生物沉积(箭头 a 处)沿孔穴壁上生长, 约占孔穴的 1/3 左右, 相当于微生物沉积发育的殖生阶段 a 部分的产物

层在珊瑚碎块的两侧形成较薄的沉积, 而在顶部形成戴帽状、厚实的沉积, 亮带和暗带不很规则, 戴帽状沉积的厚度是侧面沉积厚度的 5~6 倍。在珊瑚的骨架孔穴中, 微生物的管状体也粘结灰泥基质形成穹状的沉积物(图 4(b)), 管状体呈匍匐状生长, 一些碳酸盐灰泥被粘结。有些微生物碳酸盐沉积呈微生物石(microbialite)覆生在珊瑚断枝或碎块的表面(图 4(c)), 微生物石的纹层较薄, 以微米计, 厚约 0.1~0.2 mm, 其生长可以被生物碎屑颗粒的混入阻止。图 4(c)中纹层状生长的微生物石和生物碎屑颗粒加灰泥的沉积之间界线截然, 前者代表的是一种相对清澈、低沉积速率的环境。

水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积由微晶或隐晶碳酸盐(如泥晶或微晶灰岩)组成, 典型的微生物碳酸盐沉积的纵切面呈现清晰的纹层。由于骨架颗粒的孔洞中常常充填细小不规则的生物碎屑颗粒, 而微生物碳酸盐沉积发育时常黏结这些细小的生物碎屑颗粒使得某些微生物碳酸盐的纹层发育不清晰, 但是依然能从组分颜色上辨别大多数微生物碳酸盐沉积的发育情况。微生物碳酸盐沉积可以充填整个珊瑚骨架孔洞, 也可以仅占据孔洞体积的 1/3 到

2/3 左右(图 4(d))。

2.2 微生物碳酸盐沉积的生长形式

水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积大都由孤立的尖锥状、不规则粘结状的包壳和骨骼孔穴充填体构成。包壳的厚度不大, 通常可观察到 0.20 mm 宽的生长纹层, 其可包覆珊瑚、海绵和藻类碎块, 纹层的数量不等, 有时可见中空的细管埋于纹层中。有些微生物碳酸盐沉积呈叠层状生长形式, 微生物纹层围绕珊瑚碎片生长, 但形状不规则, 隐约可见纹层, 纹层间的界线不是很清楚(图 4(a)), 局部纹层间有同生的微亮晶方解石。

发育在珊瑚孔穴隐生环境中的锥形微生物碳酸盐沉积的直径一般为 0.4~0.5 mm, 有的达 1 mm 左右, 叠层体高 2 mm 左右, 微生物碳酸盐沉积的侧向生长面的宽度在 1.50 mm 左右(图 3)。根据颜色、成分以及纵向叠置关系可以将其划分为 5 部分: a 层为初始发育层, 厚度最大, 约为 0.6 mm 左右, 是尖锥状微生物碳酸盐沉积发育的基座。几乎全部由暗黑色的微生物碳酸盐沉积物构成, 隐约可见纹层, 细小的生物碎屑沿纹层被粘结。b 层由两层暗色、无纹层显示的、

相对较窄的灰泥质沉积夹一层浅色、不显纹层的微生物碳酸盐沉积构成,后者由于细小文石质颗粒含量较多而呈亮色.这一部分生长直径明显变小,表明生长环境参数有过改变. b 层和 c 层之间也是一层暗色灰泥质沉积,特征和厚度与 a 层和 b 层之间的相似. b 层加上两层暗黑色灰泥质沉积的厚度约为 0.20 mm. c 层为相对浅色、纹层不清晰的生长段,其中黏结有生物碎屑,细小文石质颗粒多于泥质物质,整个部分呈现亮色,生长继续往尖部收缩,纵切面厚度约为 0.25 mm. d 层主要由细小文石质颗粒和少量暗色有机灰泥质构成,呈显明亮色,厚度很小,只有 c 层的 1/5,约为 0.05 mm. e 层为圆头末梢段的杂乱状无纹层部分,组成物颗粒极细小,纵切面厚约 0.30 mm,主要为暗色有机灰泥和文石质颗粒的混合物,两者的数量几乎对等.

此种微生物碳酸盐沉积的发育表现为暗带和亮带交替呈现,层次 a 的明暗带交替比较紧密,不易辨认.层次 b 的明暗带交替比较舒缓,宽度增加,由两层暗带夹一层亮带构成.层次 c 颜色明显变浅,层 d 和层 c 中的亮带相同,但宽度明显变大,呈向顶部舒缓收缩的生长态势,层次 c 和层次 d 之间没有暗带隔开,层次 c 的部分可穿入层次 d,层次 d 颜色更浅,可能是文石质颗粒含量更多引起. c 层与 d 层以及 d 层与 e 层之间则具有明显不同的组成, e 层几乎完全由有机灰泥构成,从层次 a 到层次 e 生长逐渐收缩.

这些孤立尖锥状、有清晰明暗纹层显示、具叠层生长形式的微生物碳酸盐沉积结构主要发育在珊瑚的骨架孔穴中,由于薄片切过这些微生物沉积结构的部位和角度不同,所以在显微镜下所观察到的形状、发育阶段都有所差异.有些横切过孤立尖锥状微生物碳酸盐沉积结构,在显微镜下只能观察到一个生长层次的横切面,多为圆形、卵形和不规则状.观察这些微生物碳酸盐沉积结构横切面,可以看到有的周边发育薄纤状文石质环边,宽约 1 μm . 根据对 50 多个岩石薄片的观察和统计发现,在所发现的众多形态的微生物碳酸盐沉积(约有 50 多个微生物碳酸盐沉积的切面)中仅有 15% 左右具有明确的各个层次,这些微生物碳酸盐几乎都发育在珊瑚孔穴隐生环境中,而 85% 左右的微生物碳酸盐沉积停留在五个层次中的某一个阶段.这些切面多显示与层次 a 具有相同的特征,由暗黑色的微生物碳酸盐沉积物和细小的生物碎屑颗粒构成,隐约可见纹层,其中被黏结的

生物碎屑大小不均匀,分选较差(图 4(d)). 这表明微生物碳酸盐沉积对发育环境的要求极为苛刻,只有发育在较封闭的珊瑚孔穴环境中的微生物碳酸盐才较完整.

综上所述,对所发现的微生物碳酸盐沉积 5 个层次的划分,实际上代表了微生物结构中 5 个不同的发育阶段, a 部分为微生物沉积发育的初期阶段,也是微生物沉积结构的基部,由于有足够的空间,又处在一种封闭和隐生的条件下,所以微生物沉积发育充分,纹层清晰.但其后期发育受到限制,部分原因是封闭和隐生的条件有所变化,可能相对变得开放,微生物沉积色浅. b 部分的发育受到空间的限制,继续收缩,并表现出封闭和开放条件交替出现的变化,仍以开放条件为主,所以微生物沉积发育相对较差,生长收缩. c 部分总体上收缩,但有膨胀的趋势,说明又以封闭和隐生的条件为主. d 部分的生长明显受到影响,直径收缩,除了与发育空间有关外,开放的条件也是一个因素. e 部分的生长受空间的限制,处于一种封闭和隐生的条件,所以发育有暗色的有机微生物灰泥沉积. 各层的沉积特征还表明了各层不同的主要控制作用, a 层主要受控于微生物的黏结和圈捕作用,黏结了大量的生物碎屑颗粒和灰泥物质; b 层主要以微生物表面矿物沉淀和生物矿化作用为主,故而形成了较亮的方解石微晶沉积; c 层又以微生物的黏结和圈捕作用为主,捕获了少量的灰泥物质而显得颜色较暗; d 层则与 b 层相似,以微生物表面矿物沉淀和生物矿化作用为主; e 层则与 c 层类似,也以捕获灰泥为主.

2.3 海滩岩的胶结物

海滩沉积物中碳酸盐胶结物的沉淀作用可以是无机或有机媒介的^[9,17]. 无机途径是大多数的海滩岩胶结过程中的主要方式,文石作为初期的胶结物,在大气环境中通过成岩作用转变为高镁方解石或低镁方解石^[18]. Krumbein^[19]就已证实海滩环境是微生物非常活跃的地点,但是微生物活动的产物,特别是碳酸盐沉积环境中微生物活动的产物还不清楚.在对海南岛三亚鹿回头海滩岩的样品进行电子显微镜扫描后,发现了一些微生物成因的胶结物,这种在季风气候影响下形成的海滩岩中微生物成因的胶结物还是第一次报道.

针纤状的胶结物在鹿回头海滩岩中比较常见(图

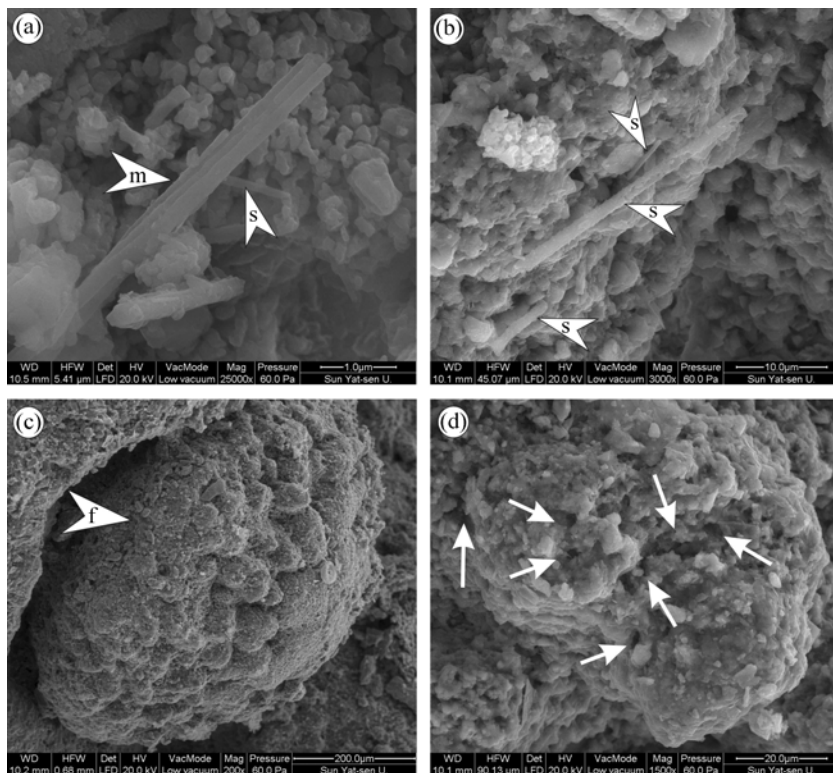


图 5 海南岛三亚鹿回头海滩岩中各种微生物成因的胶结物形态

(a) 海滩岩沉积物中的针状胶结物, 这些针状胶结物呈单个(箭头 s)的或成双的微棒状, 三枝的晶体(箭头 m), 比例尺 1.0 μm ; (b) 针状胶结物(箭头 s)长短不一, 无规则、无序排列, 比例尺 10.0 μm ; (c) 钙化的草莓状球体(箭头 f), 这些草莓状球体呈团簇分布, 比例尺 200 μm ; (d) 微生物碳酸盐黏结成的包壳, 表面呈微型柱状突起, 在其表面有很多近似圆形的管状孔洞(箭头处), 可能是微生物丝状体的有机印模, 比例尺 20 μm

5(a), (b)). 这些针纤长度在 8~30 μm , 纤针表面光滑或粗糙, 直径很少超过 1 μm . 有些针纤的表面附生有不规则的方解石晶体, 显得直径粗壮一些. 和针纤胶结物产出在一起的方解石晶体多呈不规则状, 主要为他形晶体, 也有少量菱形和加长形晶体. 从形态上观察, 这些纤针有单枝的(图 5(b)), 双枝的和三枝(图 5(a))并列生长在一起的. X射线能谱分析数据表明, 这些针纤状胶结物主要由 Ca(质量百分数占 26.36%)、C(质量百分数占 15.44%)、O(质量百分数占 55.26%) 组成, 三种元素的质量占到了总质量的 97%, 属于较纯净方解石晶体. 而单枝体粗壮型晶体棒由于附着了一些不规则方解石, 除了以上元素之外, Si 和 Mg 元素的含量也较高. 针纤状胶结物的形态与文石的形态和大小不一致, 纤状文石的晶体直径通常在 10 μm 左右, 长度在 50~100 μm . 此外, 文石针不具有圆柱状、光滑的表面, 更常见的是典型的针锥状^[10]. 有机成因的高镁方解石也不具有这种针纤状的形态. 由微生物活动形成的针状胶结组合已有很多报道: Jones 和 Kahle^[20]以及 Verrecchia 等^[21]对针纤

状胶结物的成因和形态进行了评述. 根据他们的分类, 这些针状体与 MA 的单晶棒体相似, 被认为是来源于菌类的生物矿化作用. 这种针纤状胶结物已经在巴西陆架上的堡礁和台地礁的礁岛岩^[9]和印度的孟加拉湾的安达曼岛南部的海滩岩的胶结物中发现^[22].

本研究还发现了微生物成因的胶结物的另一种形式: 钙化的莓状球体(图 5(c))通常呈次圆状, 其上的许多乳头状突起呈团簇分布, 形成一个大的压扁圆球状集合体. 乳头状的突起表面由方解石晶体构成, 这些方解石晶体呈不规则状, 趋向形成莓状结构. 这种钙化的莓状球体的成因就目前的研究还不能确定, 不过它们经常被解释为细菌成因^[23]或与菌类有关的果实^[24]. 这里看到的钙化莓状结构与 Aniruddha 等^[22]报道的印度的孟加拉湾的安达曼岛南部海滩岩中的莓状钙球很相似, 只是在大小上有点差别. 本研究倾向于把这种莓状钙球解释为微生物成因的, 最有可能是由真菌类或细菌的生物矿化作用形成. 此外, 微生物碳酸盐沉积有时形成黏结状的

包壳,呈微型柱状突起,表面的镁方解石呈不规则状,他形晶体(图 5(d)).紧密粘结的方解石晶体多呈现卷叶状,似乎发育微叠层构造.在黏结状包壳表面有很多近似圆形的管状孔洞,可能是微生物丝状体的有机物印模.

海滩岩颗粒组分之间的非生物成因的胶结物主要由等厚或近似等厚的纤状文石和凿状文石组成,其中纤状文石胶结物尤为发育,长约 10~20 μm ,最长可达 200 μm .纤状文石与凿状文石大都以颗粒为基底向外呈辐射状生长,文石的生长对基底表现为明显的选择性,在文石质生物碎屑,特别是其内壁上生长的纤状文石长而密集,排列规则,破碎较少,而高镁方解石质生物碎屑上生长的纤状文石则短而稀疏,且多破碎.在石英颗粒的表面上则几乎没有这种纤状文石胶结物的发育,而多为杂乱分布的文石微晶和灰泥物质.海滩岩的主要组分——珊瑚骨屑的空隙中则多发育两世代的胶结物,第一世代胶结物多以暗色的富含有机质的微晶灰泥为主,而第二世代胶结物则以短小的纤状文石或灰泥为主,第一世代微晶胶结物的侧向延伸宽度一般为文石边宽度的 2~6 倍.

2.4 海滩岩中生物组分的微生物钻孔

软体动物壳(腹足类和瓣鳃类动物壳)上以及珊

瑚碎块上观察到大量的微钻孔(图 6),根据Govert^[25]对微钻孔的研究,本文将所发现的微钻孔划分为线状、弯曲状和分岔状三种类型.

软体动物壳体上的微钻孔多发育在靠近内侧的棱镜层中,发育大量微钻孔的周边部分常常呈现晦暗的模糊色.贝壳组织没有经历明显的重结晶作用,棱镜层多被 30~500 μm 厚的文石或方解石等胶结物覆盖.在贝壳的破裂处,微钻孔也可以发育在贝壳的纤维层中.贝壳体上发育的微钻孔大小不一,孔径多为 4~6 μm ,长约 50 μm 左右,以线状和弯曲状为主,见大量细线状微钻孔,孔径多为 5 μm 左右,且集中发育在靠近微晶灰泥边的边缘带(图 6(a)),可见细胞状微钻孔的横切面(图 6(b)),其内被不明物质充填.珊瑚碎块上也发育的大量微钻孔(图 6(c)),也具有线状、弯曲状和分岔状 3 种类型,主要集中在珊瑚块体切面的外围部分,侵入深度可达 500 μm ,长约 50~200 μm 不等,孔径多为 6 μm 左右(图 6(d)),其内为不明物质充填.而在珊瑚中央部位微钻孔几乎不发育.

微钻孔的发育与有机质之间具有密切的关系^[25,26].红藻、绿藻、蓝绿菌和真菌可以殖生在碎屑岩骨架颗粒中塑造分枝状的微钻孔^[25],并能够形成复杂的管状网,长度一般小于 100 μm ,侵入矿物颗粒内部达

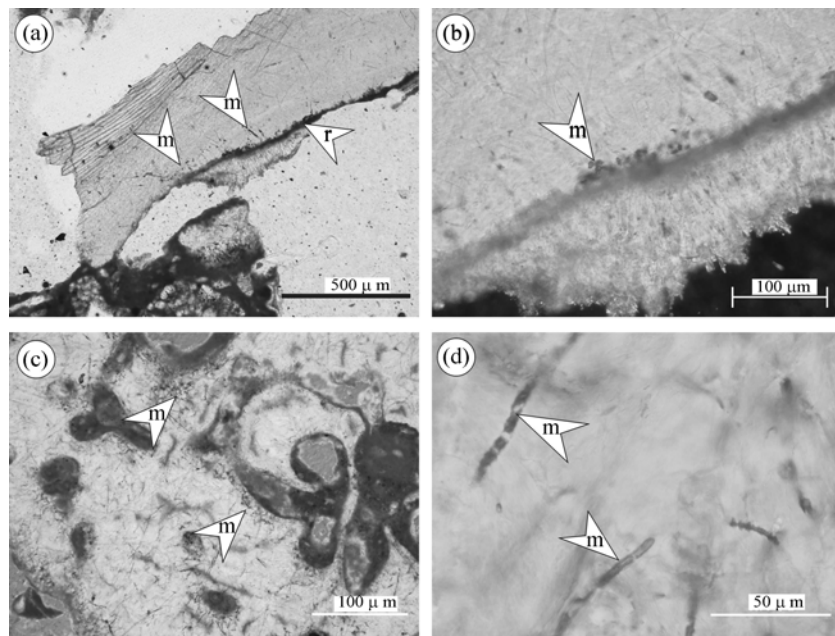


图 6 海滩岩中软体动物壳以及珊瑚碎屑上的微生物钻孔

(a) 瓣鳃类动物壳,可以观察到内侧边缘灰泥物质(箭头 r 处)处有大量的微钻孔(箭头 m 处);(b) 为(a)图中微钻孔的放大,可见微钻孔(箭头 m 处)呈细胞状的横切面;(c) 珊瑚碎屑上发育大量微钻孔(箭头 m 处);(d) 为(c)图的放大,可见线状微钻孔纵切面(箭头 m 处),弯曲状微钻孔充填物呈断续状分布

几毫米^[27]。石内生有机体的细胞外壁的分泌物与碳酸盐表面可直接发生生物化学作用^[25], 钻孔内部混入这些微生物的遗体及新陈代谢作用产生的有机物和捕获物。此外, 某些微有机质体可以附着在碳酸盐表面, 并在其上钻孔形成大量的细胞状斑点^[28,29]。Reid 等^[30]明确指出: 模糊状骨架颗粒是由于大量细菌等微生物殖生所造成的。微钻孔中有机质的发现^[31]以及硫酸盐还原作用^[32]都表明微生物在碳酸盐沉淀中起着非常重要的作用。据镜下观察及结合前人研究成果, 认定由于水尾岭海滩岩中珊瑚碎块上具有大量微裂缝, 从而造就了有利于微生物大量殖生的隐生微环境, 微生物可以直接附着在这些裂缝中生长繁殖, 发育众多微钻孔。

3 解释和讨论

海洋微生物碳酸盐沉积在自前寒武纪经古生代、中生代和新生代直到第四纪的各个地质历史时期都有发育^[33,34], 层状的钙质微生物碳酸盐沉积广泛分布在浅海环境中^[35,36]。

从水尾岭海滩岩隐生环境中发育的碳酸盐沉积的形态、厚度的变化和叠置特征、侧向发育以及内部微结构特征来看, 具有(1)缺乏受重力影响的生长特征, 呈叠层的微生物碳酸盐尖锥体, 生长方向不定, 沿珊瑚骨骼孔穴的延伸方向生长(图 3); (2)不规则的分布特征, 可形成多种形态的碳酸盐沉积物, 诸如叠层的尖锥状、很薄的结壳状、穹状、微生物石等形态的微生物成因的碳酸盐沉积物; (3)具有与一般微生物沉积物相似的生长纹层, 如微生物的管形丝状体和纹层状的生长纹清晰可见, 反映出不同的生长阶段; (4)其生长可以被生物碎屑颗粒的混入作用阻止, 与微生物碳酸盐发育在相对清澈、沉积速率低的环境相吻合; (5)发育在较封闭的隐生条件下, 大多发育在珊瑚骨骼孔穴中; (6)黏结碳酸盐微晶灰泥、与海绵碎块等有机质丝状物及大量的微生物钻孔共生均表明纹层状的碳酸盐沉积体具有微生物成因^[35]。发育在隐生环境(珊瑚骨骼孔穴)中的碳酸盐微晶包壳在形态上和成分(都以镁方解石为主)上都类似于Bernier 和Dalongeville^[11]所研究的地中海海滩岩中的生物成因微晶包壳。此外, 鹭岛海滩岩中的微晶包壳^[13]、阿布扎比海岸(Abu Dhabi coast)的海滩岩微晶包壳^[37]也具有与其相似的形态和物质组成。

尽管此处的微生物碳酸盐的成因机制还如在世

界其他地方发现的微生物碳酸盐沉积一样, 不甚明了^[13], 但是可以肯定此处具有清晰纹层的微生物碳酸盐沉积必然与微生物作用具有密切的关系。推测与光能微生物(如蓝绿菌)、异养细菌类以及真菌类的生物化学作用有关^[38-40], 由于透光度和光谱的组成^[41]决定了光能性的蓝绿菌的可殖生的水深范围, 一些蓝绿菌(如*Scolecia filosa*)主要殖生在 0~100 m 的水深范围内^[42]。而异养细菌和真菌类则基本不受透光度的影响, 可以生活在水深大于 500 m 的地方^[43]。Webb^[13]根据海滩岩的隐生环境属于低光环境, 推测对其内发育的微生物碳酸盐沉积起到主要贡献的是真菌类和异养细菌类, 蓝绿菌次之。然而, 根据Christopher^[27]对牙买加北部海湾各种菌类的统计研究表明: 在水深小于 10 m 的潮间带, 以蓝绿菌为主, 而在水深达 30 m 的低光带蓝绿菌仍占有相当大的比例。水尾岭三亚湾海域真光层水域主要来自外海的外源性海洋蓝藻束毛藻为主要优势种^[44], 因此不能忽略蓝绿菌所起的重要作用, 此外也不排除物理化学作用和异养型细菌在CaCO₃沉淀时的成核方面所起的重要作用^[45,46]。但具体是哪一种微生物占了主体地位目前还不清楚, 有待进一步研究。

异养细菌、真菌类以及蓝绿菌可殖生在珊瑚碎块以及碎枝的外表面和孔穴内部, 但是由于微生物碳酸盐沉积的形成一般需要一种较洁净、且沉积速率较低的环境, 孔穴内部大都属于较封闭的微环境, 沉积速率缓慢易于发育纹层清晰的微生物碳酸盐沉积。而珊瑚碎块等颗粒的外表面大多数属于较开放的环境, 生长其外的微生物受到外界的干扰较大, 不易形成纹层清晰的微生物碳酸盐沉积, 这是微生物碳酸盐沉积易于发育在珊瑚骨骼孔穴中的主要原因。

本文中的微生物沉积主要以具有不同生长层次的叠层尖锥状或近似叠层状为主, 因为有机物质已被钙化, 所以很难识别微生物的种类, 也不能判定不同层次是否由不同种类的微生物形成。但根据对叠层石的研究, 单个的尖锥状微生物沉积应该是由同一类微生物形成, 只是光照、沉积速率、海水物理化学条件等微环境的变化控制了微生物的沉积作用。Seong-Joo等^[47,48]认为外部环境控制的沉积物供应量的变动是造成微生物碳酸盐形成叠片结构的主要因素, 根据我们对鹿回头水尾岭海滩岩中微生物碳酸盐的各纹层物质的成分的分析, 比较支持Seong-Joo

等 [47,48] 的结论. 然而具体有哪些主要的控制因素还不清楚, 有待加强控制微生物碳酸盐特有的叠片结构成因因素方面的研究.

水尾岭海滩岩中发育的微生物碳酸盐沉积具有独特的微生物成因的沉积模式, 不同于 Webb 等 [13] 所阐述的鹭岛海滩岩中的微生物碳酸盐沉积, 也不同于 Camoin 等 [49] 在南太平洋塔希提岛和马贵斯群岛发现的发育在礁前相中的具有粘结状和波状纹层特征的微生物碳酸盐沉积物. 鹭岛海滩岩中的微生物碳酸盐沉积属于形似微型钟乳石的倒垂发育模式 [37] 的微型柱状微生物碳酸盐沉积模式, 并且具有圆齿状或者凹痕状的表面, 且大多以砂粒为发育基底, 微型柱状微生物碳酸盐沉积可以发育在孔穴内部各个表面, 其生长没有定向性 [13]. 南太平洋塔希提岛和马贵斯群岛礁前相中发育的微生物碳酸盐沉积物个体较大, 纵切面可达 10 cm, 多被磷酸盐包壳覆盖, 其近似于礁前斜坡相中的微晶包壳结 [50]. 而水尾岭海滩岩中发育的微生物碳酸盐主要由钙质的微晶和亮晶胶结物组成, 个体发育较小, 一般仅有 2 mm 左右, 其发育具有明显的阶段性, 微生物碳酸盐沉积生长层面的法线方向往往垂直于孔穴骨架颗粒的接触面的切线方向. 现今观察到的水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐的发育规模较小极可能是受后生啃噬动物的殖生情况 [51] 和海水组成的制约 [52].

微生物碳酸盐沉积(包含微生物碳酸盐沉积和微生物成因的胶结物)表明其在海滩岩的胶结过程中起到了较重要的胶结作用和充填作用. 发育在单个珊瑚碎块或碎枝内部孔穴中的微生物碳酸盐沉积(图 3)对海滩岩的胶结所起的作用甚微, 主要起充填作用. 发育在珊瑚碎块和珊瑚碎枝外表面的微生物碳酸盐(图 4(c))与灰泥物质一起对珊瑚等生物碎块和碎屑起到粘结作用, 是海滩岩众多胶结物中较为特殊的一种. 以针纤状方解石、钙化的菌类丝状体、微生物钻孔和莓状钙球的形式出现的微生物成因的胶结物直接表明了研究区海滩岩的部分胶结物是微生物成因的, 但我们不否认诸如温度升高和海水搅动引起的 CO_2 脱气作用 [53] 等物理化学作用是海滩岩胶结物生成的主要因素. 尽管本研究没有发现微生物碳酸盐沉积和不同颗粒之间空隙中的其他胶结物具有明显的关系, 但微生物碳酸盐的存在表明了在其发育期间微生物必然与周围环境进行着物质交换, 从而或

多或少的影响着不同颗粒之间空隙中的海滩岩胶结物的发育特征.

4 结语

(1) 本文首次对海南岛鹿回头水尾岭海滩岩进行了微生物碳酸盐沉积研究, 第一次发现和描述了中国南海北部海岸受季风气候影响下的海滩岩中的微生物碳酸盐沉积和形成的微生物成因的胶结物. 研究结果肯定了微生物在碳酸盐沉积中所起的重要作用, 支持海滩岩的胶结物部分是源于微生物成因的, 也证实微环境对海滩岩中的微生物沉积具有控制作用.

(2) 水尾岭海滩岩中的微生物碳酸盐沉积物具有多种形态, 如叠层的尖锥状、很薄的结壳状、戴帽状、穹状、微生物石等形态, 且大多具有与一般微生物沉积物相似的生长纹层, 如微生物的管形丝状体和纹层状的生长纹, 反映出不同的生长阶段.

(3) 水尾岭海滩岩中发育的微生物碳酸盐主要由钙质的微晶和亮晶胶结物(镁方解石微晶)组成, 个体发育较小, 一般仅有 2 mm 左右, 其发育具有明显的阶段性, 微生物碳酸盐沉积生长层面的法线方向往往垂直于隐窝骨架颗粒的接触面的切线方向. 根据纵切面具有的清晰纹层, 可以将叠锥状的微生物碳酸盐沉积划分为五个发育阶段.

(4) 海滩岩中的主要胶结物为文石和高镁方解石, 这些胶结物既有化学成因的, 也有微生物成因的. 其中, 发现的微生物作用的胶结物以针纤状方解石、钙化的菌类丝状体、微生物钻孔和莓状钙球的形式出现. 相对来说, 微生物成因的针纤状方解石是较为常见的.

(5) 在海滩岩中的软体动物壳(腹足类和瓣鳃类动物壳)上以及珊瑚肢体上发育了大量的微钻孔, 水尾岭海滩岩骨架颗粒中的微钻孔主要包括线状、弯曲状和分岔状 3 种类型. 根据对微钻孔的形态与有机质关系研究, 认为微钻孔的发育可能与微生物有关, 很可能就是微生物活动所造就的.

参 考 文 献

- 1 Reitner J. Modern cryptic microbial/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia)-formation and concepts. *Facies*, 1993, 29: 3—40[DOI]
- 2 Delgado O, Lapointe B E. Nutrient-limited productivity of calcareous versus fleshy macroalgae in a eutrophic, carbonate-rich

- tropical marine environment. *Coral Reefs*, 1994, 13:151—159 [DOI]
- 3 Feldmann M, McKenzie J A. Stomatolite-thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios*, 1998, 13: 201—212 [DOI]
- 4 Riding R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 2000, 47(Suppl. 1): 179—214 [DOI]
- 5 Sprachta S, Camoin G, Golubic S, et al. Microbialites in a modern lagoonal environment: Nature and distribution, Tikehau atoll (French Polynesia). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 175: 103—124 [DOI]
- 6 Darwin C. On a remarkable bar of sandstone off Pernambuco on the coast of Brazil. *London Edinburgh and Dublin Phil. Mag J Sci*, 1841, 19(3): 257—261
- 7 Ginsburg R N. Beachrock in South Florida. *Sedimentary Petrol*, 1953, 23: 85—92
- 8 Hanor J S. Precipitation of beachrock cement: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degrassing. *Sediment Geol*, 1978, 48: 489—501
- 9 Gischler E, Lomando A J. Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sediment Geol*, 1997, 110: 277—297 [DOI]
- 10 Waxwell W G H. Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Barrier Reef. *Geol Soc Aust*, 1962, 8: 217—238
- 11 Bernier P, Dalongeville R. Mediterranean coastal changes recorded in beach-rock cementation. *Gemorphol N F, Suppl -Bd*, 1996, 102: 185—198
- 12 Webb G E, Baker J C, Jell J S. Inferred syngenetic textural evolution in Holocene cryptic reefal microbialites, Heron Reef, Great Barrier Reef, Australia. *Geology*, 1998, 26: 355—358 [DOI]
- 13 Webb G E, Jell J S, Baker J C. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sediment Geol*, 1999, 126: 317—334 [DOI]
- 14 Webb G E, Kamber B S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 1557—1565 [DOI]
- 15 Viviane T, Daniel W J B. Physical and biological controls on the formation of carbonate and siliciclastic bedforms on the north-east Brazilian shelf. *Sedimentology*, 1999, 46(2): 279—301
- 16 赵希涛. 海南岛鹿回头珊瑚礁的形成年代及其对海岸线变迁的反映. *科学通报*, 1983, 28(2): 150—159
- 17 Strasser A, Davaud E, Jedoui Y. Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sediment Geol*, 1989, 62: 89—100 [DOI]
- 18 Tucker M E, Wright V P. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 1—482
- 19 Krumbein W E. The year of the slime. In: Krumbein W E, Pater-son D M, Stal L J, eds. *Biostabilization of Sediments, Bibliotheks und informations system der Universitaet Oldenburg*, Oldenburg, 1994. 1—7
- 20 Jones B, Kahle C F. Morphology, relationship and origin of bre and dendrite calcite crystals. *Sediment Petrol*, 1993, 63: 1018—1031
- 21 Verrecchia E P, Verrecchia K E. Needle fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *J Sediment Res*, 1994, A4: 650—664
- 22 Aniruddha S, Khadkikar, Rajshekhar C. Microbial cements in Holocene beachrocks of South Andaman Islands, Bay of Bengal. *Curr Sci*, 2004, 84 (7): 933—936
- 23 Buczynski C, Chafetz H S. Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy. *Sediment Petrol*, 1991, 61: 226—233
- 24 Jones B. The influence of plants and micro-organisms on diagenesis in caliche: example from the Pleistocene, Ironshore Formation on Cayman Brac, British West. Indies *Bull Can, Petrol Geol*, 1988, 36: 191—201
- 25 Govert J A, Buijs, Robert H G, et al. Preservation of microborings as fluid inclusions. *Can Mineral*, 2004, 42: 1563—1581 [DOI]
- 26 Budd D A, Perkins R D. Bathymetric zonation and paleoecological significance of microborings in Puerto Rican shelf and slope sediments. *Sediment Petrol*, 1980, 50: 881—904
- 27 Christopher T, Perry C T, Macdonald I A. Impacts of light penetration on the bathymetry of reef microboring communities: implications for the development of microendolithic trace assemblages. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2002, 186: 101—113 [DOI]
- 28 Davis K J, Patch F E, Conrad P G, et al. Microbial recognition of magnesite and dolomite surfaces: implications for carbonate dissolution rates. *Geol Soc Am Abstr Programs*, 2002, 34(6): 19
- 29 Patch F E, Davis K J, Conrad P G, et al. Calcite surface recognition by *Shewanella Oneidensis* MR-1: insight into carbonate dissolution rates in biological environments. *Geol Soc Am Abstr Programs*, 2002, 34(6): 19
- 30 Reid R P, Visscher P T, Decho A W, et al. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, 2000, 406: 989—992 [DOI]
- 31 Kawaguchi T, Decho A W. Biochemical characterization of cyanobacterial extracellular polymers (EPS) from modern marine stromatolites. *Prepar Biochem Biotechnol*, 2000, 30: 321—330
- 32 Visscher P T, Reid R P, Bebout B M. Microscale observations of sulfate reduction: correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology*, 2000, 28: 919—922 [DOI]
- 33 Schopf J W. Microfossils of the early Archean apex chert: new evidence of the antiquity of life. *Science*, 1993, 260: 640—646 [DOI]
- 34 Camoin G, Montaggioni L. High energy corallgal stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti. French Polynesia). *Sedimentology*, 1994, 41: 655—676 [DOI]
- 35 Camoin G, Gautret P, Montaggioni L, et al. Nature and environmental significance of microbialites in quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sediment Geol*, 1999, 126: 271—304 [DOI]
- 36 Altermann W. Precambrian stromatolites: problems in definition, classification, morphology and stratigraphy. In: Eriksson P G, Altermann W, Nelson D R, et al, eds. *The Precambrian earth: tempos and events*. Amsterdam: Elsevier Science, 2004. 564—574

- 37 Kendall C G St C, Sadd J L, Alsharhan A. Holocene marine cement coatings on beach-rocks of the Abu Dhabi coastline (UAE): analogs for cement fabrics in ancient limestones. *Carb Evap*, 1994, 9: 119—131
- 38 Pentecost A, Bauld J. Nucleation of calcite on the sheaths of cyanobacteria using a simple diffusion cell. *Geomicrobiol*, 1988, 6: 129—135
- 39 Riding R. Cyanophyte calcification and changes in ocean chemistry. *Nature*, 1982, 299: 814—815[DOI]
- 40 Arp G, Reimer A, Reitner J. Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science*, 2001, 292: 1701—1704[DOI]
- 41 Te F T. Turbidity and its effects on corals: a model using the extinction coefficient (k) or photosynthetic active radiance (PAR), *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp*, Panama, 1997, 2: 1899—1904
- 42 Vogel K, Gektidis M, Golubic S, et al. Experimental studies on microbial bioerosion at Lee Stocking Island, Bahamas and One Tree Island, Great Barrier Reef, Australia: implications for paleoecological reconstructions. *Lethaia*, 2000, 33: 190—204[DOI]
- 43 Vogel K, Kiene W, Gektidis M, et al. Scientific results from investigation of microbial borers and bioerosion in reef environments, In: Reitner J, Neuweiler F, Gunkel F. eds. *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. 1. Reef Evolution*. Göttinger Arb. Geol Paläontol, Göttingen Sb2, 1996. 139—143
- 44 董俊德, 张燕英, 王友绍, 等. 南海三亚湾及邻近海域海洋蓝藻类群组成、分布及演替特征. *热带海洋学报*, 2006, 25(3): 40—46
- 45 Knorre H, Krumbein W E. Bacterial calcification, In: Riding R E, Awramik S M, eds. *Microbial Sediments*. Berlin: Springer, 2000. 25—31
- 46 Paerl H W, Pinckney J L, Steppe T F. Cyanobacterial-bacterial mat consortia: examining the functional unit of microbial survival and growth in extreme environments. *Environ Microbiol*, 2000, 2: 11—26[DOI]
- 47 Seong-Joo L, Golubic S. Early cyanobacterial fossil record: preservation, palaeo-environments and identification. *Eur J Phycol*, 1999, 34: 339—348[DOI]
- 48 Seong-Joo L, Golubic S. Biological and mineral components of an ancient stromatolite; Gaoyuzhuang Formation, Mesoproterozoic of China. *SEPM Spec Pub*, 2000, 67: 92—102
- 49 Camoin G, Cabioch G, Eisenhauer A, et al. Environmental significance of microbialites in reef environments during the last deglaciation. *Sediment Geol*, 2006, 185: 277—295[DOI]
- 50 Brachert T C. Palaeoecology of enigmatic tube microfossils forming «cryptagal» fabrics (Late Quaternary, Red Sea). *Paläontol Z*, 1994, 68: 299—312
- 51 Kempe S, Kazmierczak J. Calcium carbonate supersaturation and the formation of in situ calcified stromatolites. In: Ittekkott V A, Kempe S, Michaelis W, et al, eds. *Facets of Modern Biogeochemistry*. Berlin: Springer, 1990. 255—278
- 52 Kempe S, Kazmierczak J. The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organization of living systems, and biocalcification processes, In: Doumenge F, Allemand D, Toulemon A. eds. *Past and present biomineralization processes, Considerations about the carbonate cycle*, *Inst Océanogr Bull*, no spec, 1994, 13: 61—117
- 53 Arp G, Thiel V, Reimer A, et al. Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into the alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA. *Sediment Geol*, 1999, 126: 159—176[DOI]