

钙质海绵之古生态^{*}

吴亚生 范嘉松
(中国科学院地质研究所 北京 100029)

提要 古生代生物礁中钙质海绵(纤维海绵、房室海绵、硬海绵)的生态位在中三叠世以后被生态竞争能力更强的四射珊瑚所占据。在古生代和中三叠世的钙质海绵礁上, 0—10m 深度内钙质海绵很发育。由于与钙藻共生, 典型的造礁钙质海绵生活在透光带以内, 并且在其上部更丰富。钙质海绵礁也会生长到破浪带内并受风浪的破坏而形成倒骨岩和骨屑岩。对古生代的钙质海绵礁而言, 倒骨岩和骨屑岩形成于 0—3m 水深范围内, 亮晶骨架岩形成于 3—10m 深度范围内, 灰泥骨架岩形成于 10—20m 的水深, 障积岩形成于 20—30m 的水深, 潜障积岩形成于 30—40m 的水深。钙质海绵的生长形态与水深的关系与四射珊瑚与水深的关系一样: 细枝状的钙质海绵生长在最浅的水中(相当于礁生长带的上部), 在稍深的水中(相当于礁生长带的中部和下部)各种形态的海绵都会出现, 在更深的水中可以出现特别大的、锥状的海绵。

关键词 钙质海绵 纤维海绵 硬海绵 房室海绵 古生态 造礁生物

1 前言

钙质海绵指具有碳酸钙质硬骨的海绵, 包括纤维海绵(inozoans)、房室海绵(thalamids, = 串管海绵 sphinctozoans)和硬海绵(sclerosponges)等 3 个属于多孔动物门的类群。

钙质海绵在古生代, 尤其是二叠纪, 曾经是主要的造礁生物(Flügel *et al.*, 1984; Rigby *et al.*, 1989; Toomey, 1991; Wahlman, 1988; Weidlich and Senowbari-Daryan, 1996; Wood *et al.*, 1996; Wu Ya-sheng, 1991; 吴亚生, 1992, 1994; 范嘉松等, 1982, 1990; 杨万容, 1987; 杨万容等, 1995; 张维等, 1992; 柳祖汉等, 1997; 徐桂荣等, 1997), 在现代海洋中仍有存在, 但数量很少(Basile *et al.*, 1984)。由于钙质海绵在生物礁演化史上的重要地位, 研究其古生态特点很有意义。

2 钙质海绵生态和造礁作用的演变

现代的生物礁主要是珊瑚礁。在现代珊瑚礁中, 钙质海绵不是主要造礁生物, 而是次要的居礁生

物, 主要生活在浅水区的洞、缝中, 以及礁体的较深水的部位(Basile *et al.*, 1984)。在礁体的浅水部位(水深<10m), 钙质海绵数量极少。相反, 二叠纪的生物礁几乎全部由钙质海绵构成。尽管有少数由四射珊瑚构成的生物层或层状生物礁, 它们厚度仅数米, 呈面状, 分布局限。在中三叠世的生物礁中, 钙质海绵和四射珊瑚并存, 并且同样重要。但在晚三叠世的生物礁中, 四射珊瑚成为主要造礁生物, 钙质海绵退居次要位置, 一般分布在受四射珊瑚庇护的地方(Stanton and Flügel, 1987)。由此可见, 钙质海绵的地质分布、造礁作用、生态特点在中三叠世以后发生了重要变化。

3 钙质海绵具抗浪能力主要生活在浅水透光带

有的学者提出这样的问题: “在我们看到的二叠纪钙质海绵礁中钙质海绵几乎全部是倒伏的, 这样的礁是否应为生物滩, 而不是礁”, “钙质海绵细小, 应不具抗浪性, 因而钙质海绵礁似乎应生活在较深的水体中”(陆刚, 私人通信)。这是 2 个很有代表性的问题。

收稿日期: 1999-06-20

^{*}国家自然科学基金(No. D84039 和 No. 49102071)和中国科学院重大项目(KZ951-B1-409)资助

根据我们的观察,大的、典型的钙质海绵礁(如广西隆林、贵州紫云的二叠纪礁)中都有完全由原地的钙质海绵构成的典型的骨架岩(叫做亮晶钙质海绵骨架岩)(吴亚生,1992b,1997,1998)。尽管这种骨架岩在礁体中所占的体积不大,它们确实实地存在。即使在小的、不典型的生物礁(如浙江冷坞、四川老龙洞的二叠纪生物礁)中,原地的骨架岩也都存在。至今为止,还没有在那一个礁中发现原地海绵完全缺失的情况,尽管倒伏和破碎的海绵可以出现在礁体的多个层位。当然,如果一个沉积体完全由经过搬运的海绵组成,那它就应该叫做生物滩。无论如何,在一个礁体中出现倒伏的海绵是正常现象,因为在礁坪就应该有倒伏的或破碎的海绵。在笔者研究过的礁中,以浙江冷坞二叠纪礁中的倒伏海绵最为典型,笔者(吴亚生,1997)把主要由倒伏的造礁生物组成的礁岩叫做倒骨岩(bioliestone)。它们是生物礁生长到极浅水的环境(破浪带或潮间带)中海绵等造礁生物被风浪打倒后形成的。支持此解释的证据是,在浙江冷坞礁中,倒伏的海绵常常由叠层藻所包裹。这也说明,古生代的海绵礁与现代的珊瑚礁具有类似的生长方式,即都能长到破浪带内,常常被藻类包裹,形成特定的岩石——倒骨岩和骨砾岩(吴亚生,1997)。

从形态上看,钙质海绵一般较小,从直径几个毫米的柱状体,到直径为1到几个厘米的柱状体或锥状体。高度一般为几个到十几个厘米,少数可以达到几十厘米(如在广西隆林晚二叠世礁中的一些房室海绵)。总的来说,钙质海绵的大小不可与造礁珊瑚同日而语,但却不可据此推断钙质海绵完全没有抗浪性。笔者以前倾向于认为钙质海绵的抗浪性不如造礁珊瑚(但不是没有抗浪性)(吴亚生,1987)。现在看来,生物个体小并不一定意味着抗浪能力就小。

判断古代海绵礁中钙质海绵生活的水体深度有二个重要的证据。一是与钙藻的共生。钙藻在古生代钙质海绵礁中非常丰富和重要。正因为如此,Flügel等(1984)把钙质海绵礁叫做“钙质海绵-藻胶结物礁”(“calcsponge/algal/cement reef”)。但这种认为钙质海绵在造礁中的重要性不如钙藻和胶结物的看法是偏面的,因为若没有钙质海绵,绝大多数的二叠纪生物礁将不复存在。在二叠纪钙质海绵礁中,钙藻除了作为居礁生物外,更重要的是作为缠结生物(Wu Ya-sheng, 1991; 吴亚生, 1987, 1992a, 1995)。我们知道,钙藻的生活需要光来维持,所以,

绝大多数的钙藻生活在海洋表层的透光带内。反之,钙藻的繁盛应表明其生活环境是在透光带内。我们观察到,越是典型的骨架岩中缠结的钙藻越丰富。所以,笔者推测典型的钙质海绵礁岩是在浅水、透光带内形成的。

判断古代造礁钙质海绵生活的古水深的另一个重要证据是岩石的结构。在浅水环境中,由于波浪的淘洗作用,灰泥等细粒沉积物会被淘洗带走,形成的岩石结构是亮晶结构。在典型的二叠纪钙质海绵生物礁,如湖北利川、广西隆林、贵州紫云的二叠纪钙质海绵礁中,都有典型的亮晶海绵骨架岩存在,它们是在浅水环境中形成的。当生物礁生长到海平面附近时,强烈的波浪作用会将造礁生物打倒或打碎,从而形成有倒伏的造礁生物骨骼形成的倒骨岩,或形成骨屑岩(主要由造礁生物骨骼的碎屑组成)、礁屑岩(主要由礁岩碎屑组成)等次生礁岩(吴亚生,1997)。在浙江桐庐冷坞二叠纪钙质海绵礁中我们发现了倒骨岩。骨屑岩、礁屑岩在广西、贵州的二叠纪钙质海绵生物礁中都有发现。所以,可以推论二叠纪生物礁中的钙质海绵可以生活在海平面附近的极浅水环境。

在作了上述推断后,还有一个重要的现象需要解释,那就是为什么晚三叠世和更新世的礁中的钙质海绵分布于受庇护的地方?这可有二种解释,一是认为从晚三叠世开始,钙质海绵的古生态发生了变化,从较浅水的环境迁移到了较深水的环境。另一种解释是浅水区被更强大的竞争对手(生长更快、个体大得多)——六射珊瑚占据了,原来在浅水区生活的钙质海绵因没有生活地盘而绝灭了,只有那些可以在较深水或浅水、受庇护部位生活的钙质海绵能够继续生存下去,甚至可以存在至今。笔者对各时代钙质海绵属种数量的统计结果支持后一种解释。笔者的统计表明,晚三叠世生物礁中的钙质海绵种与中三叠世礁中的种完全不同。这表明繁盛于二叠纪礁中的钙质海绵的确在中三叠世以后绝灭了。

4 各种钙质海绵礁岩的形成水深

从理论上讲,越浅的水中光强度越大,越利于需要光的生物的生长。据此推论,越浅的水中六射珊瑚越丰富,钙质海绵也越丰富——因为六射珊瑚有虫黄藻共生,钙质海绵则与钙藻共生。但风浪是另一个制约因素。在破浪带内,无论六射珊瑚还是钙

质海绵都会遭到风浪的破坏,因而形成倒伏或破碎的产物。破浪带内风浪对现代珊瑚礁的破坏作用的证据有,礁顶部发育的沟道系统、礁坪上的珊瑚砂和珊瑚砾等。类似的证据也在古生代的海绵礁中发现,如在广西隆林和贵州紫云的二叠纪海绵礁中都发现有礁坪的礁屑和骨屑。在浙江冷坞礁中则发现有发育的倒骨岩。所以,古生代的海绵礁也会生长到破浪带内并遭到风浪的破坏。

笔者提出把生物礁的岩石分为倒骨岩、骨屑岩、礁屑岩、骨架岩、障积岩、潜障积岩等。骨架岩再分为亮晶骨架岩和灰泥骨架岩(吴亚生,1997)。这些岩石类型都有特定的成因环境意义。倒骨岩、骨屑岩和礁屑岩是由强烈波浪作用形成的,形成于海平面附近和破浪带上部。破浪带的范围一般为 0—5m。根据 Flugel (1982),礁坪环境水深在 0—3m。据此我们认为,倒骨岩、骨屑岩、礁屑岩形成于 0—3 m 的水深。

骨架岩形成于对造礁生物生长最适宜的环境(包括最充足的阳光、最适宜的温度,即 25—29°C;动荡的海水)。透光带的中上部光照最好,温度也最适宜,海水是动荡的。所以骨架岩形成于透光带的中上部。亮晶骨架岩的形成不仅要求在透光带的中上部,而且要求在波浪作用带的中上部(浪基面的深度一般在 20m 左右,所以,波浪作用带常常在 0—20m 深度范围,但 0—5m 范围内是破浪带)。现代生物礁上造礁生物生长最快的深度叫“生长带”。古代生物礁中的骨架岩代表造礁生物聚集最丰富,应该是在当时的礁生长带形成的。根据研究,我国南海现代珊瑚礁的生长带的下限一般在 10m 水深。根据 Barnes 等研究,快速的珊瑚生长限于水深小于 20m 的范围,并且是在礁坪以下处生长最快。所以,笔者提出骨架岩形成于 3—20m 的水深;亮晶骨架岩形成于 3—10m 的范围;灰泥骨架岩形成于 10—20m 的深度。根据 Basile 等(1984)和 Wilkinson 等(1989)资料,在现代珊瑚礁上,0—10m 深度的水中海绵很少,10—15m 深度内海绵数量增加,20m 水深处海绵最丰富,20—35m 深度内海绵很少。正如前面所述,在古生代钙质海绵礁中,0—10m 内不是没有海绵,而是钙质海绵很丰富。所以,笔者提出:对古生代的钙质海绵礁而言,倒骨岩和骨屑岩形成于 0—3m 水深范围内,亮晶骨架岩形成于 3—10m 水深范围内,灰泥骨架岩形成于 10—20m 的水深,障积岩形成于 20—30m 的水深,潜障积岩形成于 30—40m 的水深。有趣的是,钙质海绵的生长形态

与水深的关系同六射珊瑚与水深的关系一样,即细枝状的钙质海绵生长在最浅的水中(相当于礁“生长带”的上部),稍深的水中(相当于礁“生长带”的中部和下部)各种形态的海绵都会出现,而更深的水体中可以出现特别大的、锥状的海绵——我们观察到特别大的海绵几乎总是出现在潜障积岩或障积岩中。出现在造礁生物珊瑚和海绵中的这种形态与水深的关系是造礁生物对不同深度的光照强度和风浪作用强度的适应。枝状生物的抗浪能力强些,但需要光照度较强的环境;表面积较大的生物的抗浪能力小些,但可以忍受光照度较小的环境。

参 考 文 献

- 吴亚生,1987. 广西隆林下二叠统生物礁的综合研究. 地质论评, **35** (1): 52—59.
- 吴亚生,1992a. 广西隆林中二叠世生物礁的钙藻化石. 古生物学报, **30**(6): 750—767.
- 吴亚生,1992b. 生物礁的结构岩石类型和结构相. 中国科学, B 辑, (3): 304—310.
- 吴亚生,1994. 广西贵州二叠纪生物礁的古生态. 石油与天然气地质, **15**(3): 201—207.
- 吴亚生,1995. 生物礁的古生物学和古生态学研究. 中国科学院地质研究所集刊, **8**: 248—262.
- 吴亚生,1997. 生物礁岩分类方案. 地质论评, **43**(3): 281—289.
- 吴亚生,1998. 浙江桐庐冷坞二叠纪生物礁的发育模式. 海相油气地质, **3**(2): 11—15.
- 张 维,张孝林,1992. 中国南方二叠纪钙质海绵的基本特征、分布与古生态. 地质科学, (1): 10—19.
- 杨万容,1987. 广西来宾吴家坪组生物礁. 石油与天然气地质, **8**(4): 424—428.
- 杨万容,李 迅,1995. 中国南方二叠纪礁类型及成礁的控制因素. 古生物学报, **34**(1): 68—75.
- 范嘉松,张 维,1982. 鄂西利川上二叠统生物礁与造架生物——串管海绵的研究. 中国科学院石油地化学术论文集. 北京: 科学出版社.
- 范嘉松,齐敬文,周铁民等. 1990. 广西隆林二叠纪生物礁. 北京: 地质出版社. 1—128.
- 柳祖汉,岳文浙,杨绍芳等. 1997. 湖南及辰溪晚二叠世生物礁. 昆明: 云南科技出版社.
- 徐桂荣,罗新民,王永标等,1997. 长江中游晚二叠世生物礁的生成模式. 武汉: 中国地质大学出版社.
- Basile L L, Cuffey R J, Kosich D F, 1984. Sclerosponges, pharetronids, and sphinctozoans (relict cryptic hard-bodied porifera) in the modern reefs of Enewetak Atoll. J. Paleont., **58**(3): 636—650.
- Flugel E, 1982. Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Flugel E, Kochansky-Devide V, Ramovs A, 1984. A Middle Permian calcisponge / algal / cement reef: Straza near Bled, Slovenia. Facies, **10**, 179—256.

- Fursich F T, Wendt J, 1977. Biostratigraphy and palaeoecology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **22**(4): 257—324.
- Rigby J K, Fan Jiasong, Zhang Wei, 1989. Sphinctozoan sponges from the Permian reefs of South China. *J. Paleontol.*, **63**(4): 404—439.
- Stanton R S Jr, Flugel E, 1987. Paleocology of Upper Triassic reefs in the Northern calcareous Alps: reef communities. *Facies*, **16**: 157—186.
- Toomey D F, 1991. Late Permian reefs of southern Tunisia; facies patterns and composition with the Capitan reef, southwestern United States. *Facies*, **25**: 119—146.
- Wahlman G P, 1988. Subsurface Wolfcampian (Lower Permian) shelf-margin reefs in the Permian Basin of west Texas and southeastern

- New Mexico. *Midcontinent SEPM Special Publication*, **1**: 177—204.
- Weidlich O, Senowbari-Daryan B, 1996. Late Permian "sphinctozoans" from reefal blocks of the Ba'id area, Oman Mountains. *J. Paleontol.*, **70**(1): 27—46.
- Wilkinson C R, Cheshire A C, 1989. Patterns in the distribution of sponge populations across the central Great Barrier Reef. *Coral Reefs*, **1989**(8): 127—134.
- Wood R, Dickson J D, Kirkland-George B, 1996. New observations on the ecology of the Permian Capitan reef, Texas and New Mexico. *Palaeontology*, **39**: 733—762.
- Wu Ya-sheng, 1991. *Organisms and communities of Permian reef of Xiangbo, China—calcsponges, hydrozoans, bryozoans, algae and microproblematica*. International Academic Publishers.

PALEOECOLOGY OF CALCISPONGES (INOZOANS, THALAMID SPONGES, SCLEROSPONGES)

WU Ya-Sheng and FAN Jia-Song

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Key words calcsponge, paleoecology, reef, inozoan, thalamid sponge, sclerosponge

Abstract In Paleozoic calcsponge reefs calcsponges (inozoans, thalamids, sclerosponges) occurred not only at more than 10 m but also at 0—10 m water depth. In Permian and Middle and early Late Triassic (Carnian) calcsponge reefs, calcsponges were dominant reef-builders, being the most abundant at 0—10 m deep part of the reefs. In post-Carnian reefs, the 0—10 m deep parts were occupied by scleractinian corals, which won calcsponges in the ecological competition, that may accounts for the extinction of the dominant reef-building calcsponges of Paleozoic and Middle-early Late Triassic reefs. A statistic study by me shows that all calcsponge species of Permian and Middle-early Late Triassic reefs disappeared at end-Carnian and all calcsponge species in late Late Triassic (Norian and Rhaetian) are new.

The most striking evidences for the shallow water occurrence of calcsponges in Paleozoic and Middle-early Late

Triassic reefs are (1) the association of calcareous algae such as *Archaeolithoporella*, which should live in the shallow photic zone, (2) the occurrence of the cemented framestones which lack micritic matrix but have marine fibrous sparry cements, which indicates the occurrence of wave action.

By comparison with the occurrence of scleractinian corals and calcsponges in modern reefs, I assume that calcsponge biolimestones (biolimestone = bio + lie + stone; composed overturned whole skeletons of main reef building organisms) and biorudstones (composed of the skeleton fragments of the main reef-building organisms) might have formed in a water depth 0—3 m, cemented calcsponge framestones (i.e., the calcsponge framestones with sparry cements) formed in 3—10 m; micritic calcsponge framestones formed in 10—20 m; calcsponge baffestone formed in 20—30 m, calcsponge prebafflestone formed in 30—40 m.