

根据生物礁定量计算茅口期全球海平面变化幅度*

吴亚生 范嘉松

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 系统提出了根据生物礁结构相序列定量计算古代全球海平面变化幅度的方法, 特别是设计了一种去除沉积物载荷造成的基底沉降的新方法. 根据生物礁结构相序列计算全球海平面变化幅度在原始地层厚度恢复、基底载荷沉降幅度计算、古水深恢复等方面比用其他沉积物精度更高. 根据中国广西隆林生物礁计算出, 中二叠世茅口期 (*Neoschwagerina-Yabeina* 带) 全球海平面上升幅度为 249.2 m, 而根据美国 *Guadalupe* 礁的资料计算出, 茅口期全球海平面变化幅度为 247 m. 此方法使定量研究古代全球海平面变化真正成为可能, 从而使建立新一代、定量的全球海平面变化曲线成为可能.

关键词 全球海平面变化 生物礁 结构相 载荷沉降 幅度

预测未来全球海平面变化要以过去全球海平面变化的历史和规律的认识为基础. 认识全球海平面变化历史是研究矿产资源分布的基础, 因为许多沉积矿产资源的分布是受海平面变化控制的. 有人研究表明^[1], 碎屑岩型的油气储集层主要形成于海平面下降时期的被动大陆边缘, 而生物礁型的油气储集层主要形成于海平面上升时期的被动大陆边缘. 海平面变化是层序地层研究的核心内容之一. 弄清海平面变化的性质和级别是层序地层划分对比的前提. 所以, 海平面变化的研究意义重大.

1 与海平面变化有关的几个概念

海平面变化有全球海平面变化和相对海平面变化之分. 全球海平面变化是由全球海水总体积增加或减少或洋中脊体积变化引起的全球性海平面升降. 相对海平面变化一词有两个用法: 第一个用法指海平面变化没有固定的参照系; 第二个用法指相对于基底的海平面变化, 即海水深度的变化, 既可以由全球海平面变化引起, 也可以由基底升降引起, 或由全球海平面升降和基底升降共同造成.

根据成因, 可以把全球海平面变化分为冰川型全球海平面变化、洋脊型全球海平面变化和冰川-洋脊型全球海平面变化. 冰川型全球海平面变化是冰川消长引起的海水总体积变化引起的. 洋脊型全球海平面变化是由洋中脊扩张速度变化引起的洋中脊体积变化引起的. 冰川-洋脊型全球海平面变化则是由冰川和洋脊两种因素共同引起的.

海平面变化的表征主要有两个方面: 方向和幅度. 方向就是上升还是下降. 到目前为止,

2000-04-19 收稿, 2000-07-17 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: D84039, 49102071)和中国科学院重大项目资助

人们对二叠纪末期的海平面变化方向就有相反的认识. 幅度有相对和绝对之分. 相对幅度只能反映不同海平面变化之间的相对大小, 不知其绝对大小. 绝对幅度则是用长度单位定量表示的大小.

2 全球海平面变化研究方法概览

学者们提出了多种不同的方法来确定全球海平面变化. 最广泛使用的方法有地震地层学和层序地层学的方法、测高曲线法、古滨线标志法、同位素方法等. 地震地层学和层序地层学根据沉积物上超的垂向分量来确定海平面变化的幅度^[2, 3, 5]. 根据这种方法, Vail 等人^[2]建立了显生宙全球海平面变化曲线, 并被广泛使用, 视作经典. 测高曲线的方法主要根据海相沉积物分布面积的变化和当时的测高曲线来确定海平面变化幅度^[6~8, 10]. 古滨线标志法主要根据泥炭、珊瑚礁阶地等古滨线标志来确定海平面变化幅度^[9, 11, 12]. 同位素方法根据氧同位素值的改变来确定海平面变化幅度^[13, 14]. 此外, Cisne 等人^[15, 16]提出了通过深度相关频率计算海平面变化幅度的方法. Fischer^[17]创建了一种被后来称为费希尔图解法的方法来确定海平面变化幅度^[18]. 有的学者使用深度曲线方法, 即归纳不同剖面的沉积水深时变曲线来作为海平面变化曲线^[19~21]. 还有的学者根据头足类化石壳的力学特性来计算海平面变化幅度^[22].

但是, 所有这些方法都还有不尽人意之处. Kendall 等人^[23]认为: 由于没有消除压实作用、构造沉降等的影响, 根据沉积物上超的方法可以识别海平面变化的存在, 但不能确定变化的幅度, 也不能确定它们相对于其他海平面事件的位置. 由于古代的测高曲线不可能知道因而只能用现代的测高曲线代替, 而两者不可能相同. 加上古代海相沉积物分布面积的变化难以准确求得, 用测高曲线的方法难以获得准确的海平面变化幅度^[23]. 古滨线标志的方法主要适用于新生代海平面变化的研究, 对新生代以前的地层应用局限. Kendall 等人指出: 由于忽视了压实作用、构造沉降的影响, 根据古滨线标志不能求得准确的海平面变化幅度. 由于氧同位素值的变化不仅是海洋水总体积变化的结果, 而且也是海水温度变化的结果, 所以根据同位素的变化难以准确地确定海平面变化幅度. 由于压实作用的影响难以准确消除, 费希尔图解法难以取得准确结果. 而 Cisne 的方法基于了一些不一定成立的人为假设^[23](如假定沉积速率与水深之间存在线性关系, 但我们认为: 对发育生物礁的被动大陆边缘来说, 这种线性关系显然不成立).

总之, 根据现有的方法尚不能准确地确定海平面变化幅度. 所以, Soreghan 等人认为: “由于水深变化的确切证据难以保存, 以及全球海平面变化和相对海平面变化难以区分, 确定古代全球海平面变化幅度是难以捉摸的事情”^[24]. 所以, 探索确定古代全球海平面变化幅度的新方法很有必要. 以往的海平面变化研究方法都是从非生物礁相沉积的研究中发展起来的. 由于生物礁在其生长过程中对环境变化的反应比任何其他沉积都要敏感, 所以, 笔者探索用生物礁沉积来研究海平面变化.

3 生物礁对海平面变化的响应

生物礁对海平面变化(这里指相对海平面变化)的响应方式是确定海平面变化的方向和幅度的基础. 生物礁是所有海洋生态系中对环境变化, 尤其是海平面变化最敏感的. 当环境变化时, 生物礁群落和礁体结构要发生变化. 故此在一定的海平面变化背景下形成一定的礁群

落演化序列和礁体结构变化序列. 有如下几种情况:

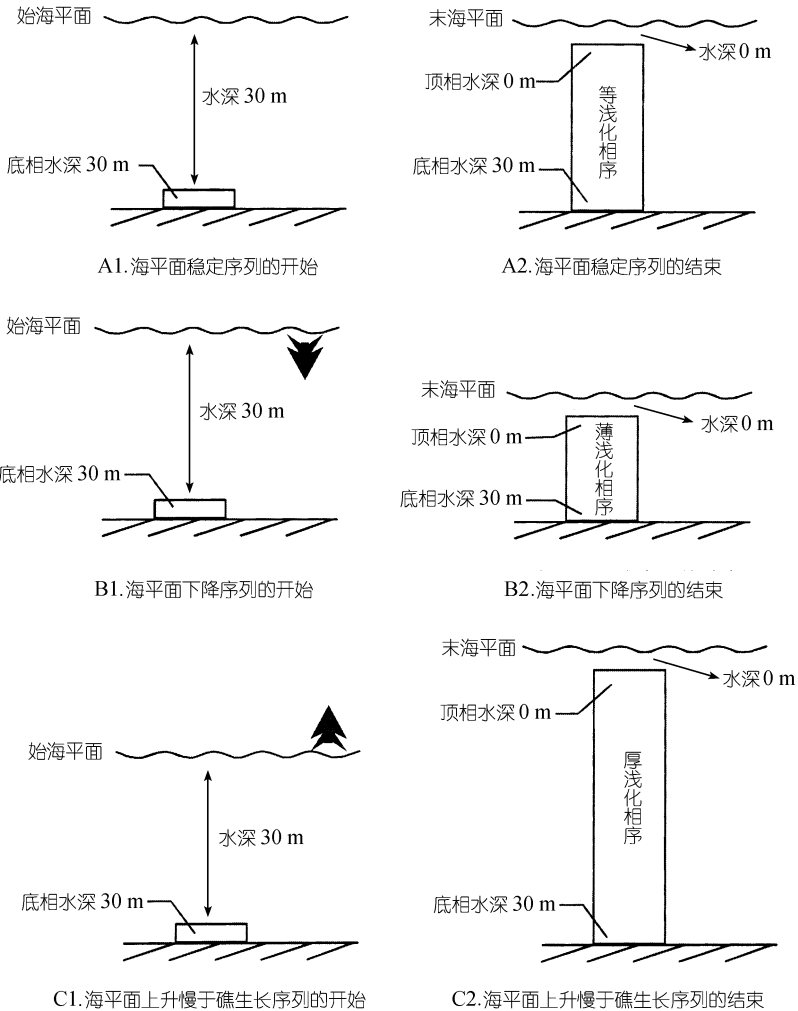
(1) 当海平面不变时, 生物礁持续向上生长直到到达海平面附近(图 1: A1, A2). 在生物礁向上生长的过程中, 礁上的水深在逐渐减小, 因而形成水深逐渐变浅的生物群落和岩石结构序列, 称为“浅化序列”(shoaling series).

(2) 当海平面下降时, 同样形成生物礁群落和岩石结构的“浅化序列”. 但序列的厚度很小(图 1: B1, B2).

(3) 当海平面上升, 且生物礁生长速度大于海平面上升速度时, 仍然形成生物礁群落和岩石结构的“浅化序列”, 但序列的厚度比情况(1)的要大(图 1: C1, C2).

(4) 当海平面上升, 且生物礁生长速度与海平面上升速度相等时, 生物礁群落和岩石结构保持不变(图 1: D1, D2), 从而形成一种“均一序列”(even series).

(5) 当海平面上升, 且生物礁的生长速度慢于海平面上升速度时, 生物礁群落和岩石结构向较深水的类型变化(图 1: E1, E2), 形成生物礁群落和岩石结构的“深化序列”(deepening series).



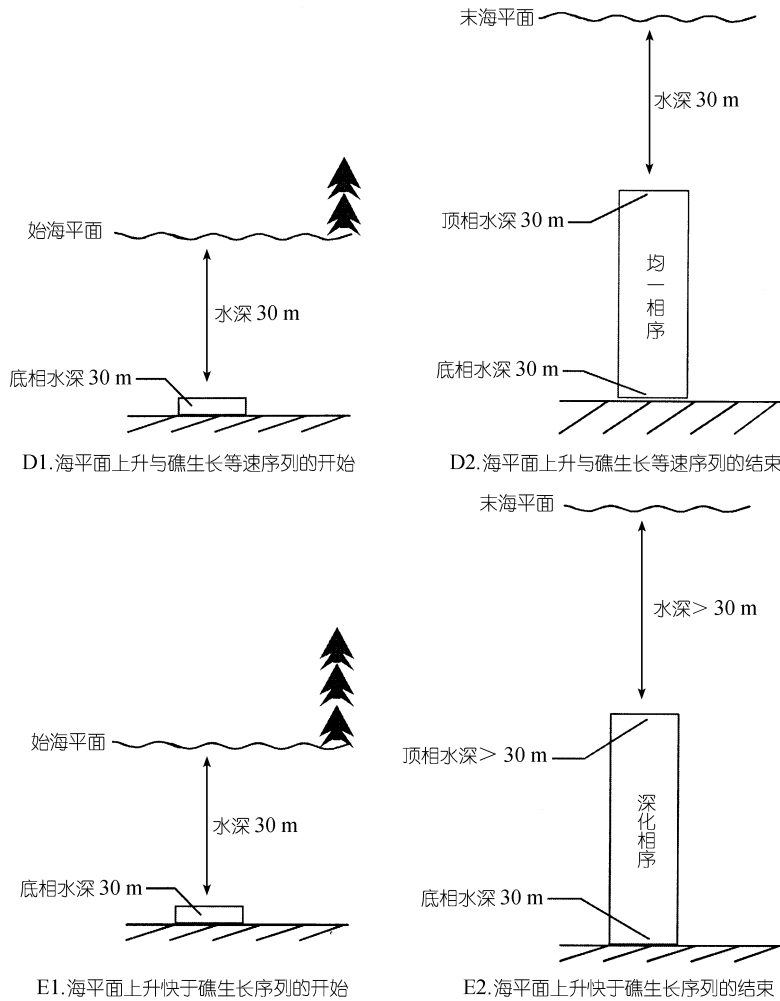


图 1 礁生长和结构相对海平面变化的响应. 假定海平面变化之前的水深为 30 m. 将海平面变化的方式分为 5 种: A~E. 粗箭头指示海平面变化方向

4 生物礁的结构相

为了更好地描述生物礁岩石结构的空 间变化, 笔者提出了生物礁结构相的概念^[25, 26]. 生物礁结构相主要根据形成于特定环境的礁岩结构来划分. 传统的礁体相带(礁前、礁核、礁后, 或礁核和礁翼)主要根据礁体上的地理环境划分, 不能很好地反映礁体的岩石结构空间变化. 礁体的结构相主要有如下几种:

- (1) 倒骨相, 主要由倒伏的造架生物骨骼组成, 一般形成于岸礁的礁坪环境.
- (2) 巨砾相, 主要由大块的大型造礁生物(块状珊瑚)或礁岩碎块组成, 形成于礁脊环境.

(3) 骨屑相和礁屑相, 包括骨砾岩、骨砂岩, 礁砾岩、礁砂岩. 骨屑相主要由造礁生物骨骼破碎形成的砂或砾组成; 礁屑相主要由礁岩破碎形成的砂或砾组成. 骨屑相和礁屑相都形成于礁坪附近.

(4) 骨架相, 其主要造礁生物(称为造架生物)构成岩石的骨架. 包括亮晶骨架相和灰泥骨架相. 亮晶骨架相的基质为亮晶胶结物. 灰泥骨架相的基质为灰泥. 骨架相形成于礁体的生长带. 亮晶骨架相形成于比灰泥骨架相更浅的环境.

(5) 障积相, 其中主要造礁生物较为稀疏, 不形成骨架. 一般形成于比骨架相的水更深的环境.

(6) 潜障积相, 造礁生物很稀少, 间距大于 0.5 m. 一般形成于比障积相的水更深的环境.

此外, 非礁的泥粒相(由泥粒岩组成)、粒泥相(由粒泥岩组成)、颗粒相(由颗粒岩组成)也出现在礁组合中, 它们形成于礁周围或礁生长间隙期的非礁环境.

5 结构相的古水深

正确地解释各种结构相的古水深是根据生物礁来确定古代海平面变化的关键工作之一.

5.1 现代珊瑚礁的结构相水深

现代礁体结构相的形成水深可以观测得到. 根据笔者对我国南海现代珊瑚礁的观察, 以及前人关于现代礁上的礁群落分带情况的研究, 倒骨相、巨砾相、骨屑相、礁屑相都形成于礁坪附近, 是强烈波浪作用的结果, 水深范围在 0~2 m. 骨架相形成于生长带上部. 根据吕炳全等人^[27]的研究, 我国南海现代珊瑚礁的生长带的水深范围在 3~18 m. 根据 Dodd 等人^[28]认为, 现代造礁珊瑚在 15 m 以浅的水深范围内生长最丰富. 所以我们可以认为, 骨架相形成于水深 2~18 m 的环境中. 亮晶骨架相形成于浪基面以上环境中, 浪基面一般在水深 20 m 处^[29]. 显然, 越往生长带的上部波浪的冲洗作用越强, 因而亮晶骨架相相对灰泥骨架相的体积比越高. 所以可以认为, 生长带的上部是亮晶骨架相, 水深范围在 2~10 m, 灰泥骨架相在生长带的下部, 水深范围在 10~18 m. 根据 Barnes 等人^[30]认为, 印度洋珊瑚礁上物种分异度在 20 m 深度达到最大, 在 20~40 m 内逐渐减少. 所以, 将骨架相的范围划在 20 m 以上, 将障积相的范围划在 20~30 m, 将潜障积岩的范围划在 30~40 m.

5.2 钙质海绵礁结构相的古水深

二叠纪的生物礁主要是钙质海绵礁. 其中的结构相主要有: (1)倒骨相, 以水平方向排列的倒伏的海绵骨骼为重要组分; (2)骨屑相和礁屑相, 以分选较好的骨屑或礁屑为重要组分; (3)亮晶骨架相, 常常具有藻缠绕和栉壳结构; (4)灰泥骨架相, 以灰泥作为充填基质; (5)障积相; (6)潜障积相. 倒骨相是在海平面附近风浪将造礁生物打倒形成的; 骨屑相(包括骨砾岩相和骨砂岩相)和礁屑相(包括礁砾岩相和礁砂岩相)是在海平面附近破浪将礁岩打碎形成的. 这 3 种结构相都形成于礁坪附近. 根据 Flugel^[31], 礁坪环境的水深为 0~3 m. 据此可以认为这 3 种结构相代表的水深为 0~3 m. 由骨架相到障积相到潜障积相构成了一个造礁生物依次减少的序列, 这个序列代表了由最适宜生物生长的透光带上部浅水环境到较深的较不适宜的透光带下部的环境序列. 我们知道, 造礁生物如果有虫黄藻共生将会极大地提高其分泌钙质骨骼的速度. 现代的造礁六射珊瑚就有虫黄藻与之共生. 一些学者认为, 三叠纪的造礁六射珊瑚也有虫黄藻与之共生. 二叠纪的钙质海绵生物礁中通常有大量钙藻. 由于钙藻在其中的重要性, Flugel 等人^[32]把二叠纪的钙质海绵礁叫做“钙质海绵-藻-胶结礁”. 我们知道, 钙藻需要阳光进行光合作用, 所以必然生活在透光带内. 透光带的深度范围取决于海水的浊度, 一般为 0~30m 左右^[31]. 所以有理由认为二叠纪的钙质海绵生物礁一般形成于 0~30 m 的范围. 根据吕炳全等的研究,

我国南海现代珊瑚礁的生长带的水深范围在 3~18 m^[27]. 现代珊瑚礁的生长带就是古代珊瑚礁的骨架岩形成的部位. 根据 Dodd 等人^[28]认为, 现代造礁珊瑚在 15 m 以浅的水深范围内生长最丰富. 这就是说, 骨架相形成于约 18 m 以浅的水深范围内. 根据 Barnes 等人^[30]认为, 在现代珊瑚礁上, 0~10 m 的水中海绵很少, 10~15 m 深度内海绵数量增加, 20 m 深度处海绵最丰富, 20~35 m 深度海绵减少到很少. 这就是说海绵骨架岩的分布范围在 20 m 以浅. 在三叠纪以后的礁中, 生长带内的钙质海绵被六射珊瑚取代. 所以, 我们认为二叠纪钙质海绵礁中生长带主要由钙质海绵和钙藻组成, 水深为 3~20 m. 骨架相本身可以分为亮晶骨架相和灰泥骨架相. 亮晶骨架相是在海水动荡的环境中灰泥被淘洗带走而形成的, 反之, 灰泥骨架相代表了相对较弱的水动力环境. 所以, 亮晶骨架相必然形成于生长带的上部, 灰泥骨架相必然形成于生长带的下部. 所以, 我们将 3~20 m 这个深度范围一分为二, 认为亮晶骨架相形成于 3~10 m 的范围, 灰泥骨架相形成于 10~20 m 的范围. 骨架相分布的深度下限必然是障积相分布的深度上限. 既然在现代生物礁中, 20~35 m 的深度范围内海绵的数量减少到很少, 可以认为障积相的深度范围大约在 20~30 m 范围. 而障积相分布的下限必然是潜障积相分布深度的上限, 所以我们可以认为潜障积相分布的上限为 30 m. 根据 Basile 等人^[33]认为, 现代硬海绵和房室海绵主要分布在 35 m 以浅的深度内, 但少数可以达到 40~50 m 深度. 所以我们可以认为, 潜障积相分布的深度主要在 30~40 m, 以 35 m 为代表性深度.

6 根据生物礁定量计算古代全球海平面变化幅度

如上文所述, 一定的海平面变化会造成一定的生物礁群落和结构相演化序列. 反之, 一定的礁群落和结构相序列记录了一定的海平面变化历史. 所以, 可以通过礁群落或结构相序列来研究海平面变化的历史. 我们的研究表明, 可以根据结构相序列定量计算海平面变化的幅度. 计算的方法分如下 5 种情况.

(1) 浅化序列, 且序列的原始地层厚度接近序列底部的结构相水深(称为底相水深). 这种序列(称“等浅化相序”)是相对海平面稳定的条件下形成的(图 1: A1, A2), 其代表的海平面变化幅度为 0.

(2) 浅化序列, 且序列厚度显著小于底相水深, 而且序列顶部常常有出露的标志. 这种序列(称“薄浅化相序”)是在相对海平面下降的地质背景下形成的(图 1: B1, B2). 其代表的海平面下降幅度的计算方法将另文讨论.

(3) 浅化序列, 且序列的原始地层厚度大于序列底部结构相的水深. 这种序列(称“厚浅化相序”)是相对海平面上升, 且生物礁生长速度快于相对海平面上升的地质背景下形成的(图 1: C1, C2), 代表的海平面上升幅度(R)为

$$R = \text{序列原始地层厚度} - (\text{底相水深} - \text{顶相水深}),$$

顶相水深即序列顶部结构相的水深.

(4) 均一序列, 是在相对海平面上升, 且生物礁生长速度等于海平面上升速度的地质背景下形成的(图 1: D1, D2). 代表的海平面上升幅度为

$$R = \text{序列原始沉积厚度}.$$

(5) 深化序列, 是在相对海平面上升, 且生物礁的生长速度慢于海平面上升速度的地质背景下形成的(图 1: E1, E2). 代表的海平面上升幅度为

$$R = \text{序列的原始地层厚度} + (\text{顶相水深} - \text{底相水深}).$$

一个礁相地层的剖面可能由上述多种结构相序列叠置而成. 这时要分别计算各个序列代表的海平面变化幅度, 从而得到这段地层代表的海平面变化历史.

7 原始地层厚度的恢复

原始地层厚度的准确恢复是根据生物礁结构相序列定量计算古代海平面变化幅度的前提. 原始地层厚度的恢复一般用公式^[34]

$$S_0 = S(1 - \Phi)/(1 - \Phi_0),$$

这里 S , S_0 , Φ , Φ_0 分别代表现地层厚度、原始地层厚度、地层现孔隙度、地层原始孔隙度. 这个公式基于这样的原理: 压实前后的孔隙度之比等于地层厚度之比. 但我们认为, 这个原则不适用于礁岩. 如前文所述, 有几种礁岩是抗压实的. 而且碳酸盐沉积物的压实过程不同于碎屑岩地层. 所以, 我们分两种情况来恢复原始地层厚度.

(1) 对于亮晶骨架岩、同生成岩期胶结成岩的颗粒岩, 其原始地层厚度等于现地层厚度.

(2) 对于非同生期成岩的颗粒支撑的岩石和灰泥支撑的岩石的原始地层厚度的恢复, 使用 Goldhammer 的方法^[34].

8 由相对海平面变化幅度求全球海平面变化幅度

以上所介绍的方法计算出的是相对海平面变化幅度. 需要从中去除基底的升降幅度, 才能得到全球海平面变化幅度. 基底升降包括两种类型: 一是构造活动引起的基底升降, 二是沉积物或海水重量引起的基底沉降.

8.1 除去基底沉降幅度的方法

以往的学者多数不考虑基底沉降, 少数用地壳均衡前提下由阿基米德定律推出的公式来计算基底沉降效应^[35], 其公式是

$$S = H_w \rho_w / \rho_m + T_s \rho_s / \rho_m,$$

这里 S 为基底沉降幅度, ρ_w , ρ_m , H_w , ρ_s , T_s 分别代表海水的密度、地幔的密度、海水深度的变化、沉积物的密度、沉积物的厚度. 这个公式的含义是一定质量的沉积物或海水会引起地壳下面一定质量的地幔物质移向侧方, 从而引起地壳的一定幅度的沉降. 根据此式可计算出, 10 m 厚的沉积物可以引起约 6.7 m 深的地壳沉降.

由巨厚的冰川引起的地壳沉降的确存在, 但是, 我们从来没有看到数百米厚的沉积物可以引起上述公式计算的那样幅度的地壳沉降. 所以我们认为, 地壳沉降的确存在, 但在沉积物厚度很小或较小(例如小于 500 m)时, 沉积物重量引起的基底沉降幅度很小.

我们用这样的方法来判断和去除基底沉降幅度. 既然基底沉降是由沉积物重量引起的, 那么, 基底沉降幅度的大小必然与沉积物的重量, 也就是原始地层厚度成比例. 可以推论, 对多个没有构造升降影响的剖面而言, 它们之中的任意两者的原始地层厚度之差与相对海平面变化幅度之差的比值应该是一个常数, 这个常数可以叫做载荷沉降系数, 代表一定厚度的沉积物所能引起的基底沉降量. 例如在某一礁组合附近选择 a , b , c 三个地层剖面, 其厚度分别为 150, 100, 50 m. 假定已经根据结构相序列计算出它们的相对海平面变化幅度分别为 x_1 , x_2 , x_3 , 则

$$(150-100)/(x_1-x_2) = (150-50)/(x_1-x_3) = (100-50)/(x_2-x_3) = f,$$

这里 f 为载荷沉降系数. 以载荷沉降系数乘以各剖面的原始地层厚度就得到各剖面的基底沉降量. 如此就可以去除各剖面的基底沉降幅度. 由于礁组合附近地层厚度变化大, 我们可以选择相邻(以保证它们有相同的构造背景, 从而不存在构造升降幅度上的差别—如果有的话)而厚度不同的礁相或非礁相地层剖面, 用这种方法来去除基底沉降幅度.

8.2 除去构造升降幅度的方法

关于除去构造升降效应可以采用两个办法: 一是选择构造稳定地区的地层剖面来研究, 以避开构造升降的影响. 第二, 可以用多剖面对比的方法来判断和去除构造升降幅度.

Cisne 等人^[16]认为多个剖面海平面变化的一致性是全球性海平面变化的确凿证据. 反之, 局部地区构造活动引起的升降会造成局部地区地层剖面反映的海平面变化幅度的“异常”, 异常的海平面变化幅度表明了构造升降幅度的存在, 应予以剔除. 从相对海平面变化幅度中除去基底沉降幅度和构造升降幅度值后, 就得到全球海平面变化的幅度值.

9 根据生物礁定量计算中二叠世茅口期海平面上升幅度

在广西隆林发育有典型的中二叠世茅口期(这里是狭义的茅口期, 仅包括 *Neoschwagerina-Yabeina* 带; 相当于国外的 Wordian-Capitanian 阶^[36])生物礁. 经研究, 该茅口期礁厚度为 167 m, 包括 101.1 m 厚的潜障积相、2.3 m 厚的颗粒相、60.6 m 厚的骨架相^[37]. 其底部为灰泥海绵骨架岩, 顶部为海绵潜障积岩, 是个“深化相序”.

埋深在 75 m 左右, 根据 Goldhammer^[34]在埋深为 75 m 时每 1 m 现厚度地层的原始厚度为 1.64 m. 所以, 潜障积相的原始地层厚度为 $101.1 \times 1.64 = 166.3$ m. 颗粒相的埋深为 47.8 m. 在此埋深下, 现 1 m 厚度的颗粒相的原始地层厚度约为 1 m, 所以颗粒相的原始地层厚度为 2.3 m. 骨架相抗压实, 所以骨架相的原始地层厚度为 60.6 m. 于是得到总原始地层厚度为 229.2 m. 因底相水深为 15 m, 顶相水深为 35 m, 这是一个“深化序列”. 此剖面代表的海平面上升幅度为

$$R = 229.2 + (35 - 15) = 249.2 \text{ m.}$$

所以, 在此剖面上茅口期相对海平面上升幅度为 249.2 m.

另外, 据他人研究^[38], 美国 Texas 州 Guadalupe 山的茅口期礁(“Capitan Formation” with *Polydiexodina*)的厚度为 200 m, 其下部(厚度约 100 m)为障积相(“Floatstone and bafflestone form 80 to 95 percent of massive”), 其上部(厚度约 100 m)为亮晶海绵骨架相(“boundstone comprise 50 to 70% of the Upper Capitan massive”; “radial fibrous cement in boundstone dominant”). 用 Goldhammer^[34]的方法算得总原始地层厚度为 264 m. 因为底相水深为 25 m, 顶相水深为 8 m, 且原始地层厚度大于序列底部的结构相水深, 这是一个“浅化相序”, 形成于海平面上升, 且海平面上升速度小于生物礁生长速度的地质背景. 根据上一节的公式, 此情况下的相对海平面上升幅度

$$R = 264 - (25 - 8) = 247 \text{ m,}$$

所以, 此剖面记录的相对海平面上升幅度为 247 m.

由于当时对广西隆林生物礁的研究不是以计算海平面变化为目的, 当时未测供计算载荷沉降系数的剖面. 由于这两个用以计算的剖面的原始地层厚度较小, 载荷沉降效应可以忽略. 这两个剖面相距遥远却有一致的相对海平面变化幅度, 所以可以认为这两个剖面没有构造升

降影响. 所以, 算得的相对海平面变化幅度即为全球海平面变化幅度. 故此, 茅口期的全球海平面变化幅度可能为 247 ~ 249 m, 约为 248 m.

10 总结

(1) 生物礁响应海平面变化的方式有 5 种, 并形成 5 种结构相序列. 根据生物礁的结构相序列可以计算相对海平面变化幅度. “等浅化相序”代表相对海平面静止; “薄浅化相序”代表相对海平面下降; “厚浅化相序”代表相对海平面上升, 上升幅度为 $R = \text{序列原始地层厚度} - (\text{底相水深} - \text{顶相水深})$; 均一序列代表相对海平面上升, 上升幅度等于序列的原始地层厚度; 深化序列代表相对海平面上升, 上升幅度为 $R = \text{序列的原始地层厚度} + (\text{顶相水深} - \text{底相水深})$. 从相对海平面变化幅度中分别去掉基底沉降和构造升降的幅度就得到全球海平面变化幅度.

(2) 由于一些生物礁岩石类型具有抗压实性, 使得恢复生物礁原始地层厚度的精度比非礁相地层的要高. 由于生物礁对海平面变化最敏感, 以及采用了结构相这种着重描述岩石结构空间变化的方法, 生物礁沉积相古水深分析的精度比非礁相及用其他方法的精度要高. 由于使用了载荷沉降系数法, 以及通过多剖面比较来去除构造升降效应, 用这种方法能够得到比较准确的全球海平面变化幅度值, 从而古代全球海平面变化的研究真正进入了量化的时代.

(3) 就世界范围而言, 显生宙的各个纪都有生物礁发育, 只有少数时段缺失礁. 所以, 可以根据生物礁来定量计算显生宙含礁时代的全球海平面变化幅度, 辅以其他方法可以建立新一代定量的全球海平面变化曲线.

参 考 文 献

- 1 Tissot B. Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, 1979, 277: 463~465
- 2 Vail P R, Mitchum R M, Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir*, 1977, 26: 83~97
- 3 Vail P R, Hardenbol J. Sea level changes during Tertiary. *Oceans*, 1979, 22(3): 71~79
- 4 Vail P R, Hardenbol J, Todd R G. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic and biostratigraphy. *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. AAPG Memoir*, 1984, 36: 347~363
- 5 Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. *Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication* 42, 1988, 71~108
- 6 Eyed L. Determination of changes in the dimensions of the earth from paleogeographic data. *Nature*, 1956, 173: 534
- 7 Hallam A. Pre-Quaternary sea-level changes. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 1984, 12: 205~243
- 8 Bond G. Speculations on real sea level changes and vertical motions of continents at selected times in Cretaceous and Tertiary Periods. *Geology*, 1978, 6: 247~250
- 9 Harris P M, Frost S H, Seiglie G A, et al. Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of Arabian Peninsula. *Inter-regional Unconformities and Hydrocarbon Accumulations. AAPG Memoir* 36, 1984, 67~80
- 10 Wyatt A R. Relationship between continental area and elevation. *Nature*, 1984, 311: 370~372
- 11 Seiglie G A, Moussa M T. Relative sea-level changes during the Middle and Late Cretaceous from Zaire to Cameroon (Central West Africa). *Inter-regional Unconformities and Hydrocarbon Accumulations. AAPG Memoir* 36, 1984, 89~96
- 12 Weimer R J. Relation of unconformities, tectonics and sea-level changes, Cretaceous of Western Interior, USA. *Inter-regional*

- Unconformities and Hydrocarbon Accumulations. AAPG Memoir 36, 1984, 7~36
- 13 Williams D F, Moore W S, Fillon R H. Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records. *Earth and Planetary Letters*, 1981, 56: 157~166
- 14 Fillon R H, Williams D F. Glacial evolution of the Plio-Pleistocene: role of continental and Arctic ice sheets. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1983, 43: 7~33
- 15 Cisne J L, Gildner R F, Rabe B D. Epeiric sedimentation and sea-level: Synthetic ecostratigraphy. *Lethaia*, 1984, 17: 267~288
- 16 Cisne J L, Gildner R F. Measurement of sea-level changes in epeiric seas; the Middle Ordovician transgression in North American Midcontinent. Sea-level changes; an integrated approach. *SEPM Special Publication 42*, 1988. 217~226
- 17 Fischer A G. The Lofer cyclothem of the Alpine Triassic. *State Geological Survey of Kansas, Bulletin*, 1964, 169: 107~149
- 18 Read J F, Goldhammer R K. Use of Fischer plots to define third order sea level curves in peritidal cyclic carbonates, Early Ordovician, Appalachians. *Geology*, 1988, 16: 895~899
- 19 Hallam A. Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1978, 23: 1~32
- 20 Hallam A. A revised sea-level curve for the Early Jurassic. *Journal Geological Society London*, 1981, 138: 735~743
- 21 Hallam A. A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon Curve. Sea-level changes: an integrated approach. *SEPM Special Publication 42*, 1988. 261~274
- 22 Westermann G E G. Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalopods. *Lethaia*, 1973, 6: 383~403
- 23 Kendall C G St C, Lerche I. The rise and fall of eustasy. Sea-level changes: an integrated approach. *SEPM Special Publication 42*, 1988, 3~18
- 24 Soreghan G S, Giles K A. Generic types of stratigraphic cycles controlled by eustasy. *Geology*, 1999, 27(3): 255~258
- 25 吴亚生. 生物礁的结构相和结构岩石类型. *中国科学, B 辑*, 1992, (3): 304~310
- 26 吴亚生. 生物礁岩分类方案. *地质论评*, 1997, 43(3): 281~289
- 27 吕炳全, 王国忠, 全松青. 海南岛珊瑚岸礁的特征. *地理研究*, 1986, 3(3): 1~16
- 28 Dodd J R, Stanton R J Jr. *Paleoecology, concepts and applications*. New York: John Wiley & Sons Inc, 1981. 1~559
- 29 Schopt T J M. *Paleoceanography*. Cambridge, Massachusetts, London: Harvard University Press, 1980
- 30 Barnes R S K, Hughes R N. *An introduction to marine ecology*. Oxford, London: Blackwell Scientific Publications, 1982
- 31 Flugel E. *Microfacies analysis of limestones*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1982
- 32 Flugel E, Kochansky-Devide V, Ramovs A. A middle Permian calcisponge /algal/cement reef: Straza near Bled Slovenia *Facies* 1984, 10: 179~256
- 33 Basile L L, Cuffey R J, Kosich D F. Sclerosponges, pharetronids, and sphinctozoans in the modern reefs of Enewetak Atoll. *Journal of Paleontology*, 1984, 58(3): 636~650
- 34 Goldhammer R K. Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67(1): 26~35
- 35 Burton R, Kendal Ch G St C, Lerche I. Out of depth: on the impossibility of fathoming eustasy from the stratigraphic record. *Earth-science Reviews*, 1987, 24: 237~277
- 36 Jin Yugan, Wardlaw B R, Glenister B F, et al. Permian chronostratigraphic subdivision. *Episodes*, 1997, 20(1): 10~15
- 37 Wu Ya Sheng. *Organisms and communities of Permian reef of Xiangbo, China.-calcisponges, hydrozoans, bryozoans, algae and microproblematica*. Beijing: International Academic Publishers, 1991. 1~192
- 38 Babcock J A, Yurewicz D A. The massive facies of the Capitan limestone, Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico. *San Antonio: SEPM Core Workshop 13*, 1989. 365~372
- 39 Garber R A, Grover G A, Harris P M. *Geology of the Capitan shelf margin-subsurface data from the northern Delaware basin*. San Antonio: SEPM Core Workshop 13, 1989. 3~272