

# 古海洋溶解氧与缺氧和富氧问题研究

王成善, 胡修棉, 李祥辉

(成都理工学院 沉积地质研究所, 成都 610059)

**摘要** 西藏南部晚白垩世红色灰岩层为大洋富氧条件下的沉积产物, 红色灰岩层内有机碳极低, 生物极其繁盛, 碳同位素偏低, 但从上往下又呈增高趋势。溶解氧含量在古海洋演化史中是非线形波动变化的, 既有全球溶解氧含量偏低时期(缺氧条件), 也有全球溶解氧含量偏高时期(富氧条件), 古海洋溶解氧含量重建和富氧问题的解决对于理解大洋循环、古气候、生命绝灭、地质事件以及有机质演化具有十分重要的科学意义。

**关键词** 古海洋学; 溶解氧; 富氧环境; 缺氧事件; 西藏南部

中图分类号: P736.22 文献标识码: A 文章编号: 0256-1492(1999)03-0039-09

海水中的溶解氧与生物活动密切相关, 其含量变化往往是反映生物生长状况和污染监测的一个主要指标。溶解氧研究在海洋学中具有十分重要的地位。将今论古, 地质历史中古海洋溶解氧含量的重建对于理解大洋循环、古气候变化、生命绝灭与复苏、地质事件、有机质演化等方面具有十分重要的意义。古海洋溶解氧研究起源于对黑色页岩及缺氧事件的研究。白垩纪全球大洋广泛分布富有机质的黑色页岩, 因其重要的学术价值和潜在的经济价值而倍受地学界青睐。目前多数学者倾向于接受“大洋缺氧事件”模式<sup>[1]</sup>, 用于解释黑色页岩的成因。以此为动力, 缺氧环境研究成为近二十年来地学界极为关注的一个热点, 古海洋溶解氧研究也成为古海洋学中极富生命力的一个新兴生长点。

## 1 海水中溶解氧的分布及影响因素

### 1.1 海水中溶解氧的分布

海水中溶解氧的分布主要表现出纬向、垂向差异和季节、周日变化

现代大洋中, 溶解氧含量随纬度的增高而增加, 一般在 0~ 8.5 ml/l 之间。赤道附近为 4.0~ 4.8 ml/l, 亚热带海区可增至 5.0 ml/l 以上, 极地海区可高达 8.2 ml/l 左右, 个别海区达 14.5 ml/l<sup>[2]</sup>。

海洋中溶解氧的垂直分布是不均匀的, 各大洋都表现出以下特点: 大洋表层和近表层由

基金项目: 国家杰出青年科学基金资助 (49625203)

第一作者简介: 王成善, 男, 1951 年出生, 教授, 博士生导师, 从事沉积学、盆地分析和古海洋学教学与科研工作, E-mail: wcs@edit.edu.cn

收稿日期: 1999-03-29 文凤英编辑

与大气接触,溶解氧一般处于饱和状态,在垂直混合作用下,分布比较均匀;表层以下(通常为 50 m 左右)的水层,由于植物光合作用释放出氧,水层有时出现溶解氧最大值(Oxygen Maximum),特别是在浮游植物大量繁殖的季节更为明显;往下随着深度的增加,光合作用逐渐减弱,加上有机质沉降后氧化又要消耗溶解氧,一般在 500~1 000 m 之间出现溶解氧最小层(又称缺氧层, Oxygen Minimum);氧最小层之下,随着深度的增加,含氧量反而增加,这是由于从高纬度海下沉的富氧水不断补充的结果。缺氧层是世界海洋的共同现象,尤其在上升流发育、生物生产率特别高的海区。我国学者近年来发现并系统研究了黄海、南海、东海、渤海等海域溶解氧垂直分布最大值<sup>[3-5]</sup>,对其垂直结构、变化特征、影响因素、形成机制等进行了全面论述,并已深入到数值模拟<sup>[6]</sup>、溶解通量<sup>[7]</sup>等定量研究。

溶解氧的季节变化主要与海水的温度和盐度变化、生物活动、氧化过程、洋流运动等有关,其中尤以水温变化影响最为重要,它是季节变化的标志。一般情况下,溶解氧冬季含量高,夏季最低,其变化范围为 4~8 ml/l<sup>[2]</sup>。当温度和盐度变化不大时,海水中的含氧量发生周期性的日变化,一般午后最高,黎明前最低。这种日变化主要归咎于光合作用强度变化而造成的海水光照度的变化。

## 1.2 海水溶解氧的主要影响因素

**温度和盐度:**氧和大气中其它气体一样,在海水中的溶解度随温度、盐度的降低而增大;反之,随温度、盐度的增高而减小。对现代大洋而言,因其盐度变化很小,温度是影响溶解氧含量变化的主要因子。**生物活动:**海洋植物光合作用会产生氧而溶于水中,海洋动物呼吸要消耗氧,另外,生物有机体死亡后分解也要消耗氧,因而,海洋中连续不断地进行着的生物活动(繁殖、生长和死亡)使海水中的溶解氧受到显著的影响。**海水运动:**海水运动也是影响溶解氧含量的重要因素之一。例如,海水的垂直对流,将表层富氧水带到深层,使深层海水的溶解氧不断得以补充,极地下沉的富氧水通过洋流带到各大洋的底层。

## 2 古海洋溶解氧研究方法

研究地质历史中古海洋中的溶解氧的方法主要有以下几种:沉积构造、有机碳/硫比和 DOP 指数、硫同位素、痕量元素法及古生态法

### 2.1 沉积构造-生物扰动

沉积地层中生物扰动情况可以定性地反映底层水的含氧量状况。早在 1970 年, Rhoads 和 Morse<sup>[8]</sup>就曾根据沉积构造、生物群特征与溶解氧含量之间的关系提出:富氧条件(> 1.0 ml/l)下,沉积构造因强烈的生物扰动而无法保存;缺氧条件(< 0.1 ml/l)沉积物中水平层理保存完好;贫氧条件(0.1~1.0 ml/l)沉积构造受到不同程度的扰动。

### 2.2 有机碳/硫比和 DOP 指数

一般地讲, S/C 比小于 0.36 为充氧环境,大于 0.36 为贫氧环境<sup>[9]</sup>。但是,这一简单判别标准有其局限性<sup>[10,11]</sup>,因为铁含量的高低将直接影响到硫的赋存状况。

DOP 指数系指沉积岩黄铁矿化程度,它是表征底层水氧化还原环境的良好指标,具体

表述为硫化物中的铁与总活性铁之比。总活性铁不仅包括硫化物中的铁,还包括可与浓盐酸充分反应的铁。Raisewell等<sup>[12]</sup>提出以下标准:  $DOP < 0.45$  底层水为充氧环境;  $0.45 < DOP < 0.75$  为贫氧环境;  $DOP > 0.75$  为缺氧环境。

### 2.3 硫同位素

沉积环境中,海水硫酸盐在细菌(如 *Desulfovibrio* spp.)作用下被还原成硫化物,发生  $25\% \pm 10\%$  动力同位素分馏, $^{32}\text{S}$  优先进入硫化物中,沉积硫化物相对于海水硫酸盐富  $^{32}\text{S}$ 。在现代正常海洋环境下,沉积硫化物被喜氧的硫氧化细菌(如 *Thioballus* spp.)或其它氧化剂(如溶解氧)重新氧化,再一次发生动力同位素分馏。因此,硫同位素在缺氧环境中只发生一次动力分馏,而在正常海洋环境中发生两次分馏,缺氧环境下全岩硫化物  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  比偏高。

日本 Chichibu 和 Sasayama 地区,上二叠统上部海相硫酸盐  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  (CDT) 为  $-39\% \sim -25\%$ ,上二叠统下部, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  迅速增加 ( $-20\% \sim -2\%$ ),一直持续到下三叠统,二叠纪—三叠纪界线附近发生短暂而明显的负偏,为  $-41\% \sim -23\%$ ,与上二叠统上部相当。这一长期正偏与海水缺氧有关,而短期负偏被解释为富氧水与缺氧水发生大规模混合的结果<sup>[13]</sup>。北海道东部白垩纪—第三纪界线期间海洋缺氧,界线粘土(延时约七万年)海相硫酸盐  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  比明显正偏,达  $-13.9\% \sim +0.3\%$ ,其下伏和上覆地层分别为  $-38.4\% \sim -20.2\%$  和  $-28.4\% \sim -20.8\%$ <sup>[14]</sup>。

### 2.4 痕量元素比

痕量元素的富集分布与沉积环境密切相关。研究表明,黑色页岩中常富集微量元素 As Ag Cd Co Cr Cu Mo Ni U V Zn 等。As Cr Mo U V 等元素含量与沉积环境的氧化还原条件有关,对硫化氢的出现极其敏感<sup>[15]</sup>。实践证明,  $V/\text{Cr}$   $\text{Ni}/\text{Co}$   $\text{U}/\text{Th}$  对沉积环境的判别效果较好;  $V/\text{Cr}$   $\text{Ni}/\text{Co}$  和  $\text{U}/\text{Th}$  在缺氧环境下分别大于 4.25 7 和 1.25,在富氧环境下分别小于 2.5 和 0.75,而在贫氧环境下分别居于 2~4.25 5~7 和 0.75~1.25 之间<sup>[16]</sup>。

稀土元素铈 (Ce) 异常是判别介质环境氧化还原条件变化的比较可靠的方法之一。在氧化条件下,三价铈易氧化成四价铈而被铁锰等氧化物胶体吸附,从而造成海水中的铈亏损;在还原条件下,随着铁锰等氧化物的溶解,四价铈被还原成三价铈释放。吴明清等<sup>[17]</sup>从介壳化石的稀土元素铈异常出发,研究了塔里木盆地晚白垩世—早第三纪古海洋氧化还原条件的变化。 $\text{Ce}/\text{La}$  在缺氧环境下大于 2,在富氧环境下小于 1.5,贫氧环境下居于 1.5~1.8 之间<sup>[18]</sup>。

### 2.5 古生态

溶解氧含量的变化直接影响到生物的形态特征和生存组合。通过生物的特征及其生存组合可以划分出不同含氧量的生物类别,在统计不同类别的生物数量的基础上,可以定性—半定量地反演古海洋的溶解氧含量。对溶解氧含量变化极其敏感的生物莫过于底栖有孔虫<sup>[19-21]</sup>。Berhard<sup>[22]</sup>研究发现,富氧沉积环境下底栖有孔虫具高百分比的球形、平凹、透镜状的形态;贫氧条件下底栖有孔虫表现为以长形—扁平状、锥形、圆锥形为主的形态,且有孔虫个体小,无壳饰,孔隙率高,壁壳薄;水下 1 000 m 缺氧层底栖有孔虫主要为长形—扁平的属种(如 *Bolivina*)和无壳饰、长形、圆锥形属种(如 *Bulimina*, *Suggrunada* 和 *Buliminella*)<sup>[23]</sup>。

Kaiho<sup>[24]</sup>在研究现代大洋底栖有孔虫形态与溶解氧含量之间的关系基础上,把底栖有孔虫分成5类:富氧类:个体大于或等于 $350\mu\text{m}$ ,厚壁壳,富氧( $> 2\text{ ml/l}$ )底层水中的表栖动物群;次富氧类A同富氧类,但小于 $350\mu\text{m}$ ;次富氧类B和次富氧类C薄壁壳,次富氧类和贫氧类的中间类型;贫氧类:薄壁壳、长条形、扁平、富氧( $> 2\text{ ml/l}$ )底层水中的潜栖动物群。当富氧类的数量(O)大于零时,溶解氧指数(OI)= $100 \times \{O/(O+D)\}$ ,D为富氧类数量。当O为零且D $> 0$ 时(I为次富氧类A和B的数量和),氧指数变为 $50 \times \{I/(I+D) - 1\}$ 。由此,溶解氧指数把溶解氧含量分为5种:缺氧状态(OI小于-50,  $0 \sim 0.1\text{ ml/l}$ ),贫氧状态(OI为-50~ -40,  $0.1 \sim 0.3\text{ ml/l}$ ),次富氧状态(OI为-40~ 0,  $0.3 \sim 1.5\text{ ml/l}$ ),低富氧状态(OI为0~ 50,  $1.5 \sim 3\text{ ml/l}$ )和高富氧(OI为50~ 100,  $3 \sim 6\text{ ml/l}$ )

### 3 古海洋溶解氧与缺氧事件

古海洋溶解氧含量的变化与古海洋重大地质事件的发生、发展和衰亡息息相关,将直接对生物演化(绝灭和复苏)、有机质保存、冰川事件、洋流事件等产生深刻而久远的影响,是古海洋和古气候地质事件重要的影响因素,同时也是生物群集绝灭的五大因素之一<sup>[25]</sup>。

溶解氧含量是控制底栖有孔虫形态、类型和数量的主要因素,溶解氧含量的降低将直接导致底栖有孔虫的死亡和绝灭。Kaiho<sup>[26]</sup>在系统研究深海钻探(DSDP)、新西兰第三系和日本北海道中上白垩统425个样品基础上,采用溶解氧指数法,获得了全球100 Ma以来中层水(500~ 1600 m)和底层水(1600~ 4000 m)溶解氧的平均含量(图1)。结果显示100 Ma以来全球大洋明显存在三次低氧时期和三次高氧时期。森诺曼—土伦期事件期间是全球大洋溶解氧含量最低的时期;另一低氧期对应着古新世—始新世界线事件;晚渐新世末大洋贫

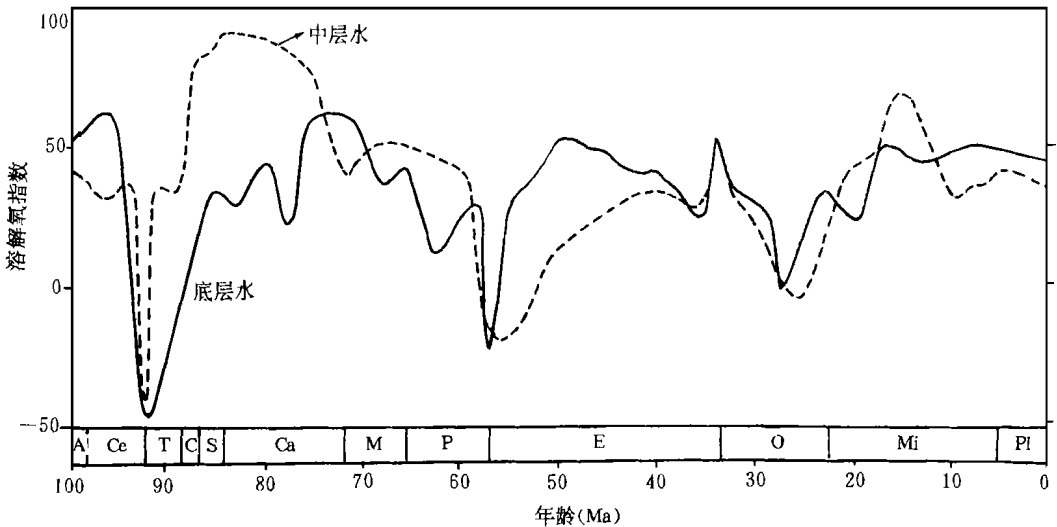


图1 100 Ma以来全球大洋中层水和底层水溶解氧指数变化<sup>[26]</sup>

A-阿尔比期; Ce-赛诺曼期; T-土伦期; C-康尼亚克期; S-三冬期; Ca-坎潘期;  
M-马斯特里赫特期; P-古新世; E-始新世; O-渐新世; Mi-中新世; Pl-上新世

氧不甚明显,但这种低度贫氧条件却一直持续到早中新世。全球高氧时期主要有坎潘期—古新世、中始新世—早渐新世和中中新世—全新世。

日本北海道东北部森诺曼—土伦期缺氧事件表现为两次生物绝灭对应着两次缺氧环境,一次发生在森诺曼—土伦期界线前 0.15 Ma 至 0.1 Ma (持续约 50 ka),另一次发生于森诺曼—土伦期界线前 0.03 Ma 至森诺曼—土伦期界线后 0.15 Ma,持续约 0.18 Ma<sup>[27]</sup>。在白垩纪—第三纪界线底栖有孔虫表现为低绝灭事件,低氧条件开始于界线前 0.2 Ma,结束于界线前 10 ka<sup>[28]</sup>。新西兰 Tawanui 地区晚古新世底栖有孔虫出现一次绝灭事件,中层水溶解氧含量在绝灭事件之前的 60 ka 开始持续下降,从高—低富氧条件 (1.5~6.0 ml/l) 变成低富氧条件 (1.5~3 ml/l)。在大规模绝灭期间,溶解氧含量降至次富氧条件。绝灭后 30 ka 溶解氧含量才恢复到低富氧状态<sup>[29]</sup>。

## 4 古海洋溶解氧与富氧问题

在古海洋演化史中,溶解氧含量是非线性波动变化的,既有全球溶解氧含量偏低时期(缺氧条件),也有全球溶解氧含量偏高时期(富氧条件)。地学界对缺氧事件及缺氧条件下形成的黑色页岩已有较为深入的研究,而对于正异常的富氧条件及其引发的富氧问题至今无人问津。究其原因有二:一是现代海洋环境下没有发现溶解氧含量特别高的大面积区域;二是富氧条件下的沉积特征各异,尚未从理论和实验的角度系统地阐述其沉积特征。

在西藏南部江孜地区至羊卓雍错地区,分布着一套 20~120 m 不等的红色灰岩层,颜色明显,岩性稳定,主要为紫红色、褐红色页片状含钙质页岩、有孔虫泥质灰岩夹微晶灰岩。其时代为晚白垩世晚三冬期至早坎潘期,被称之为床得组<sup>[30]</sup>。经研究证实,这种红色是原生色。上覆地层为灰绿色泥页岩夹滑塌堆积。下伏地层为一套黑色硅钙质泥页岩,这套黑色页岩已被证实为大洋缺氧事件产物。剖面结构、生物组合、沉积相分析等研究表明,白垩系为一套典型的深海—半深海欠补偿远洋沉积<sup>[31]</sup>。

与下伏缺氧沉积相比,红色灰岩层内有机碳含量极低 (0.06%), S/C 比和碳酸钙组分偏高,同位素分析表明,碳同位素在红色灰岩层内整体偏负 (平均 -0.005‰),而内部又呈现从下往上递增趋势 (从 -1.40‰ 上升到 0.90‰) (图 2)。

整个藏南在坎潘期早期出现一次生物高峰期。床得剖面红层内,生物数量和种类明显繁盛,灰岩几乎全由浮游有孔虫壳体组成。有孔虫主要有 *Dicarinella asymetrica*, *D. concavata*, *Globotruncana ventricosa*, *G. elevata*, *G. lapparenti*, *Osangularia* sp., *G. linneiana*, *Marginotruncana schneegans*, *M. stuarti*, *M. stuartiformis*, *Heterohelix* sp. 等。其上下的地层化石稀少,仅见极少量的放射虫。在岗巴地区,旧堡组 (相当于坎潘—三冬期) 浮游有孔虫较多 (15 种见 14 种),而底栖有孔虫十分贫乏 (仅见 1 种)。宗山组下部 (相当于早坎潘期),生物极为丰富,见有菊石、双壳类、海胆及有孔虫等。有孔虫以浮游类型为主 (15 种见 11 种),并以新的截球虫类群为主,底栖类型较三冬期大大增加<sup>[32]</sup>。综合以上沉积学、地球化学和微体古生物学资料,表明藏南红色灰岩层并不属于一种浅水沉积物,也不是类似阿尔卑斯瘤状灰岩的一种欠补偿或缓慢沉积被氧化的沉积物。我们认为,这一套红色灰岩层可能是在一种高富氧条件下的特殊沉积,它与缺氧事件沉积形成鲜明的对比。

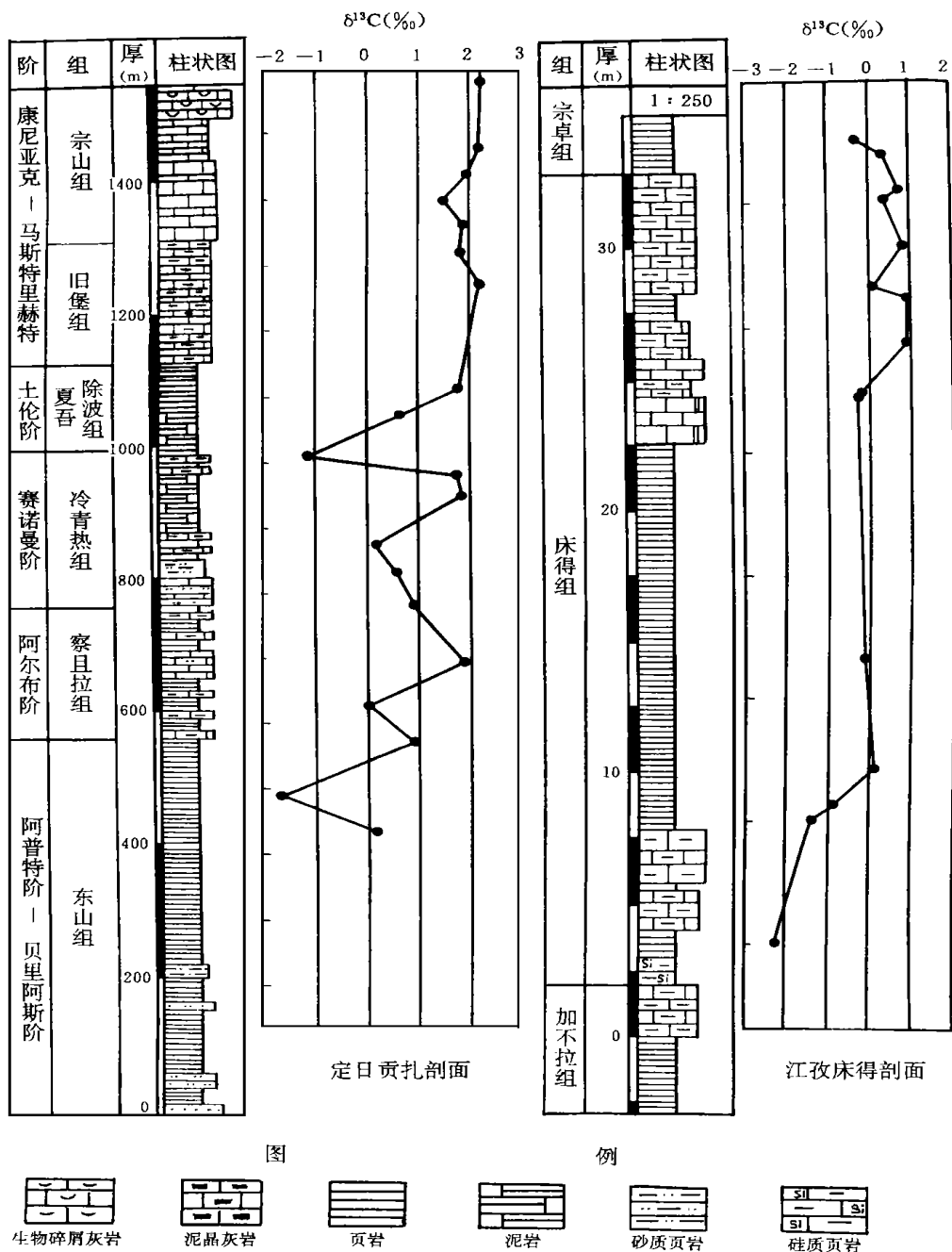


图 2 西藏南部晚白垩世碳同位素演化及床得组红层碳同位素异常

Fig. 2 Late Cretaceous C isotopic evolutions and Chuangde red-bed C isotope anomaly in southern Tibet

红色灰岩层在整个西藏南部都有反映。羊卓雍错地区,紧覆于黑色页岩之上也发现了这套红色灰岩层,其特征和时代与江孜地区完全相似<sup>[33]</sup>。而且,在欧洲的阿尔卑斯和喀尔巴阡

地区的上白垩统地层中,也有同样富含截球虫的红色和绿色的沉积物<sup>[34]</sup>。在意大利 Belluno 地区,也存在着同时代的一套红色-紫红色岩相(Sarti,个人通信)。因此,可以推断,类似的红色灰岩层决不是局部的地区性沉积,它至少横跨东西特提斯海。

值得注意的是,由于洋流影响、成岩作用、物质差异等因素均可改变沉积物的颜色,因此,富氧条件并不一定表现为红色沉积。是什么因素导致这种富氧条件?富氧沉积在沉积学、地球化学、同位素学和古生物学上有何特征反映?用什么方法去证实这种富氧条件并阐述形成机制?这一系列问题均有待于我们进一步研究。富氧问题的最终解决将使人们对古海水化学、洋流运动、溶解氧分布、生物绝灭和复苏以及有机质演化等方面的认识产生质的飞跃,将对古海洋学、事件地层学、沉积学和古生物学作出巨大的贡献。

致谢:日本东北大学 Kunio Kaiho 教授寄赠了他的最新研究资料,在此深表谢意。

### 参 考 文 献

- Schlanger S O, Jenkyns H C. Cretaceous oceanic anoxic events: cause and consequence. *Geol. Mijnbouw*, 1976, 55: 179 ~ 184
- 宁波海洋学校编. 海洋学. 北京: 海洋出版社, 1986
- 顾宏堪. 黄海溶解氧垂直分布最大值. *海洋学报*, 1980, 2(2): 70~ 80
- 顾宏堪主编. 渤海东海海洋化学. 北京: 科学出版社, 1991
- 刁焕祥, 姜传贤, 陆小平. 南海溶解氧垂直分布最大值. *海洋学报*, 1984, 6(6): 770~ 780
- 刘克修, 赵保仁. 黄海溶解氧垂直分布最大值的数值研究. *海洋学报*, 1997, 19(4): 80~ 89
- 林洪瑛, 韩舞鹰. 南海溶解氧通量的初步研究. *海洋与湖泊*, 1998, 29(1): 61~ 66
- Rhoads D C, Morse J W. Evolutionary and ecological significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, 1971, 4: 413~ 428
- Berner R A, Raiswell R. C/S method for distinguishing fresh water from marine sedimentary rocks. *Geology*, 1984, 12: 365~ 368
- Calvert S E, Karlin R E. Relationships between sulfur, organic carbon and iron in the modern sediments of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55: 2483~ 2490
- Raiswell R, Berner R A. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *Amer. J. Sci.*, 1985, 285: 710~ 724
- Raiswell R, Buckley F, Berner R A, Anderson T F. Degree of pyritization of iron as a palaeoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *J. sediment. Petrol.*, 1988, 58: 812~ 819
- Kajiwara Y, Yamakita S, Ishida K et al. Development of a largely anoxic stratified ocean and its temporary massive mixing at the Permian/Triassic boundary supported by the sulfur isotope record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1994, 111: 367~ 379
- Kajiwara Y, Kaiho K. Oceanic anoxic at the Cretaceous/Tertiary boundary supported by the sulfur isotope record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1992, 99: 151~ 162
- Arthur M A, Sageman B B. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annu. Rev. Earthplanet. Sci.*, 1994, 22: 499~ 551
- Jones B J, Manning A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstone. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1994, 111: 111~ 129
- 吴明清, 欧阳自远, 宋云华, 蓝秀, 杨学长, 毛雪瑛, 柴之芳. 塔里木盆地西缘古海洋氧化还原条件的变化——介壳化石的稀土元素铈证据. *中国科学(B辑)*, 1992, 2: 206~ 215
- BAI S L, BAI Z Q, MA X P et al. Devonian events and biostratigraphy of South China. Beijing: Peking Univ. Press Beijing, 1994
- Sen Gupta B K, Lee R F, Mallory S M. Upwelling and an unusual assemblage of benthic foraminifera on the northern

- Florida continental slope. *J. Paleontol.*, 1981, 55: 853- 857
- 20 Lutze G Z, Hansen H J. Recent benthic foraminifera from the continental margin of north west Africa: Community structure and distribution. *Mar. Micropaleontol.*, 1984, 8: 361- 401
- 21 Sjoerdsma P G, van der Zwaan G J. Simulating the effect of changing organic flux and oxygen content on the distribution of benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 1992, 19: 163- 180
- 22 Bernhard J M. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. *J. Foraminifer. Res.*, 1986, 16: 207- 205
- 23 Ingle J C, Keller G. Benthic foraminiferal biofacies of the eastern Pacific margin between 40S and 32N. In: *Quaternary depositional environments of the Pacific Coast. Pacific Coast Paleogeography Symposium 4. SEPM. Pacific Section. Los Angeles: 1980, 341- 355*
- 24 Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 1994a, 22: 719- 722
- 25 Walliser O H. Global events and events stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin Heidelberg: Springer-verlag, 1996, 242 ~ 252
- 26 Kaiho K, Hasegawa T. End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the north-western Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1994, 111: 29- 43
- 27 Kaiho K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m. y. . *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1994b, 111: 45- 71
- 28 Kaiho K. A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Mar. Micropaleontol.*, 1992, 18: 229- 259
- 29 Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1991, 83: 65- 85
- 30 王成善,李祥辉,万晓樵,陶然.西藏南部江孜地区白垩纪的厘定.地质学报,1999,2
- 31 余光明,王成善等.西藏特提斯沉积地质.地质专报(三,矿物,岩石,地球化学),第12号.北京:地质出版社,1990
- 32 万晓樵.从有孔虫分析西藏南部白垩纪海平面升降.现代地质,1992,6(4): 392- 398
- 33 吴浩若.西藏南部江孜地区晚白垩世晚期及早第三纪地层.地层学杂志,1987,11(2): 147- 149
- 34 任 纽.地层地质学.南京大学地质系译.北京:中国工业出版社,1965



# DISSOLVED OXYGEN IN PALAEO-OCEAN ANOXIC EVENTS AND HIGH-OXIC PROBLEMS

W ANG Chengshan HU Xiumian LI Xianghai

(*Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China*)

## Abstract

To reestablish paleo-dissolved oxygen will benefit greatly to understand paleo-ocean current, paleo-climate, bio-events and organic evolution. This paper discusses dissolved oxygen distribution, its influence factors and study ways of paleo-ocean oxygen, such as bioturbation, sulfur isotope, trace element and paleo-ecology. A series of special 20~ 120m thick marine red beds have been discovered in southern Tibet. The Upper Cretaceous red beds, which formed in deep-water basins, are sedimentary products of a sort of high-oxic conditions. This conclusion is supported by low organic carbon, relatively high S/C ratio, and low carbon isotope values. Furthermore, we make an inference that the high-oxic conditions of deep-intermediate water are prevailing in Upper Cretaceous (Santonian to Campanian).

**Key words** paleo-oceanography; dissolved oxygen; high-oxic environment; anoxic events; southern Tibet

## Peter A. Rona教授访问海洋地质研究所

1999年6月22~23日美国Rutgers大学海洋地质和地球物理学教授Peter A. Rona参观、访问了海洋地质研究所,并在本所学术厅作了题为:“现代海底热水成矿作用:新发现与新思维”的学术报告。

Peter教授是现代海底热水成矿领域的奠基人之一,曾任美国大洋协会NOAA/AOML的首席地质-地球物理学家。公开发表论文200余篇,合编著作4部,曾获Francis P. Shepard奖、美国贸易部“卓越的科学贡献”金奖、美国国家大洋矿物协会授予的杰出贡献勋章。

学术报告以放映幻灯片的形式进行。首先,介绍了海水-热液系统模式,即:海水渗入洋壳的裂隙,在深部岩浆房热流加热的影响下,海水中各种元素发生氧化和还原反应,并沿大洋扩张轴部上涌,在其海底周围形成硫化物矿床。其次,重点叙述了红海、加利福尼亚湾、大西洋中脊的海底热液活动情况及其形成硫化物矿床之特点。再者,还介绍了海底黑烟囱和海底热泉周围的稀有生物。最后,指出海底热液活动可能是大洋中层海流变化和全球气候变化等的重要机制。

本刊记者 张光威