白云运动:南海北部渐新统—中新统重大地质事件及其意义

庞雄[1)],陈长民[1)],邵磊[2)],王成善[3)],朱明[1)],何敏[1)],申俊[1)],连世勇[1)],吴湘杰[1)]

1) 中海石油(中国)有限公司深圳分公司,广州,510240;

2) 同济大学海洋地质国家重点实验室,上海,200092;中国地质大学,北京,100083

内容提要:南海北部及珠江口盆地渐新统—中新统界面(约23.8 Ma)代表一个重大地质事件:在南海乃至东亚地区出现了一次大规模的构造运动,本文定名为"白云运动"。研究证实,白云凹陷23.8 Ma以前为浅海陆架沉积,但随着南海扩张脊向南跃迁使得23.8 Ma以来白云凹陷深部地幔上隆产生强烈的热沉降,陆架坡折带由23.8 Ma以前位于白云凹陷南侧突变式地跳跃到凹陷的北侧;白云凹陷也由渐新世晚期的浅海陆架环境转为陆坡深水环境。沉积物地球化学的研究揭示,该构造事件也是本区沉积物源突变的主控因素,造成珠江三角洲和珠江深水扇系统在23.8 Ma界面发生明显突变。32~23.8 Ma的珠江流域范围可能以华南花岗岩地区为主,之后受喜马拉雅隆升的影响,珠江流域范围向西扩展,沉积物中明显存在着来自喜马拉雅东翼的物质。23.8 Ma渐新统—中新统重大构造事件从根本上影响和改变了珠江流域的格局、南海北部沉积物的组成、沉积作用、海平面变化和油气成藏特点。

关键词:渐新统—中新统;地质事件;白云运动;南海;白云凹陷;珠江

1 渐新统—中新统分界面的确认

关于渐新统—中新统分界面的时代,国际地质科学联合会1993年确认为23.8 Ma±1 Ma,2004年修改为23.03 Ma±0 Ma(Gradstein et al.,2005)。由于本文所涉及的定年资料精度所限,可以认为这两个年代值是一样的,为了尊重原始定年资料,文内仍然以23.8Ma作为渐新统—中新统界面的年代。

在20世纪,由于珠江口盆地缺乏21 Ma以前连续的海相微体古生物定年资料,长期以来对渐新统—中新统界线的确定和珠海组的时代归属一直存在争议,进而影响到对南海北部地质发展历史的正确认识,是地学界急需解决的一个难题(雷作淇,1990,1999;秦国权,1992,1996,1998;徐钰林,1996;万晓樵等,1996;黄虑生,1998)。

1999年,在南海北缘下陆坡、珠江口盆地南缘水深3294m的深海进行的南海大洋钻探ODP184航次1148孔,钻取了长达859m、时间跨度达32.8Ma的连续深海沉积物柱状样,获得了渐新世以来反映南海构造、沉积演化和气候变迁等的宝贵记录,使这一地区获得了32.8Ma以来系统准确的沉积地层年代格架(汪品先等,2003),从而为南海北部最终解决地层划界问题奠定了基础。ODP1148孔深度461.1m处23.8Ma重要界面由钙质超微化石 *Dictyococcites bisectus*(末现面)和浮游有孔虫 *Paragloborotalia kugleri*(初现面)确定(汪品先等,2003; Li et al., 2004),相当于国际上浮游有孔虫N4带与P22带的分界,钙质超微化石NN1带与NP25带的分界。

在位于白云凹陷北侧的PY33和BY7-1探井中也获得了这个界面明确的生物年代证据,其中,PY33井在3495m(吴国瑄❶)和3515m(徐钰林,1996)发现了 *R. bisecta*(末现面);根据沟鞭藻化石渐新统与中新统界面被确定在井深3480m(吴国瑄❶)。BY7-1井2829m见 *R. bisecta*(末现面)(徐钰林,1996);黄虑生(1998)把2802m定为NN1/NP25的分界;万晓樵等(1996)把2835m定为N4/P22的分界;秦国权(1992)把2871m定为N4的底界(虚线)。由于分析样品为岩屑样,影响了分析精度,但总体分析结果十分一致。横切白云凹陷南北的高精度地震剖面揭示,该时间界面存在一个明显

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号40238060、40276019)的成果。

收稿日期:2006-04-10;改回日期:2006-10-16;责任编辑:章雨旭。

作者简介:庞雄,男,1962年生。首席地质师。主要从事珠江口盆地油气勘探研究。通讯地址:510240,广州市江南大道中168号海洋石油;电话020-84262085;Email:pangxiong@cnooc.com.cn。

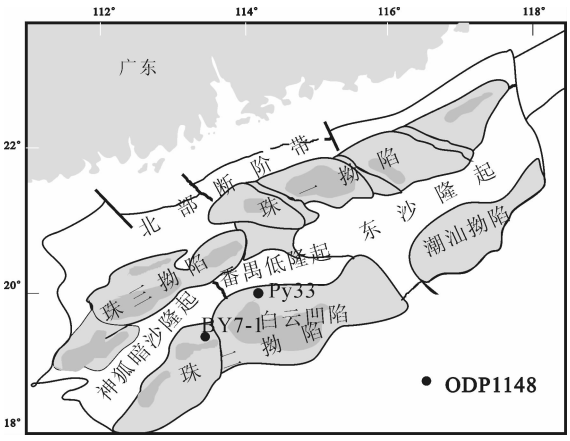

图 1 南海北部区域地质及钻井位置图

Fig. 1 Regional geology of the northern South China Sea and location of drills

的地震连续反射界面，ODP1148 孔在 458～472m（时代 25.5～23.8Ma）的滑塌层段表现为可横向连续追踪的双相位地震反射，向北追踪可与 PY33 和 BY7-1 井 23.8Ma 的界面闭合（图 1、图 2），在 PY33 井和 BY7-1 井的深度分别为 3495m 和 2829m。珠江口盆地古近系—新近系、渐新统—中新统的界面由 ODP1148 孔，PY33 和 BY7-1 探井的古生物资料及地球物理资料综合得出，界面之下的珠海组为南海运动 T7 界面之后沉积的一套海陆交互相碎屑岩为主的地层，孢粉反映为比较干凉的气候条件❶，与全球深海氧同位素曲线反映的渐新世偏凉气候的时代（33.8～25.5Ma）相一致，因此，珠海组地层时代应属晚渐新世。

2 渐新统—中新统界面作为重要地质事件界面的证据

2.1 渐新世末（23.8Ma）界面是沉积突变面

ODP1148 孔 23.8Ma 界面无论是沉积速率，还是各种岩石地球化学分析、孢粉含量曲线、有机质含量等等都表现出明显的突变（邵磊等，2004）。特别是沉积速率的变化（图 3），23.8Ma 以前有较高的沉积速率，属距离物源较近的上陆坡环境；23.8Ma 之后，沉积速率急剧降低，代表了离物源较远的下陆坡环境。沉积物中微量元素 Zr/Hf、Th/Sc、La/ Sc、La/ Sm、Nb/Ta 等元素比以及 SiO_2 的分析结果在该界线处有最明显的突变（邵磊等，2004）。这些沉积特征表明南海北部在 23.8Ma 经历了大的沉积环境及物源成分的改变。

2.2 渐新统—中新统界面为构造不整合面

ODP1148 孔在 458～472m（时代 25.5～23.8Ma）的岩心表现为滑塌变形沉积带，岩心具明显变形沉积结构，包含较多的砂级沉积物（Li et al.，2004；邵磊等，2004；李前裕等，2005），它由重力搬运再沉积的生物碳酸钙粘土沉积物组成；层内包卷层理，揉皱变形等滑塌构造十分发育；浅色的碳酸钙灰泥还显示出明显的再改造特征。声波曲线和电阻率曲线等在界面上均表现为强烈的变化（李前裕等，2005）。23.8Ma 界面在地震剖面呈双相位不规则弯曲状—双透镜状的强振幅反射，明显区别于上覆和下伏地层的弱振幅层状反射；这种双相位强振幅反射分布广，横向延伸很远，可达珠江口盆地白云凹陷南部，分布面积达近万平方千米。

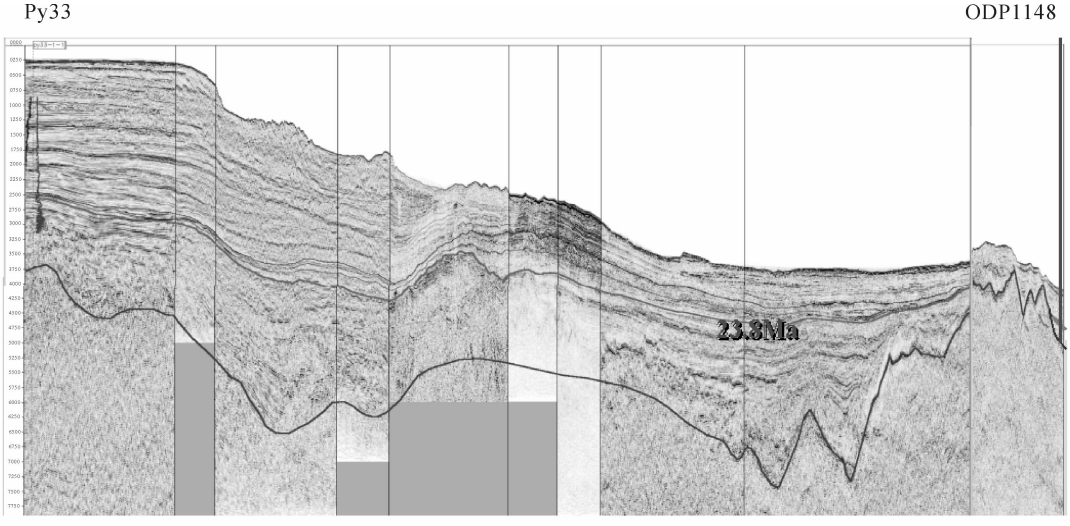

图 2 ODP1148 与 PY33 连井地震剖面图

Fig. 2 Seismic profile across ODP1148 & PY33

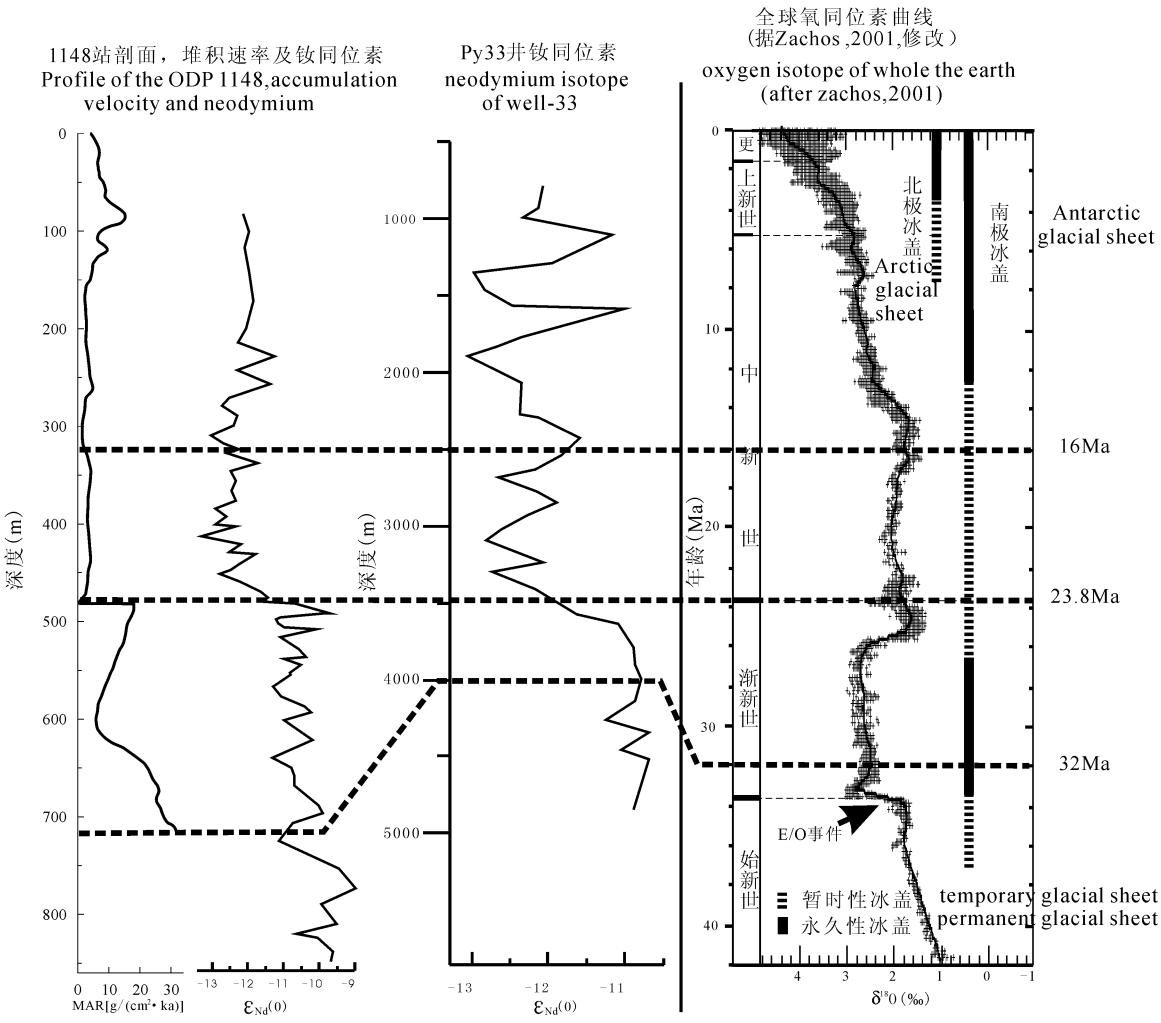

图 3　ODP1148 钻沉积速率、钕同位素曲线、PY33 井钕同位素曲线以及全球氧同位素曲线图

Fig. 3　Sedimentary rate of ODP1148, Nd isotope ratio of ODP 1148 & PY33 well, as well as oxygen isotope in the last 42 Ma (after Zachos, 2001)

渐新世末南海出现的构造运动,不但造成沉积物成分、元素的含量和比值在此发生突变,以及滑塌层出现;同时,在 ODP1148 孔 25.5～23.8Ma 的 14m(458～472m)地层间存在长达 1.5Ma 的沉积间断(邵磊等,2004;李前裕等,2005)。与此同时,23.8Ma 界面还表现出成岩作用程度的不同,滑塌层段以下有孔虫壳已经充填、重结晶,其氧同位素值强烈偏负,硅质化石向以方石英为主的蛋白石转化,鱼牙化石经过热变作用呈褐红色等,均表现出与上覆地层完全不同的特征(房殿勇等,2002;邵磊等,2004)。

2.3　南海北部陆架坡折带在渐新世末表现出突变式向陆退缩

白云凹陷新近系深水陆坡地层的层序地层格架显示(Pang Xiong et al., 2004; 庞雄等,2005;彭大钧等,2004;2005), 23.8Ma 以来南海北部陆架坡折维持在白云凹陷的北侧,与今天的陆架坡折带位置基本一致,白云凹陷属陆坡深水环境。但在珠海组(32～23.8Ma)时期则不相同,沉积层表现为大套的自北向南前积反射地震相,具有典型三角洲斜交—S 型前积组合反射结构,是一套增长速度快、沉积厚、砂泥互层频繁、分布面积巨大的浅海陆架三角洲沉积组合。结合凹陷北侧探井证实的珠江三角洲分布特点,可以认为,当时的浅海陆架三角洲向南延伸推进到白云主凹的南侧,陆架坡折带位于白云主凹的南侧,以大型 S 形前积反射(前积体的顶超面与下超面的水平落差达到 400～600m)的形式出现。因此,渐新统—中新统 23.8Ma 界面是南海北部陆架

坡折从白云主凹南侧向北侧跳跃的分界面。由于陆架坡折带的迁移，造成 ODP1148 孔 23.8Ma 前后沉积速率等的突变和滑塌变形沉积带出现。23.8Ma 以前，陆架坡折带位于白云凹陷的南侧，ODP1148 孔以近源沉积为主，表现出较高的沉积速率，而 23.8Ma 以后陆架坡折向北退缩，陆源碎屑主要沉积于白云凹陷，远离物源的 ODP1148 孔沉积速率大为降低，并且，突变事件使得当时的陆坡环境出现大量滑塌为主的重力流沉积。

2.4 珠江口盆地相对海平面变化曲线在渐新统—中新统表现出台阶式跳跃

利用数十口探井海相微体古生物资料建立的珠江口盆地相对海平面变化曲线同样揭示了这种跳跃式变化的存在(秦国权，2002；彭大钧等，2004；2005；庞雄等，2005)。21Ma 以来的三级周期海平面下降最大可下降到白云凹陷北侧的陆架坡折带；而 23.8Ma 以前的海平面下降程度则达到最南部的探井 BY7-1 以南，表明当时相对海平面已经下降到了白云凹陷的南侧。层序地层研究也证实 21～10.5Ma 期间南海北部发育的六个三级层序都在陆架坡折带以南的白云凹陷深水陆坡环境发育了深水扇沉积，明显不同于该地区 23.8Ma 以前的浅海陆架沉积。

其次，钙质超微化石地层分析表明❷，白云凹陷北坡以北的广阔地区大约在 22Ma 以后才有海相化石记录，反映这些地区之前以陆相—滨岸沉积为主，浅水陆架环境则存在于白云凹陷。介形虫和底栖有孔虫化石群显示 ODP1148 孔渐新世为水深 1000m 左右的中、上陆坡环境，而到中新世则变为水深大于 1500m 的下陆坡环境，海水深度明显加大，并出现与现代相近的底栖生物组合(邵磊等，2004)。

2.5 白云凹陷裂陷后热沉降始于 23.8Ma

白云凹陷 23.8Ma 以前为浅水陆架沉积，如果把 23.8Ma 界面视为准平面，可清楚地发现在珠江口盆地进入拗陷期以来的新近系，白云凹陷产生了强烈的沉降和沉积作用，23.8Ma 以来的沉积充填达 6800m 厚(沉积厚度已进行去压实和均衡恢复，下同)，现今水深达 1500m，而凹陷北侧陆架区同期沉积仅 3800m，因此，23.8Ma 以来白云凹陷相对沉降最少达到 4300m。

导致 23.8Ma 陆架坡折跳跃向陆退缩和使沉积环境产生突变的事件，最可能的原因是来自深部的沉降作用。深部结构研究表明，白云凹陷位于减薄的过渡地壳上，受幔隆上升影响而沉降(龚再升等，1997；黄春菊，2005；吴湘杰等，2005)，成为盆地沉降和沉积中心。23.8Ma 以来珠江口盆地由于受到深部幔源作用产生强烈沉降(邵磊等，2004；孙珍等，2005)，使盆地由早期的裂陷期转为大面积沉积的坳陷期，白云凹陷成为陆坡深水沉积环境，从根本上改变了沉积古地理格局。

2.6 渐新统—中新统界面的岩石地球化学突变，反映珠江流域产生了重大变化

陆源碎屑沉积物的地球化学分析不仅可以重塑沉积盆地的构造演化，也可以提供源区母岩的相关信息。根据 ODP1148 孔和 PY33 井等的岩石地球化学分析，来自古珠江的沉积物在 23.8Ma 期间有着明显的变化，它代表了古珠江流域曾经有过一次重大变化，各种微量元素和常量元素都在 23.8Ma 界面出现突变，以 23.8Ma 为分界的聚类分析也表现出渐新世的沉积物地球化学组成与中新世的明显不同(邵磊等，2005)。特别是钕同位素值的突变，从晚渐新世的－9～－11 陡然降至中新世的－12～－13(图 2)，说明当时南海的沉积源区及环境发生了较大的改变(邵磊等，2004)。

珠江流域的沉积演化分析比较合理地解释了导致珠江三角洲和珠江深水扇系统沉积物地球化学特征随时间发生演变的现象。ODP1148 孔和 PY33 井晚渐新世沉积物的钕同位素值为－9～－11，与东南沿海海西—燕山期花岗岩的钕同位素值相当(Clift et al.，2002)；说明 32～23.8Ma 的珠江流域可能以东南沿海的海西—燕山期花岗岩分布区为主体，这也是珠江三角洲富砂的主要原因。随着印澳板块与欧亚板块碰撞导致的青藏高原隆升加剧，中国西高东低的古地理格局逐步形成，珠江流域向西扩展，使珠江有更广泛的物质来源。23.8Ma 的构造事件可能加剧了西部的隆升并导致古珠江突然向西部拓展，其中，渐新世末的滇西高原隆升作用(王国芝等，2000)就可能直接影响古珠江向西的拓展贯通，并使珠江沉积物钕同位素值从－9～－11 陡然降至－12～－13，与青藏东麓地体的钕同位素值一致。

考虑到今天的长江下游及长江三角洲仅仅数百万年的历史(Li et al.，2001；范代读等，2004)，以及新近系以来珠江向珠江口盆地倾泄了巨量碎屑物质(18.5Ma 以来珠江口盆地大约沉积了 590000km^3 的沉积物，相当于现今珠江 45 万 km^2 的流域面积被均匀削蚀了 1300m 厚的碎屑物质)，可以设想，珠江流域范围可能比今天要大得多，也许现今属长江

流域的横断山脉以西的部分流域或曾归属于古珠江流域范围。从构造—沉积体系的关联上可以明显反映出青藏高原的隆升—南海的沉积演变—区域构造事件之间的因果联系。同时,25.5～23.8Ma 滑塌带的时期在全球深海氧同位素曲线出现骤变,是全球气候由渐新世的干凉转为中新世湿热的突变面(图 3)。因此,进一步研究珠江口盆地的沉积演变与周边重大事件以及全球气候的相关关系,意义十分重大。

2.7　渐新统—中新统的地质事件与南海扩张脊向南跃迁应属同一地球动力作用

据 Briais 等(1993)的南海单期海底扩张模式:磁异常 11～7(30～26Ma)期间,南海海底扩张活动主要发生在西北海盆及东部海盆;磁异常 7～6b(26～24 Ma)期间,扩张脊发生了一次向南跃迁的过程,并且扩张脊走向从近东西向转变为 NE—SW 向,扩张速率从 50mm/a 转变为 35mm/a,西南海盆开始扩张;磁异常 6b～5c(24～15.5 Ma)期间,东部海盆与西南部海盆同时发生扩张,并最终在 15.5 Ma(异常 5c)时海底扩张活动停止。

26～24Ma 期间南海扩张脊向南跃迁代表了深部地幔产生了异常涌动,幔源作用的事件不仅反映在南海扩张脊的跃迁,也使得南海北部出现了大范围滑塌沉积和沉积间断(ODP1148 孔 458～472m 时代 25.5～23.8Ma 的滑塌层,沉积间断 1.5Ma)(Li et al., 2004;邵磊等,2004;李前裕等,2005),以及白云凹陷 23.8Ma 以来的强烈沉降,同时也导致南海北部沉积物成分发生突变。

因此,南海北部沉积作用所反映的 23.8Ma 重要地质事件涉及到南海扩张、珠江流域的变迁乃至青藏高原隆升等一系列相关联的重大地质构造事件,从根本上影响和改变了珠江流域的格局、南海扩张作用、南海北部沉积物的组成、沉积作用、海平面变化和油气成藏特点等等,是南海乃至东亚地区一次意义广泛的重大构造运动。由于白云凹陷集中反映了该构造运动的物源信息、深部沉降作用的结构变化信息和沉积环境突变信息,为此,本文把该地质事件定名为"白云运动"。

3　讨论及结论

多种资料信息都反映了渐新世末(23.8Ma)发生过一次重要的构造事件。ODP1148 孔的资料提供了反映 23.8Ma 时沉积速率和地球化学变化的信息;南海北部地震资料反映 23.8Ma 界面沉积作用发生明显的变化;微体古生物资料建立的珠江口盆地相对海平面变化曲线也在 23.8Ma 时出现跳跃;23.8Ma 之前白云凹陷为陆架沉积环境,之后发生强烈热沉降成为陆坡深水环境。

根据沉积物资料特别是钕同位素所反映的物源信息,古珠江在 23.8Ma 时发生了重要的物源突变,最可能的变化是 23.8Ma 以前珠江流域仅限于以海西—燕山期花岗岩为主的东南沿海范围,而 23.8Ma 出现的重大构造事件之后导致珠江流域突然向西扩展,沉积物源区延伸到云贵高原及青藏高原东麓一带。考虑到长江下游及三角洲仅有很短的发育历史以及珠江口盆地巨厚的沉积物堆积,可以认为,历史上古珠江流域很可能较今天的范围要大得多,横断山脉以西的部分流域或许曾成为古珠江的一部分,需要进一步深入研究。同时,在磁异常 7～6b (26～24Ma)期间,南海扩张轴出现由东西向转为西南向的跳跃偏转现象,导致白云凹陷在沉积环境、沉积作用、海平面变化等发生一系列改变,尚需从地球动力学角度,结合周边重大地质构造事件深入研究。渐新统—中新统界线处发生的重要地质构造事件对珠江口盆地的沉积作用及油气成藏的影响十分明显。而青藏高原隆升、南海扩张、构造运动等一直是地学中广受关注的问题,通过深入研究珠江深水扇的沉积作用及物质组成等,揭示其所包含的构造环境演变信息,对于深入探讨这些重大地质构造事件至关重要。

注　释

❶ 吴国瑄. 2004. 番禺地区珠江组与珠海组界线及沉积环境. 中海石油(中国)有限公司深圳分公司内部研究报告.

❷ 黄滤生,钟碧珍. 1989. 珠江口盆地东部地区渐新统—更新统钙质超微化石分带及其地质意义. 珠江口盆地(东部)石油地质科研报告集,第三集,南海东部石油公司勘探开发研究所,145～181.

参　考　文　献　/　References

房殿勇,王汝建,邵磊,祁景玉,汪品先,池树根. 2002. 南海 ODP1148 站深海相渐新统硅质成岩作用. 海洋地质与第四纪地质,22(2):75～79.

范代读,李从先, Yokoyama K,周保春,李保华,王强,杨守业,邓兵,吴国瑄. 2004. 长江三角洲晚新生代地层独居石年龄谱与长江贯通时间研究. 中国科学, 34(11):1015～1022.

龚再升,李思田, 等. 1997. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集. 北京:科学出版社.

黄春菊,周蒂,陈长民,孙珍,郝沪军. 2005. 深反射地震剖面所揭示的白云凹陷的深部地壳结构. 科学通报. 50(10):1024 ～1031.

黄虑生. 1998. 关于《微体古生物在珠江口盆地新生代晚期层序地层学研究中的应用》一文的质疑. 海洋地质与第四纪地质, 18(4):119～121.

雷作淇. 1990. 珠江口盆地上、下第三系划分. 中国海上油气,4(4):5～10.

雷作淇. 1999. 关于珠江口盆地 BY7-1-1 井上、下第三系界线的讨论. 地层学杂志, 23(2):146～151.

李前裕,郑洪波,钟广法,汪品先. 2005. 南海晚渐新世滑塌沉积指示的地质构造事件. 地球科学,30(1):19～24.

庞雄,陈长民,施和生,舒誉,邵磊,何敏,申俊. 2005. 相对海平面变化与南海珠江深水扇系统的响应. 地学前缘,12(3):167～177.

彭大钧,陈长民,庞雄, 朱明, 杨飞. 2004. 南海珠江口盆地深水扇系统的发现. 石油学报,25(5):17～23.

彭大钧,庞雄,陈长民,舒誉,叶斌,甘其刚,吴昌荣,黄先律. 2005. 从浅水陆架走向深水陆坡—南海深水扇系统的研究. 沉积学报, 23(1):1～11.

秦国权. 2002. 珠江口盆地新生代晚期层序地层划分和海平面变化. 中国海上油气(地质),16(1):1～10.

秦国权. 1998. 答"关于《微体古生物在珠江口盆地新生代晚期层序地层学研究中的应用》一文的质疑". 海洋地质与第四纪地质,18(2):107～111.

秦国权. 1996. 微体古生物在珠江口盆地新生代晚期层序地层学研究中的运用. 海洋地质与第四纪地质,16(4):1～18.

秦国权. 1992. 珠江口盆地 BY7-1-1 井晚渐新世浮游有孔虫的发现及其地质意义. 海洋地质与第四纪地质,12(2):21～32.

邵磊,李献华,汪品先,翦知湣,韦刚健,庞雄,刘颖. 2004. 南海渐新世以来构造演化的沉积记录——ODP1148 站深海沉积物中的证据. 地球科学进展,19(4): 539～544.

邵磊,雷永昌,庞雄,施和生. 2005. 珠江口盆地构造演化及对沉积环境的控制作用. 同济大学学报(自然科学版), 33(9):1177～1181.

孙珍,庞雄,钟志洪,周蒂,陈长民,郝沪军,何敏. 2005. 珠江口盆地白云凹陷新生代构造演化动力学. 地学前缘,12(4): 489～498.

万晓樵, 郝诒纯, 董军社. 1996. 珠江口盆地第三纪浮游有孔虫分带. 郝诒纯等著, 南海珠江口盆地第三纪古生物及古海洋研究. 北京: 中国地质大学出版社,11～18.

汪品先,赵泉鸿,翦知湣,等. 2003. 南海三千万年的深海记录. 科学通报, 48(21): 2206～2215.

王国芝,王成善,曾允孚,赵锡奎. 2000. 滇西高原的隆升与莺歌海盆地的沉积响应. 沉积学报, 18(2):234～240.

吴湘杰,周蒂,庞雄,郝沪军,申俊. 2005. 白云凹陷地球物理场及深部结构特征. 热带海洋学报, 24(2):62～69.

徐钰林. 1996. 珠江口盆地第三纪钙质超微化石分带及古海洋环境. 见: 郝诒纯等. 著. 南海珠江口盆地第三纪古生物及古海洋研究. 北京: 中国地质大学出版社, 74～87.

Briais A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea, implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. J . Geophys, Res,98: 6299～6328.

Clift P, Lee J I, Clark M K, Blusztajn J. 2002. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening; a record from the South China Sea. Marine Geology, 184: 207～226.

Gradstein F, Ogg J, Smith A. 2005. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press.

Li J J, Xie S Y, Kuang M S. 2001. Geomorphic evolution of the Yangtze Gorges and the time of their formation. Geomorphology, 41, 125～135

Li Q, Jian Z, Su X. 2005. Late Oligocene rapid transformations in the South China Sea. Marine Micropaleontology,54:5～25.

Li Q, Jian Z, Li B. 2004. Oligocene—Miocene planktonic foraminifer biostratigraphy, Site 1148, northern South China Sea. In: Prell W L, et al. eds. Proc. ODP, Sci. Results, 184. 1～26.

Pang Xiong, Yang Shaokun, Zhu Ming, Li Jinsong. 2004. The deep-water fan systems and petroleum resource in the northern slope of South China Sea. Acta Geologica Sinica (English edition), 78(3): 626～631.

Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292: 686～693.

Baiyun Movement, a Great Tectonic Event on the Oligocene—Miocene Boundary in the Northern South China Sea and Its Implications

PANG Xiong[1), CHEN Changmin[1), SHAO Lei[2), WANG Chengshan[3), ZHU Ming[1),
HE Min[1), SHEN Jun[1), LIAN Shiyong[1), WU Xiangjie[1)

1) *CNOOC Ltd._Shenzhen, Guangzhou*, 510240

2) *State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University. Shanghai*,200092

3) *China University of Geosciences, Beijing*, 100083

Abstract

A great tectonic event occurred across the Oligocene—Miocene boundary at 23.8 Ma in the northern South China Sea and Pearl River Mouth Basin, strongly affecting not only on the South China Sea, but also the entire East Asia region, which is named the Bayun movement in this paper. After this tectonic event, the Bayun movement, seafloor spreading of the South China Sea jumped to the south and the ridge began to propagate towards the southwest. The thermo-subsidence occurred in Baiyun Sag due to mantle uplift, and the sedimentary environments in the area also changed from a continental shelf with neritic deposition into a continental slope with deep-water deposition. Sediment geochemistry analyses indicate that this tectonic event played a key role in the rapid changing of provenance in the northern South China Sea, as well as in the formation of the general topographic characters in the Pearl River Delta and the Pearl River Deep-water

Fan System. The provenance of the Pearl River sediments was mainly granite from the southern China areas nearby the South China Sea between 32～23.8 Ma, while some sediments came from the eastern Xizang (Tibet) Plateau after the uplifting of the Plateau at 23.8Ma. The tectonic event on the Oligocene—Miocene boundary at 23.8Ma led to great changes in the drainage framework of the Pearl River, the source rock types of sediments, depositional environments in the Pearl River Mouth Basin, and the regional sea-level, as well as the formation and storage of oil and gas resource in these areas.

Key words: Oligocene—Miocene boundary; tectonic event; Baiyun movement; South China Sea; Baiyun Sag; Pearl River

煤中铂族元素含量测定

——与代世峰,李生盛等人商榷

高剑峰[1)],漆亮[1,2)]

1) 香港大学地球科学系,香港;2) 中国科学院地球化学研究所,矿床地球化学国家重点实验室,贵阳,550002

近来,代世峰,李生盛等研究者相继在《地质学报》、《中国矿业大学学报》、《地质论评》等国内外杂志上发表了一系列关于煤中铂族元素发现、分布及其地质意义的文章,其主要铂族元素含量范围为 Pd:0.02～5.18×10^{-6},Pt:<0.01～2.427×10^{-6}(代世峰等,2003,2006;李生盛等,2002;Dai et al., 2003, 2004, 2005)。这些文章使用了谢烈文等(2001)年研究通古斯大爆炸地区沉积物中超痕量铂族元素的分析方法,对煤中的铂族元素进行分析,该方法没有经过分离富集而直接对铂族元素进行测定。谢烈文等(2001)原文中分析样品为通古斯沉积物,由于该沉积物样品中大部分为植物沉积,并且样品溶解后溶液中对铂族元素测定有干扰的微量元素含量很低,因此产生的干扰较小,对含量相对较高的铂族元素测试产生的影响很小。但是煤炭中对铂族元素产生干扰的微量元素的含量普遍较高,足以对铂族元素含量的检测产生巨大影响。

虽然代世峰等研究者在测定过程中考虑到同量异位素的干扰,但是在没有分离富集铂族元素的情况下,基体中的 Cu,Zn,Sr,Y,Hf,Ni,Rb 等元素和 H,O,Ar 等生成的多原子离子干扰却没有被考虑到(表 1),而在煤中,这些元素的含量普遍比较高,其中 Cu 含量 7.29～369.9×10^{-6};Zn 含量 2.01～561.4×10^{-6};Sr 含量 22.12～895.7×10－6;Y 含量 6～97×10^{-6};Hf 含量 0.51～55.2×10^{-6}(代世峰等,2006),所产生的干扰不能被忽视。在低分辨 ICP－MS 测定中,这些干扰峰和所检测的峰无法分开,即使在高分辨等离子质谱使用 10000 分辨率的条件下,对 105Pd 产生严重干扰的 Y、Sr 多原子离子干扰依然无法避免。

表 1　铂族元素测定中多原子离子干扰表

干扰离子	影响离子	干扰离子	影响离子
$^{65}Cu^{40}Ar^{+}$	$^{105}Pd^{+}$	$^{177}Hf^{16}O^{+}$	$^{193}Ir^{+}$
$^{64}Zn^{40}Ar1H^{+}$	$^{105}Pd^{+}$	$^{61}Ni\ 40Ar^{+}$	$^{101}Ru^{+}$
$^{88}Sr^{16}O^{1}H^{+}$	$^{105}Pd^{+}$	$^{85}Rb\ 16O^{+}$	$^{101}Ru^{+}$
$^{89}Y\ 16O^{+}$	$^{105}Pd^{+}$	$^{63}Cu\ 40Ar^{+}$	$^{103}Rh^{+}$
$^{179}Hf^{16}O^{+}$	$^{195}Pt^{+}$		

为了确定干扰的大小,我们首先用干扰离子的标准溶液对产生干扰的铂族元素进行检测。实验所选择的同位素为代世峰等(2003,2006),Dai et al. (2003) 所选择的同位素。测定溶液的浓度为 100 ng/g 的单元素标准,所产生的干扰和元素本身的信号强度之比(干扰系数)见表 2。仪器测定时氧化物干扰水平 BaO^{+}/Ba^{+} = 0.268%,与大多数 ICP－MS 仪器基本相当。

由表 2 可以看出,Sr、Y、Cu、Zn 对 ^{105}Pd,Hf 对 ^{195}Pt 产生严重干扰。由煤中相应的干扰元素含量大小可以推断,所产生的干扰与代世峰等(2003,2006),李生盛等(2002) Dai et al.(2003, 2004, 2005)所报道的铂族元素含量基本相当。

表 2　铂族元素测定中干扰元素产率

干扰元素	测定同位素	干扰系数(%)
^{88}Sr	^{105}Pd	0.097
^{89}Y	^{105}Pd	0.396
^{65}Cu	^{105}Pd	0.151
^{64}Zn	^{105}Pd	0.283
^{179}Hf	^{195}Pt	1.824
^{177}Hf	^{193}Ir	1.562
^{63}Cu	^{103}Rh	0.041
^{61}Ni	^{101}Ru	0.050

为了进一步验证杂质微量元素产生的干扰对铂族元素测定影响的大小,我们利用该方法按常规微量元素溶解方法(Qi, et al., 2000)对几种岩石标样不经过分离直接对 PGE 含量进行了测定(稀释倍数 2000,仪器,VG PQ ExCell),测定结果见表 3。这些岩石标样中 PGE 的含量暂时还没有比较公认的值,但根据岩性推测其铂族元素含量应均小于 1×10^{-9}(迟清华,鄢明才,2006)。由于存在干扰,直接测定检测出的铂族元素含量总量均大于 800×10^{-9},GSR-1 这样的花岗岩标样中仅 Pd 含量甚至达到了 1827×10^{-9}(表 2)。

同时,为了验证煤中杂质元素的干扰对铂族元素测定会产生很大影响,我们将贵州煤灰(Sr 含量 2165×10^{-6};Y 含量 134×10^{-6};Cu 含量 195×10^{-6};Zn 含量 614×10^{-6};Hf 含量 27.3×10^{-6};Ni 含量 66.9×10^{-6})的样品使用该直接测定的方法和比较公认的测定低含量　**(下转第 272 页)**