

松辽盆地白垩纪青山口阶的同位素地层标志 及其与海相 Cenomanian 阶的对比

万晓樵¹⁾, 李罡²⁾, 陈丕基²⁾, 于涛¹⁾, 叶得泉³⁾

1) 中国地质大学, 北京, 100083; 2) 中国科学院地质古生物研究所, 南京, 210008

3) 大庆油田勘探开发研究院, 黑龙江, 163712

内容提要: 本研究利用大庆油田在松辽盆地中部的岩心样品进行了青山口组有机碳稳定同位素的测试, 通过化学地层和生物地层研究提出了青山口阶的顶底标志。在青山口组底部同位素值最低, 为 -32.2% , 与介形虫 *Cypridea elliptica* 的消失界面吻合。同位素值随后迅速上升, 形成底界之上的第一个峰值, 为 -28.1% 。随后的4个峰值自下而上分别是 -28% 、 -27.8% 、 -27.3% 和 -26.6% , 相间的低峰值一般处于 -30% ~ -29% 左右。最为重要的是, 有机碳稳定同位素值在青山口组顶部出现一个明显的异常, 由 -29.5% 急剧升为 -23.1% , 随后又迅速降为 -30.12% , 形成一个明显的正向峰值。这一正向偏移的位置与介形类 *Cypridea panda* 和 *Triangulicypris fusiiformis* 的消失界面基本吻合, 并与全球 Cenomanian-Turonian 界线稳定同位素事件表现一致。据此, 将这一稳定同位素正向偏移确定为青山口阶顶界的化学标志。通过这一标志可以将青山口阶的顶界与海相 Cenomanian 阶顶界进行对比。研究结果表明, 化学地层标志是陆相与海相地层的对比的渠道。青山口阶的有机碳稳定同位素值具有全球一致的意义, 与我国西藏南部海相地层, 乃至全球重要地区 Cenomanian-Turonian 阶稳定同位素界线均具有可比性。

关键词: 白垩纪; 青山口阶; 同位素; 松辽盆地

中国拥有众多白垩纪陆相沉积湖盆, 尤其是东北地区发育了以松辽盆地为主的大型白垩纪沉积盆地。该盆地是亚洲古陆上最大的白垩纪湖盆之一, 是我国陆相白垩系发育最完整的地区。连续沉积的以富含有机碳黑色页岩为主的砂泥碎屑岩建造(高瑞祺, 1980; 刘招君等, 1992), 不仅使该区成为重要的含油气盆地, 而且成为建立我国陆相地层阶的理想地区。全国地层委员会(2000)依据松辽盆地白垩系中一上部地层的发育情况, 提出了建阶方案, 自下而上为: 泉头阶、青山口阶、姚家阶、嫩江阶、四方台阶、明水阶和富饶阶。然而, 要完善这一方案, 明确各阶的地层标记是建阶的进一步工作。

单一依靠陆相生物地层的研究方法来建阶, 并使其能达到与海相阶对比的要求, 是相当困难的。应当从不同的角度来确定阶的年代意义, 包括同位素年代测定(王璞君等, 1995)。地层中的特殊化学记录不仅是古环境变化的重要显示, 而且作为地层学研究的替代指标已应用较广。这些替代指标主要是粘

土沉积物中碳酸钙和有机碳的碳稳定同位素比率, 生物壳体的氧同位素比率, 有机碳的氮同位素比率, 碳酸盐相的硫同位素比率, 化石骨架的锶同位素比率, 富有机质沉积物的钼同位素比率, 以及总有机碳(TOC)、碳酸盐相中镁、锰和锶的含量。根据松辽盆地白垩系的发育特征, 本次工作选择对有机碳的碳稳定同位素进行初步研究。

响应全球或区域环境变化的稳定同位素指标可为成为研究区地层对比的标准, 因为大气 CO_2 含量变化对海洋与陆地、对有机碳和无机碳会造成相同影响(Tsikos 等, 2004), 由地质事件所形成的同位素指标无疑具有全球或大区域的一致性, 可成为区域地层对比的依据(Gale 等, 1993)。笔者等以此为依据, 尝试对青山口阶的建立提供化学地层学(Chemostratigraphy)的依据。

白垩纪中期是松辽盆地发育的全盛时期, 湖泊水域宽阔, 生物繁盛, 沉积了一套巨厚层的砂泥碎屑岩建造。其中, 在青山口阶和嫩江阶沉积时期分别发

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40472011, 40332020)和中国地质调查局地层建阶项目资助成果。

收稿日期: 2004-10-10; 改回日期: 2004-12-22; 责任编辑: 王思恩。

作者简介: 万晓樵, 1950年生, 男, 教授, 博士生导师。主要从事微体古生物学与古海洋学的教学和研究。通讯地址, 100083, 北京市海淀区学院路29号, 中国地质大学; 电话: 010-82321040, Email: wanxq@cugb.edu.cn。

生了盆地演化史上规模最大的湖侵事件,导致湖相生物的繁盛,形成了巨厚层的暗色泥岩、页岩和油页岩。在同一气候驱动下,当时的最大湖侵可能与白垩纪中期全球最高海平面时期相吻合,而大量有机碳堆积、生物演化特征以及黑色页岩中大量黄铁矿晶体的出现,又与 Cenomanian-Turonian 时期大洋缺氧事件的沉积具有相似的表现。因此,通过生物地层学、事件地层学和化学地层学的研究来综合建立青山口阶、识别该阶顶、底界线是可行的手段。

本研究注意选择松辽盆地湖水较深、不存在沉积间断的中部地区开展工作。该区地层含化石丰富、界线附近的地层的岩性纵向变化小、沉积连续、且无沉积间断。不足的是,盆地中部处于平原地区,白垩系多未出露。实际研究在大庆油田研究院叶得泉老师的协助下,对盆地中部的一口钻孔进行了泉头组上部—青山口组—姚家组下部的岩心样品采集。在该钻孔的取心层段,采样间距保持在 3~5 m 左右,在地层界线附近间距加密至 0.5~1 m 左右。有机碳稳定同位素测试工作在中国石油天然气总公司勘探开发研究院完成。另外,涉及环境特征的有机碳含量测试结果将另文发表。

1 青山口组的生物地层特征

青山口阶一名来自青山口组,该组最早由地质

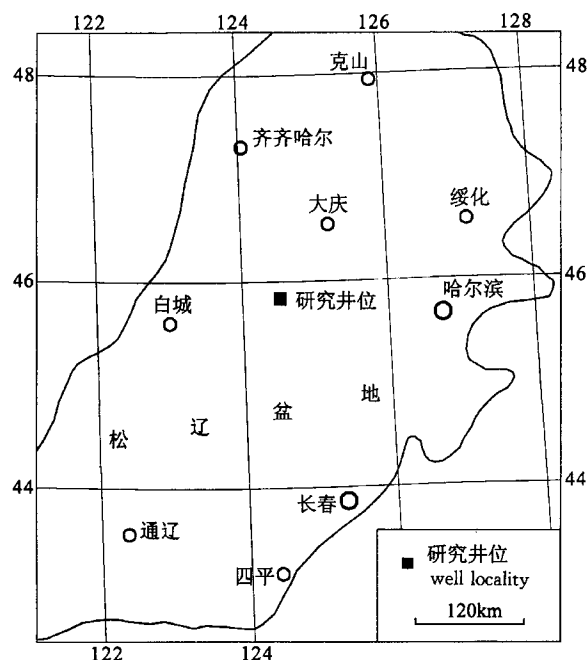


图1 松辽盆地及研究井位示意图

Fig. 1 Sketch map showing the well locality of studied well in Songliao Basin

部第二普查大队 1958 年在吉林省农安县青山口根据地地表露头创建的,在盆地中部与下伏泉头组和上覆姚家组为整合接触。该组厚度和岩性在盆地中部和周边地区不同,总体以黑色页岩夹泥质粉砂岩为主,含黄铁矿和菱铁矿。根据岩性组合特征,可将青山口组自下而上划分为三段:一段以深湖相、半深湖相的黑色泥岩和页岩为主;二、三段则以黑色泥岩与灰、绿色薄层粉砂岩呈不等厚互层为特点,东部可相变为红色泥岩、砂质泥岩,岩性、岩相变化较大。

青山口期是松辽盆地白垩纪的重要生物繁盛期,生物多样性特点鲜明,化石门类及属种繁多,计有介形类、叶肢介、双壳类、腹足类、鱼类、轮藻、藻类、植物等十余个门类。第一段产 *Triangulicypris torsuosus*-*T. torsuosus* var. *nota jiejing* 介形类组合;第二段含 *Cypridea dekhoinensis*-*Limnocypridea copiosa* 和 *Limnocypridea inflata*-*Sunliavia tumida*-*Triangulicypris symmetrica* 组合;第三段产 *Cypridea panda*-*Triangulicypris fusiformis* 组合(叶得泉等, 2002)。孢粉化石在第一段产 *Cicatricosisporites*-*Cyathidites*-*Pinuspollentites* 组合;在第二、三段以 *Balmeisporites*-*Cyathidites*-*Classopollis* 组合为特征(高瑞棋等, 1999)。

据生物地层分析,青山口阶的底界以介形虫 *Cypridea elliptica* 的消失和 *Triangulicypris torsuosus* 的出现为标志;顶部以介形类 *Cypridea panda* 和 *Triangulicypris fusiformis* 的消失为特征。它们可作为生物地层界线的识别标志(图 2)。

2 青山口组有机碳稳定同位素特征

在所采集的岩心样品中选择 59 件进行有机碳稳定同位素的测试(表 1)。测试结果显示,泉头组和青山口组之间出现明显的负向偏移。该地层有机碳稳定同位素测试的平均值为 -26‰,同位素值由生物界线之下 1.5m 处的 -28.7‰ 急剧降为生物界线处 -30.2‰,在界线之上回升,形成一个明显的负向峰值,并与生物界线吻合。

碳稳定同位素在青山口组出现了六个明显的峰值。青山口组底部同位素值最低,为 -30.2‰,随后迅速上升至 -28.1‰,形成底部的第一个峰值;在青山口组下一中部自下而上的四个峰值分别是 -28‰、-27.8‰、-27.3‰ 和 -26.6‰,最低值一般位于 -30‰~-29‰ 左右。最为重要的是,本次工作在有机碳稳定同位素测试中发现,有机碳稳定同位素值在青山口阶顶部介形类 *Cypridea panda* 和

Triangulocypris fusiiformis 的消失界面之上 4m 的位置出现一个明显的异常,由 -29.5% 急剧升为 -23.1% ,随后又迅速降为 -30.12% ,形成一个明显的正向峰值。

3 白垩纪 Cenomanian-Turonian 界线时期全球碳稳定同位素的地层表现

碳稳定同位素组成在不同水体的纵向和侧向会有不同程度的差异,但不同大陆间沉积物碳稳定同位素明显的正向或负向的偏移具有内在关联。因此,同位素测试曲线的明显峰值对高精度的地层对比具

有潜在的作用。生物壳体是稳定同位素测试的良好材料,但是,不同的生命效应有可能造成测试的结果相对混乱。目前,国际上常用全岩样品来进行白垩纪的稳定同位素测试,并对海相环境取得了大量成果。

地层中有机质富集受沉积环境变化的影响。白垩纪中期的特殊条件使世界主要海洋盆地出现了广泛的富有机碳沉积。这种暗色岩层除在许多海洋中有重要记录,在许多地表出露的海相地层中也有广泛分布。这种沉积被认为是该地质时期中全球海洋出现低氧到缺氧条件的结果 (Schlanger et al., 1976; Arthur et al., 1979; Jenkyns 1980; Scholle et al., 1980; Arthur et al., 1985; Jenkyns et al., 1994)。

总体来说,白垩纪中期 Cenomanian-Turonian 界线时期是缺氧条件最强盛时期,地层中黑色页岩的记录在全球许多地方都有出露。据万晓樵等 (2003a) 调查,涉及白垩纪黑色页岩和缺氧事件研究的国家和地区主要有:欧洲的英国东南部、意大利中部、法国北部、德国北部、欧洲西部大陆架、北海中部、丹麦中部、西班牙;北美洲的美国和加拿大西部内陆盆地、墨西哥;中部和南部美洲的哥伦比亚、洪都拉斯;非洲的利比亚、突尼斯、摩洛哥、尼日利亚、莫桑比克、扎伊尔等地,太平洋和印度洋海域,以及中国的西藏南部 (Wan Xiaqiao 等, 2003b)。从世界各地的黑色页岩研究可以看出, Cenomanian-Turonian 期海洋缺氧条件在全球许多地区具有相同的特点。据现

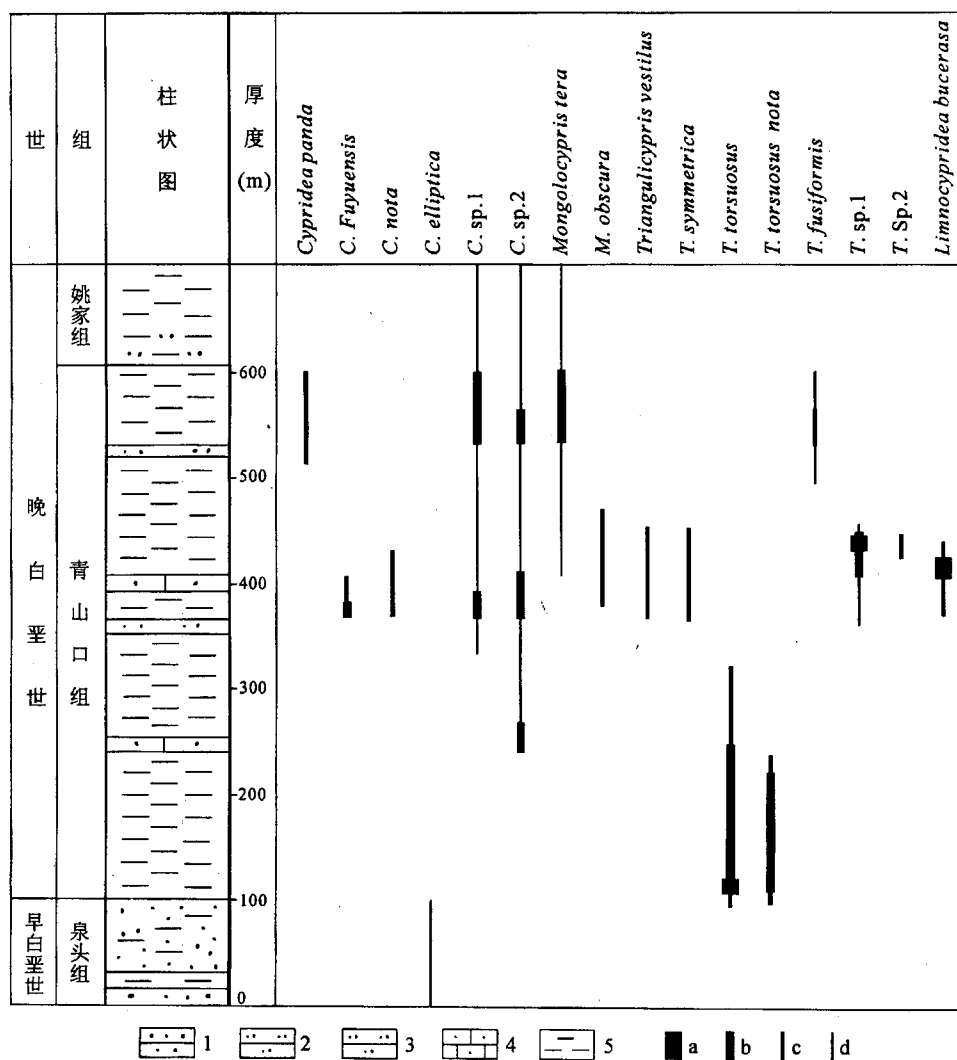


图 2 松辽盆地中部青山口组介形类化石分布

Fig. 2 Range chart of ostracods in the Qingshankou Formation in central Songliao Basin

1—砂岩; 2—粉砂岩; 3—粉砂质泥岩; 4—砂质灰岩; 5—黑色泥岩; a—丰富; b—大量; c—较多; d—较少
1—Sandstone; 2—siltstone; 3—silty mudstone; 4—sandy limestone; 5—black shale; a—abundant;
b—many; c—several; d—few

有资料,至少在特提斯大陆边缘、欧洲陆棚区、美国内部盆地、非洲边缘海湾和太平洋盆地均有影响,为全球对比提供了可能。

上述地区的研究结果认为,白垩纪 Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件的时间具有准确的一致性,在同一时间内表现出了生物、碳稳定同位素和总有机碳含量的异常,其中最引人注目的是碳稳定同位素的正向偏移(Schlanger et al., 1976; Arthur et al., 1979; Hart 1991; Jarvis et al., 1988; Jenkyns 1980)。这一全球碳稳定同位素正向偏移事件可能是由大气碳循环的扰动所引发,因而,其性质具有全球的意义。事件总体发生在 90.5 至 91.5 Ma 之间,其延续时间最早由 Arthur 等(1988)

推测为 0.5~0.8 Ma,近年研究利用更为先进的手段对不同地区的时限得出了更为具体的结果,对界线的识别达到了万年的尺度。例如:在北美 Colorado 其时限被确定约为 72 万年(Meyers et al, 2001);在摩洛哥 Tarfaya 盆地约为 40 万年(Kuhnt et al. 1997);在突尼斯中部地区为 40 万年(Caron et al. 1999);在加拿大西部约为 32 万年(Prokoph et al. 2001)。这一由缺氧事件所引发的迅速碳同位素波动具有全球的同时性,并在大陆与海洋环境中保存有一致的记录。这是一次时间短而影响面广的全球重大地质事件,其迅速的异常记录为 Cenomanian-Turonian 界线的划分与对比建立了一个明确的替代指标。

表 1 松辽盆地中部钻孔青山口组有机碳稳定同位素值

Table 1 Organic carbon stable isotope values from Qingshankou Formation

阶	样品	岩 性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	阶	样品	岩 性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	阶	样品	岩 性	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$
姚家组	1887.8	灰色泥岩	-30.1	青山口组	2127	黑色泥岩	-29.9	青山口组	2371	黑色泥岩	-28.5
	1922	灰色泥岩	-24.9		2218	黑色泥岩	-29.1		2372	黑色泥岩	-29.0
	1923.5	灰色泥岩	-24.5		2220	黑色泥岩	-26.6		2374	黑色泥岩	-28.0
	1924.5	灰色泥岩	-24.3		2222	黑色泥岩	-29.1		2376	黑色泥岩	-30.2
青山口组	1926	黑色泥岩	-23.1		2319	黑色泥岩	-27.8		2378	黑色泥岩	-30.3
	1927.5	黑色泥岩	-23.5		2330	黑色泥岩	-27.3		2379	黑色泥岩	-30.5
	1929	黑色泥岩	-25.0		2336	黑色泥岩	-30.8		2381	灰色泥岩	-30.4
	1929.5	黑色泥岩	-26.9		2340	黑色泥岩	-30.4		2382	黑色泥岩	-29.3
	1930.5	黑色泥岩	-29.5		2343	黑色泥岩	-30.0		2383	黑色泥岩	-30.4
	1931	黑色泥岩	-28.6		2345.5	黑色泥岩	-29.3		2384	黑色泥岩	-29.1
	1932	黑色泥岩	-27.5		2348.5	黑色泥岩	-30.3		2385	灰色泥岩	-30.0
	1932.5	黑色泥岩	-26.9		2350.9	黑色泥岩	-29.9		2386	灰色泥岩	-30.4
	1933	黑色泥岩	-29.4		2354	黑色泥岩	-29.0		2445.6	黑色泥岩	-27.5
	1934	黑色泥岩	-29.1		2357	黑色泥岩	-28.4		2447	灰色泥岩	-29.7
	1934.7	黑色泥岩	-26.0		2359	黑色泥岩	-28.5	泉头组	2448	黑色泥岩	-32.2
	1935	黑色泥岩	-28.3		2364	黑色泥岩	-27.8		2449	灰色泥岩	-29.3
	1935.5	黑色泥岩	-29.7		2365	黑色泥岩	-31.5		2450	灰色泥岩	-28.1
	2015.5	黑色泥岩	-30.2		2366	黑色泥岩	-29.1		2451	灰色泥岩	-29.1
	2121	黑色泥岩	-28.7		2368.5	黑色泥岩	-28.3		2452	灰色泥岩	-30.1
	2121.7	黑色泥岩	-27.7		2370	黑色泥岩	-28.9				

对陆相或陆源有机碳的研究正在广泛开展。已认识到在海洋—大气系统中,陆地和海洋环境同位素的组成受全球大气 CO_2 储库影响,地质时期大气 CO_2 变化对水体中碳稳定同位素组成也具有相应影响(Yapp et al., 1996)。白垩纪海洋与陆地的稳定同位素变化具有同样的环境背景,富有机质沉积物中的有机碳稳定同位素值在同一大气系统中具有同样的地层对比意义(Grocke et al., 1999; Bartley et al., 2004)。近年,在世界不少地区取得了白垩纪陆相或陆源有机碳的研究成果,并提出了有机碳与无

机碳稳定同位素地层的对比设想。在他们的研究中,不仅进一步确定了全球碳稳定同位素的正向偏移事件,而且通过对比,具体得出了有机碳稳定同位素地层的对比标准。Hasegawa(2003)对日本北海道以及亚洲东北部其它地区的陆相有机碳稳定同位素做了大量测试,在 Cenomanian 晚期至 Turonian 早期的地层中发现了五次有机碳稳定同位素的偏移,在界线处形成一个由 -24‰至 -22‰的正向偏移。Tsikos 等(2004)对美国、英国、摩洛哥和意大利的一些经典剖面进行碳稳定同位素研究,在高精度生物

地层控制下,建立了 Cenomanian-Turonian 界线地层,为全球对比提供了一个碳稳定同位素地层格架。在摩洛哥西南部的 Tarfaya 盆地,有机碳稳定同位素值从 Cenomanian-Turonian 界线之下的 -27‰ ~ -26‰ 上升至界线处的 -23‰ 。在意大利中部的 Gubbio 剖面, Cenomanian-Turonian 界线处厚 82cm

的地层被称为 Bonarelli 层,有机碳稳定同位素值在该层下部约为 -25‰ ,接近顶部急剧上升至 -22.5‰ 。在同一层位中,无机碳稳定同位素也出现 3.2‰ 的正向偏移。Gubbio 剖面是白垩纪研究的经典剖面,其中碳稳定同位素记录已成为全球地层对比的标准(图 3)。

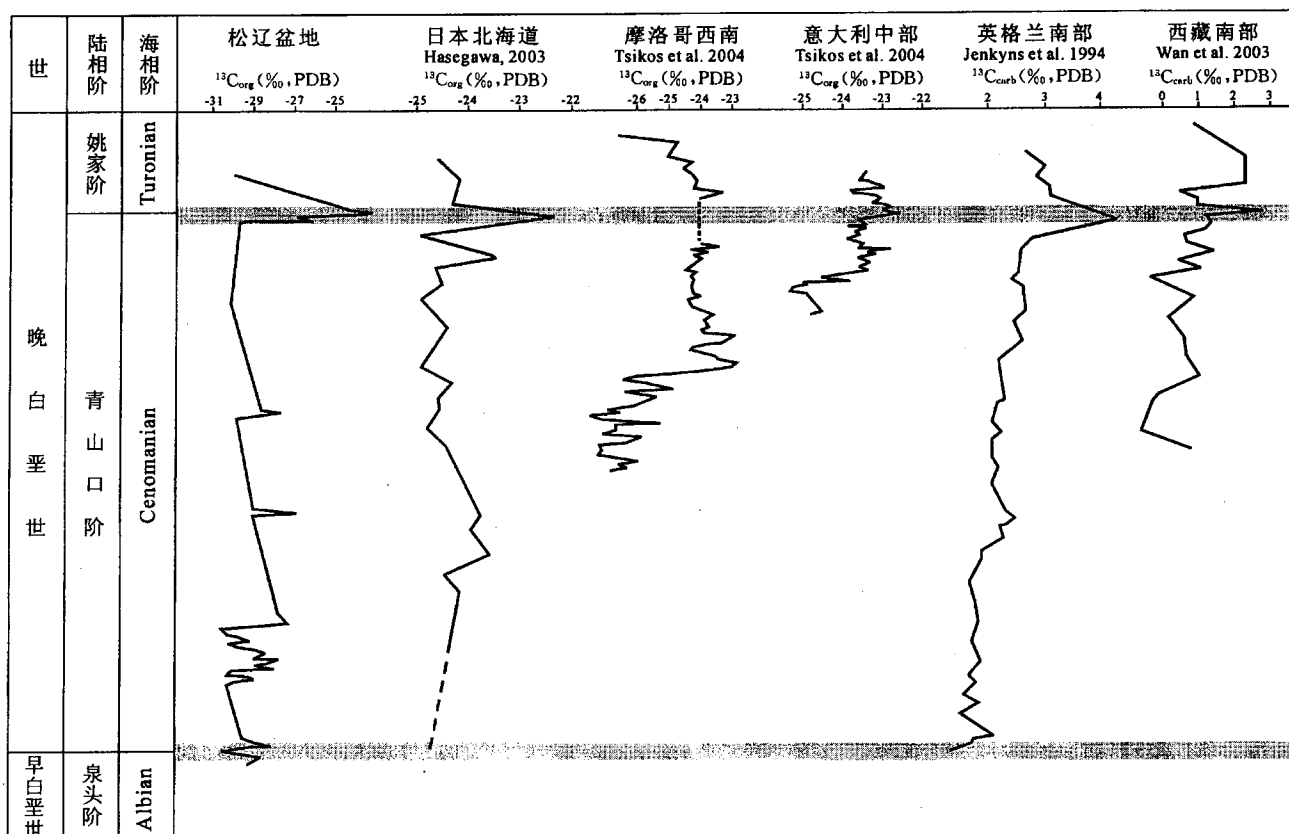


图 3 松辽盆地中部青山口组碳稳定同位素与世界其他地区的地层对比

Fig. 3 Isotope stratigraphic correlation of Qingshankou Formation in central Songliao basin with other regions in the world

4 青山口组与海相地层的对比

根据陆生生物很难做到与海相地层的对比,使松辽盆地白垩纪的年代地层格架一直未能确立,对青山口组的时代位置存有不同意见。要在青山口组的研究基础上建立青山口阶,首要任务是明确阶与组的关系及其年代地层单元的位置。通过与全球海相地层的对比,有可能确定阶的顶底界线,使这一问题得到解决。

首先,青山口阶的位置涉及陆相上、下白垩统的界线。以往工作有多种意见,使得界线应划在泉头组与青山口组之间,还是划在泉头组底部或中间,一直没有定论。全球一些重要地区,在 Cenomanian 底界

(上、下白垩统界线),无论是碳酸盐还是有机碳的研究中,均发现了碳稳定同位素的负向峰值(Hasegawa, 2003; Jenkyns et al., 1994; Tsikos et al., 2004)。本次研究根据同位素地层学研究,认为青山口组底界的碳稳定同位素负向峰值可直接与世界其他地区对比。虽然 Cenomanian 阶底部的同位素的负向偏移尚未被公认为化学地层的界线标志,但本研究根据它与生物界线的完全吻合,并且在全球一些地区的一致表现,将这一特征与生物界线综合作为我国陆相青山口阶底界的标志(图 3)。由此确定,青山口阶底界可与 Cenomanian 阶底部对比,松辽盆地陆相上、下白垩统界线应位于泉头阶与青山口阶之间。

另外,本研究得出青山口组顶界碳稳定同位素正向偏移的位置基本与生物地层界线吻合,并与前文所提到的全球 Cenomanian-Turonian 界线同位素事件表现一致。据此,可以将这一稳定同位素正向偏移确定为青山口阶顶界的标志。通过这一标志可以将青山口阶的顶界与全球海相地层 Cenomanian 阶的顶界进行对比。在世界主要地区,同位素正向峰值的位置与生物地层界线不一定完全吻合,往往存在几米或几厘米的上下错位。松辽盆地中部钻孔资料研究结果同样显示,同位素地层界线要高于生物界线 4 米。

5 结论

松辽盆地青山口组的生物地层和化学地层特征为青山口阶的建立提供了依据。通过与海相地层的对比,青山口阶与 Cenomanian 阶相当。

青山口阶的底界以介形虫 *Cypridea elliptica* 的消失和 *Triangulicypris torsuosus* 的出现为标志, $\delta^{13}\text{C}$ 记录表现为负异常;顶界以介形类 *Cypridea panda* 和 *Triangulicypris fusiformis* 的消失为特征, $\delta^{13}\text{C}$ 值出现明显的正向偏移。

致谢:本研究得到国际地质对比计划(IGCP-463)的支持,表示感谢。

参 考 文 献

- 高瑞祺. 1980. 松辽盆地白垩纪陆相沉积特征. 地质学报, 54(1): 9~23.
- 刘招君, 王东坡, 刘立, 刘万洙, 王璞君, 杜晓弟, 杨光. 1992. 松辽盆地白垩纪沉积特征. 地质学报, 66(4): 327~337.
- 全国地层委员会. 2002. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书. 北京: 地质出版社, 1~72.
- 万晓樵, 刘文灿, 李国彪, 李艳. 2003. 白垩纪黑色页岩与海水含氧量变化——以西藏南部为例. 中国地质, 30(1): 36~47.
- 王璞君. 1995. 松辽盆地白垩纪年代地层研究及地层时代划分. 地质学报, 69(4): 372~381.
- 叶得泉, 黄清华, 张莹, 等. 2002. 松辽盆地白垩纪介形类生物地层学. 北京: 石油工业出版社, 1~312.
- 高瑞祺, 赵传本, 乔秀云, 等. 1999. 松辽盆地白垩纪石油地层孢粉学. 北京: 地质出版社, 373.

References

- Arthur M A, Schlanger S O. 1979. Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63: 870~885.
- Arthur M A, Dean W E, Schlanger S O. 1985. Variations in global carbon cycling during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO_2 . In: Sundquist E T, Broecker W S eds. The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2 : Natural Variations Archean to Present. Geophys. Monogr., Am. Geophysics. Union, 32: 504~529.
- Arthur M A, Dean W E, Pratt L M. 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. Nature, 335: 714~717.
- Bartley J K. 2004. Marine carbon reservoir, Corg-Ccarb coupling, and the evolution of the Proterozoic carbon cycle. Geology, 32(2): 129~132.
- Caron M, Robaszynski F, Amedro F, Baudin F, Deconinck J F, Hochuli P, Salis Perch Nielsen K, Tribouillard N. 1999. Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanien/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. Bull. Soc. Géol. France, 170: 145~160.
- Gale A S, Jenkyns H C, Kennedy W J, Corfield R M. 1993. Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. J. Geol. Soc. London, 150: 29~32.
- Gao Ruiqi. 1980. Characteristics of continental Cretaceous in the Songliao Basin. Acta Geologica Sinica, 54(1): 9~23 (in Chinese with English abstract).
- Gao Ruiqi, Zhao Chuanben, Qiao Xiuyun, et al. 1999. Cretaceous oil strata palynology from Songliao Basin. Beijing: Geological Publishing House, 1~373 (in Chinese with English abstract).
- Grocke D R, Hesselbo S P, Jenkyns H C. 1999. Carbon isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea level change. Geology, 27: 155~158.
- Hart M B. 1991. The Late Cenomanian calcisphere global bioevent. Proc. Ussher Soc., 7: 413~417.
- Hasegawa T. 2003. Cretaceous terrestrial paleoenvironments of northeastern Asia suggested from carbon isotope stratigraphy: Increased atmospheric pCO_2 -induced climate. Journal of Asian Earth Sciences, 21: 849~859.
- Jarvis I, Carson G, Hart M, Leary P, Tocher B A. 1988. The Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) anoxic event in SW-England; evidence from Hooken Cliffs near Beer, SE Devon. Newsletters on Strat, 18: 147~164.
- Jenkyns H C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. J. Geol. Soc. London, 137: 171~188.
- Jenkyns H C, Gale A S, Corfield R M. 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. Geol. Mag., 131: 1~34.
- Kuhnt W, Nederbragt A J, Leine L. 1997. Cyclicity of Cenomanian-Turonian organic-carbon-rich sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin, Morocco. Cretaceous Research, 18: 587~601.
- Liu Zhaojun, Wang Dongpo, Liu Li, Liu Wanzhu, Wang Pujun, Du Xiaodi, Yang Guang. 1992. Sedimentary Characteristics of the Cretaceous Songliao Basin. Acta Geologica Sinica, 66(4): 327~338.
- Meyers S R, Sageman B B, Hinnov L A. 2001. Integrated

- quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 628~644.
- Prokoph A, Villeneuve M, Agterberg F P, Rachold V. 2001. Geochronology and calibration of global Milankovitch cyclicity at the Cenomanian-Turonian boundary. *Geology*, 29: 523~526.
- Schlanger S O, Jenkyns H C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, 55: 179~184.
- Scholle P A, Arthur M A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bull.*, 64: 67~87.
- Stratigraphy Committee of China. 2002. Introduction to the regional chronostratigraphic (geological time) chart of China. Beijing: Geological Publishing House, 1~72 (in Chinese).
- Tsikos H, Jekyns H C, Walsworth Bell B, et al. 2004. Carbon isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian/Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implication based on three key localities. *Journal of Geological Society of London*, 161(4): 711~719.
- Wan Xiaoqiao, Liu Wencan, Li Guobiao, Li Yan. 2003a. Cretaceous black shale and dissolved oxygen content—A case study in southern Tibet. *Geology in China*, 30 (1): 36~47 (in Chinese with English abstract).
- Wan Xiaoqiao, Wignall P B, Zhao Wenjin. 2003b. The Cenomanian-Turonian extinction and oceanic anoxic event: evidence from South Tibet. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 199 (3~4): 283~298.
- Yapp C J, Poeths H. 1996. Carbon isotopes in continental weathering environments and variations in ancient atmospheric CO₂ pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 137 (1~4): 71~82.
- Ye Dequan, Huang Qinghua, Zhang Ying, Chen Chunrui, et al. 2002. Cretaceous Ostracoda biostratigraphy in Songliao Basin. Beijing: Petroleum Industry Press, 1~312 (in Chinese with English abstract).

Isotope Stratigraphy of the Cretaceous Qingshankou Formation in Songliao Basin and Its Correlation with Marine Cenomanian Stage

WAN Xiaoqiao¹⁾, LI Gang²⁾, CHEN Piji²⁾, YU Tao¹⁾, YE Dequan³⁾

1) *China University of Geosciences, Beijing*, 100083; 2) *Institute of Geology and Paleontology, Nanjing*, 210008

3) *Exploration and Development Research Institute of Daqing Oilfield Company, Daqing*, 163712

Abstract

The Songliao Basin is a big lake during mid-Cretaceous, where a group of bituminous sediments are well deposited. The biostratigraphy has been well studied, but little has been done on the correlation between lacustrine sediments with standard marine sequence. The present isotopic measurement is focused on the Qingshankou Formation, and in the hope to find a way for correlation. Fifty-nine core samples were collected from a borehole in central part of the basin, where the Qingshankou Formation is contacted conformably with underlying Quantou and overlying Yaojia Formations. Bulk rock organic carbon isotopic data were measured. The profile shows the values varying from -32.2‰ to -23.1‰ . The lowest value appears at the base of Qingshankou Formation, which matches with the disappearance of ostracods assemblage *Cypridea elliptica*-*Cypridea deformata*. Six peaks occur upwards, their values are -28.1‰ , -28‰ , -27.8‰ , -27.3‰ , -26.6‰ , and -23.1‰ . The most important is the uppermost peak that is the maximum of the profile and occurs at the boundary of Qingshankou /Yaojia Formations. The ostracods assemblage *Cypridea panda-Triangulicypris fusiformis* disappeared 4 meters underneath the peak. As in other parts of the world, large amount of organic carbon burial caused the positive excursion in $\delta^{13}\text{C}$ values between Cenomanian/Turonian boundary (Kuhnt et al. 1997; Caron et al. 1999; Meyers et al, 2001; Prokoph et al. 2001; Wan et al, 2003b). The positive excursion also happened in non-marine environments (Hasegawa, 2003; Tsikos, et al, 2004) under one paleo-atmospheric system of same time. The strength and stratigraphic restriction of the $\delta^{13}\text{C}$ signal at the boundary between Qingshankou—Yaojia Formations are well coincident with global distributed positive excursion. By the chemostratigraphic study, therefore, the Qingshankou Formation can be correlated with the Cenomanian stage.

Key words: Cretaceous; Qingshankou Formation; isotope; Songliao Basin