DOI:10.19826/j. cnki. 1009-3850. 2021. 12003

# 羌塘盆地双湖地区早中侏罗世过渡期碳同位素波动 及成因研究

# 伊海生

(成都理工大学沉积地质研究院,四川 成都 610059)

**摘要:**藏北双湖县巴岭乡地区出露一套深水相黑色页岩地层,包括下侏罗统曲色组和中侏罗统色哇组二个组地层单元。根据菊石化石控制的生物地层时代,下伏曲色组划归 Pliensbachian-Toarcian 阶,上覆色哇组级代表 Aalenian-Bajocian 期沉积,二者之间为连续沉积,是目前西藏特提斯域菊石化石控制程度最高的中下侏罗统地层。野外实测了索布查 J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>界线剖面,按 2m 间距采集了 148 件样品,室内开展了无机碳( $\delta^{13}C_{eat}$ )和有机碳( $\delta^{13}C_{kero}$ )分析,目的是揭示早侏罗世末期到中侏罗世初期这一时段的古海洋演化过程。研究结果表明,曲色组沉积期古海水 $\delta^{13}C_{DIC}$ 偏正,而色哇组 $\delta^{13}C_{DIC}$ 偏负,J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>界线上下 $\delta^{13}C_{eath}$ 值显示阶步式负向偏移的特点。根据相关分馏方程计算,Toarcian 期海洋浮游植物繁盛, $\delta^{13}C_{DIC}$ 偏低,NO<sub>3</sub>浓度升高。沉积有机质或干酪根碳同位素 $\delta^{13}C_{kero}$ 在J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>界线上下与 $\delta^{13}C_{eath}$ 变化趋势一致,也具有由高值逐渐偏低的特点,但 $\delta^{13}C_{eath}$ 和 $\delta^{13}C_{kero}$ 变化曲线的波峰和波谷并不同步,这是因为海源和陆源有机质相对含量高低变化所致。文中根据碳同位素质量平衡方程,定量的描述了索布查界线剖面陆源和海源有机质比例的变化过程,讨论了曲色组和色哇组烃源岩在油气勘探中的意义。

## 0 引言

在羌塘盆地南部边缘分布有一套深水相黑色 页岩地层,其分布范围西起双湖县帕度错,中部经 奇香错、扎区乡,东至安多县鄂修布一带,东西长达 400千米。这一套地层岩性组合和化石面貌与北邻 台地相雁石坪群和南部大洋相木尕岗日群构造混 杂岩有明显的不同,它以一套含菊石化石的深水斜 坡相黑色页岩为特征。刘世坤(1988)在巴岭乡索 布查地区建立曲色组,地层时代归属下侏罗统土阿 辛阶(Toarcian)。文世宣(1979)在巴岭乡莎巧木地 区建立色哇组,地层时代划归中侏罗统巴柔阶 (Bajocian)。陈明等(2007)实测的巴岭乡松科尔剖 面,首次证实这一地区存在曲色组和色哇组连续的 地层剖面。伊海生等(2005)报道的安多县岗尼乡 剖面和王永胜等(2008)测制的双湖县多玛乡剖面, 发表了大量菊石化石鉴定成果, 阴家润等(2006, 2015)在这一地区发现的菊石化石将色哇组下界延 伸至阿林阶(Aalenian)。最近, 我们在双湖县甘贝 夏玛采集的化石标本, 经鉴定色哇组底部产出笔菊 石科的化石, 即光菊石和雕菊石, 进一步证明这一 地区有阿林阶的存在。因此, 巴岭乡一带黑色页岩 沉积展示了一个自土阿新阶(Toarcian) 经阿林阶 (Aalenian)到巴柔阶(Bajocian)连续沉积的地层序 列, 这也是目前所知西藏特提斯域地层时代控制程 度最高的 J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>地层界线剖面。

在一般岩石地层组一级界线剖面上下,通常可 观察到岩相组合的转换和古生物群落的更替,这是 古地理和古海洋乃至古气候状态发生变革的标志, 而碳同位素波动及其异常偏移是标定这些古环境 变化过程和地质事件常用的方法,白垩纪 Cenomanian期无机碳同位素 δ<sup>13</sup> C<sub>eath</sub> 正异常(Jarvis

收稿日期: 2020-12-19; 改回日期: 2021-10-09

**作者简介:**伊海生(1959—),男,博士生导师,主要从青藏高原沉积地质学研究。E-mail:yhs@cdut.edu.cn **资助项目:**国家自然科学基金资助项目(No.41572089)

et al., 2006)和侏罗纪 Toarcian 期有机碳同位素 δ<sup>13</sup>C<sub>keo</sub>负异常(Hesselbo et al., 2011)是这方面的典 型实例。同时,在羌塘盆地南部毕洛错地区,与这 套黑色页岩相当层位见有台沟相油页岩产出,这是 羌塘盆地优质烃源岩发育的层位,该研究结果可能 对油气勘探中烃源岩的评价和预测提供参考。

# 1 剖面位置

采样剖面位于奇香错南岸索布查,地理坐标北 纬N32°30′11.30″,东经E89°52′51.13″,剖面沿南 北向山沟测制,南部曲色组地层以泥晶灰岩、泥质 灰岩出露为标志,北部色哇组地层以黑色钙质页岩 夹含薄层状和结核状泥灰岩为特征。采样剖面厚 度298m,下伏0~180m为曲色组泥晶灰岩,上覆 180~298m为色哇组钙质页岩,曲色组与色哇组分 界线在180m处。野外工作中按2m间距采样,总共 采集样品148件,其中曲色组样品89件,色哇组样 品59件。



图 1 研究区位置图 Fig. 1 Location of the study area

# 2 地层时代

实测剖面仅见菊石化石残片,南京大学贾东等 (1997)在石油地质调查工作中测量了索布查剖面, 在曲色组上部采集到 Asteroceras sp., Cymbites sp., Oxynoticeras sp. 菊石化石;王永胜等(2006)在区域 地质调查工作中于索布查剖面组上部石灰岩段报 道有菊石 Dumortieria sp.,它是土阿辛阶顶部 levesquei 菊石带的重要分子。在索布查剖面西侧 7km 的松科尔剖面,陈明等(2007)在曲色组见有二 个层位的菊石化石,指示土阿新阶,色哇组记述有 四个层位的菊石化石,时代划归巴柔期,并以曲色 组底部(37)灰岩与(38)层钙质页岩的岩性转换面 作为J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>的分界面,二者之间整合接触,连续沉积。 本文实测的索布查剖面是松科尔剖面同一套地层 的东部延伸部分,根据岩性对比和区域追索,采样 剖面中曲色组地层段对应松科尔剖面(34)~(37) 层,索瓦组与松科尔剖面(38)~(40)层相当。

# 3 分析测试

野外采集的148件样品,首先开展了化学分析, 分别铝(Al)和钙(Ca)元素的含量标定石灰岩和泥 质岩剖面变化。选送全岩样品在核工业北京地质 研究院分析测试研究中心开展同位素分析,分析方 法按 DZ/T 0184.17—1997《碳酸盐矿物或岩石中 碳、氧同位素组成的磷酸法测定》规范执行,分析单 位 PDB标准,误差 < 0.1‰。干酪根分离、有机元素 和有机碳同位素测量由华北油田生油室完成,分析 方法按《GBT 18340.2—2010有机质稳定碳同位素 测定同位素质谱法》规范执行,分析单位 PDB标准, 误差范围 ≤ 0.5‰。

# 4 无机碳( $\delta^{13}C_{carb}$ )和有机碳( $\delta^{13}C_{kero}$ )的分布

实测样品的无机碳同位素( $\delta^{13}C_{carb}$ ),反映泥晶 灰岩、泥质灰岩和钙质泥岩中方解石矿物成分的碳 同位素变化。下侏罗统曲色组( $J_1$ )89件样品的  $\delta^{13}C_{carb}$ 变化范围在 0.8‰ ~ 3.0‰(PDB)之间,平均 值为 2.1‰(PDB),中侏罗统色哇组( $J_2$ )59件样品 的 $\delta^{13}C_{carb}$ 波动范围在 0.3‰ ~ 1.9‰之间(PDB),平 均值为 1.2‰(PDB)。在索布查界线剖面,曲色组 ( $J_1$ )比色哇组( $J_2$ )的 $\delta^{13}C_{carb}$ 平均值高约 0.9‰ (PDB),在东部安多鄂修布剖面也可以观察到曲色 组( $J_1$ )相对色哇组( $J_2$ ) $\delta^{13}C_{carb}$ 富集<sup>13</sup>C的特点(Yi et al., 2018),这说明在西藏羌塘地区,色哇组( $J_2$ )相 对曲色组( $J_1$ ) $\delta^{13}C_{carb}$ 同步发生了负向偏移,这是该 地区  $J_2/J_1$ 界线 $\delta^{13}C_{carb}$ 普遍存在的变化形式,可作为 区域或全球对比的标志。

有机质碳同位素分析采用干酪根( $\delta^{13}$ C<sub>kero</sub>)的 测量结果,它的剖面变化形式如图 3 所示。曲色组 (J<sub>1</sub>)有机碳同位素  $\delta^{13}$ C<sub>kero</sub>变化范围在 - 24.8% ~ -22.2% (PDB)之间,平均值为 - 23.7% (PDB);色 哇组(J<sub>2</sub>)有机碳同位素  $\delta^{13}$ C<sub>kero</sub>波动范围介于 -25.4% ~ -23.7% (PDB),平均值为 - 25.4% (PDB)。



图 2 索布查剖面曲色组(J<sub>1</sub>)一色哇组(J<sub>2</sub>)界线岩性柱和 剖面钙(Ca)和铝(Al)元素含量变化曲线

Fig. 2 Lithofacies column of the Quse Formation ( $J_1$ ) -Sewa Formation and depth profiles of Ca and Al element contents in the Suobucha bundary section.



图 3 索布查曲色组 $(J_1)$ —色哇组 $(J_2)$ 界线剖面无机碳 $(\delta^{13} C_{earb})$ 和有机碳 $(\delta^{13} C_{kero})$ 变化曲线

Fig. 3 The carbon isotopic curves of inorganic carbon ( $\delta^{13}$   $C_{\mbox{\tiny carb}}$ ) and organic carbon ( $\delta^{13}\,C_{\mbox{\tiny kero}}$ ) from the Quse Formation ( $J_1$ ) -Sewa Formation ( $J_2$ ) in the Suobucha bundary section

在索布查界线剖面,干酪根碳同位素( $\delta^{13}C_{kero}$ )与无 机碳的碳同位素( $\delta^{13}C_{carb}$ )显示相似的分布特点,曲 色组( $J_1$ )比色哇组( $J_2$ )平均值高 0.8‰(PDB)。

对比观察图 3 可以发现,索布查  $J_2/J_1$  界线剖面 无论是无机碳同位素( $\delta^{13}C_{earb}$ )还是有机碳同位素 ( $\delta^{13}C_{kero}$ )变化曲线,一般表现为从底到顶逐渐偏负 的长周期变化的特点,但二者之间短周期变化的细 节并无对应关系, $\delta^{13}C_{earb}$ 与 $\delta^{13}C_{kero}$ 正负向偏移的峰 谷值,既有同步变化的也有反向变化,例如在曲色 组与色哇组界线点 180m 处, $\delta^{13}C_{kero}$ 曲线表现为正向波峰,而对应的 $\delta^{13}C_{earb}$ 曲线则呈一个波谷出现。

#### 5 讨论

#### 5.1 无机碳( $\delta^{13}C_{carb}$ )变化的成因解释

根据 Romanek 等(1992) 对碳同位素分馏及控制因素的研究,温度变化对方解石矿物  $\delta^{13}C_{CAL}$ 的影响很小,碳酸盐岩中的方解石矿物组分碳同位素  $\delta^{13}C_{CAL}$ 值反映海水中重碳酸盐离子  $\delta^{13}C_{HCO_5}$  的高低,海水化学沉淀和生物壳体中的方解石  $\delta^{13}C_{CAL}$ 相 对富集<sup>13</sup>C,二者之间可采用下述公式表示:

$$\delta^{13}C_{CAL} = \delta^{13}C_{HCO_{2}} + 1$$

在现代海洋环境中,一般直接测量的是海水中 溶解碳酸盐 DIC(DIC = CO<sub>2</sub> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)的碳 同位素值  $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>值。在海水 pH 值 7.6~8.6 的范 围内和海水温度为 25℃ 的条件下(Pelejero et al., 2010),按 Zeebe et al. (2001)平衡方程计算,海水中 HCO<sub>3</sub>/DIC 浓度比大于 70%,因此可按下式定量计 算古海水  $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>值:

$$\delta^{13}C_{DIC}\approx\delta^{13}C_{carb}-1$$

图 4 是根据索布查界线  $J_2/J_1$  剖面的全岩碳酸 盐岩样品重建的古海水碳同位素  $\delta^{13}C_{DIC}$ 变化曲线, 为了突出显示<sup>13</sup>  $C_{DIC}$ 变化趋势和正负向偏移的变化 过程,采用 Moving Median 方法对原始数据进行了 9 阶平滑处理。

曲色组沉积期古海水 δ<sup>13</sup> C<sub>DIC</sub> 偏正, 平均值为 1.05‰(PDB), 色 哇 组 偏 负, δ<sup>13</sup> C<sub>DIC</sub> 平 均 值 为 0.20‰, 在曲色组(J<sub>1</sub>) 与色哇组(J<sub>2</sub>) 界线 δ<sup>13</sup> C<sub>DIC</sub> 急 剧减小接近 0 值(图 4)。

根据现代海洋调查,现代开阔大洋和边缘海海 水的  $\delta^{13}$  C<sub>DIC</sub> 变化于 – 1‰ ~ + 2.5‰ (PDB) 之间 (Kroopnick, 1985; Lin et al., 1999),海洋表面 $\delta^{13}$  C<sub>DIC</sub> 偏正, $\delta^{13}$  C<sub>DIC</sub> 平均值为 + 1.5‰ (PDB) (Quay et al., 2003)。索布查 J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub> 界线剖面  $\delta^{13}$  C<sub>carb</sub>大于 + 0.3‰ (PDB), $\delta^{13}$  C<sub>DIC</sub> 最小值为 – 0.7‰ (PDB),实测样品 点  $\delta^{13}$  C<sub>carb</sub>测量值位于正常海洋值的范围内,成岩作 用影响很小,是研究西藏特提斯域侏罗纪古海洋变 化的最佳地点。

海水 δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub> 高低变化一般认为受浮游植物吸 收和降解作用的控制(Schmittner et al., 2013)。海 洋浮游植物,包括蓝藻、绿藻、褐藻、红藻、黄藻等, 优先从海水中吸收<sup>12</sup>C 和溶解态 N、P 元素营建有机 体,造成海表水体富集<sup>13</sup>C 而亏损 N 和 P 元素,这时 浅水台地和陆棚区吸收化学沉淀和生物壳体吸收 <sup>13</sup>C,导致  $\delta^{13}$ C<sub>CAL</sub>偏正;随着海洋有机质下沉和降解, <sup>12</sup>C和 N、P 元素再次释放进入海水,引起深水区海水 富集<sup>12</sup>C, $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>偏负而 N 和 P 富集。浮游植物生产 量愈高,则碳酸盐岩  $\delta^{13}$ C<sub>earb</sub>正向偏移幅度越大。在 现代海洋环境研究中,可采用海水中溶解 N 和 P 的 浓度大小标定浮游植物生产和降解量的相对大小 引起  $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>的变化(Kroopnick,1985;Broecker et al., 1992)。据 Ortiz 等(2000)研究,在海水深度小于 200m 的陆棚和台地浅水环境,海水中溶解 N 浓度 与  $\delta^{13}$ C<sub>DIC</sub>具有如下关系式:

## $\delta^{13}C_{DIC} = 1.58 - 0.06 \times NO_3$

图 4 是参考这一方程计算的索布查 J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub> 界线 剖面古海水 NO<sub>3</sub>浓度的变化曲线,海水 NO<sub>3</sub>浓度单 位 μmol/kg。观察图 4 可以发现,索布查剖面下部 曲色组 δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>偏正且 NO<sub>3</sub>浓度低,说明曲色组沉积 期海洋浮游植物繁盛,海洋有机质产量高,毕洛错 油页岩的出现就是一个例证(伊海生等,2003)。与 之形成对比的是,剖面上部色哇组 δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>偏低,古 海水 NO<sub>3</sub>浓度高,反映色哇组沉积期海洋表面浮游 植物产量低,或有机质降解量大,这可能是色哇组 浅钻岩心有机碳 TOC 含量偏低的原因。



图 4 索布查  $J_2$ ,  $J_1$ 界线剖面古海水溶解无机碳同位素( $\delta^{13}$   $C_{DIC}$ , ‰)和溶解氮浓度( $NO_3$ ,  $\mu mol/kg$ )变化曲线 Fig. 4 Dissolved inorganic carbon isotopes ( $\delta^{13} C_{DIC}$ , ‰) and

nitrate concentrations (NO<sub>3</sub>,  $\mu$ mol/kg) in paleoseawater in the Suobucha  $J_2/J_1$  bundary section

5.2 **有机碳(δ<sup>13</sup>C<sub>kero</sub>)变化的成因解释** 沉积地层中有机质包括两个来源,一是海洋表 层透光带浮游植物来源,二是河流搬运的陆地高等 植物来源。据 Tyson(1995)统计,现代海洋有机质碳 同位素  $\delta^{13}$  C<sub>m</sub>分布范围在 - 17.5% ~ - 21.5% (PDB)之间,平均值为 - 19.5% (PDB),不均值为 - 19.5% (PDB),下均 值为 - 26.9% (PDB)。一般实测全岩样品或干酪根 的碳同位素( $\delta^{13}$  C<sub>s</sub>)是这两个端元组分按不同比例 混合的结果。应该强调指出的是,地质历史时期海 源和陆源干酪根碳同位素还是变化的,例如新近纪 之前的 II 型干酪根  $\delta^{13}$  C<sub>kero</sub> 明显偏负,变化范围在 -24% ~ 34% (PDB)之间,而新近纪之后 II 型干酪 根  $\delta^{13}$  C<sub>kero</sub>偏正,分布范围在 - 20% ~ - 24% (PDB) 之间,这使得仅采用  $\delta^{13}$  C<sub>kero</sub>值大小判别干酪根类型 以及陆地和海源有机质的比例极为困难。

据 Meyers 等(1994)资料,海源藻类有机质 C/N 原子比 <10,陆地植物有机质 C/N 原子比一般大于 20,这是目前采用全岩有机质和干酪根元素含量判 別有机质来源常用的指标。索布查 J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>界线剖面 分离的干酪根有机元素 C/N 含量原子比变化范围 在11~198 之间,远大于现代植物群落和新生代沉 积有机质 C/N 原子比波动区间,这可能与干酪根成 熟度升高有关。据彭平安等(2008)和张辉等 (2008)研究,一般海源 I型干酪根和陆源Ⅲ型干酪 根按不同比例陆源混合的沉积有机质中,C 和 N 损 失量的差异将造成 C/N 比的畸变。但是海源干酪 根贫 C 富 N、C/N 比值小,而陆源干酪根富 C 贫 N、



图 5 索布查 J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub>界线剖面干酪根碳同位素(δ<sup>13</sup>C<sub>kem</sub>,‰) 和 C/N 原子比值(atomic ratio)变化曲线

Fig. 5 Carbon isotopes and atomic Carbon/nitrogen atomic ratios curves from kerogen in the Suobucha  $J_2/J_1$  bundary section

C/N 比值大的分布特点是存在的,它可以作为判断 陆源和海源有机质相对变化的一个指标。

图 5 是索布查  $J_2/J_1$  剖面  $\delta^{13}C_{kero}$ 和 C/N 含量原 子比变化曲线,为了消除异常点突出两个有机质参 数的变化趋势,原始数据采用 Moving Median 程序进 行了7 阶平滑处理。对比观察  $\delta^{13}C_{kero}$ 和 C/N 原子 比曲线可以发现,曲色组下部 0~100m 层段 C/N 原 子比最小,反映干酪根组分中海源有机质占比较 高,曲色组上部 100~180m 层段至色哇组 180~ 300m 层段,C/N 原子比在高值区波动,表明干酪根 组分中陆源有机质贡献更大。

为了进一步定量计算索布查剖面海源和陆源 有机质含量的变化,本文引用 Jasper 等(1990)干酪 根同位素的二端元质量平衡方程进行计算。设定 干酪根组分中陆源和海源有机质含量分别为 $F_t$ 和 $F_m$ , 实测样品有机质含量为 $F_s$ ,按质量平衡方程则有如 下关系式:

$$\begin{split} \mathbf{F}_{s} &= \mathbf{F}_{t} + \mathbf{F}_{m} \\ \mathbf{F}_{s} \delta_{s} &= \mathbf{F}_{t} \delta_{t} + \mathbf{F}_{m} \delta_{m} \\ \mathbf{F}_{t} / \mathbf{F}_{s} &+ \mathbf{F}_{m} / \mathbf{F}_{s} = 1 \\ \mathbf{F}_{t} / \mathbf{F}_{s} &= 1 - \mathbf{F}_{m} / \mathbf{F}_{s} \\ \delta_{s} &= \mathbf{F}_{t} / \mathbf{F}_{s} \delta_{t} + \mathbf{F}_{m} / \mathbf{F}_{s} \delta_{m} \\ \delta_{s} &= \mathbf{F}_{t} / \mathbf{F}_{s} \delta_{t} + (1 - \mathbf{F}_{t} / \mathbf{F}_{s}) \mathbf{F}_{s} \delta_{m} \\ \mathbf{F}_{t} / \mathbf{F}_{s} &= (\delta_{s} - \delta_{m}) / (\delta_{t} - \delta_{m}) \\ \mathbf{F}_{m} / \mathbf{F}_{s} &= (\delta_{s} - \delta_{t}) (\delta_{m} - \delta_{t}) \end{split}$$





Fig. 6 The relative content curves of marine  $(TOC_m)$  and terrigenous organic matter  $(TOC_t)$  in the Suobucha  $J_2/J_1$  bundary section

取索布查剖面海源有机质干酪根  $\delta_m = -22.2\%$ (PDB),对应的 C/N 原子比为 14,陆源有机质干酪 根  $\delta_t = -25.4\%$ (PDB),对应的 C/N 原子比为 75, 计算结果如图 6 所示。

观察图6可以发现,索布查剖面自底部到顶部 呈现陆源有机质TOC,逐渐增加而海洋有机质TOC<sub>m</sub> 递次减少的过程,这与剖面岩性由泥晶灰岩过渡为 泥质灰岩到钙质泥岩的岩性变化过程一致,即浅水 相碳酸盐岩富海洋有机质,而深水相钙质泥岩富陆 源有机质,海洋和陆地有机质碳同位素的差异以及 混合比例的不同决定了地层剖面 δ<sup>13</sup> C<sub>kero</sub> 正负向 偏移。

# 6 结论

(1) 羌塘盆地南部索布查  $J_2/J_1$ 界线剖面碳酸盐 岩样品  $\delta^{13}C_{earb}$ 显示负异常偏移,下侏罗统顶曲色组  $\delta^{13}C_{earb}$ 偏正,平均值为 2.1‰,中侏罗统色哇组底部  $\delta^{13}C_{earb}$ 偏负,平均值为 1.2‰。它是这一地区  $J_2/J_1$  界线 δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub>普遍存在的变化形式,可作为西藏特提 斯域区域地层对比的标志。

(2)根据碳同位素分馏方程计算的古海水  $\delta^{13}C_{DLC}$ 和溶解 NO<sub>3</sub>浓度变化曲线,提出海洋浮游植 物优先吸收轻碳同位素<sup>12</sup>C 是曲色组产生  $\delta^{13}C_{carb}$ 正 偏的主要原因,而有机质降解释放<sup>12</sup>C 是导致色哇 组  $\delta^{13}C_{carb}$ 负偏和古海水 NO<sub>3</sub>浓度升高的重要因素。

(3)有机质干酪根碳同位素 δ<sup>13</sup>C<sub>kero</sub>与碳酸盐岩 δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub>波动曲线可以出现同步变化,但也有错位变 化,这可以根据沉积地层中陆源和海源有机质碳同 位素的差异和二者混合比例不同予以解释。

(4)下侏罗统曲色组顶部层段  $\delta^{13}C_{carb}$  值高,这 是古海洋浮游植物繁盛的标志。同时,因为海洋植 物吸收溶解态 N 和 P 等微量元素营建有机体,造成 古海水中 NO<sub>3</sub>和 PO<sub>4</sub>浓度偏低。预计下侏罗统曲色 组可产生优质的腐泥型干酪根,是羌塘盆地南部优 质烃源岩发育的层位。

#### 注释:

①贾东等(1997)1:10万面相幅石油地质调查报告(内部资料)
②永胜等(2006)1:25万昂达尔错幅区域地质调查报告(内部资料)

#### 参考文献(References):

- Broecker W S and Maier-Reimer E, 1992. The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea[J]. Global Biogeochemical Cycles, 6(3):315-320.
- Haisheng YI , Guoqing X , Gaojie L I , et al., 2019. The Carbon Isotope Fluctuations across the Lower-Middle Jurassic Boundary and the Paleoclimate Changes [J]. Acta Geologica Sinica, 93(1):244 - 245.
- Hesselbo S P and Grzegorz Pieńkowski, 2011. Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin) [J]. Earth & Planetary Science Letters, 301(1-2):365-372.
- Jarvis, Ian, Gale, et al., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new  $\delta^{13}$  carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6 70.6 Ma). [J]. Geological Magazine, 143(5) :561 608.
- Jasper J P and Gagosian R B, 1990. The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pigmy Basin, Gulf of Mexico [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54(4):1117-1132.
- Lin, Hui-g, Wang, et al., 1999. Vertical distribution of. C of dissolved

inorganic carbon in the northeastern South China Sea. [J]. Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers, 46:757-775.

- Meyers P A, 1994 . Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter[J]. Chemical Geology, 114(3-4):289-302.
- Ortiz J D , Mix A C , Wheeler P A , et al., 2000. Anthropogenic CO<sub>2</sub> invasion into the northeast Pacific based on concurrent  $\delta^{13}$  C<sub>DIC</sub> and nutrient profiles from the California Current [ J ]. Global Biogeochemical Cycles, 14(3):917–929.
- Kroopnick P M, 1985. The distribution of <sup>13</sup>C of ΣCO<sub>2</sub> in the world oceans[J]. Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers, 32(1):57 - 84.
- Pelejero C, Calvo E, Hoegh-Guldberg O, 2010. Paleo-perspectives on ocean acidification. Trends Ecol. Evol., 25, 332 – 344.
- Quay P , Sonnerup R , Westby T , et al., 2003. Changes in the <sup>13</sup> C/<sup>12</sup> C of dissolved inorganic carbon in the ocean as a tracer of anthropogenic CO<sub>2</sub> uptake [J]. Global Biogeochemical Cycles, 17 (1) :1004, doi:10.1029/2001GB001817.
- Romanek C S, Grossman E L, Morse J W, et al., 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(1): 419 – 430.
- Schmittner A , Gruber N , Mix A C , et al., 2013. Biology and air-sea gas exchange controls on the distribution of carbon isotope ratios  $(\delta^{13}C)$  in the ocean[J]. Biogeoences, 10(9):8415 8466.
- Tyson R V, 1995. Bulk Geochemical Characterization and Classification of Organic Matter: Stable Carbon Isotopes (δ<sup>13</sup> C) [ M ]. Netherlands: Sedimentary Organic Matter. Springer
- Yin J , Chandler R B, 2015. Aalenian to Lower Bajocian ammonites from the Qiangtang block (North Tibet) [J]. Proceedings of the Geologists Association, 127 :172 – 188.
- Zeebe R E, Wolf-Gladrow D , 2011. CO<sub>2</sub> in Seawater [M]. Amsterdam: Elsevier Science.
- 陈明,谭富文,汪正江,等,2007. 西藏南羌塘坳陷色哇地区中一下侏 罗统深色岩系地层的重新厘定[J]. 地质通报,(4):441-447.
- 刘世坤,吕荣敬,1988. 羌塘地区海相下侏罗统新知[J]. 地层学杂志,12(2):133-133.
- 王永胜,郑春子,2007. 藏北色哇地区索布查组、曲色组岩石地层、层 序地层、生物地层特征及三叠系与侏罗系界线[J]. 地层学杂 志,31(4):377-384.
- 文世宣,1979. 西藏北部地层新资料[J]. 地层学杂志,3(2):150 −156.
- 伊海生,林金辉,赵兵,等,2003. 藏北羌塘地区地层新资料[J]. 地质 论评,49(1):59-65.
- 伊海生,王成善,林金辉,等,2005. 藏北安多地区侏罗纪菊石动物群 及其古地理意义[J].地质通报,24(1):41-47.
- 阴家润,高金汉,王永胜,等,2006. 西藏北部色哇 安多地区侏罗纪 菊石类与缺氧黑色页岩相[J].古生物学报,45(3):311 – 331.

# The carbon isotope fluctuation and its origin interpretion during the Early to Middle Jurassic transition period in the Shuanghu area of Qiangtang Basin

#### YI Haisheng

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

Abstract: Deep-water black shale strata cropped out in Balingxiang area, Shuanghu County of Northern Tibet, including Lower Jurassic Quee Formation and the Middle Jurassic Sewa Formation. The occurrence of ammonite fossil indicates a Pliensbachian-Toarcian stage of Quse Formation and a Aalenian-Bajocian stage of its overlying strata Sewa Formation, which were comfortable with the highest degree of fossil control in the Tibetan Tethys region. The Soubucha  $J_2/J_1$  boundary section is measured in the field, 148 samples are collected at 2-meter intervals, and the analysis of inorganic carbon  $(\delta^{13} C_{carb})$  and organic carbon  $(\delta^{13} C_{kem})$  is carried out in the laboratory, to reveal the paleo-oceanic evolution from the late Early Jurassic to the Early Middle Jurassic. It shows a positive shift of  $\delta^{13}C_{each}$  in the Quse Formation while a negative shift of  $\delta^{13}C_{each}$  in the Sewa Formation and a step negative excursion across of  $J_2/J_1$  boundary. According to fractionation equation calculation, marine phytoplankton was abundant in the Toarcian stage with a positive shift of  $\delta^{13}C_{DIC}$  and the concentration of nutrient NO<sub>3</sub> in seawater was low, while the opposite was the case in the Aalenian stage. The sedimentary organic matter (kerogen) carbon isotope  $\delta^{13}C_{kem}$  is consistent with the variation trend of  $\delta^{13}C_{earb}$  above and below the  $J_2/J_1$  boundary, characterized by the gradual decrease from the high value while the crest and trough of the change curves of  $\delta^{13}C_{carb}$  and  $\delta^{13}C_{kem}$ are not synchronized, owing to the relative content of organic matter variation in the marine and the terrestrial provenance. Based on the carbon isotopic mass balance equation, this study describes quantitatively the variation process of the organic matter ratio between marine and terrestrial source in the Sobucha boundary section, and discusses the significance of the source rocks of the Quse Formation and the Sewa Formation in oil and gas exploration.

Key words: Lower Jurassic; Middle Jurassic; J<sub>2</sub>/J<sub>1</sub> boundary section; Inorganic carbon isotope; Organic carbon isotope; Paleo-ocean and hydrocarbon source rocks; Qiangtang Basin in northern Tibet