



西藏色龙西山二叠系—三叠系界线 剖面稳定碳同位素特征

安显银¹, 张予杰¹, 朱同兴¹, 张以春², 袁东勋²

1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川成都 610081

2. 现代古生物学与地层学国家重点实验室, 中国科学院南京地质古生物研究所, 江苏南京 210008

摘要: 古生代—中生代之交的生物灭绝过程和原因一直是科学家关注和致力解决的关键古生物学问题之一。色龙西山剖面的牙形石分带工作取得了重要进展, 为认识该地区地层序列和沉积历史提供了新的证据。全岩碳同位素分析表明, 在长兴阶与印度阶附近该剖面存在着碳同位素负偏, 可以同我国华南多个剖面进行对比, 揭示了古生代—中生代之交的碳同位素变化和生物灭绝模式具有全球对比性。新识别出的奥伦尼克阶底部(*Neospathodus waageni* 带底部)碳同位素值大幅度负偏及之后的正偏, 与华南等地的变化规律一致, 反映了二叠纪末期到早三叠世长期的、复杂的生物和环境变化过程。

关键词: 碳同位素; 二叠系—三叠系; 牙形石; 色龙西山; 生物地层; 地球化学; 地层学。

中图分类号: P53; P59

文章编号: 1000-2383(2018)08-2848-10

收稿日期: 2018-03-17

Stable Carbon Isotope Characteristics of Permian-Triassic Boundary at the Selong Xishan Section

An Xianyin¹, Zhang Yujie¹, Zhu Tongxing¹, Zhang Yichun², Yuan Dongxun²

1. Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu 610081, China

2. State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Nanjing 210008, China

Abstract: The process and cause about the mass extinction event across the Paleozoic-Mesozoic transition have always been one of the key paleontological issues in the past few decades. The conodont zoning of the Selong Xishan section has made important progress, providing new evidence for understanding the stratigraphic sequence and sedimentary history of the area. Carbon isotope analyses of bulk samples in this study indicate that there are negative shifts across the Changshingian-Induan Boundary, which are comparable to South China. Newly identified carbon isotope negative shift at earliest Olenekian, base of *Neospathodus waageni* zone and the following positive shift coincide with the pattern recognized in South China and other places, implying the multi-phase extinction-recovery processes in Early Triassic.

Key words: carbon isotope; Permian-Triassic; conodont; Selong Xishan; biostratigraphy; geochemistry; stratigraphy.

0 引言

二叠纪—三叠纪界线, 是古生代与中生代之间的重大地质界线, 该时段发生了显生宙以来最为严

重的一次灾变事件。由于界线上、下生物组合面貌的巨大变化及明显分异, 历来受到地质学家的重视。北喜马拉雅地层分区的聂拉木土隆和色龙一带二叠系—三叠系界线地层发育完整, 露头良好, 界线

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 41602126); 中国地质调查局项目(Nos. DD20160018, DD20160015, 1212011121257)。

作者简介: 安显银(1988—), 男, 硕士, 工程师, 主要从事地层学及沉积学研究。ORCID: 0000-0003-4069-656X. E-mail: axylw1988@163.com

引用格式: 安显银, 张予杰, 朱同兴, 等, 2018. 西藏色龙西山二叠系—三叠系界线剖面稳定碳同位素特征. 地球科学, 43(8): 2848-2857.

清楚,古生物化石丰富,构造简单,是我国研究海相二叠系—三叠系界线层型剖面最理想的剖面之一。章炳高(1974)、张守信和金玉珩(1976)、Yao and Li (1987)、夏凤生和章炳高(1992)、王志浩和王义刚(1995)、Shen *et al.* (1999, 2000)、石光荣等(1999)和 Wang *et al.* (2017) 等对该剖面进行了地层古生物方面的研究,认为色龙西山剖面是除浙江长兴煤山剖面之外最为理想的二叠系—三叠系界线层型剖面之一,引起了国际地层学界的关注。

碳同位素变化是地质历史时期全球碳循环变化的反映,是碳在受到岩石圈、大气圈、水圈、生物圈等各储存碳库间相互作用而发生变化的结果。利用全球碳循环模式,可以解释地质历史时期碳同位素变化的原因,探讨生物环境的变化。前人对二叠系—三叠系界线附近无机碳同位素进行了大量研究,如我国浙江长兴煤山剖面(曹长群等, 2002; Xie *et al.*, 2007)、西藏聂拉木色龙西山剖面(王伟等, 1997; Shen *et al.*, 2006)、广西上寺剖面(Riccardi *et al.*, 2007)、四川华蓥楼房湾剖面(崔莹等, 2009)、江西省乐平沿沟剖面(宋海军等, 2012)等,认为二叠系—三叠系界线附近普遍存在无机碳同位素值($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)异

常降低(幅度为 2‰~4‰),且具有全球性(曹长群等, 2002; Shen *et al.*, 2006)。二叠纪末的生物大灭绝与无机碳同位素负偏在时间上的一致性使得碳同位素成为二叠纪—三叠纪之交的研究热点(Magaritz *et al.*, 1992)。

色龙西山剖面的牙形石分带工作在最近取得了重要进展(Wang *et al.*, 2017; Yuan *et al.*, 2018),为认识该地区地层序列和沉积历史提供了新的证据。因此,笔者基于最新的高精度牙形石分带结果,对该剖面的碳同位素进行了再研究,为进一步探讨该时期的生物及环境事件提供基础资料。

1 区域地质背景及剖面概况

色龙西山二叠纪—三叠纪界线剖面(简称 PTB 剖面)位于西藏自治区聂拉木县定日至吉隆公路边色龙村西北约 1 km 的西山,海拔高度约为 4 500 m。根据潘桂棠等(2002)对青藏高原大地构造单元的划分方案(图 1a),该剖面所在地构造位置属于雅鲁藏布江结合带以南的印度板块北缘喜马拉雅褶冲带,属滇藏地层大区喜马拉雅地层区北喜马拉雅地层分

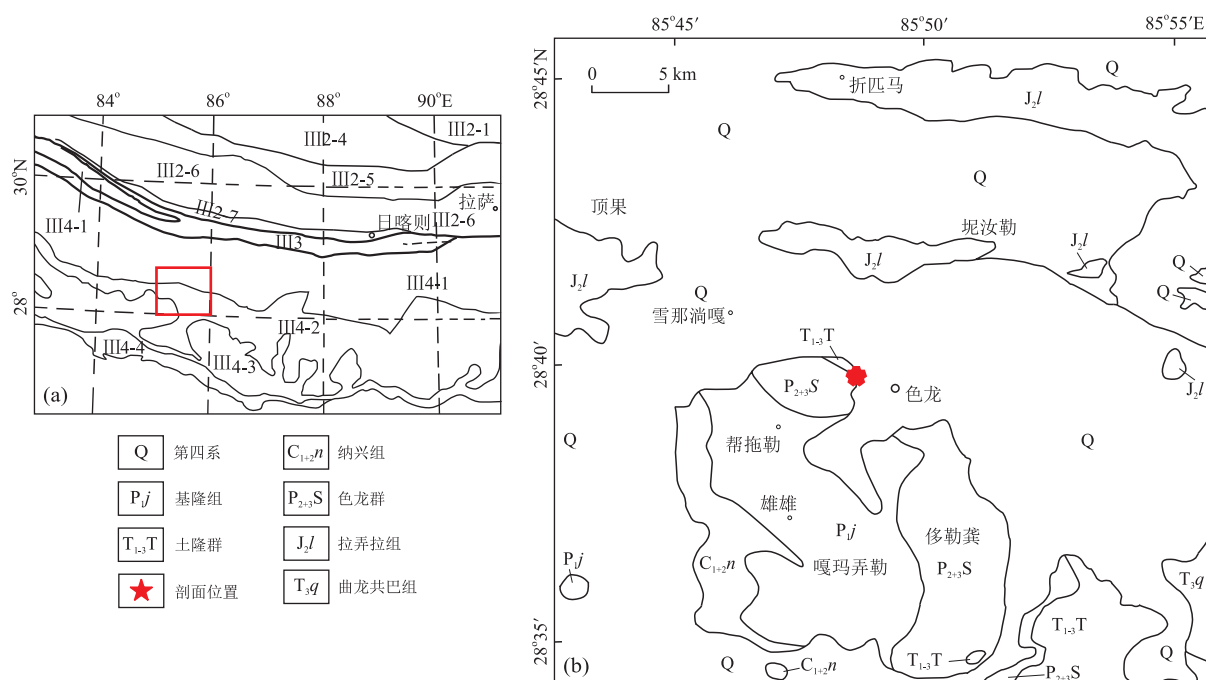


图1 西藏色龙地区地质图及构造位置

Fig.1 The geological map and tectonic framework of Selong area, Tibet

据潘桂棠等(2002)修改。Ⅲ2.拉达克—冈底斯—拉萨—腾冲陆块;Ⅲ2-1.昂龙岗日—班戈—腾冲燕山期岩浆弧带;Ⅲ2-4.革吉—措勤晚古生代复合弧后盆地;Ⅲ2-5.隆格尔—工布江达断隆带;Ⅲ2-6.冈底斯—下察隅晚燕山—喜马拉雅期岩浆弧带;Ⅲ2-7.冈底斯南缘弧前盆地;Ⅲ3.印度河—雅鲁藏布江结合带;Ⅲ4.印度陆块;Ⅲ4-1.北喜马拉雅提斯沉积褶冲带;Ⅲ4-2.高喜马拉雅结晶岩带或基底逆冲带;Ⅲ4-3.低喜马拉雅褶冲带;Ⅲ4-4.锡瓦利克厚造山前陆盆地

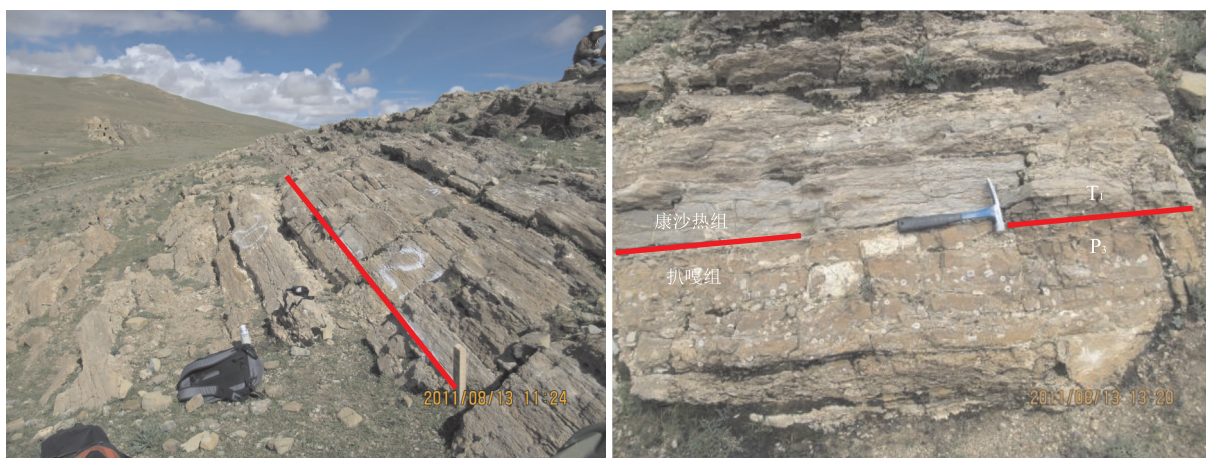


图 2 西藏色龙西山 PTB 剖面野外露头照片

Fig.2 Outcrop photographs of PTB at the Selong Xishan section, Tibet

区.在奥陶纪一新近纪的 5 亿年期间,喜马拉雅地区连续被海水淹没,保存了良好的可供地质科学观察与研究的近乎连续的厚达 14 km 的海相沉积地层,是研究特提斯构造域沉积地层的最佳区段,同时也是研究全球显生宙海平面变化等最理想的地区之一(朱同兴等,2005).色龙西山二叠纪—三叠纪地层出露完整、时代特征清晰,目前被多数学者接受的划分方案是自下而上为二叠系色龙群扒嘎组、三叠系土隆群康沙热组(图 1b,图 2).

下三叠统土隆群康沙热组

厚度 > 6.55 m

灰色、紫灰色中层状生物碎屑泥晶灰岩,泥晶结构,泥质支撑,生物碎屑以菊石碎片为主,含量约为 30%,另有少量有孔虫和棘皮,向上生物碎屑逐渐减少.产菊石:*Otoceras latilobatum*;牙形石:*Hindeodus parvus*、*Isarcicella staeschei*、*Clarkina carinata*、*Sweetognathodus kummeli*、*Neospathodus dieneri*、*Neospathodus pakistanensis*、*Neospathodus waageni*、*Clarkina nevadensis*、*Clarkina planate*、*Clarkina taylorae*、*Hindeodus* sp.、*Neogondolella* sp.、*Clarkina* sp.等;有孔虫:*Paracypris* sp.、*Fabalicypis* sp.等

——整合——

上二叠统色龙群扒嘎组

厚度 > 2.50 m

灰色、灰黄色中层状苔藓虫海百合茎生物碎屑灰岩夹泥页岩,亮晶胶结,颗粒支撑,生物碎屑含量在 80% 左右,以海百合茎、苔藓虫为主,少量珊瑚化石,向上生物碎屑逐渐增多.产牙形石:*Mesogondolella shengi*、*Clarkina orchard*、*Mesogondolella hendersoni*、*Mesogondolella* sp.、*Clarkina* sp.等

笔者以扒嘎组和康沙热组岩性分界线为 0 m,向上部为正值,向下部为负值.界限附近加密采样,本次采集牙形石样品共计 40 件、碳同位素样品 38 件,色龙群扒嘎组取样厚度为 2.50 m,土隆群康沙

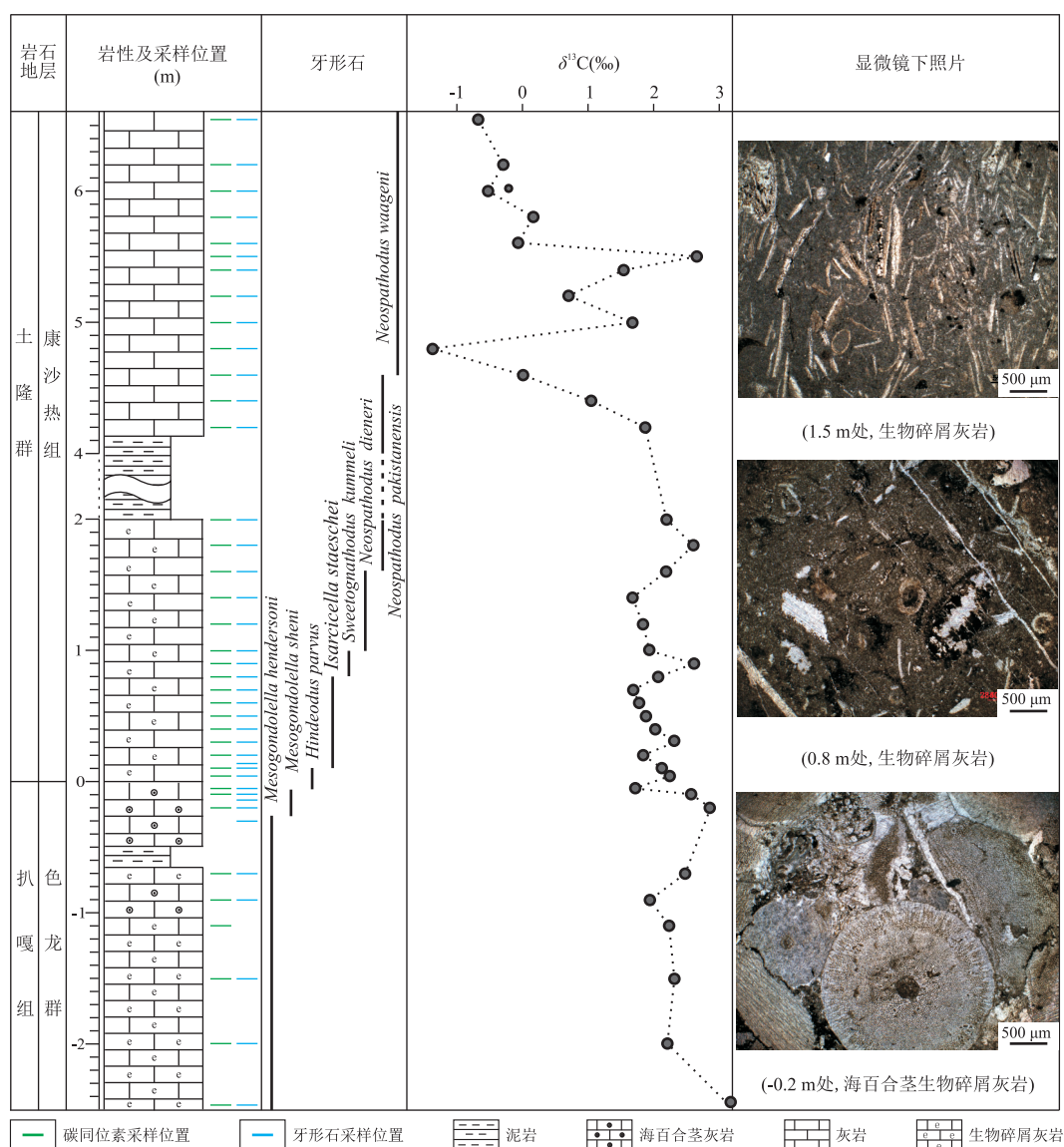
热组取样厚度为 6.55 m(图 3).

2 研究方法

笔者在色龙西山剖面二叠系—三叠系界线上、下灰岩段(厚度为 7.05 m)共取得 38 件碳同位素样品,平均采样间距为 18.50 cm(图 3).为了尽可能得到原始的全岩碳同位素结果,采集过程尽可能避免次生裂隙、方解石脉以及风化较强的露头,选择新鲜灰岩,在室内将新鲜样品用牙钻取样,并且避开生物碎片、强烈重结晶部分,钻取纯净碳酸盐岩粉末 5~10 mg.所有 C-O 同位素数据均在中国科学院南京地质古生物研究所国家重点实验室测得,使用的仪器为 MAT-253,制样系统为 Kiel IV Carbonate Device,控制室温为 22 ± 1 °C、湿度为 $50\%RH \pm 5\%$.分析精度为 $\delta^{13}C_{PDB}$ 标准偏差小于 0.04,并对其中 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值迅速变化的样品进行了二次测试,以保证数据的可靠性.

3 生物地层划分

色龙西山 PTB 剖面牙形石研究较为深入,争议也比较大,主要针对晚二叠世是否存在长兴阶的问题,而关于三叠纪牙形石的划带观点较为统一.Yao and Li(1987)在此剖面建立了详细的牙形石带,首次建立了 *Hindeodus parvus* 带,并且将其与菊石带 *Otoceras* 的下部进行对比.夏凤生和章炳高(1992)在该剖面建立了 4 个(组合)带,并认为色龙组与康沙热组之间存在一个不整合界面,即存在地

图 3 西藏色龙西山剖面牙形石生物地层及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化曲线Fig.3 Conodont biostratigraphy and curves of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ at the Selong Xishan section, Tibet牙形石带划分方案据 Yuan *et al.* (2018) 修改

层缺失。王志浩和王义刚(1995)再次在该地区进行了详细的牙形石研究,且报道了部分再沉积分子,建议将 P-T 界线定于 *Otoceras latilobatum* 带和 *Hindeodus parvus* 带的底部。

笔者于 2011 年重新实测了该剖面,加密了界线上下的采样密度。色龙西山 PTB 剖面产出的牙形石属种丰富,采集的 40 件样品中有 36 件为牙形石标本,每件样品中化石数量丰富,其中色龙群扒嘎组以 *Mesogondolella* 和 *Clarkina* 属分子为主,土隆群康沙热组以 *Hindeodus*、*Neospathodus*、*Clarkina* 和 *Isarcicella* 属分子为主。根据牙形石属种的地层分布及演化关系,笔者在剖面 -2.5~0.8 m 依次建立了 4 个牙形石带,分别为 *Mesogondolella hendersoni*

ni 带(-2.5~-0.2 m)、*Mesogondolella shengi* 带(-0.20~-0.05 m)、*Hindeodus parvus* 带(-0.05~0.12 m)和 *Isarcicella staeschei* 带(0.12~0.8 m; Yuan *et al.*, 2018)。对比前人(Yao and Li, 1987; 夏凤生和章炳高, 1992; 王志浩和王义刚, 1995)的研究成果,笔者在 Yuan *et al.* (2018) 建立的 *Isarcicella staeschei* 带之上又建立了 4 个带(图 3),分别为 *Sweetognathodus kummeli* 带(0.8~1.0 m)、*Neospathodus dieneri* 带(1.0~1.6 m)、*Neospathodus pakistanensis* 带(1.6~4.6 m)和 *Neospathodus waageni* 带(4.60~6.55 m)。

色龙西山剖面 *Hindeodus parvus* 带(图 4)首次出现的位置为 -0.05 m,且在剖面 0.10 m 之上地

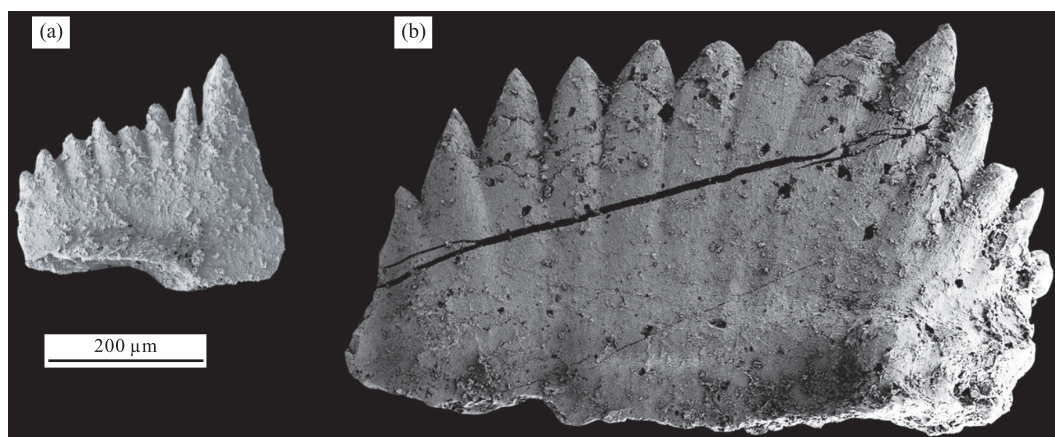


图 4 西藏色龙西山剖面产出的典型牙形石

Fig.4 Conodonts from the Selong Xishan section, Tibet

a. *Hindeodus parvus*, 侧视; b. *Neospathodus waageni*, 侧视

层中产大量菊石 *Otoceras latilobatum*, 故笔者将二叠系—三叠系界线放在 -0.05 m 处 (0 m 为岩石地层分界面). 在生物组合面貌、特别是牙形石生物组合特征方面, 三叠纪印度阶与二叠纪长兴阶的生物地层界线清楚. 岩石地层方面, 扒嘎组和康沙热组均为一套碳酸盐岩建造, 且野外地层产状完全一致 (图 2). Shen *et al.* (2006) 通过详细的生物地层和同位素地层等研究认为色龙地区的晚二叠世生物灭绝可与我国华南对比, 地层基本不缺失. Wang *et al.* (2017) 又对该剖面进行了实测, 在康沙热组的最底部也识别出了 *Hindeodus parvus* 带, 且发现了大量的二叠纪牙形石, 由此认为色龙地区有再沉积现象的发生. 结合本文的岩石薄片观察结果, 笔者认为扒嘎组的生物碎屑灰岩代表一种高能浅滩沉积, 康沙热组的生物碎屑泥晶灰岩代表浅海陆棚沉积, 反映了海侵特征. 综上可知, 色龙西山剖面在二叠纪—三叠纪之交显示出和我国华南相似的海平面变化过程 (Tian *et al.*, 2014; Yin *et al.*, 2014).

另外, 在剖面 $4.60\sim 6.55\text{ m}$ 处识别出的 *Neospathodus waageni* 带 (图 4) 可与我国安徽巢湖等地进行对比, 故印度阶—奥伦尼克阶的界线以牙形石 *Neospathodus waageni* 的首现作为开始. 目前还未有系统证据报道西藏地区的印度阶—奥伦尼克阶精确界线, 前人对色龙西山剖面的关注集中在长兴阶—印度阶界线上 (Shen *et al.*, 2006; Yuan *et al.*, 2018). 下三叠统大量的研究工作都集中在土隆剖面, 但是土隆剖面在印度阶—奥伦尼克阶存在明显的相变, 尚未有连续的牙形石和其他化石证据进行精确标定. 此次发现的印度阶晚期到奥伦尼克阶早期连续牙形石分带, 为西藏地区印度阶—奥伦尼克

阶的界线研究提供了重要的证据.

4 色龙西山剖面二叠系—三叠系界线附近稳定碳同位素特征及其意义

4.1 色龙西山剖面稳定碳同位素特征

图 3 和表 1 显示: (1) 色龙西山 PTB 剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 整体变化范围在 $-1.465\text{‰}\sim 3.15\text{‰}$, 变化较大. 上二叠统色龙群扒嘎组 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $1.943\text{‰}\sim 3.150\text{‰}$, 平均值为 2.472‰ , 同其他地方长兴阶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值一样, 都保持着相对平稳、较高正值的特点; 下三叠统土隆群康沙热组 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-1.465\text{‰}\sim 2.658\text{‰}$, 平均值为 1.38‰ , 碳同位素值波动变化较大; 总体上来看早三叠世 $\delta^{13}\text{C}$ 均值要低于晚二叠世. (2) $-0.20\text{ m}\sim -0.05\text{ m}$, $\delta^{13}\text{C}$ 在 *Mesogondolella shengi* 带 (相当于我国华南的 *Clarkina meishanensis* 带和 *Clarkina changxingensis* 带) 由 2.869‰ 减小到 1.707‰ , 在二叠系—三叠系界线处存在着一次负偏, 幅度在 1.1‰ 左右. (3) $0.05\text{ m}\sim 0.70\text{ m}$, $\delta^{13}\text{C}$ 在 *Isarcicella staeschei* 带由 2.246‰ 减小到 1.697‰ , 幅度为 0.549‰ . (4) 在剖面 $0.9\sim 4.8\text{ m}$, $\delta^{13}\text{C}$ 存在着一次明显的负偏, $\delta^{13}\text{C}$ 由 2.616‰ 减小到 -1.465‰ , 幅度在 4‰ 左右, 所以在牙形石 *Neospathodus waageni* 带存在着本剖面的最大一次负偏. (5) 剖面 4.8 m 向上 $\delta^{13}\text{C}$ 值又缓慢增大, 在 5.5 m 处达到极大值 2.658‰ , 随后 $\delta^{13}\text{C}$ 再缓慢减小达到剖面定点处的 -0.675‰ , 存在着一次正偏, 幅度也在 4‰ 左右.

4.2 色龙西山剖面碳同位素的对比及其意义

色龙西山剖面在长兴阶—印度阶界线处碳同位

表 1 色龙西山剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 同位素值测试结果
Table 1 The contents of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ at the Selong Xishan section, Tibet

样品	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	样品	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$
TWS(6.55 m)	-0.675	-10.790	TWS(0.9 m)	2.616	-11.843
TWS(6.2 m)	-0.292	-13.330	TWS(0.8 m)	2.069	-12.972
TWS(6.0 m)	-0.524	-15.480	TWS(0.7 m)	1.697	-13.673
TWS(5.8 m)	0.166	-12.598	TWS(0.6 m)	1.779	-13.649
TWS(5.6 m)	-0.066	-14.623	TWS(0.5 m)	1.879	-13.753
TWS(5.5 m)	2.658	-11.960	TWS(0.4 m)	2.026	-12.213
TWS(5.4 m)	1.543	-13.417	TWS(0.3 m)	2.327	-13.062
TWS(5.2 m)	0.703	-12.420	TWS(0.2 m)	1.841	-13.069
TWS(5.0 m)	1.677	-12.564	TWS(0.1 m)	2.125	-13.451
TWS(4.8 m)	-1.465	-19.436	TWS(0.05 m)	2.246	-11.489
TWS(4.6m)	0.010	-17.250	TWS(-0.05 m)	1.707	-14.833
TWS(4.4m)	1.048	-17.279	TWS(-0.1m)	2.572	-8.907
TWS(4.2m)	1.872	-16.835	TWS(-0.2m)	2.869	-10.305
TWS(2.0m)	2.197	-13.831	TWS(-0.7m)	2.480	-14.065
TWS(1.8m)	2.606	-13.637	TWS(-0.9m)	1.943	-14.371
TWS(1.6m)	2.190	-13.491	TWS(-1.1m)	2.236	-15.273
TWS(1.4m)	1.679	-14.679	TWS(-1.5m)	2.317	-14.955
TWS(1.2m)	1.838	-14.122	TWS(-2.0m)	2.210	-13.206
TWS(1.0m)	1.937	-13.604	TWS(-2.5m)	3.150	-13.351

素负偏幅度为 1.1‰,明显要小于我国华南等地的碳同位素负偏幅度.前人在该剖面界线做了大量工作,Shen *et al.* (2006)得到的碳同位素负偏幅度在 5‰左右,王伟等(1997)也在该剖面获得 6‰左右的负偏.由于该段沉积地层高度凝缩,整个 *Mesogondolella shengi* 带地层沉积厚度约为 15 cm,只有采样密度够大才能刻画出真实的碳同位素变化信息;本次碳同位素样品采样间距在 5 cm 左右,疏于前人 1 cm 的采样间距,所以本文长兴阶—印度阶界线处碳同位素负偏幅度未能精确地刻画出来.根据前人研究结果,色龙西山剖面碳同位素在二叠系—三叠系界线处存在 1~2 次明显的负偏(王伟等,1997; Shen *et al.*, 2006; Yin *et al.*, 2012),和我国华南及全球其他地区的二叠系—三叠系界线剖面显示出同样的碳同位素负偏特征(Shen *et al.*, 2011; 宋海军和童金南, 2016).

如前所述,色龙西山剖面在印度阶—奥伦尼克阶界线附近(*Neospathodus waageni* 带底部)存在着一次较大的负偏, $\delta^{13}\text{C}$ 由 2.616‰ 减小到 -1.465‰,幅度在 4‰左右,随后呈上升趋势,在剖面 5.5 m 处达到极大值 2.658‰,正偏幅度也在 4‰左右,同我国巢湖地区(左景勋等, 2003)、南盘江盆地的大贵州滩等地(Payne *et al.*, 2004)一致(图 5).

巢湖平顶山北坡剖面由印度阶→奥伦尼克阶下部→奥伦尼克阶中部, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值由 -1.8‰ 减小到 -3.9‰后又快速增大到 3.7‰,呈明显的“U”型谷(左景勋等, 2004).平顶山西坡剖面早三叠世碳氧同位素地层曲线与已知的平顶山北坡剖面相似, $\delta^{13}\text{C}$ 值在印度阶、奥伦尼克阶底部首先表现为大幅度负偏,随后呈上升趋势(左景勋等, 2003).印度阶顶部开始的碳同位素负偏,在我国华南多条剖面都有报道(Tong *et al.*, 2007),也能形成良好的全球对比(Song *et al.*, 2013).此前 Brühwiler *et al.* (2009)报道的土龙下三叠统剖面的碳同位素曲线十分不完整,缺乏印度阶中晚期的数据;本文报道的碳同位素曲线在西藏地区属于首次报道,能与我国华南和其他地区形成良好对比,表明藏南地区印度阶的地层基本完整,不存在明显的沉积间断或缺失.

4.3 碳同位素的指示意义

生物灭绝常常伴随着碳同位素的负偏,在地质历史时期泥盆系—石炭系、石炭系—二叠系和二叠系—三叠系界线附近,碳同位素均出现了负偏移.关于引起二叠系—三叠系灾变事件的原因也争论不定,有小行星(彗星)撞击说(Xu and Yan, 1993)、火山事件(殷鸿福等, 1989; Renne *et al.*, 1995)、缺氧事件(Wignall and Twitchett, 1996; Isozaki *et al.*,

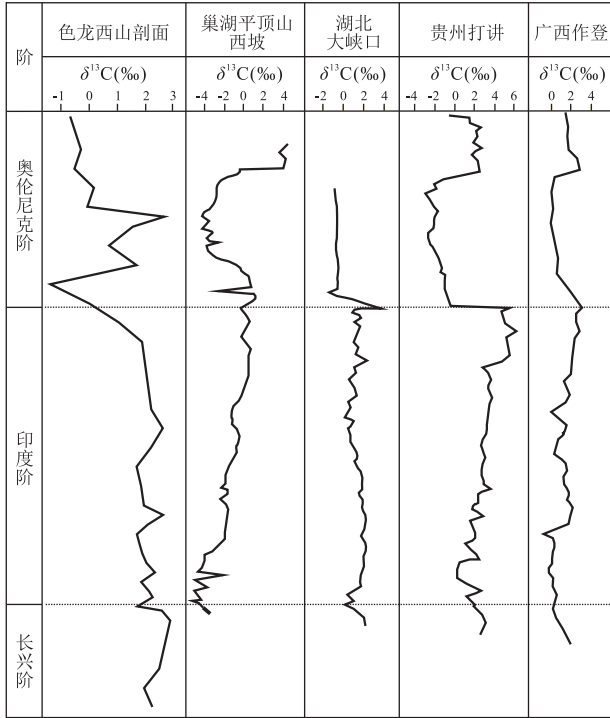


图 5 西藏色龙西山剖面与我国华南等地剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 对比
Fig.5 Correlation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ between the Selong Xishan section and other well-studied Lower Triassic sections in South China

其余剖面的碳同位素值来自 Tong *et al.* (2007)

1997;李玉成和周忠译,2002)、海洋酸化环境灾变(梁汉东和梁言慈,2004;Payne *et al.*,2010)等.环境的恶化导致碳循环的崩塌,被环境淘汰的老属种大量衰亡而适应新环境的生物还未大规模繁殖时,海洋生产力降低,生物量快速减少,导致有机碳的埋藏相对减少,氧化量增加,更多的 ^{12}C 进入大气,溶解于水,最后记录在海相碳酸盐岩中,造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏. $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏移期间是自然界生态萧条期,当 $\delta^{13}\text{C}$ 达到极小值时,衰亡的老属种有机碳生物量与新生属种有机碳生产量差异最大,是生态萧条的顶点(胡修棉等,2001).之后,随着生物对环境的适应,生产量逐渐增加,此时碳同位素值又向着正方向移动,自然界生物重新恢复生机后,碳同位素值恢复平稳.

二叠纪—三叠纪之交的生物大灭绝事件发生是生物与环境恶化的共同结果.早三叠世长时间尺度的研究表明碳同位素的负偏不仅发生在二叠纪末,在整个早三叠世(约 5 Ma)也出现过多次明显的负偏(Payne *et al.*, 2004; Tong *et al.*, 2007; Song *et al.*, 2013).从二叠纪—三叠纪之交生物大绝灭时碳同位素陡然下降,到早三叠世印度阶、奥伦尼克阶早期碳同位素再次急剧振荡,说明在早三叠世生物

复苏过程中,可能再次发生了生物与环境恶化事件.

黄可可等(2013)研究认为,二叠纪—三叠纪之交的无机碳同位素的显著负偏并不是孤立的事件,而是早三叠世持续发生的一系列高频率、大幅度波动的起点.碳同位素的负偏以及巨大的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ —深度梯度不仅存在于二叠纪—三叠纪之交,而且在整个早三叠世也广泛存在,表明整个早三叠世海洋都存在海水分层现象,这可能是导致二叠纪末大灭绝后生物迟滞复苏的原因(宋海军等,2012; Song *et al.*, 2013).色龙西山剖面在长兴阶—印度阶界线附近以及印度阶—奥伦尼克阶界线附近的碳同位素大幅波动,与我国华南等地能形成良好对比,反映藏南所在的高纬度地区和华南所在的低纬度地区经历了同样复杂的生物灭绝和复苏过程.

5 结论

基于高精度牙形石分带的全岩碳同位素的再研究,笔者根据 *Hindeodus parvus* 的首现位置,将色龙西山剖面的二叠系—三叠系界线置于 -0.05 m 处.全岩碳同位素分析表明,在该剖面长兴阶—印度阶界线处存在着碳同位素负偏,与我国华南多个剖面的对比结果表明古生代—中生代之交生物大灭绝具有对比性.在该剖面奥伦尼克阶底部(*Neospathodus waageni* 带底部)识别出了碳同位素值大幅度负偏及之后的正偏,碳同位素波动性上升,与我国华南等地一致,反映出早三叠世生物复苏进程的复杂性和多期次性.

致谢:中国科学院南京地质古生物研究所陈小明协助完成了碳氧同位素的测试工作,对此表示诚挚的感谢!感谢审稿人对本文提出的宝贵意见及建议!

References

Brühwiler, T., Goudemand, N., Galfetti, T., et al., 2009. The Lower Triassic Sedimentary and Carbon Isotope Records from Tulong (South Tibet) and Their Significance for Tethyan Palaeoceanography. *Sedimentary Geology*, 222(3–4): 314–332. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.10.003>

Cao, C. Q., Wang, W., Jin, Y., 2002. Carbon Isotope Variation near the Boundary of the Permian-Triassic in Meishan, Zhejiang. *Chinese Science Bulletin*, 47(4): 302–306 (in Chinese).

Cui, Y., Liu, J. B., Jiang, Q. Y. Y., 2009. Fluctuations of Stable Carbon Isotopes around the Permian-Triassic Boundary in Huaying of Sichuan, South China: Its Characteristics

- and Biogeochemical Origin. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 45(3): 461—471 (in Chinese with English abstract).
- Hu, X. M., Wang, C. S., Li, X. H., 2001. Stable Carbon Isotope Response to Oceanic Anoxic Events. *Journal of Chengdu University of Technology*, 28(1): 1—6 (in Chinese with English abstract).
- Huang, K. K., Huang, S. J., Lan, Y. F., et al., 2013. Review of the Carbon Isotope of Early Triassic Carbonates. *Advance in Earth Sciences*, 28(3): 357—365 (in Chinese with English abstract).
- Isozaki, Y., 1997. Permo-Triassic Boundary Superanoxia and Stratified Superocean: Records from Lost Deep Sea. *Science*, 276(5310): 235—238. <https://doi.org/10.1126/science.276.5310.235>
- Li, Y. C., Zhou, Z. Z., 2002. Massive Dissociation of Gas Hydrate during Oceanic Anoxia as a Cause of Mass Extinction at the End of Permian. *Geology-Geochemistry*, 30(1): 57—63 (in Chinese with English abstract).
- Liang, H. D., Liang, Y. C., 2004. Observation and Determination of Residue Acid Trapped in the White Clay near Permian-Triassic Boundary of the Meishan Section in South China. *Science Technology and Engineering*, 4(1): 7—11 (in Chinese with English abstract).
- Magaritz, M., Krishnamurthy, R. V., Holser, W. T., 1992. Parallel Trends in Organic and Inorganic Carbon Isotopes across the Permian/Triassic Boundary. *American Journal of Science*, 292(10): 727—739. <https://doi.org/10.2475/aj.s.292.10.727>
- Pan, G. T., Li, X. Z., Wang, L. Q., et al., 2002. Preliminary Division of Tectonic Units of the Qinghai-Tibet Plateau and Its Adjacent Regions. *Regional Geology of China*, 21(11): 701—707 (in Chinese with English abstract).
- Payne, J. L., Lehrmann, D. J., Wei, J. Y., et al., 2004. Large Perturbations of the Carbon Cycle during Recovery from the End-Permian Extinction. *Science*, 305(5683): 506—509. <https://doi.org/10.1126/science.1097023>
- Payne, J. L., Turchyn, A. V., Paytan, A., et al., 2010. Calcium Isotope Constraints on the End-Permian Mass Extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(19): 8543—8548. <https://doi.org/10.1073/pnas.0914065107>
- Renne, P. R., Black, M. T., Zichao, Z., et al., 1995. Synchrony and Causal Relations between Permian-Triassic Boundary Crises and Siberian Flood Volcanism. *Science*, 269(5229): 1413—1416. <https://doi.org/10.1126/science.269.5229.1413>
- Riccardi, A., Kump, L. R., Arthur, M. A., et al., 2007. Carbon Isotopic Evidence for Chemocline Upward Excursions during the End-Permian Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(1—2): 73—81. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.11.010>
- Shi, G. R., Shen, S. Z., N. W. Archbold, 1999. Gruntea gen. nov., A New Permian Spirigerellid (Brachiopoda) Genus From Selong, Southern Tibet, China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 38(3): 346—352 (in Chinese with English abstract).
- Song, H. J., Tong, J. N., Xiong, Y. L., et al., 2012. The Large increase of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -Depth Gradient and the End-Permian Mass Extinction. *Science in China (Series D)*, 42(8): 1182—1191 (in Chinese).
- Song, H. J., Tong, J. N., 2016. Mass Extinction and Survival during the Permian-Triassic Crisis. *Earth Science*, 41(6): 901—918. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.077>
- Song, H. J., Tong, J. N., Algeo, T. J., et al., 2013. Large Vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ Gradients in Early Triassic Seas of the South China Craton: Implications for Oceanographic Changes Related to Siberian Traps Volcanism. *Global and Planetary Change*, 105: 7—20. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.023>
- Shen, S. Z., Archbold, N. W., Shi, G. R., et al., 2000. Permian Brachiopods from the Selong Xishan Section, Xizang (Tibet), China Part 1: Stratigraphy, Strophomenida, Productida and Rhynchonellida. *Geobios*, 33(6): 725—752. [https://doi.org/10.1016/s0016-6995\(00\)80125-4](https://doi.org/10.1016/s0016-6995(00)80125-4)
- Shen, S. Z., Cao, C. Q., Henderson, C. M., et al., 2006. End-Permian Mass Extinction Pattern in the Northern Peri-Gondwanan Region. *Palaeoworld*, 15(1): 3—30. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2006.03.005>
- Shen, S. Z., Crowley, J. L., Wang, Y., et al., 2011. Calibrating the End-Permian Mass Extinction. *Science*, 334(6061): 1367—1372. <https://doi.org/10.1126/science.1213454>
- Shen, S. Z., Jin, Y. G., 1999. Brachiopods from the Permian-Triassic Boundary Beds at the Selong Xishan Section, Xizang (Tibet), China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(4): 547—559. [https://doi.org/10.1016/s1367-9120\(99\)00004-8](https://doi.org/10.1016/s1367-9120(99)00004-8)
- Tian, L., Tong, J. N., Sun, D. Y., et al., 2014. The Microfacies and Sedimentary Responses to the Mass Extinction during the Permian-Triassic Transition at Yangou Section, Jiangxi Province, South China. *Science China Earth Sciences*, 57(9): 2195—2207. <https://doi.org/10.1007/s11430-014-4869-5>
- Tong, J. N., Zuo, J. X., Chen, Z. Q., 2007. Early Triassic Carbon Isotope Excursions from South China: Proxies for Devastation and Restoration of Marine Ecosystems Following the

- End-Permian Mass Extinction. *Geological Journal*, 42(3—4): 371—389. <https://doi.org/10.1002/gj.1084>
- Wang, L. N., Wignall, P. B., Sun, Y. D., et al., 2017. New Permian-Triassic Conodont Data from Selong (Tibet) and the Youngest Occurrence of *Vjalovognathus*. *Journal of Asian Earth Sciences*, 146: 152—167. <https://doi.org/10.13039/501100001809>
- Wang, W., Shen, S. Z., Zhu, Z. L., 1997. Carbon-Isotope Characteristic of the Permian-Triassic Boundary Selong Section, Xizang (Tibet), China and Its Significance. *Chinese Science Bulletin*, 42(4): 406—408 (in Chinese).
- Wang, Z. H., Wang, Y. G., 1995. Permian-Lower Triassic Conodonts from Selong Xishan of Nyalam, S. Tibet, China. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 12(4): 333—348 (in Chinese with English abstract).
- Wignall, P. B., Twitchett, R. J., 1996. Oceanic Anoxia and the End Permian Mass Extinction. *Science*, 272(5265): 1155—1158. <https://doi.org/10.1126/science.272.5265.1155>
- Xia, F. S., Zhang, B. G., 1992. Age of the Selong Group in Xishan, Selong of Xizang and the Permian-Triassic Boundary. *Journal of Stratigraphy*, 16(4): 256—263 (in Chinese).
- Xu, D. Y., Yan, Z., 1993. Carbon Isotope and Iridium Event Markers near the Permian/Triassic Boundary in the Meishan Section, Zhejiang Province, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104(1—4): 171—176. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90128-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90128-6)
- Xie, S. C., Pancost, R. D., Huang, J. H., et al., 2007. Changes in the Global Carbon Cycle Occurred as Two Episodes during the Permian-Triassic Crisis. *Geology*, 35(12): 1083—1086. <https://doi.org/10.1130/g24224a.1>
- Yao, J. X., Li, Z., 1987. Permian-Triassic Conodont Faunas and the Permian-Triassic Boundary at the Selong Section in Nyalam County, Xizang, China. *Chinese Science Bulletin*, 32(22): 1555—1560.
- Yin, H. F., Huang, S. J., Zhang, K. X., et al., 1989. Volcanic Activity at the Turn of the Permian-Triassic in South China and Its Impact on Biological Extinction. *Journal of Geology*, 62(2): 169—181 (in Chinese).
- Yin, H. F., Jiang, H. S., Xia, W. C., et al., 2014. The End-Permian Regression in South China and Its Implication on Mass Extinction. *Earth-Science Reviews*, 137: 19—33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.06.003>
- Yin, H. F., Xie, S. C., Luo, G. M., et al., 2012. Two Episodes of Environmental Change at the Permian-Triassic Boundary of the GSSP Section Meishan. *Earth-Science Reviews*, 115(3): 163—172. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.006>
- Yuan, D. X., Zhang, Y. C., Shen, S. Z., 2018. Conodont Succession and Reassessment of Major Events around the Permian-Triassic Boundary at the Selong Xishan Section, Southern Tibet, China. *Global and Planetary Change*, 161: 194—210. <https://doi.org/10.13039/501100001809>
- Zhang, B. G., 1974. The Stratigraphic of the Mount Qomolangma Area-Permian, Scientific Expedition Report in Mount Qomolangma Area (1966—1968). Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhang, S. X., Jin, Y. G., 1976. Upper Palaeozoic Brachiopod Fossils in Mount Qomolangma Area. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhu, T. X., Zhou, M. K., Feng, X. T., et al., 2005. Phanerozoic Multiple Strata and Basin Evolution on the Northern Slope of Himalaya, Tibet. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Zuo, J. X., Tong, J. N., Qiu, H. O., et al., 2003. Carbon and Oxygen Isotopic Stratigraphic Correlation and Its Paleoenvironment Significance during the Lower Triassic, Chaohu, Anhui Province, China. *Geology-Geochemistry*, 31(3): 26—33 (in Chinese with English abstract).
- Zuo, J. X., Tong, J. N., Qiu, H. O., et al., 2004. Carbon and Oxygen Isotope Stratigraphy of the Lower Triassic at Northern Pingdingshan Section of Chaohu, Anhui Province, China. *Journal of Stratigraphy*, 28(1): 35—40, 47 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 曹长群, 王伟, 金玉, 2002. 浙江煤山二叠—三叠系界线附近碳同位素变化. *科学通报*, 47(4): 302—306.
- 崔莹, 刘建波, 江崎洋一, 2009. 四川华蓥二叠—三叠系界线剖面稳定碳同位素变化特征及其生物地球化学循环成因. *北京大学学报(自然科学版)*, 45(3): 461—471.
- 胡修棉, 王成善, 李祥辉, 2001. 大洋缺氧事件的碳稳定同位素响应. *成都理工学院学报*, 28(1): 1—6.
- 黄可可, 黄思静, 兰叶芳, 等, 2013. 早三叠世海相碳酸盐碳同位素研究进展. *地球科学进展*, 28(3): 357—365.
- 李玉成, 周忠泽, 2002. 华南二叠纪末缺氧海水中的有毒气体与生物集群绝灭. *地质地球化学*, 30(1): 57—63.
- 梁汉东, 梁言慈, 2004. 中国煤山剖面二叠系/三叠系界线附近白粘土中残余酸的发现与意义. *科学技术与工程*, 4(1): 7—11.
- 潘桂棠, 李兴振, 王立全, 等, 2002. 青藏高原及邻区大地构造单元初步划分. *地质通报*, 21(11): 701—707.
- 石光荣, 沈树忠, N. W. Archbold, 1999. 西藏南部色龙二叠纪腕足动物携螺贝类——新属: *Gruntea gen. nov.*. *古生物学报*, 38(3): 346—352.
- 宋海军, 童金南, 熊炎林, 等, 2012. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ —深度梯度的剧增与二叠纪末生物大灭绝. *中国科学(D辑)*, 42(8):

1182—1191.

宋海军,童金南,2016.二叠纪—三叠纪之交生物大灭绝与残存.地球科学,41(6):901—918.<https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.077>

王志浩,王义刚,1995.中国西藏聂拉木色龙西山二叠系—三叠统牙形刺.微体古生物学报,12(4):333—348.

王伟,沈树忠,朱自力,1997.中国西藏色龙二叠系—三叠系界线剖面的碳同位素特征及其意义.科学通报,42(4):406—408.

夏凤生,章炳高,1992.西藏色龙西山色龙群的时代及二叠系与三叠系的界线.地层学杂志,16(4):256—263.

殷鸿福,黄思骥,张克信,等,1989.华南二叠—三叠纪之交的火山活动及其对生物灭绝的影响.地质学报,62(2):

169—181.

章炳高,1974.珠穆朗玛峰地区的地层——二叠系,珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968).北京:科学出版社.

张守信,金玉珩,1976.珠穆朗玛峰地区上古生界腕足动物化石.北京:科学出版社.

朱同兴,周铭魁,冯心涛,等,2005.西藏喜马拉雅北坡显生宙多重地层与盆地演化.北京:地质出版社.

左景勋,童金南,邱海鸥,等,2003.巢湖地区早三叠世碳氧同位素地层对比及其古生态环境意义.地质地球化学,31(3):26—33.

左景勋,童金南,邱海鸥,等,2004.巢湖平顶山北坡剖面早三叠世碳、氧同位素地层学研究.地层学杂志,28(1):35—40,47.