

# P/E 界线全球事件在西藏定日地区的响应

李祥辉<sup>1</sup>, 包向农<sup>2</sup>, 胡修棉<sup>1</sup>, 王成善<sup>1</sup>, 万晓樵<sup>3</sup>, 范善发<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 成都理工大学, 成都 610059; <sup>2</sup> 甘肃省煤炭地质研究所, 兰州 730000;

<sup>3</sup> 中国地质大学, 北京 100083; <sup>4</sup> 广州地球化学研究所, 广州 510640

**摘要:** 生物群、沉积物和有机地球化学变化显示, 古新统一始新统(P/E)界线全球事件在西藏南部定日(东特提斯残留海低纬度浅水)地区存在明显响应: 古新统宗浦组顶部有孔虫动物群的属、种绝灭率分别为 87% 和 94%, 始新统遮普惹组底部有孔虫属、种新生率分别达 80% 和 69%; 岩层以(生物滩相)薄—中层向厚层—块状生物灰岩转化, 泥质含量增加; 典型生物标志化合物参数变化明显,  $P_r/17$  比值平均从 0.365 增加到 0.86,  $Ph/18$  由 0.56 变为 0.92,  $\beta/17$  由 12.843 剧增到 123.17,  $\gamma/17$  由 2.46 突变为 29.5。结合西藏及邻区岩相分布、接触关系后认为, 这种全球地质事件的响应在研究区可能是一种古海洋事件, 可能由大洋环流(古水团)变化引起。

**关键词:** 生物响应; 沉积响应; 有机地球化学响应; P/E 界线; 定日; 西藏

**中图分类号:** P736.22

**文献标识码:** A

**文章编号:** 0256-1492(2002)01-0069-06

随着深海钻探计划(DSDP)和大洋钻探计划(ODP)的开展, 已经在古海洋学领域取得了一些重大发现, 老第三系古新统与始新统(P/E)界线间地质事件的发现便是其中最重要的成果之一。较早进行 P/E 界线事件研究并发现界线上存在不同记录的是 Shackleton 和 Boersma, 他们在研究古新世古海洋时发现在生物组合、矿物组成、沉积组分等方面初期与后期存在重大差异<sup>[1]</sup>。Owen 及 Rea<sup>[2]</sup>在研究始新世 CO<sub>2</sub> 温室效应时也发现此期全球气候与构造活动变化有类似情况。进入 20 世纪 90 年代, P/E 界线的事件性已广为接受, 并吸引了众多地球科学家涉入该研究领域。迄今为止, P/E 界线研究已在生物绝灭事件、矿物和岩性变化、 $\delta^{13}C$  与  $\delta^{18}O$  偏移、古水温、古大气环流等方面取得了一些进展<sup>[3]</sup>。新近还提出了 P/E 界限事件缺氧<sup>[4]</sup>和磁性偏移<sup>[5]</sup>成因假说。这些进展为探讨相关时期构造演化和全球气候变化等提供了重要证据。一言之, P/E 界线事件是一全球性地质事件。

但是, P/E 界线地质事件重大发现的基础资料主要来自高纬度地区大洋海底及北美大陆, 是否适用于低纬度地区, 即是否具有全球性还缺少浅海相

区的证据; 另一方面, 过去, 甄别 P/E 界线事件的沉积记录主要为大洋海底细粒陆源和粘土物质, 而浅水碳酸盐的情况则知之甚少。西藏南部定日(岗巴—定日盆地)下第三系的碳酸盐沉积为此问题的研究提供了可能性。本文通过对该区生物群、沉积岩层和有机地球化学分析, 力图查明该全球事件在东特提斯残留海低纬度浅水地区——西藏定日地区沉积物中存在的响应。

## 1 地质背景

西藏定日地区第三纪时属于东特提斯洋狭窄残留海的一部分, 位于印度次大陆北缘, 其古地理位置大致位于  $5^{\circ} \sim 10^{\circ}N$ <sup>[6]</sup>。该套第三系碳酸盐岩系残留海海湾浅滩相沉积<sup>[7]</sup>, 主要出露于定日县城(协格尔)以西的遮普惹山向斜, 典型剖面见于遮普惹山西北端的贡扎村附近。研究区海相第三纪地层系统已经建立<sup>[8-13]</sup>, 本文采用的 P/E 过渡地层系统方案源自章炳高和耿良玉<sup>[9]</sup>, 包括宗浦组顶部和遮普惹组底部。应当说明的是, 过去一些研究者认为本剖面的 P/E 界线为一断层, 经作者查证, 该断层实际上见于宗浦组上部的瘤状灰岩中, 断层位置上距该年代地层界线尚有 8~10 m, 加之, 此断层断距甚小, 不超过 2 m, 因此, 并不影响本文的 P/E 界线事件研究。

P/E 界线的标定以古新世大量典型生物群分子 *Miscellanea* 和 *Daviesina/Lockhartia* 的消失和始新世分子 *Aveolina*, *Nunm uliteis*, *Fasciolites* 的大量

**基金项目:** 国家有机地球化学重点实验室项目(0GL-9709); 国家杰出青年科学基金项目(49625203)

**作者简介:** 李祥辉(1964—), 男, 副教授, 博士, 主要从事沉积地质与古海洋学教学科研工作, E-mail: lixh@cdu.edu.cn

**收稿日期:** 2001-04-19, 2001-08-25 改回 文凤英编辑



富集为标志。据此,定日贡扎剖面的 P/E 界线位于宗浦组顶薄层灰岩第 16 层与遮普惹组底厚层灰岩第 17 层之间(图 1)。

## 2 实验材料与方法

实验材料均采自西藏定日贡扎剖面,实验样品均采自地表,经去污、粉碎后进行分析。有关的实验方法、条件现简述如下:

**有机质分离** 岩样经去污处理后,粉碎至 80 目,采用索氏抽提法(72 h),溶剂为三氯甲烷,铜片脱硫,用石油醚沉淀沥青质,硅胶氧化铝(体积比 3:1)柱层析进行族组分分离,依次用石油醚冲洗烷烃组分,二氯甲烷冲洗芳烃组分,乙醇冲洗非烃组分。由成都理工大学油气藏地质与开发国家重点实验室完成。

**色谱-质谱联用仪分析(GC-MS)** 由中国科学院广州地球化学研究所测试。实验条件: Platform II 色谱-质谱仪,离子源温度 180 °C,电子能量 70 eV。HP-5 石英弹性毛细管色谱柱(50 m × 0.32 mm × 0.17 μm),80 °C 恒温 5 min, 8 °C/min 程序升温至 120 °C。2 °C/min 程序升温至 300 °C,恒温 21 min。

## 3 P/E 界线的生物响应

研究区 P/E 界线附近生物群存在明显变化,表现为第 13~16 层的 *L. ockhartia* 组合结构、组成、分异度等到第 17 层的 *A. lveolina* 组合有很大差别(图 1,表 1)。绝大多数 *L. ockhartia* 组合中的属种在 *A. lveolina* 组合中消失,属种的绝灭率分别为 87%、94%,而后者组合中也产生了 60% 以上的新生属种(表 1)。*L. ockhartia* 组合中多数属种的消失和 *A. lveolina* 组合中大量新生属种的产生,表明西藏特提斯喜马拉雅的 P/E 界限过渡时期曾经发生过微体有

孔虫动物群的消亡和群落取代,与世界其它地区如大西洋海岸平原、北美大陆<sup>[14-16]</sup>及西特提斯<sup>[4]</sup>的有孔虫在此时期的绝灭和复苏事件相对应。

## 4 P/E 界线上下的沉积物响应

总体而言,贡扎剖面 P/E 界线的岩相变化并不明显,但是岩层厚度差别大,易于区分。界线附近由下向上相序变化表现为滩间/滩外瘤状灰岩相—生物滩薄-中层灰岩相—生物滩厚层、块状灰岩相(图 1)。P/E 界线则位于生物滩薄-中层灰岩与厚层、块状灰岩相之间。

滩间/滩外灰色-深灰色瘤体次圆状或椭圆状灰岩,一般 5~10 cm 厚,为有孔虫微晶灰岩,生物含量不超过 10%;支撑瘤体的基质为深灰色泥灰岩或钙质页岩,有孔虫化石含量 15%~30%,少数可达 35% 以上,相带内的泥质含量平均 5%~10%。薄—中层及块状灰岩的结构和组成十分相似,主要为(含)有孔虫微晶灰岩(粒泥灰岩)和微晶有孔虫灰岩(泥粒灰岩)。第 16 层下部薄层灰岩中生物含量平均达 50%~80%,上部中层灰岩则只有 10%~30%,泥质含量 5%~7%;第 17 层下部厚层、块状灰岩层生物含量平均为 25%~40%,第 18~19 层中上部可达 90%,17~19 层相带内的泥质含量 < 1%。

## 5 P/E 界线附近的有机地球化学变化

定日贡扎剖面 P/E 界线附近生物标志化合物含量偏移明显(图 2): 位于 P/E 界线下上两样品的 Pr/17 比值(姥姣烷/正构烷烃 n-C<sub>17</sub>)有较大增加,从 0.42 增加到 0.77(0.365~0.86,括弧内示古新世末期 4 个样品平均值向始新世初期 6 个样品平均值的变化,下同),而 Ph/18(植烷/正构烷烃 n-C<sub>18</sub>)比值则由 0.56 变为 1.00(0.56~0.92),β/17(β-胡萝卜烷/正构烷烃 n-C<sub>17</sub>)比值由 15.68 剧增到 39.35(12.843~123.17),γ/17(γ-胡萝卜烷/正构烷烃 n-C<sub>17</sub>)比值由 3.61 突变为 9.06(2.46~29.5)。界线附近的有机元素特别是 N、C、N/H、N/O 等的比值也有较大的变化(表 2)。由此可见,西藏定日地区 P/E 界线附近的有机地球化学存在强烈差异。

## 6 讨论和结论

研究表明, P/E 界线时期海洋底栖和浮游有孔

表 1 P/E 界线间的生物属种绝灭数(率,%)及新生数(率,%)统计

Table 1 Genus and species extinction and recovery rate of the P/E transition in Tingri

时代	属				种					
	属数	绝灭数	绝灭率	新生数	新生率	种数	绝灭数	绝灭率	新生数	新生率
古新世	8	7	87.5	—	—	17	16	94.1	—	—
始新世	5	—	—	4	80.0	16	—	—	11	68.8

注: 1) 该统计表仅限于 P/E 界线上、下各 40 m 范围;

2) 部分统计资料来自 Willen et al., 1996。

© 1995-2005 Tsinghua Tongfang Optical Disc Co., Ltd. All rights reserved.

虫的营养结构和生态变异等也是一种普遍现象<sup>[17]</sup>, 并在其它浮游生物<sup>[18, 19]</sup>和陆生哺乳动物方面<sup>[20]</sup>有响应。Robert 和 Kennet<sup>[21]</sup>通过研究南大西洋、南大洋、南极洲亚热带若干钻井古新统上部粘土矿物组成后发现, 蒙脱石由原来的 90% 锐减到 60% 左右, 伊利石增加约 5%, 高岭石则增加将近 20%。Koch 和 Zachos<sup>[22]</sup>及上述研究者对有孔虫同位素测试分析结果综合研究表明, 高纬度地区古新世晚期数千年的时间里  $\delta^{13}C$  负偏 4‰,  $\delta^{18}O$  负偏 2‰, 这在新生代十分罕见。这些响应足以表明, P/E 界线时期曾在一定范围发生过重大地质事件。本文研究结果印证了这一事件的客观存在, 并证明了曾发生在西藏

南部定日地区(东特提斯残留海)低纬度浅水地区, 这为该事件具全球性提供了证据。

目前对该事件的性质及成因解释主要有两种。其一是大气环流强度变化成因。Hovan 和 Rea<sup>[23]</sup>通过北大西洋有关钻井 P/E 界线的风成粘土岩、砂岩研究后发现粒度突然减小, 因此, 认为这是新生代大气环流强度发生最大变化的结果。第二种解释是深海环流模式。Owen 和 Rea<sup>[2]</sup>、Gunnell 等<sup>[16]</sup>、Dickens 等<sup>[24]</sup>对高纬度大西洋及印度洋钻探资料研究后认为, P/E 界线时期深海环流从两极、亚寒带冷层水模式转变为亚热带暖而浅的底层水模式, 从而使深海变暖, 这是导致该事件的主要原因。

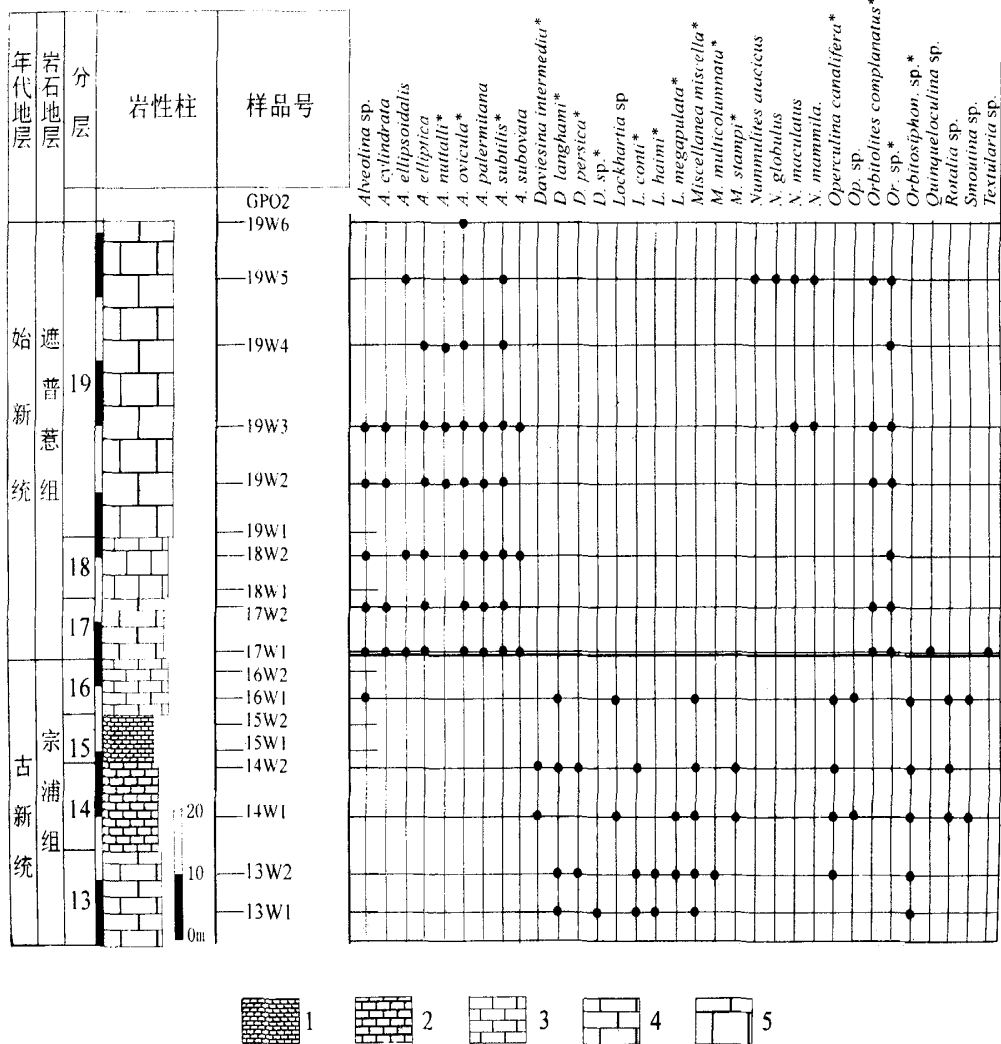


图 1 定日贡扎剖面 P/E 界线附近地层柱状剖面及化石属种分布延限

- 1. 薄层瘤状灰岩; 2. 中—薄层瘤状灰岩; 3. 中—薄层生物碎屑灰岩; 4. 厚层生物碎屑灰岩;
- 5. 块状生物碎屑灰岩。\* 资料来自 Willem et al., 1996。

Fig 1 Diagram of stratigraphic column showing distributions of fossil genus and species at the P/E in Gongzha cross section, Tingri

1-Thin nodular limestone; 2-Medium layered and thin limestone; 3-Medium layered and thin bioclastic limestone; 4-Thick bioclastic limestone; 5-Massive bioclastic limestone Note: \* From Willem et al., 1996

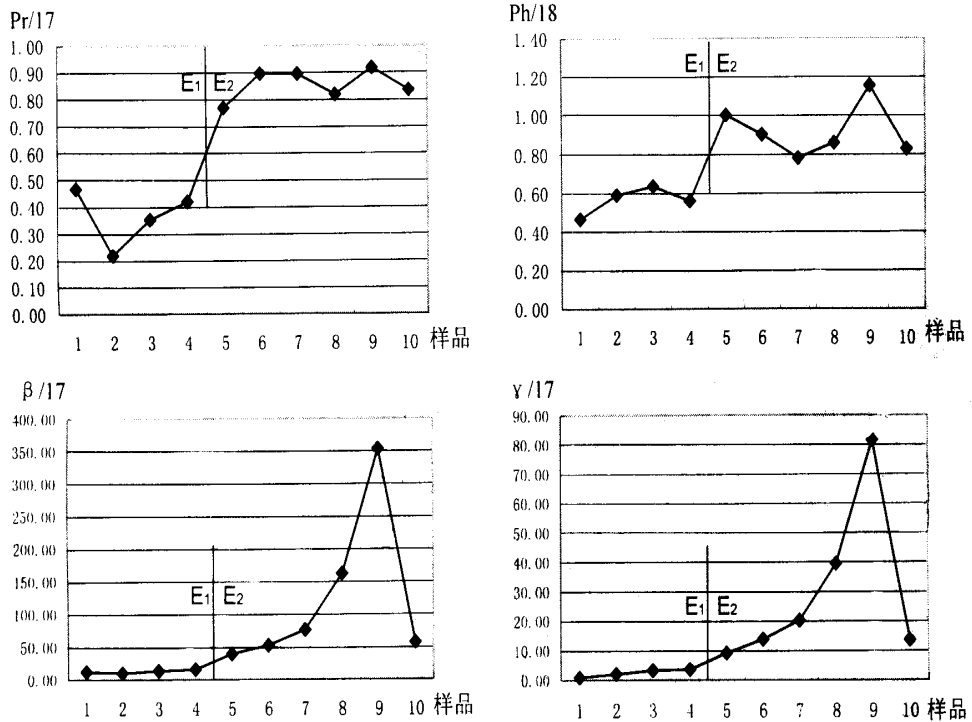


图 2 西藏定日地区贡扎剖面 P-E 界线附近的某些生物标志化合物变化趋势

图中横坐标编号分别代表样品: 1. GPO2-14S1; 2. GPO2-14S2; 3. GPO2-15S2; 4. GPO2-16S1; 5. GPO2-17S1; 6. GPO2-17S2; 7. GPO2-18S2; 8. GPO2-19S1; 9. GPO2-19S2; 10. GPO2-19W。具体每一样品在剖面中的位置参见图 1。

Fig. 2 Profile of some parameters of biomarkers at the boundary of the P(E<sub>1</sub>)/E(E<sub>2</sub>) in Gongzha cross section, Tingri

表 2 西藏定日贡扎地区 P/E 界线附近的有机元素及其比值变化

Table 2 Composition of organic elements and their ratios near the P/E boundary in Gongzha section, Tingri

样品编号	时代	N	C	H	O	N/C	N/H	N/O	H/C	O/C	H/O
GP02-14S1	E <sub>1</sub>	1.543	66.541	3.371	22.589	0.023	0.458	0.068	0.051	0.340	0.149
GP02-15S2	E <sub>1</sub>	0.208	14.743	1.967	7.867	0.014	0.106	0.026	0.133	0.534	0.250
GP02-16S1	E <sub>1</sub>	0.704	37.946	3.591	16.739	0.018	0.196	0.042	0.089	0.441	0.215
GP02-17S1	E <sub>2</sub>	0.357	25.669	2.266	10.218	0.014	0.158	0.035	0.088	0.398	0.221
GP02-18W 2	E <sub>2</sub>	1.298	42.717	2.815	12.528	0.0304	0.461	0.104	0.053	0.293	0.224
GP02-19S1	E <sub>2</sub>	1.491	66.893	3.299	17.621	0.022	0.452	0.085	0.049	0.263	0.187
GP02-19W 3	E <sub>2</sub>	0.784	50.72	2.779	14.32	0.016	0.282	0.055	0.055	0.282	0.194

从前述各种响应来看,无论是该研究剖面还是岗巴剖面<sup>[12, 13, 25]</sup>,抑或同属新特提斯洋的塔里木周缘的海相老第三纪古新统和始新统均系浅水碳酸岩沉积<sup>[26]</sup>,岩相变化较小,生物以正常海条件下生活的底栖有孔虫群为特色。这些剖面及相关地区 P/E 界线间没有构造活动痕迹,表现为既无不整合构造也无侵蚀面,甚至无短期海平面升降的记录, P/E 界线往往出现在相同岩性的岩层界面上。这种特征显然难以用气候变化和构造变动来解释,当然用大气环流影响也无法说明其关系。由此,西藏定日地区

P/E 界线的地质事件作为古海洋事件来解释比气候或构造变动事件解释合理,即用古海洋大洋环流变化来解释较为合理。另一方面,生物标志化合物参数变化特征显示,沉积微环境从古新世末期的氧气充足条件到始新世初期变为半缺氧—贫氧状况;而生物群的水深变化所反映的情况正好相反,古新世后期底栖有孔虫 *M. iscellanea*, *D. aviesina*, *L. ockhartia* 动物群生活的环境水深较之始新世早期 *A. lveolina*, *N. ummuliteis*, *Fasciolites* 动物群要深,前者相当于生物相 6 和 7,后者只相当于 4 和 5<sup>[27]</sup>。这种矛盾的环

境特征, 只能用非正常古海水水团的运动来解释, 尽管是浅海环境, 相对富含氧分的冷水水团从残留海外端由海底向海面运动致使较深的浅海比较浅的浅海富氧。

事实上, 早第三纪时期东特提斯洋正处于关闭过程, 大洋环流相应地会产生变化, 并导致水团运动方式和来源的改变。但是, 由于相关研究剖面的控制数量不足, 如岗巴、堆纳、仲巴以及塔里木周缘地区的情况不明, 因此, 目前尚难以建立东特提斯洋正关闭过程古水团变化的模式并深入分析其形成机制。

### 参 考 文 献

- [1] Shackleton N, Boersma A. The climate of the Eocene ocean [J]. *Journal of Geological Society*, London, 1981, 138: 153-157.
- [2] Owen R M, Rea D K. Sea-floor hydrothermal activity links climatic to tectonics: the Eocene carbon dioxide greenhouse [J]. *Science*, 1985, 227: 166-169.
- [3] 王成善, 刘志飞. 古新世—始新世世界线的全球事件[J]. *地球科学进展*, 1996, 11(3): 288-293.
- [4] Speijer R P, Schmitz B, Van der Zwaan G J. Benthic foraminiferal extinction and repopulation in response to late Paleocene Tethyan anoxia [J]. *Geology*, 1997, 25(8): 683-686.
- [5] Ali R, Hailwood E A. Magnetostratigraphic (re) calibration of the Paleocene/Eocene boundary interval in Holes 550 and 549, Goban Spur, eastern North Atlantic [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161(1-4): 201-213.
- [6] Patzelt A, Li H, Wang J, Appel E. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior the collision with Eurasia [J]. *Tectonophysics*, 1996, 259: 259-284.
- [7] 李祥辉, 王成善, 伊海生, 李勇. 西藏中白垩世和始新世的岩相古地理及其意义[J]. *中国区域地质*, 2001, 20(1): 82-89.
- [8] 文世宣. 珠穆朗玛峰地区的地层——白垩系[A]. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966-1968)——地质[C]. 北京: 科学出版社, 1974. 148-183.
- [9] 章炳高, 耿良玉. 西藏南部早第三纪地层的再认识[J]. *地层学杂志*, 1983, 7(4): 310-312.
- [10] 郝治纯, 万晓樵. 西藏定日的海相白垩、第三系[A]. 青藏高原地质文集(17)[C]. 北京: 地质出版社, 1985. 227-231.
- [11] 徐钰林, 万晓樵, 苟宗海, 等. 西藏侏罗纪、白垩纪、第三纪地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 147.
- [12] Willem s H, ZHANG Bing-gao. Cretaceous and Lower Tertiary sediments of the Tibetan Tethys Himalaya in the area of Tingri (South Tibet, PR China) [M]. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universitat Bremen*, 1993, 38: 29-47.
- [13] Willem s H, Zhou Z, Zhang B, Grafe K U. Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China) [J]. *Geol Rundsch*, 1996, 85: 723-754.
- [14] Kennett J P, Stott L D. A abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinction at the end of the Paleocene [J]. *Nature*, 1991, 353: 225-229.
- [15] Gibson T G, Bybell L M, Owens J P. Latest Paleocene lithologic and biotic events in neritic deposits of southwestern New Jersey [J]. *Paleoceanography*, 1993, 8(4): 495-544.
- [16] Gunnell G F, Bartels W S, Gingerich P D. Paleocene-Eocene boundary in continental North America: biostratigraphy and geochronology, Northern Bighorn Basin, Wyoming [J]. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 1993, 13(3 Suppl.): 39.
- [17] Ortiz N. Differential patterns of benthic foraminiferal extinctions near the Paleocene-Eocene boundary in the North Atlantic and the western Tethys [J]. *Marine Micropaleontology*, 1995, 26(1-4): 341-359.
- [18] WEI Wu-chang. Clarification of an index nannofossil species for the Paleocene-Eocene boundary [J]. *Journal of Palaeontology*, 1996, 70(3): 526-527.
- [19] Speijer R P, Samir A M. *Globanomalina luxorensis*: a Tethyan biostratigraphic marker of latest Paleocene global events [J]. *Micropaleontology*, 1997, 43(1): 51-62.
- [20] Beard K C, Dawson M R. Intercontinental dispersal of Holarctic land mammals near the Paleocene-Eocene boundary: paleogeographic, paleoclimatic and biostratigraphic implications [J]. *Bull Soc Geol Fr*, 1999, 170(5): 697-706.
- [21] Robert C, Kennett J P. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay mineral evidence [J]. *Geology*, 1994, 22: 221-214.
- [22] Koch P L, Zachos J C. Mammalian biochronology of the Paleocene-Eocene boundary in North America, Europe and Asia [J]. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 1993, (3 Suppl): 47.
- [23] Hovan S A, Rea D K. Paleocene/Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: a southern hemisphere record [J]. *Geology*, 1992, 20: 15-18.
- [24] Dickens G R, Castillo M M, Walker J C G A. Blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate [J]. *Geology*, 1997, 25(3): 259-262.
- [25] 吉磊. 西藏岗巴地区始新统遮普巷组的沉积微相和沉积环境[J]. *沉积学报*, 1995, 13(增刊): 88-95.
- [26] 唐天福, 薛耀松, 俞从流. 新疆塔里木盆地西部晚白垩世至早第三纪海相沉积特征及沉积环境[M]. 北京: 科学出版社, 1992. 131.
- [27] 万晓樵. 西藏第三纪有孔虫生物地层学及古地理[J]. *武汉地质学院(北京研究生院)院刊*, 1987, 1: 47-57.

## SEDIMENTARY RESPONSES TO THE GLOBAL EVENT OF TRANSITIONAL PALEOCENE-EOCENE BOUNDARY IN TINGRI, SOUTHERN TIBET

L I Xiang-hui<sup>1</sup>, BAO Xiang-nong<sup>2</sup>, HU Xiu-mian<sup>1</sup>, WANG Cheng-shan<sup>1</sup>,  
WAN Xiao-qiao<sup>3</sup>, FAN Shan-fa<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Chengdu University of Technology, 610059 Chengdu, China;

<sup>2</sup> Gansu Institute of Coal, 730000 Lanzhou, China;

<sup>3</sup> China University of Geosciences, Beijing, 100083, China;

<sup>4</sup> Guangzhou Institute of Geochemistry, 510640 Guangzhou, China)

**Abstract** The exact boundary between Paleocene and Eocene, well exposed at Gongzha, northwestern flank of the Zhepure Shan syncline, west to Tingri is determined by benthic foraminiferal assemblages. There is an obvious replacement of *L ockhartia* community ranging from units 13 to 16 by *A lveolina* community in units 17~ 19. Most of the species in the *L ockhartia* community disappear in the *A lveolina* community, and ca. 70% new species occur in the later community. A sedimentary response can be observed at the boundary of the P/E. The latest Paleocene units 13~ 16 are dominated by nodular limestone and thin wackstone less than 15 cm in single layer thickness with 5% ~ 10% of clay, and above the boundary, the earliest Eocene units 17~ 19 are composed of thick blocky wackstone and packstone with clay less than 1%. Some organic geochemical data also provide clues for analysis of the P/E event. Parameters of biomarkers extensively support the idea. For example, Pr/17 (pristane n-C17), Ph/18 (phytane n-C18),  $\beta$ /17 ( $\beta$ -carotane n-C17) and  $\gamma$ /17 ( $\gamma$ -carotane n-C17) increase simultaneously from units 14~ 16 to units 17~ 19. The sharp increase of the parameters to great degree is the result of redox condition changes. Organic elements and their relations N, C, N/H and N/O are also distinctly different beneath and above the boundary of the P/E although the causes are not available. From the response of biota, sediment and biomarker in Tingri, southern Tibet, we suppose that it could result from changes of ocean water masses that led to the geologic event at the turnover of the P/E in the Tibetan Tethys Himalayas, and caused the change of aerobic in latest Paleocene to the quasi-anaerobic environment in the earliest Eocene in southern Tibetan Sea.

**Key words:** biotic response; sedimentary response; organic geochemical response; P/E boundary; Tingri; Tibet