革吉最高海相层约束班怒残留海消亡时间(~94 Ma)

叶加鹏¹, 胡修棉^{1*}, 孙高远², K. M. BouDagher-Fadel³

1. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210023;

2. 河海大学海洋学院, 南京 210098;

3. Department of Geological Sciences, University College London, London WC1E 6BT, UK

* 联系人, E-mail: huxm@nju.edu.cn

2018-11-07 收稿, 2019-02-26 修回, 2019-02-27 接受, 2019-04-28 网络版发表

国家重点研发计划(2017YFC0601405)和国家自然科学基金(91755209, 41602104)资助

摘要 长期以来, 班怒(班公湖-怒江的简称)残留海何时消亡及消亡的方式等关键科学问题仍存在较大争议. 本文对革吉地区发育的一套晚白垩世沉积进行了系统的地质学、沉积学和岩相学研究, 发现其明显不同于北拉萨地体上广泛分布的竟柱山组陆相沉积, 而以发育海相灰岩和混积岩为特征, 野外露头呈现被竟柱山组不整合覆盖的接触关系. 本文将这套地层命名唐杂组, 代表着拉萨地体和班怒带迄今发现的最高海相层. 沉积环境分析表明, 唐杂组记录了早期由扇三角洲平原相到前扇三角洲相的水深加深过程, 随后海水逐渐消退并变为扇三角洲相砂砾岩沉积. 有孔虫化石约束这套地层的时代为Cenomanian期(101~94 Ma); 砂岩碎屑组分、碎屑锆石U-Pb年代学和Hf同位素等数据指示唐杂组沉积物源发生了一次明显的变化: 早期由北拉萨地体和班怒带向南供给, 后期转变为来自沉积区南侧的中拉萨地体和下白垩统郎山组灰岩. 结合区域古地理分析, 本文认为革吉地区唐杂组约束了班怒海在西段消失的时间为~94 Ma, 同时确认班怒海并非由东向西退出, 而是大致同时退出中北拉萨地体.

关键词 唐杂组, 晚白垩世, 拉萨地体, 物源分析, 班怒洋, 特提斯

班公-怒江缝合带(下文简称“班怒带”)自班公湖经改则、东巧向南折向洛隆、八宿, 最终延伸至滇西, 全长2800多千米, 南北宽十几至几十千米^[1]. 作为分隔羌塘地体与拉萨地体的构造带, 班怒带代表了班怒洋闭合的残留标志, 主要由一系列蛇绿岩、侏罗系深水沉积、混杂岩和火山岩组成. 由于其野外条件的艰苦性和地质构造演化的复杂性, 班怒残留海的演化历史仍然有许多不清楚的地方. 前人研究聚焦于班怒洋残留海的闭合时限, 以及拉萨地体和羌塘地体碰撞对青藏高原早期隆升的意义等^[1~4].

一般认为, 陆陆碰撞始于洋壳的消亡, 同时意味着残留海开始形成^[5]. 班怒残留海的形成以及消亡的过程与拉萨-羌塘地体的碰撞隆升过程密切相关. 因此, 弄清

班怒残留海的关闭时限、关闭方式不仅能帮助我们了解拉萨-羌塘碰撞的构造历史, 而且对于了解青藏高原早期隆升历史, 恢复显生宙特提斯洋演化重建古地理也具有重要意义^[6,7].

由于可靠的地层、沉积等直接地质证据的缺乏, 使得班怒残留海消亡时间存在争议. 潘桂棠等人^[8]根据东西向不同的沉积相组合提出班怒残留海海水西退, 自东向西渐进式缝合的观点. Zhang等人^[9]对班怒带中西段洞措蛇绿岩研究表明班怒洋洋盆经历东早西晚按时闭合, 西段在晚侏罗-早白垩世关闭, 推测最后的海退在晚白垩世. Zhu等人^[3]进一步提出“软碰撞”的模型, 即班怒洋于140 Ma 左右开始双向俯冲并结束于110 Ma, 但确切的残留海消亡时间仍有待确认. Fan等人^[10]根据

引用格式: 叶加鹏, 胡修棉, 孙高远, 等. 革吉最高海相层约束班怒残留海消亡时间(~94 Ma). 科学通报, 2019, 64: 1620–1636

Ye J P, Hu X M, Sun G Y, et al. The disappearance of the Late Cretaceous Bangong-Nujiang residual seaway constrained by youngest marine strata in Geji area, Lhasa Terrane (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 1620–1636, doi: [10.1360/N972018-01092](https://doi.org/10.1360/N972018-01092)

晚侏罗-早白垩世洋岛玄武岩、早白垩世蛇绿岩等证据认为班怒洋洋壳持续到早白垩世, 据此推测残留海直到晚白垩世早期才最终消亡。

最高海相地层以及由海相转变为陆相磨拉石沉积的过程可以为残留海的消亡时间提供直接的约束^[5,11]。郎山组是中北拉萨地体上的最高海相层, 竟柱山组是一套不整合覆盖在郎山组之上的陆相山前冲积扇-辫状河沉积体系^[12,13]。这两套地层在中北拉萨的中东部有较好的研究基础, 而在西部缺乏研究。针对上述研究现状和存在的问题, 本文通过对班怒带西段革吉地区上白垩统地层开展野外地质调查。对新发现的晚白垩世一套海陆过渡环境的地层, 我们新命名为唐杂组, 并对其进行岩石学、碎屑锆石U-Pb定年和Hf同位素等物源分析。该研究对班怒残留海西段最后消亡过程提供新的证据与演化细节。

1 地质背景

1.1 大地构造背景

青藏高原由一系列地体拼合而成, 自北向南分别是喀喇昆仑地体、松潘甘孜地体、羌塘地体、拉萨地体和特提斯喜马拉雅地体, 并分别被阿尼玛卿-昆仑-木

孜塔格缝合带、金沙江缝合带、班怒带和雅鲁藏布江缝合带所分割(图1(a))^[4,14]。

拉萨地体位于雅鲁藏布江缝合带和班怒带之间, 呈东西向展布。拉萨地体是印度-亚洲大陆碰撞前最后拼贴到亚洲大陆的地体, 具有重要研究意义。根据拉萨地体上不同的地壳性质将其分为北拉萨、中拉萨和南拉萨地体^[4,15], 分别被狮泉河-纳木错混杂岩带(SNMZ)和洛巴堆-米拉山断裂(LMF)所分开。南拉萨地体以发育白垩纪-新生代冈底斯岩浆弧为特征^[4,16,17]。这一大规模岩浆活动受新特提斯洋壳向北俯冲以及随后印度-亚洲大陆碰撞作用的强烈影响^[14,16]。中拉萨地体主要由前寒武结晶基底^[18]、石炭-二叠变质沉积岩和早白垩世则弄群火山-碎屑岩组成^[15], 白垩纪还沉积了多尼组火山-碎屑岩、郎山组灰岩, 以及非海相的达雄组砾岩^[19]。北拉萨地体主要由侏罗-白垩纪地层组成, 如多尼组、郎山组、竟柱山组^[12,13]。此外, 还发育去申拉组火山岩以及花岗岩^[20,21]。中-北拉萨地体晚白垩系之上堆积的是新生代陆相地层^[22]。

班怒带代表了班怒洋残留的遗迹, 关于班怒洋的俯冲极性历来有向北俯冲^[23]、向南俯冲^[24]或双向俯冲^[3]的看法。缝合带内主要是侏罗系海相沉积、混杂岩和蛇绿岩等, 其上覆盖的是白垩纪-新生代的陆相地层,

图1 青藏高原区域地质图。(a) 青藏高原构造简图, 修改自文献^[3]; (b) 研究区及邻近地区地质简图。JSSZ, 金沙江缝合带; BNSZ, 班公-怒江缝合带; SNMZ, 狮泉河-纳木错混杂岩带; LMF, 洛巴堆-米拉山断裂; IYSZ, 雅鲁藏布江缝合带

Figure 1 Geological map of the Qinghai-Tibet Plateau after Zhu et al.^[3]; (b) simplified geological map of the study area showing major terranes, suture zones and faults. JSSZ, Jinshajiang suture zone; BNSZ, Bangong-Nujiang suture zone; SNMZ, Shiquan River-Nam Co mélangé zone; LMF, Luobadui-Milashan fault; IYSZ, Indus-Yarlung Zangbo suture zone

部分地区可见白垩纪花岗岩侵入体和部分去申拉组火山岩^[25]。

羌塘地体位于班怒带以北, 南北向宽度约500~600 km, 被中央隆起带分割为南羌塘、北羌塘两个次级单元^[23]。中央隆起带主要是一套榴辉岩、蓝片岩、片麻岩、大理岩和变沉积岩等变质岩石组合^[14,26]。南羌塘出露上三叠统-上侏罗统浅海相沉积岩夹火山岩, 只有少数白垩系地层零星出露^[27]。

1.2 研究区附近岩浆岩时代及锆石Hf同位素特征

研究区附近发育侏罗-白垩纪以来的岩浆岩。南羌塘、中拉萨、北拉萨地体侏罗-白垩纪岩浆岩的基本特征: 南羌塘地体侏罗-白垩纪岩浆主要活动于170~105 Ma, 并可以分为170~150和130~105 Ma两个阶段, 中间存在150~130 Ma的间歇期。晚侏罗世(170~150 Ma)岩浆岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-18~+5, 而早白垩世(130~105 Ma)岩浆岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-10~+15^[28-36]。北拉萨地体发育一期中基性岩浆事件, 时代为130~106 Ma, 年龄峰为110 Ma。其以锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) > 0$ ^[21,37,38]为特征。中拉萨地体岩浆岩分布时代从晚侏罗世持续到早白垩世(165~130 Ma), 年龄峰为155和138 Ma。其锆石以 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) < 0$ ^[15,20,39,40]而区别于北拉萨地体。

1.3 研究区地层划分

研究区内白垩系可划分为6个地质单元, 依次是则弄群、去申拉组、多尼组、郎山组、唐杂组(新建)、竟柱山组(图1(b))。现将唐杂组以外的地层单元介绍如下: 则弄群分布于中拉萨地体, 下部主要为火山熔岩夹火山碎屑岩, 上部为沉火山碎屑岩、火山碎屑沉积岩夹火山熔岩, 平均厚度超过1000 m^[24]。同时期的去申拉组则是分布于北拉萨地体的一套火山岩、火山碎屑岩夹砂岩的地层。去申拉组报道的时代为110~130 Ma^[20,21,25]。

下白垩统多尼组是一套以碎屑岩为主局部夹火山岩的组合, 下部为杂色砂砾岩夹火山岩, 中上部为砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩的不等厚互层, 偶夹砾岩、灰岩等, 含丰富的生物化石碎片^[22,41]。

整合覆盖于多尼组之上的郎山组在革吉一带出露厚度约1000 m, 是一套浅海碳酸盐台地相的生物碎屑灰岩和泥灰岩地层。含丰富的有孔虫(如圆笠虫)、双壳(如固着蛤)、珊瑚、棘皮类、腹足类等化石。根据化石组合, 郎山组的时代大致为Aptian-Cenomanian^[42]。郎山组过去被认为是班怒残留海的最高海相层, 中北拉萨

地体自郎山组结束后其上再无海相沉积, 标志残留海盆的彻底关闭, 随后出现竟柱山组磨拉石沉积标志着隆升的起点^[12]。

竟柱山组沿狮泉河-革吉-物玛乡一带呈东西向条带状展布, 在研究区零星出露^[12], 是一套不整合于郎山组之上的陆相沉积, 下部为砾岩与含砾砂岩, 夹有钙质粉砂岩、粉砂质泥岩, 砾岩层厚度可达数百米。上部为厚层状钙质含砾中粗粒砂岩、钙质岩屑中粗粒砂岩与中薄层钙质粉砂岩构成韵律性层序, 局部夹泥灰岩和火山岩。根据竟柱山组中的孢粉化石、火山灰夹层和 youngest 碎屑锆石将竟柱山组的时代置于晚白垩世^[12,43]。

2 研究方法

2.1 碎屑统计方法

砂岩碎屑统计可以反映物源区的构造属性^[44]。本文采用Gazzi-Dickinson法^[45]对样品进行计数, 所选用的样品未受到变质作用的影响, 将岩石中大于62.5 μm 的矿物颗粒单独计数, 每个样品统计400颗以上。随后将碎屑颗粒的百分含量投到三角图解上(如Q-F-L, Lv-Ls-Lm等), 并借此来反映碎屑组分模式和源区演化。

2.2 碎屑锆石U-Pb定年

本文选取5件中粒以上的砂岩样品粉碎至大约280 μm , 经水淘洗后分离等流程后得到碎屑锆石。在双目显微镜下随机挑选锆石并将其固定在环氧树脂靶上, 将锆石表面抛光后备用。锆石U-Pb年龄测试工作于南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 所用仪器为连接NewWaveUP213固体激光剥蚀系统(LA)的Agilent7500a型等离子质谱仪(ICP-MS), 测试方法参考文献^[46,47]。质量分馏校正采用标样STDGJ(609 Ma)^[47]。获得的分析数据通过即时分析软件GLITTER^[48]计算获得同位素比值、年龄和误差, 并通过普通铅校正^[49]。对于不谐和度大于20%的锆石年龄本文舍弃不作讨论, 对小于1000 Ma的锆石, 采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄; 对大于1000 Ma的锆石, 采用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄^[50]。校正后的结果用Isoplot V3.23程序^[51]完成年龄谐和图的绘制。

2.3 碎屑锆石Hf同位素分析

为了对源区进一步约束, 本文对中生代以来(<250 Ma)的碎屑锆石进行原位Hf同位素测试。碎屑锆石Hf同

位素测试在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室的激光剥蚀多接收等离子质谱(LA-MC-ICPMS)完成测试,其中激光剥蚀系统采用193 nm的气体准分子激光源的UP193FX(NewWave, 美国),质谱使用ThermoFisher公司的NeptunePlus型多接收等离子质谱。分析时激光束直径35 μm 、激光脉冲频率为5 Hz、信号采集次数200次、采集时间1 min左右。测试方法详情参考Griffin等人^[52]和吴福元等人^[53]。

3 地层学和沉积学研究

3.1 地层学研究

3.1.1 岩石地层

革吉县北东方向约45 km处姜龙至唐杂一带野外调查(图1(b))表明,存在一套特殊的岩石地层,明显区别于原来认为的竞柱山组。尽管也存在灰质砾石层沉积和陆相红色地层,但野外沉积环境调查显示其下段发育灰绿色-紫红色交互的砂岩夹砾岩,中段发育一套灰岩和混积岩。该岩相与广泛分布在中北拉萨上的竞柱山组^[12]相去甚远。年代地层学和最年轻碎屑锆石显示唐杂组的时代可能从晚Albian到早Turonian,比郎山组^[42]晚出现,比竞柱山组的时代^[12]要早。综合上述,本文将唐杂组从竞柱山组中独立划分出来。

唐杂组野外空间展布沿革吉县姜龙-唐杂一带出露约15 km长,整体为一向斜,由轴部向两翼时代变老,唐杂组出露厚度约为1200 m。下伏地层为郎山组,由于被第四纪沉积物覆盖无法直接观察到接触界面(图2(a))。上与覆竞柱山组呈角度不整合接触(图2(d))。

根据野外岩性和岩相可将唐杂组分为3段(图3)。下段厚度为520 m,为灰绿色-紫红色砂岩夹灰绿色-紫红色粉砂岩、泥岩,含薄层状或透镜状砾岩层,砾石成分平均(下同)为灰岩砾石占58%左右,其余为砂岩砾石(20%)、火山岩砾石(18%)、硅质砾石(4%)等(表1)。砂岩层具有向上变薄、粒径变细的旋回,部分紫红色砂岩中夹有泥砾。砂岩中见大量平行层理、块状构造,发育少量板状交错层理;中段厚度为240 m,为灰绿色含圆笠虫灰岩、泥灰岩、混积岩、灰绿色页岩夹少量薄层砂岩及粉砂岩。灰岩层厚基本不超过5 m,薄层砂岩发育平行层理,混积岩呈深绿色,薄层状,部分灰绿色粉砂岩表面有波痕构造,灰岩-混积岩-泥灰岩/粉砂岩构成基本序列(图2(e));上段厚度为440 m,为紫红色含砾粗砂岩夹薄层状或透镜体状砾石层,灰岩砾石平

均占78%,其余为砂质砾石(12%)、火山岩砾石(5%)、硅质砾石(5%)等(表1)。砂岩层厚较厚,发育少量平行层理,砂岩层底部发育侵蚀面(图2(f), (g))。

竞柱山组角度不整合覆盖于唐杂组之上(图2(d)),是一套巨厚层灰红色灰质砾岩层夹粗粒砂岩透镜体,灰岩砾石占90%以上,其余为火山岩砾石(7%)、砂质砾石(2%)(表1),见叠瓦状构造,砾岩中砾石分选较差,磨圆性中等,呈杂基支撑结构,杂基成分多为中-粗砂质碎屑,岩层底部平均粒径为1~2 cm,向上粒径逐渐变大,最大可达约20 cm,平均粒径约10 cm(图2(h))。

3.1.2 年代地层

关于这套地层的时代约束问题,主要以唐杂组中段灰岩产出的圆笠虫和地层中碎屑锆石测试得到的最年轻锆石^[54]作为限定手段。

从唐杂组中段灰岩层中采集得到4块圆笠虫保存较好、重结晶较弱的样品进行鉴定,结果如图S1所示,特征性的圆笠虫化石参见图S2。

TLK1h(16JL03),该生物带主要以圆笠虫化石为特征,如*Mesorbitolina aperta*和*Mesorbitolina concava*,以及其他有孔虫化石,如:*Buccicrenata* sp., *Orbitolina qatarica*, *Conicorbitolina* cf. *cuvillieri*, *Textularia* spp., *Siphovalvulina* sp. 该带中特征有孔虫*Mesorbitolina aperta*可与PZ的Cenomanian 1(98.8~102.2 Ma)带相对应^[55]。

TLK1i(16JL11-13),该带以首次出现的*Orbitolina sefini*以及*Mesorbitolina aperta*的消失指示其时代为Cenomanian 2-3(96~94 Ma)^[56],同时还出现*Spirocyclina* sp., *Pseudedomia* sp., *Conicorbitolina conica*, *Conicorbitolina* sp. A, *Daxia cenomana*。

现有研究表明,当碎屑岩的物源区存在同沉积的火山事件时,最年轻的碎屑锆石年龄可大致代表地层的沉积年龄^[57]。对5个样品共计364个点进行测试,分别得到最年轻碎屑锆石的年龄分别为 101 ± 1 , 100 ± 1 , 107 ± 2 , 102 ± 1 和 101 ± 1 Ma。由此限定这套地层沉积的最大年龄为Cenomanian(101 Ma),这与圆笠虫化石指示的时代是一致的。

综上所述,根据圆笠虫可将唐杂组中段的时代限定为Cenomanian期,即101~94 Ma之间。

3.2 沉积环境解释

野外根据3条剖面识别出3个亚相、13个岩相(表2),即下段的扇三角洲平原、扇三角洲前缘亚相,中段的

图 2 唐杂组野外照片. (a) 唐杂组下段与郎山组接触界限被覆盖, 推测为不整合接触; (b) 唐杂组中段以灰岩出现为标志; (c) 唐杂组中段与上段呈整合接触; (d) 竟柱山组与唐杂组下段呈角度不整合接触; (e) 唐杂组中段灰绿色混积岩及泥灰岩; (f) 唐杂组上段发育的冲刷面; (g) 砂岩中的槽状交错层理; (h) 竟柱山组中的灰岩砾石, 分选极差; (i) 唐杂组上段发育粒序层理; (j) 唐杂组上段发育砂岩透镜体

Figure 2 Photographs of outcrops in Tangza Formation. (a) The contact boundary between the lower Tangza Formation and Langshan Formation is covered, which is presumed to be unconformable contact; (b) the middle Tangza Formation is marked by the appearance of limestone; (c) conformable contact between the middle section and upper section; (d) angular unconformity between Tangza Formation and Jingzhushan Formation; (e) greenish-gray mixed sedimentary and marlstone in middle section; (f) erosion surface in upper section; (g) trough cross bedding in the sandstone; (h) limestone gravels with poor sorting, Jingzhushan Formation; (i) graded bedding in upper section; (j) sand lens in upper section

图3 唐杂组及竟柱山组岩性柱状图及沉积特征。图示样品号用于锆石测试、砂岩碎屑统计和有孔虫时代鉴定

Figure 3 Stratigraphic logs of the three measured sections in the Tangza Formation and Jingzhushan Formation with lithofacies and sample locations. The sample number marked were used to detrital zircon dating, sandstone petrography studying and foraminifera identification

扇三角洲前缘亚相, 上段的扇三角洲平原亚相, 最顶部被山前冲积扇相的竟柱山组所覆盖(图3)。

3.2.1 唐杂组下段

(i) 特征描述。唐杂剖面 and 姜龙剖面下段出露合计约520 m, 下未见底, 顶部以出现灰岩为界(图2(a), (b))。下段又可以分为3层。第一层砾岩相为灰绿色薄层砾岩夹粗砂岩, 块状构造。砾石主要成分为灰岩(58%), 其余为砂岩砾石(20%)、火山岩砾石(18%)、硅质岩砾石(4%)等(表1)。主要为砾石颗粒支撑结构, 部分砾石间充填砂质基质, 角砾状-近圆状砾石均有, 分选中-好。砂岩相主要为灰绿色中薄层中细粒砂岩、中厚层中粗粒

砂岩(图S3(a)), 局部为灰绿色厚层中粗粒砂岩, 发育平行层理、槽状交错层理, 砂体横向延伸稳定。部分层位夹少量紫红色中细粒砂岩, 平行层理可见, 发育小型不对称流水波痕。砂岩层底部发育侵蚀面。第二层砾岩相为紫红色厚层中-粗粒砾岩, 块状构造。砾石颗粒支撑, 分选中差, 砾石呈角砾状-次圆状, 局部砾岩层为杂基支撑, 杂基成分为中粗粒砂岩, 分选差, 磨圆差。砂岩相主要为紫红色粗砂岩, 局部含细砾, 横向延伸稳定。其次为紫红色中薄层中细砂岩, 可见平行层理, 层位上方可见中粒砂岩-细砂岩-粉砂岩正粒序, 同时层厚变薄。第三层为紫红-灰绿色相间的含泥砾粗砂岩、中砂岩夹

表1 野外砾石颗粒成分统计表

Table 1 Statistical table of gravel composition in the field

	点位	灰岩	砂岩	火山岩	硅质岩	合计
唐杂组下段	Point1	57	19	16	3	95
	Point2	61	23	22	6	112
唐杂组上段	Point1	65	11	2	5	83
	Point2	80	12	7	4	103
竞柱山组	Point1	205	5	15	2	227

表2 唐杂组主要岩相类型及特征(缩写改自Miall^[58])Table 2 Lithofacies from Tangza Formation and their general sedimentological interpretation (according to Miall^[58])

岩相	描述	解释
Gcm	厚层, 颗粒支撑, 中粗粒砾岩, 分选中差, 近圆形-角砾状, 排列混杂, 层厚数十厘米~数米	片流、富含碎屑的碎屑流、河道沉积
Gmm	厚层, 杂基支撑, 中粒砾岩, 分选差, 半棱角-棱角状, 排列混杂, 层厚约数十厘米~数米, 规模较Gcm小	含泥质基质的泥石流
Gct	颗粒支撑, 中粒砾岩, 含砂质基质, 槽状交错层理, 分选中, 角砾-近圆状砾石, 层厚数十厘米	辫状河道牵引流下3D沙丘迁移、较深的稳定河道
Gch	颗粒支撑、中细粒砾岩、分选较好、水平成层, 砾石呈叠瓦状排列	纵向沙坝、水深较浅的牵引流
Sm	厚层中粗粒砂岩, 偶含砾, 层厚数十厘米, 横向延伸数十米	富砂的泥石流
St	中粗粒砂岩、透镜体、槽状交错层理、层厚数十厘米	3D波纹沙丘在单向水流中的迁移、水动力中等
Sh	中细粒砂岩、平行层理、10~30 cm厚	强水动力条件或较浅水深、单向水流
Sr	细-中粒砂岩; 小型、不对称流水波痕	较弱的水动力条件(20~40 cm/s)下砂纹迁移, 较浅水深里的单向流动
Sp	中-极粗粒砂岩; 板状交错层理	中等强度水动力(40~60 cm/s)大型波纹迁移; 单向水流; 沙坝横向迁移
Fsm	红色厚层粉砂岩、含少量碎砾和结核、层厚约0.1~2 m、小型平行纹层	水动力减弱流、漫滩沉积、古土壤
Fr	厚层-薄板状、以红色为主的杂色泥岩、生物扰动构造、含钙质结核	水动力减弱流、漫滩沉积、古土壤
Fm	红色厚层泥岩、细粒粉砂岩	水动力减弱流、漫滩沉积、洪泛平原
M	泥晶灰岩和黄色泥灰岩	滨浅海灰泥

细粉砂岩(图S3(b)). 层厚相对变化不大. 向上逐渐变为中厚层的中细粒砂岩, 局部夹薄层细砂岩, 分选较好, 磨圆中-好, 偶有冲刷-充填面. 总体上, 该段岩性变化频繁, 旋回性较明显. 由于砾石扁平面大多数垂直堆叠, 因此无法测得古水流.

(ii) 环境解释. 唐杂组下段主要沉积于扇三角洲平原-扇三角洲前缘环境. 本段中出现大套砾岩岩相(Gct/Gch/Gcm/Gmm)和含泥砾粗砂岩(Sm), 反映富含碎屑物的重力流沉积与牵引水流下的沙体迁移堆积, 指示其形成于扇三角洲平原亚相的分流河道到前缘亚相的水下分流河道沉积环境; 出现的大量细砂岩、粉砂岩等岩相(岩相Sm, Sh, Fr), 表明其为相对弱水动力

条件下的沙体迁移堆积, 结合垂向岩相变化, 指示形成于扇三角洲前缘亚相的水下分流河道间沉积环境; 分选较好、层厚较厚的砂岩层夹薄层的细砂岩指示三角洲前缘分支河口沙坝环境^[59,60].

3.2.2 唐杂组中段

(i) 特征描述. 中段约240 m厚, 以灰岩的出现和消失为界, 上下均为整合接触(图2(c), (d)), 岩性为灰岩、混积岩、灰绿色页岩夹少量粉砂岩等(图S3(c)~(e)). 单层灰岩层厚仅有2~3 m, 主要是泥晶灰岩、内碎屑灰岩和生物碎屑灰岩. 泥晶灰岩中泥晶方解石含量达85%以上, 同时含有少许石英颗粒; 内碎屑灰岩颗粒含量大于30%, 其种类有鲕粒、核形石、粉砂质内碎屑

等;生物碎屑灰岩中生屑主要包括圆笠虫、固着蛤和双壳类碎片。本段混积岩有灰质混积岩和砂质混积岩两种。前者以灰质为主、砂质次之,颗粒分选较好、磨圆较差;后者碎屑成分为石英、碳酸盐碎屑,颗粒分选较好、磨圆稍差。灰绿色钙质页岩中夹有薄层细砂岩、砂岩表面发育波纹层理和平行层理。

(ii) 环境解释。灰岩中含有的鲕粒通常形成于正常浪基面之上,指示古水深通常为0~10 m^[61]。生物碎屑中的固着蛤和圆笠虫同样指示一个浅水沉积环境^[62]。而大量的混积岩的出现,表明沉积环境受到陆源碎屑的扰动。灰绿色钙质页岩夹有薄层细砂岩代表沉积环境主要处于低能水动力条件下,偶尔遭受高能水动力冲刷。综合考虑,唐杂组中段沉积于受陆源碎屑影响的浅水扇三角洲前缘环境(如,日喀则弧前盆地三角洲前缘中的灰岩夹层^[63])。

3.2.3 唐杂组上段

(i) 特征描述。上段约440 m厚,以灰岩的消失为底界。该段发育砾岩相、砂岩相及泥页岩相。砾岩相为紫红色薄层砾岩,成分以灰岩为主(78%),其余为砂质砾石(12%)、火山岩砾石(5%)、硅质岩砾石(5%)等(表1),砾石颗粒支撑结构,分选差,磨圆较好,砾石略呈定向排列。局部层段可见底部冲蚀构造,上部为细砾-粗砂-中砂组成的粒序层理(图2(i))。砂岩相主要为紫红色中厚层中细粒砂岩,局部产出紫红色中厚层中粗粒砂岩(图S3(f)),发育大量平行层理,见槽状交错层理、板状交错层理,块状构造。常见紫红色薄层粉砂岩与中细砂岩互层,某些粗砂岩中夹有小型砂岩透镜体(图2(j))。

局部层段见下粗上细的二元结构。泥页岩相主要发育于上段的底部,主要是灰绿色薄层状粉砂岩、灰绿色泥页岩与紫红色页岩交替出现,逐渐过渡到紫红色中薄层泥岩夹粉砂岩。

(ii) 环境解释。本岩相出现的紫红色泥页岩相(Fsm, Fr, Fm),以及泥岩夹粉砂岩,反映水下水动力微弱的悬浮沉积体系,指示其形成于扇三角洲平原的洪泛平原环境。出现的大量砂岩岩相(Sm, Sh, Sp),局部中粗砂岩含细砾岩,以及广泛发育的平行层理、槽状交错层理,反映富含碎屑物的牵引流下的砂体迁移堆积,结合垂向岩相变化,指示其形成于扇三角洲平原亚相下的分支河道与河口沙坝环境。此外,局部地层出现砾岩相(Gct)、砂岩相(Sp, St),反映富含砂质成分的流体堆积而成,局部垂向上下粗上细的正粒序代表水道侧向加积的结果,该结果表明其形成于扇三角洲平原亚相的分支河道微相^[58,64]。

4 物源分析

4.1 碎屑统计

唐杂组的砂岩主要岩性是长石石英岩屑砂岩-石英岩屑杂砂岩。本文一共对3条剖面的38个样品进行碎屑统计,结果见表2,统计结果投于三角图解中(图4)。

唐杂组下段的21个样品统计显示平均碎屑组分为Q: F: L=29: 27: 44; Lv: Ls: Lm=48: 23: 29。石英含量相对稳定,长石含量随岩性变化较大且风化成绢云母、绿泥石的程度也不一样。岩屑以火山岩屑占主体,特别

图4 (网络版彩色)唐杂组砂岩碎屑统计三角图解。(a) 砂岩分类图解; (b) Lv-Ls-Lm图解^[65]
Figure 4 (Color online) Ternary diagrams for sandstones of the Tangza Formation and Jingzhushan Formation. (a) Sandstone classification diagram; (b) Lv-Ls-Lm diagram^[65]

是中酸性喷出岩屑较多(图S3(g)). 变质岩屑次之, 沉积岩屑最少.

唐杂组上段的13个样品统计结果表明其平均碎屑组分为Q: F: L=40: 7: 53; Lv: Ls: Lm=25: 55: 20. 长石含量急剧降低, 石英、岩屑含量相对升高. 其中岩屑最明显的变化是沉积岩屑大幅升高, 显微镜下可见圆笠虫碎屑(图S3(h), (i)), 这是由于郎山组灰岩剥蚀提供岩屑造成的.

竟柱山组的4个样品统计结果表明平均碎屑组分为Q: F: L=37: 13: 50; Lv: Ls: Lm=39: 50: 11. 较于唐杂

组长石含量有所增加, 岩屑中变质岩屑含量降低, 火山岩屑增加.

4.2 碎屑锆石U-Pb年龄

本研究共对唐杂剖面5件碎屑砂岩样品的364颗碎屑锆石进行U-Pb定年分析, 样品点见地层柱状图(图3). 将不协和度 $>10\%$ 、 $1\sigma>45$ 的数据去除, 获得359个谐和年龄(图5). 同时为了进一步约束物源区, 对中生代以来(<250 Ma)的碎屑锆石进行原位Hf同位素分析测试.

图5 (网络版彩色)唐杂组碎屑锆石U-Pb年龄分布与潜在物源区对比. 数据来源: 南羌塘地体^[66-70], 班怒带^[71-74], 中拉萨地体^[41,68,69,75,76]
Figure 5 (Color online) U-Pb relative age probability density diagrams for detrital zircons from Tangza Formation. Results are compared with data from: Southern Qiangtang terrane^[66-70], Bangong-Nujiang suture zone^[71-74], central Lhasa terrane^[41,68,69,75,76]

具体来说,在唐杂组下段测试2件样品。其中样品17TZ08测得的75颗锆石中,有22颗具有中生代的年龄值,约占30%。其年龄区间为101~126 Ma(峰值为110 Ma)和145~163 Ma。其他年龄区间依次为424~525, 713~980, 1812~2113和2425~2550 Ma。样品16JL03测得的60颗锆石中,有53颗具有中生代的年龄值,约占88%。其年龄区间为101~126 Ma(峰值为120 Ma)。这2件样品的最年轻锆石年龄均为101 Ma。

唐杂组上段测试2件样品,样品16JL27测得的60颗锆石中,有15颗具有中生代的年龄值,约占25%。其年龄区间为108~127 Ma(峰值为110 Ma)。除此之外,在中生代之前具有一个较小的年龄峰值,为159~179 Ma。其余几个年龄区间分别是250~262, 431~612, 700~840, 950~1128, 1843~1885 Ma。16JL31与之相似,测得的80颗锆石中,有24颗具有中生代的年龄值,约占30%。其年龄区间为101~126 Ma(峰值为120 Ma), 147~166, 211~271 Ma。除此之外,在中生代之前具有4个较老的年龄区间,依次在509~680, 795~1056, 1816~1879和2360~2513 Ma。这2件样品的最年轻锆石年龄分别是108和101 Ma。

竟柱山组测试1件样品。样品17TZ02测得的84颗锆石中,有43颗具有中生代的年龄值,约占51%。其年龄区间为107~134 Ma(峰值为115 Ma), 146~165, 221~239 Ma。除此之外,中生代以前锆石区间为519~665, 821~1164, 1820~1864和2434~2519 Ma。最年轻锆石年龄是107 Ma。

4.3 Hf同位素测试结果

对唐杂组下段两个样品中生代以来的锆石进行原位Hf同位素测试,17TZ08测试结果显示140~180 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化介于-0.5~-10之间;100~140 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化介于+3.5~+15之间,有一颗锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-7.5。16JL03测试结果显示110~120 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化介于-3~+10之间。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为负值的锆石占20%。

唐杂组上段的两个样品中,16JL27年龄在110~140 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-6~+7.5之间,140~180 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化介于-6~-10。16JL31年龄在100~140 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-11~+11之间,140~180 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化介于-15~+12之间。

竟柱山组样品17TZ02显示100~140 Ma之间的碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-2~+15,140~180 Ma之间的碎屑锆石

$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化介于-15~+5(图S4)。

4.4 唐杂组物源分析

从唐杂组所处的构造环境来看,中拉萨、北拉萨、班怒带甚至南羌塘都有可能提供物源。通过收集研究区及附近最新发表的岩浆岩及碎屑锆石U-Pb年龄及Hf同位素数据绘制成背景图(图5, S4),结合唐杂组的碎屑锆石U-Pb年龄和Hf同位素测试结果,唐杂组下段的物源由沉积区北侧及东侧侧向搬运而来,沉积区南侧的中拉萨无法给唐杂组提供物源,原因有:第一,中拉萨白垩纪发育的火山岩,特别是研究区附近的江巴-邦巴-雄巴花岗岩时代为130~160 Ma,无法提供唐杂组下段101~130 Ma之间的碎屑锆石。狮泉河-革吉地区记录的“则弄群”时代为50~60 Ma^[77,78],中拉萨西部是否存在早白垩世火山岩地层需要进一步验证;第二,即使中拉萨存在早白垩世则弄群,由于唐杂组下段与郎山组同时异相沉积,这些碎屑也无法越过残留海搬运到北岸;第三,唐杂组下段的碎屑锆石缺少来自中拉萨地体1170 Ma的特征年龄峰^[20]。以上说明中拉萨未参与唐杂组下段的物源供给。

唐杂组下段碎屑锆石和Hf同位素测试证据同样支持物源来自沉积区北侧。唐杂组特征年龄区间位于100~126 Ma(峰值为-110 Ma),这些年轻的锆石Hf同位素主要显示正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,但有15%的锆石Hf同位素为负的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,这反映除了北拉萨地体以外,还有班怒带和南羌塘提供物源的可能。

随着班怒残留海水退出本区,结束区域最高海相层沉积,唐杂组上段物源区转变为中拉萨地体,基于野外观察到唐杂组上段出现大量以灰岩砾石为主的砾石层和透镜体、镜下薄片普遍观察到圆笠虫、QFL图解发现上段落在再旋回造山带源区,且岩屑投图反映沉积岩屑突然增加等现象,基本可以确定是由沉积区南侧的郎山组抬升剥蚀提供物源。由于唐杂组上段为三角洲相沉积,因此排除双向提供物源的可能。在确认郎山组提供物源的前提下,早白垩世多尼组可能是老锆石再循环的主要物质源区。

竟柱山组是以冲积扇为主的碎屑流沉积,表明是短距离快速搬运的结果。竟柱山组里大量灰岩砾石表明是由郎山组剥蚀提供。与唐杂组碎屑锆石比较,竟柱山组的碎屑锆石峰基本不变,且锆石Hf同位素与唐杂组基本一致,考虑到竟柱山组与唐杂组角度不整合接触关系,我们推测竟柱山组沉积时,研究区更南侧的唐

杂组, 连同郎山组一起被逆冲断层抬升剥蚀, 成为竞柱山组的物源。

基于以上的分析, 沉积区北侧的班怒带和北拉萨地体为唐杂组下段提供物源, 同时沉积区东侧也可能通过侧向搬运提供物源。唐杂组上段的灰质砾石层主要是由中拉萨地体上广泛出露的郎山组提供, 更老的碎屑锆石和变质岩屑可能由中拉萨地体上的古生代地层再旋回提供。随着中北拉萨地体的隆升, 唐杂组连同郎山组被逆冲断层抬升成为竞柱山组的主要物源。这一隆升事件同样被中北拉萨地体两侧的竞柱山组和达雄组所记录^[41]。

5 讨论

5.1 晚白垩世革吉地区的沉积演化

根据革吉地区晚白垩世沉积特征和物源分析可以将该地区沉积演化划分为4个阶段:

第一阶段(唐杂组下段)(图6(a)): 该时期唐杂组处于海陆过渡的三角洲平原乃至三角洲前缘环境。有证据显示班怒带和南羌塘地体隆升的时间比拉萨地体更早^[79], 此时北拉萨地体基本处于陆相环境, 而中拉萨主体仍处于残留海环境^[76], 在不受陆源碎屑影响的地区

沉积大套郎山组灰岩^[41,42]。此时物源主要由沉积区北侧的班怒带和南羌塘提供。

第二阶段(唐杂组中段, 大体时代Cenomanian期, 即94 Ma)(图6(b)): 该时期唐杂组出现混积岩和灰岩沉积, 但古水深并没有显著的变化, 沉积环境变化可能与陆源碎屑供给减少或区域沉降速率增加有关。该时间段, 中拉萨地体海水逐渐退出, 结束了郎山组沉积, 仅在本研究区残留有最后的海相记录。

第三阶段(唐杂组上段)(图6(c)): 该时期唐杂组处于扇三角洲平原环境。随着班怒残留海的海水退出北拉萨地体, 中拉萨地体进一步隆升, 将沉积区南侧的郎山组抬升剥蚀并搬运到北侧沉积下来, 该时期超过80%的砾石为郎山组灰岩, 砂岩中灰岩岩屑含量占岩屑的50%以上。同时老锆石含量增多以及较多的变质岩屑表明为再旋回沉积。

第四阶段(竞柱山组): 随着中北拉萨地体区域上整体隆升^[12], 研究区南侧的唐杂组连同郎山组作为整体被逆冲断层抬升起来, 成为竞柱山组的物源。该过程在区域上具有广泛的响应^[12,19]。

5.2 Cenomanian阶全球海平面上升的证据

区域研究表明中北拉萨地体100 Ma左右发生大规模

图6 (网络版彩色)唐杂组不同阶段沉积模式示意图。(a) 唐杂组下段: 海陆过渡阶段; (b) 唐杂组中段: 海平面上升, 发育灰岩、混积岩; (c) 唐杂组上段: 海水退出中北拉萨地体

Figure 6 (Color online) Paleogeographic cartoons of Tangza Formation in different stages. (a) The lower Tangza Formation: Marine-continental transitional stage; (b) the middle Tangza Formation: Sea level rise with limestone and mixed sedimentary; (c) the upper Tangza Formation: The seawater retreated from northern-central Lhasa

模海退,这次海退导致98.8 Ma左右郎山组结束海相沉积^[13]。然而唐杂组中段(Cenomanian期)发育生屑灰岩、内碎屑灰岩以及多层钙质页岩夹薄砂岩表明该时期海相沉积占主导,但仍然受到陆源碎屑影响,指示研究区海平面升高的现象。海平面升高不仅使大面积的扇三角洲被淹没,而且促使更多的陆源碎屑物质被搬运,导致该时期出现混积现象。

结合前人研究,本文认为唐杂组中段的发育可能是受晚白垩世Cenomanian中晚期全球海平面升高的影响^[80]。白垩纪是地史上海侵作用最广泛的时期,白垩纪Cenomanian末期达到最高峰,随后海侵作用减弱,海平面逐渐消退,直至Maastrichtian末期海平面降至最低点^[81]。此次海平面上升记录是晚白垩世第一次全球海平面升高在该地区的响应^[80]。同时期在西藏冈巴地区也得到响应,由于Cenomanian期全球海平面上升将大量有机物搬运入海,这些有机物下沉分解过程中消耗水体中的溶解氧,引起大洋缺氧事件,最终导致Rotalipora动物群在Cenomanian晚期全部灭绝^[82]。

5.3 班怒残留海消亡时间与方式

Ma等人^[67]在南羌塘盆地的工作表明拉萨羌塘初始碰撞最早可能发生于166±1 Ma,随着晚侏罗-早白垩期间班怒洋的闭合^[3,67,83],中北拉萨地体上仍存在大规模的陆表残留海,直至因拉萨地体白垩纪发生一定程度的地壳缩短和构造变形^[71,84,85],迫使中北拉萨地体抬升,使海水退出本区。关于班怒残留海在中北拉萨地体消亡的过程,研究程度则相对较弱。

中北拉萨地体郎山组大规模沉积持续到~99 Ma^[19,42],此时期郎山组沉积范围东至纳木错一带,西至班公湖一带,东西延伸达1200 km。随后被竟柱山组和达雄组陆相地层不整合覆盖。Lai等人^[12]在班戈-尼玛一

带的工作表明竟柱山组开始沉积的时代为92 Ma左右,在竟柱山组灰岩砾石中发现的圆笠虫碎屑经鉴定得到的时代为95~93 Ma,意味着唐杂组中段沉积的同时,班戈-尼玛一带也被海水覆盖,发育圆笠虫灰岩,并在93~92 Ma左右隆起并被剥蚀,成为竟柱山组的物源。本文在唐杂组中段发现的圆笠虫灰岩指示该地区海相地层持续到94 Ma左右,作为直接证据代表班怒残留海最终彻底消亡的时间。

因此,班怒残留海的消亡是东、西段大体在95~93 Ma时期内发生的。引起本次区域短时间内,全球海平面持续上升时期^[80]反常出现此次大规模海退的原因,Lai等人^[12]认为是由中-北部拉萨地体持续隆升引起的。这次隆升不仅迫使残留海完全退出中北拉萨地体,而且使得北拉萨地体北缘和中拉萨地体南缘留下两条近乎同时的陆相冲积扇砾岩带沉积,即竟柱山组和达雄组^[12,19]。

6 结论

唐杂组分布于革吉地区,沉积时代为Albian晚期至Turonian早期,介于郎山组和竟柱山组之间,沉积环境经历扇三角洲平原进积为扇三角洲前缘,然后1~2 Ma内迅速退积为-扇三角洲平原。唐杂组的岩相学、碎屑锆石U-Pb年龄和Hf同位素数据共同表明唐杂组沉积区接受中北拉萨、班怒带和南羌塘的物源供给。随后,晚白垩世竟柱山组角度不整合覆盖于唐杂组之上,研究区更南侧的唐杂组、多尼组、连同郎山组等老地层一起被逆冲断层抬升剥蚀,成为竟柱山组的物源。

唐杂组是拉萨地体和班怒带迄今发现的最高海相地层,其沉积序列完整地反映了先海侵后海退的旋回过程,班怒残留海在94 Ma左右由于北拉萨高原的隆起而彻底地退出拉萨地体。

致谢 感谢南京大学赖文、许艺炜在西藏野外工作和修订过程中给予的帮助;马安林、傅烺埔、蒋璟鑫协助本次工作的实验分析并在写作过程中进行了有益的讨论,刘群在写作过程中给予了帮助。感谢评审人提出的建设性的意见。

参考文献

- 1 Dewey J F, Shackleton R M, Chengfa C, et al. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 1988, 327: 379-413
- 2 Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 2003, 22: 1029-1054
- 3 Zhu D C, Li S M, Cawood P A, et al. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction. *Lithos*, 2016, 245: 7-17

- 4 Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, et al. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Res*, 2013, 23: 1429–1454
- 5 Hu X, Wang J, BouDagher-Fadel M, et al. New insights into the timing of the India-Asia collision from the Paleogene Quxia and Jialazi formations of the Xigaze forearc basin, South Tibet. *Gondwana Res*, 2016, 32: 76–92
- 6 Pan G T, Zhu D C, Wang L Q, et al. Bangong Lake-Nu River suture zone—The northern boundary of Gondwanaland: Evidence from geology and geophysics (in Chinese). *Geosci Front*, 2004, 11: 371–382 [潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 等. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据. *地学前缘*, 2004, 11: 371–382]
- 7 Pan G, Wang L, Li R, et al. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau. *J Asian Earth Sci*, 2012, 53: 3–14
- 8 Pan G T, Zheng H X, Xu Y R, et al. A preliminary study on Bangong co-Nujiang suture. In: *Contribution to the Geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau* (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1983. 229–242 [潘桂棠, 郑海翔, 徐跃荣, 等. 初论班公湖-怒江结合带. 见: 青藏高原地质文集. 北京: 地质出版社, 1983. 229–242]
- 9 Zhang Y X, Zhang K J, Li B, et al. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology and petrogenesis of the plagiogranites from the Lagkor Lake ophiolite, Gerze, Tibet, China. *Chin Sci Bull*, 2007, 52: 651–659
- 10 Fan J J, Li C, Wang M, et al. Reconstructing in space and time the closure of the middle and western segments of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean in the Tibetan Plateau. *Int J Earth Sci*, 2017, 107: 231–249
- 11 Wang C S, Li X H, Hu X M. Age of initial collision of India with Asia: Review and constraints from sediments in southern Tibet (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2003, 77: 16–24 [王成善, 李祥辉, 胡修棉. 再论印度-亚洲大陆碰撞的启动时间. *地质学报*, 2003, 77: 16–24]
- 12 Lai W, Hu X M, Garzanti E, et al. Initial growth of the Northern Lhasaplano, Tibetan Plateau in the early Late Cretaceous (ca. 92 Ma). *Geol Soc Am Bull*, 2019, doi: 10.1130/B35124.1
- 13 Xu Y W, Hu X M, Boudagher-Fadel M K, et al. The Late Albian (~107 Ma) major transgressive event recorded in the epicontinental Langshan limestone in central Tibet. *J Geol Soc London*, 2019, doi: 10.1144/SP2019-8
- 14 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 15 Zhu D C, Mo X X, Niu Y, et al. Geochemical investigation of Early Cretaceous igneous rocks along an east-west traverse throughout the central Lhasa Terrane, Tibet. *Chem Geol*, 2009, 268: 298–312
- 16 Chu M F, Chung S L, Song B, et al. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology*, 2006, 34: 745–748
- 17 Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet. *Chem Geol*, 2009, 262: 229–245
- 18 Allégre C J, Courtillot V, Tapponnier P, et al. Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt. *Nature*, 1984, 307: 17–22
- 19 Sun G Y, Hu X M, Sinclair H D, et al. Late Cretaceous evolution of the Coqen Basin (Lhasa terrane) and implications for early topographic growth on the Tibetan Plateau. *Geol Soc Am Bull*, 2015, 127: 1001–1020
- 20 Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, et al. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 301: 241–255
- 21 Sui Q L, Wang Q, Zhu D C, et al. Compositional diversity of ca. 110 Ma magmatism in the northern Lhasa Terrane, Tibet: Implications for the magmatic origin and crustal growth in a continent-continent collision zone. *Lithos*, 2013, 168–169: 144–159
- 22 Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. *Regional Geology of Tibet Autonomous Region* (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1993 [西藏自治区地质矿产局. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993]
- 23 Kapp P, Yin A, Manning C E, et al. Tectonic evolution of the early Mesozoic blueschist-bearing Qiangtang metamorphic belt, central Tibet. *Tectonics*, 2003, 22: 1043–1070
- 24 Pan G T, Mo X X, Hou Z Q, et al. Spatial-temporal framework of the Gangdese Orogenic Belt and its evolution (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2006, 22: 521–533 [潘桂棠, 莫宣学, 侯增谦, 等. 冈底斯造山带的时空结构及演化. *岩石学报*, 2006, 22: 521–533]
- 25 Li S M, Wang Q, Zhu D C, et al. One or two Early Cretaceous arc systems in the Lhasa Terrane, southern Tibet. *J Geophys Res Solid Earth*, 2018, 123: 3391–3413
- 26 Liu Y, Santosh M, Zhao Z B, et al. Evidence for palaeo-Tethyan oceanic subduction within central Qiangtang, northern Tibet. *Lithos*, 2011, 127: 39–53
- 27 Kapp P, Yin A, Harrison T M, et al. Cretaceous-Tertiary shortening, basin development, and volcanism in central Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 2005, 117: 865
- 28 Fan J J, Li C, Xie C M, et al. Petrology and U-Pb zircon geochronology of bimodal volcanic rocks from the Maierze Group, northern Tibet: Constraints on the timing of closure of the Banggong-Nujiang Ocean. *Lithos*, 2015, 227: 148–160
- 29 Huang Q T, Cai Z R, Xia B, et al. Geochronology, Geochemistry, and Sr-Nd-Pb isotopes of Cretaceous granitoids from western Tibet: Petrogenesis and tectonic implications for the evolution of the Bangong Meso-Tethys. *Int Geol Rev*, 2015, 58: 95–111
- 30 Li G M, Qin K Z, Li J X, et al. Cretaceous magmatism and metallogeny in the Bangong-Nujiang metallogenic belt, central Tibet: Evidence from

- petrogeochemistry, zircon U-Pb ages, and Hf-O isotopic compositions. *Gondwana Res*, 2017, 41: 110–127
- 31 Li J X, Qin K Z, Li G M, et al. Geochronology, geochemistry, and zircon Hf isotopic compositions of Mesozoic intermediate-felsic intrusions in central Tibet: Petrogenetic and tectonic implications. *Lithos*, 2014, 198: 77–91
- 32 Li S M, Zhu D C, Wang Q, et al. Slab-derived adakites and subslab asthenosphere-derived OIB-type rocks at 156 ± 2 Ma from the north of Gerze, central Tibet: Records of the Bangong–Nujiang oceanic ridge subduction during the Late Jurassic. *Lithos*, 2016, 262: 456–469
- 33 Liu D, Huang Q, Fan S, et al. Subduction of the Bangong–Nujiang Ocean: Constraints from granites in the Bangong Co area, Tibet. *Geol J*, 2014, 49: 188–206
- 34 Wei S G, Tang J X, Song Y, et al. Early Cretaceous bimodal volcanism in the Duolong Cu mining district, western Tibet: Record of slab breakoff that triggered ca. 108–113 Ma magmatism in the western Qiangtang terrane. *J Asian Earth Sci*, 2017, 138: 588–607
- 35 Wu H, Xie C, Li C, et al. Tectonic shortening and crustal thickening in subduction zones: Evidence from Middle–Late Jurassic magmatism in Southern Qiangtang, China. *Gondwana Res*, 2016, 39: 1–13
- 36 Zhang T Y, Xie C M, Li C, et al. Early Cretaceous continental arc-related volcanic rocks in the Duobuzha area, northern Tibet: Implications for evolution history of the Bangong–Nujiang Ocean. *Int Geol Rev*, 2017, 59: 1786–1803
- 37 Kong X, Mi W T, Mo X, et al. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating and petrogenesis of diorite-porphyrite in Yanhu Area, Tibet. *Uran Geol*, 2016, 32: 279–286 [孔旭, 密文天, 莫雄, 等. 西藏盐湖地区冈拉珍岩锆石LA-ICP-MS U-Pb年龄及岩石成因. 铀矿地质, 2016, 32: 279–286]
- 38 Yu F. Petrology, geochemistry and petrogenesis of the granitoid in southern Yanhu of Gangdese, Tibet (in Chinese). Master Dissertation. Beijing: China University of Geosciences, 2010 [于枫. 西藏冈底斯湖南部花岗岩的岩石学、地球化学与成因. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学, 2010]
- 39 Cao M J, Qin K Z, Li G M, et al. Tectono-magmatic evolution of Late Jurassic to Early Cretaceous granitoids in the west central Lhasa subterrane, Tibet. *Gondwana Res*, 2016, 39: 386–400
- 40 Jiang X, Zhao Z D, Zhu D C, et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic geochemistry of Jiangba, Bangba, and Xiongba granitoids in western Gangdese, Tibet (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2010, 26: 2155–2164 [姜昕, 赵志丹, 朱弟成, 等. 西藏冈底斯西部江巴、邦巴和雄巴岩体的锆石U-Pb年代学与Hf同位素地球化学. 岩石学报, 2010, 26: 2155–2164]
- 41 Sun G, Hu X, Sinclair H D. Early Cretaceous palaeogeographic evolution of the Coqen Basin in the Lhasa Terrane, southern Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2017, 485: 101–118
- 42 Boudagher-Fadel M K, Hu X M, Price G D, et al. Foraminiferal biostratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the mid-Cretaceous limestones in the southern Tibetan Plateau. *J Foramin Res*, 2017, 47: 188–207
- 43 Sun G Y. The establishment of the upper Cretaceous Daxiong formation in the central Lhasa Terrane and its implications for tectonic uplifting (in Chinese). *Acta Geol Sin*, 2017, 91: 2623–2637 [孙高远. 拉萨地体中部上白垩统达雄组的建立及构造隆升意义. 地质学报, 2017, 91: 2623–2637]
- 44 Dickinson W R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of Arenites*. Dordrecht: Springer, 1985. 333–361
- 45 Ingersoll R V, Bullard T F, Ford R L, et al. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J Sediment Res*, 1984, 54: 103–116
- 46 Gehrels G, Valencia V, Pullen A. Detrital zircon geochronology by laser-ablation multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. *Paleontol Soc Pap*, 2006, 12: 67–76
- 47 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U–Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 2004, 211: 47–69
- 48 Van Achterbergh E, Ryan C, Griffin W. GLITTER On-Line Interactive Data Reduction for the LA-ICPMS Microprobe. Sydney: Macquarie Research Ltd, 2001
- 49 Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem Geol*, 2002, 192: 59–79
- 50 Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Res*, 2004, 131: 231–282
- 51 Ludwig K R. Users Manual for Isoplot/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2003, 4. 55
- 52 Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 133–147
- 53 Wu F Y, Li X H, Zheng Y F, et al. Lu–Hf isotopic systematics and their applications in petrology (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2007, 23: 185–220 [吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu–Hf同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 2007, 23: 185–220]
- 54 Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology applied to tectonics. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2014, 42: 127–149
- 55 BouDagher-Fadel M K, Hu X M, Price G D, et al. Foraminiferal biostratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the mid-Cretaceous limestones in the southern Tibetan Plateau. *J Foramin Res*, 2017, 47: 188–207

- 56 BouDagher-Fadel M K, Price G D, Hu X, et al. Late Cretaceous to early Paleogene foraminiferal biozones in the Tibetan Himalayas, and a pan-Tethyan foraminiferal correlation scheme. *Stratigraphy*, 2015, 12: 67–91
- 57 Wu F Y, Ji W Q, Liu C Z, et al. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic data from the Xigaze fore-arc basin: Constraints on Transhimalayan magmatic evolution in southern Tibet. *Chem Geol*, 2010, 271: 13–25
- 58 Miall A D. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Berlin: Springer, 2013
- 59 Dart C J, Collier R E L, Gawthorpe R L, et al. Sequence stratigraphy of (?)Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Mar Pet Geol*, 1994, 11: 545–560
- 60 Jordan T E, Schlunegger F, Cardozo N. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *J South Am Earth Sci*, 2001, 14: 775–798
- 61 Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Berlin: Springer Science & Business Media, 2013
- 62 Masse J P. The Lower Cretaceous Mesogean benthic ecosystems: Palaeoecologic aspects and palaeobiogeographic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1992, 91: 331–345
- 63 An W, Hu X, Garzanti E, et al. Xigaze forearc basin revisited (South Tibet): Provenance changes and origin of the Xigaze Ophiolite. *Geol Soc Am Bull*, 2014, 126: 1595–1613
- 64 Orton G J, Reading H G. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 1993, 40: 475–512
- 65 Garzanti E. From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sediment Geol*, 2016, 336: 3–13
- 66 Liu D, Shi R, Ding L, et al. Zircon U-Pb age and Hf isotopic compositions of Mesozoic granitoids in southern Qiangtang, Tibet: Implications for the subduction of the Bangong-Nujiang Tethyan Ocean. *Gondwana Res*, 2017, 41: 157–172
- 67 Ma A, Hu X, Garzanti E, et al. Sedimentary and tectonic evolution of the southern Qiangtang basin: Implications for the Lhasa-Qiangtang collision timing. *J Geophys Res Solid Earth*, 2017, 122: 4790–4813
- 68 Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y, et al. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia. *Geology*, 2011, 39: 727–730
- 69 Gehrels G, Kapp P, Decelles P, et al. Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen. *Tectonics*, 2011, 30: 5016–5043
- 70 Dong C Y, Li C, Wan Y S, et al. Detrital zircon age model of Ordovician Wenquan quartzite south of Lungmuco-Shuanghu Suture in the Qiangtang area, Tibet: Constraint on tectonic affinity and source regions. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 1034–1042
- 71 Kapp P, DeCelles P G, Gehrels G E, et al. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 2007, 119: 917–933
- 72 Huang T T, Xu J F, Chen J L, et al. Sedimentary record of Jurassic northward subduction of the Bangong–Nujiang Ocean: Insights from detrital zircons. *Int Geol Rev*, 2017, 59: 166–184
- 73 Li S, Ding L, Guilmette C, et al. The subduction-accretion history of the Bangong-Nujiang Ocean: Constraints from provenance and geochronology of the Mesozoic strata near Gaize, central Tibet. *Tectonophysics*, 2017, 702: 42–60
- 74 Zeng M, Zhang X, Cao H, et al. Late Triassic initial subduction of the Bangong-Nujiang Ocean beneath Qiangtang revealed: Stratigraphic and geochronological evidence from Gaize, Tibet. *Basin Res*, 2016, 28: 147–157
- 75 Li G, Sandiford M, Liu X, et al. Provenance of Late Triassic sediments in central Lhasa terrane, Tibet and its implication. *Gondwana Res*, 2014, 25: 1680–1689
- 76 Leier A L, Decelles P G, Kapp P, et al. Lower Cretaceous Strata in the Lhasa Terrane, Tibet, with implications for understanding the Early Tectonic history of the Tibetan Plateau. *J Sediment Res*, 2007, 77: 809–825
- 77 Fu W C, Kang Z Q, Pan H B. Geochemistry, zircon U-Pb age and implications of the Linzizong Group volcanic rocks in Shi-quan River area, western Gangdise belt, Tibet (in Chinese). *Geol Bull Chin*, 2014, 33: 850–859 [付文春, 康志强, 潘会彬. 西藏冈底斯带西段狮泉河地区林子宗群火山岩地球化学特征、锆石U-Pb年龄及地质意义. *地质通报*, 2014, 33: 850–859]
- 78 Li Q, Ran M L, Kang Z Q, et al. Zircon U-Pb ages and geological significance of Zenong Group volcanic rock in Yare area, west of Lhasa block (in Chinese). *J Guilin Univ Tech*, 2017, 37: 561–569 [李强, 冉孟兰, 康志强, 等. 拉萨地块西部亚热区则弄群火山岩锆石U-Pb年龄及其地质意义. *桂林理工大学学报*, 2017, 37: 561–569]
- 79 Wang J G, Hu X, Garzanti E, et al. Early cretaceous topographic growth of the Lhasaplano, Tibetan Plateau: Constraints from the Damxung conglomerate. *J Geophys Res Solid Earth*, 2017, 122: 5748–5765
- 80 Haq B U. Cretaceous eustasy revisited. *Glob Planet Change*, 2014, 113: 44–58
- 81 Jenkyns H C. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. *J Geol Soc*, 1980, 137: 171–188
- 82 Zhao W J. Late Cretaceous foraminiferal Faunas and Eustatic change in Gamba area, Southern Tibet (in Chinese). *Geol J Chin Univ*, 2001, 7: 106–117 [赵文金. 西藏冈巴晚白垩世有孔虫动物群与海平面变化. *高校地质学报*, 2001, 7: 106–117]
- 83 Baxter A T, Aitchison J C, Zyabrev S V. Radiolarian age constraints on Mesotethyan ocean evolution, and their implications for development of the

- Bangong-Nujiang suture, Tibet. [J Geol Soc](#), 2009, 166: 689–694
- 84 Volkmer J E, Kapp P, Guynn J H, et al. Cretaceous-Tertiary structural evolution of the north central Lhasa terrane, Tibet. *Tectonics*, 2007, 26: 6007–6025
- 85 DeCelles P G, Kapp P, Ding L, et al. Late Cretaceous to middle Tertiary basin evolution in the central Tibetan Plateau: Changing environments in response to tectonic partitioning, aridification, and regional elevation gain. [Geol Soc Am Bull](#), 2007, 119: 654–680

补充材料

图S1 唐杂组中段底栖大有孔虫演化与分带特征

图S2 唐杂组有孔虫化石

图S3 唐杂组显微照片

图S4 唐杂组碎屑锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “革吉最高海相层约束班怒残留海消亡时间(~94 Ma)”

The disappearance of the Late Cretaceous Bangong-Nujiang residual seaway constrained by youngest marine strata in Geji area, Lhasa Terrane

Jiapeng Ye¹, Xiumian Hu^{1*}, Gaoyuan Sun² & M. K. BouDagher-Fadel³

¹ State Key Laboratory of Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;

² College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China;

³ Department of Geological Sciences, University College London, London WC1E 6BT, UK

* Corresponding author, E-mail: huxm@nju.edu.cn

For a long time, the key scientific issues regarding to when and how did the Bangong-Nujiang residual seaway disappear are still controversial. This paper focuses on the Late Cretaceous sedimentary strata in the Geji area by studying the stratigraphy, lithofacies and sedimentary facies. This stratigraphic unit, named here Tangza Formation was overlaid unconformably by the Jingzhushan Formation of continental conglomerates. The Tangza Formation represents the youngest marine strata both in the Lhasa terrane and Bangong-Nujiang suture zone. According to the sedimentary facies, the Tangza Formation can be divided into three members, the lower member comprises predominantly mudstone, grayish-green to fuchsia siltstone, lenticular conglomerate beds and sandstone in which parallel bedding and massive structure are commonly developed whereas cross-bedding is not well developed. The middle member mainly comprises grayish-green orbitolina limestone, marlstone, hybrid beds, grey-green shale with small laminated aggregates sandstone and siltstone. The upper member comprises purple-red pebble coarse sandstone with laminated aggregates conglomerate and sandstone in which massive structure and parallel bedding are developed. The sedimentary facies analysis of the Tangza Formation shows a transition from fan delta plain subfacies to front fan delta subfacies in the early stage, which indicates the deepening of palaeo-water depth, followed by fan-delta subfacies, which indicates shallowing of palaeo-water depth. The foraminifera fossils constrained an age of Cenomanian stage (101–94 Ma) for the depositional age of the Tangza Formation. The detrital composition shows that the lower member of the Tangza Formation is dominated by volcanic lithic fragments. The content of feldspar in the upper member decreased to 7%, and lithic fragments increased to 53%, and the proportion of sedimentary rocks increased significantly. Detrital zircons from the lower member of the Tangza Formation yield a primarily age population of 101–163 Ma (peaking at ~110 Ma), with $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (–7.5 to +15) and additional age ranges of 424–525, 713–980, 1812–2113 and 2425–2550 Ma. The upper member of the Tangza Formation yield a primarily age population of 101–127 Ma (peaking at 110 Ma), with $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (–6 to +10) and additional age ranges of 147–166, 211–271, 509–680, 795–1056, 1816–1879 and 2360–2513 Ma. Detrital composition, detrital zircon geochronology and Hf isotopes altogether show a significant provenance change within the Tangza Formation, from the north Lhasa Terrane and Bangong-Nujiang Suture Zone to Langshan Formation and middle Lhasa Terrane. Combined with regional paleogeography analysis, the disappearance of the Bangong-Nujiang residual seaway in the Geji area where the Tangza Formation was found occurred ca. 94 Ma. Furthermore, the residual seaway was not retreating from the east to the west, but contemporaneously retreats from the north-central Lhasa Terrane.

Tangza Formation, Late Cretaceous, Lhasa Terrane, Provenance analysis, Bangong-Nujiang residual sea, Tethys Ocean

doi: [10.1360/N972018-01092](https://doi.org/10.1360/N972018-01092)