中国五台绿岩带 2.52 Ga 枕状熔岩中候选生物改造结构的生物成因性和同生性评估

McLOUGHLIN N^①, FLIEGEL D J^①, FURNES H^①, STAUDIGEL H^②, SIMONETTI A^③,
赵国春^{④*}, ROBINSON P T^⑤

① Department of Earth Science and Center for Geobiology, Bergen, N-5007, Norway;

② Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, CA 92093-0225, USA;

③ Department of Earth Sciences, University of Alberta, Edmonton, T6G 2E3 AB, Canada;

④ 香港大学地球科学系, 香港;

⑤ Department of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, B3H 4J1, Canada

* 联系人, E-mail: gzhao@hkucc.hku.hk

2009-03-31 收稿, 2009-05-09 接受

国家自然科学基金(批准号: 40730315)、香港 RGC 基金 GRF 项目(批准号: HKU7063/06P, 7066/07P 和 7057/08P)和挪威研究协会项目资助

摘要 栖居于海底熔岩基底中的微生物能够侵蚀火山玻璃, 形成微米级的孔洞和钻穴. 这些生物改造的遗迹被矿化后, 即使保存它们的火山玻璃经历了变形和改造成为变质矿物后, 矿化的结构也能够保存下来. 这些生物改造结构的化石记录所赋存的岩性远远超出了原位洋壳火山玻璃的范围. 它们可见于蛇绿岩和前寒武纪绿岩带的变火山玻璃中. 本文报道了中国五台山 25.2 亿年拉斑质枕状熔岩薄片中发现的丝状体型生物显微结构. 而且, 五台绿岩中发现的微结构在大小、形态和分布上都可以与其他产在太古宙绿片岩相枕状熔岩中的生物蚀变结构相对比. 榴石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 原位定年分析给出的年龄是 (1.81 ± 0.12) Ga (2σ , $n=22$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均). 该年龄提供了这些生物蚀变结构矿化的最小年龄, 并与区域变质事件年龄相当. 这个年龄也代表这些生物蚀变时间的最小年龄估计, 从而支持晚太古宙海底生物圈的存在.

关键词

变质火山玻璃
微生物改造
榴石
海底生物圈
太古宙
华北克拉通

栖居于海底枕状熔岩中的微生物在火山玻璃中形成了特殊的颗粒状和管状生物改造结构^[1-5]. 由于这些结构记录了生活在洋底的微生物的活动, 也可以被认为是一种遗迹化石^[6]. 这些化石记录可见于原位洋壳的火山玻璃、保存在显生宙的蛇绿岩带和前寒武纪绿岩带内的海底碎片中^[2]. 这表明海底环境下形成的火山玻璃是地球上微生物最古老的栖息地之一. 本文研究了中国华北克拉通中部带五台群的绿片岩相变质火山枕状熔岩, 评价了在这些太古宙熔岩中的生物改造结构的生物成因性和同生性.

目前所知道的有关海底环境下形成的火山玻璃中的微生物改造结构一些研究进展最新回顾可参见文献[2,7]. 地质记录中这种现象最初被看作是碳酸盐岩中的真菌微孔相似的来自火山灰沉积中的玻璃碎片表面凹槽^[8]. 早期对于洋壳枕状熔岩火山玻璃的全球性统计表明, 微生物的生物改造作用是一种广泛存在的现象. 它在结构上与在新鲜和蚀变的玻璃之间形成平滑界面的非生物的玻璃蚀变过程有明显的区别^[2,3]. 以下一系列证据都支持了这些在火山玻璃中发现的管状和颗粒状微结构的生物成因性:

英文版见: McLoughlin N, Fliegel D J, Furnes H, et al. Assessing the biogenicity and syngenecity of candidate bioalteration textures in pillow lavas of the ~2.52 Ga Wutai greenstone terrane of China. *Chinese Sci Bull*, 2010, 55: 188—199, doi: 10.1007/s11434-009-0448-0

(1) 非培养基序列研究表明居住于海底的微生物群体数量与在上覆海水和海底沉积物中发现的群体数量明显不同,前者比后者更丰富 3~4 倍^[9~11].而且,生物染色显示 DNA 沿着管状和颗粒状生物改造遗迹的边缘集中于新鲜和蚀变玻璃之间的界面上^[12].此外,理论上显示玄武质玻璃可以提供充足的能量来支持化学自养生物的生长^[13].

(2) 控制性实验证实了微生物在火山玻璃的分解中所起的作用.现已发现,与非生物控制条件下的实验不同,植入微生物实验的火山玻璃的分解出现了局部增强^[14,15],但是至今仍不能在实验室培养出能够形成延伸管状刻蚀凹坑的微生物.

(3) 从结构方面进行的研究已经表明,在火山玻璃中存在多种多样的生物改造结构形态,包括粒状、简单的无纹饰管状形态,以及最近发现并划分为遗迹化石的、具有纹饰的螺旋状形态以及分枝的管状形态^[6,16].复杂的螺旋状形态尤其能支持生物成因解释.

(4) 微区化学元素面分布测试显示,沿着现代和古代生物改造结构的边缘出现了一层小于 1 μm 宽的碳、氮和磷的元素面分布.这些元素的出现被解释为腐烂的细胞残留物^[17].

(5) 枕状熔岩边部含有生物改造结构的浸染状碳酸盐岩的碳同位素资料显示,与那些缺乏微结构的枕状熔岩岩芯相比,这些碳酸盐岩的碳同位素值存在一个显著的漂移,这个漂移与生物活动相一致^[18].

(6) 在被侵蚀过的玻璃表面的侵蚀凹坑内或附近发现有部分化石化、矿物包壳的微生物细胞.这些凹坑从形态上和大小上都和相关的细菌相似.这支持在凹坑的形成过程中,这些细菌存在于凹坑中^[19~21].

上述所有的形态学、化学和微生物学方面的证据都进一步支持生物改造结构的生物成因性.并且,关于微生物如何侵蚀火山玻璃的概念性模式已经在一系列的文章中得到了发展^[2,7,14,15,19].这个过程始于在海底基底下部的循环流体将微生物带到沿着裂隙进入气孔中和围绕火山玻璃碎片的边缘生长.这些微生物不断地侵蚀新鲜的火山玻璃,在最初的表面形成放射状的微结构,并形成新的分枝状界面以确保足够的新鲜面来供这些微生物的侵蚀^[22].火山玻璃溶解的同时可能也伴随着被称为橙玄玻璃的细粒自生矿物沿着微结构内部和裂隙的沉淀.橙玄玻璃的沉淀可能会埋藏有机残留物,沿着生物改造结构的

边缘形成局部的碳、氮和磷的富集.尽管微生物如何溶解火山玻璃的确切生物化学机制目前还不完全清楚,但是肯定包括了有机酸的分泌,或者是铁载体和其他复杂的因素^[7].

微生物侵蚀火山玻璃的后形成的生物改造结构的化石记录已经超出最古老的、年龄约为 170 Ma 的原位洋壳^[23].变质作用发生之前的微结构矿化作用使得岩石中的化石记录在海底基底下的玻璃基质已经转变成变质矿物组合之前得以保存下来.可在形态学上与原位洋壳火山玻璃中发现的微结构相比较的榴石化的微结构已经在显生宙蛇绿岩套和太古代绿岩带中被发现^[24].图 1 展示了来自原地洋壳的未矿化的微生物生物改造结构遗迹(图 1(a)~(c))和来自于变质火山玻璃中已矿化的微生物生物改造结构(图 1(d)~(i)).迄今发现的最古老的样品来自于中太古代南非巴布顿(Barberton)绿岩带^[1,25]、西澳大利亚皮尔巴拉(Pilbara)克拉通^[3,26]的枕状熔岩,并且为进一步讨论关于地球早期生命的最早证据做了新的阐述.这些微结构的年代的古老性已经直接被榴石的 U-Pb 原位定年证实^[3,27].

对目前所知的前寒武纪生物改造结构化石记录进行统计后发现,中国的前寒武纪岩石缺乏该类化石记录,尤其缺乏太古代的化石记录.在已经研究的相对少数的元古代枕状熔岩中,芬兰的 Jormua 蛇绿岩套中已经发现岩石样品中的碳同位素特征与微生物改造结构相一致^[28],但是迄今为止仍没有在这些岩石中发现有力的结构特征方面的有力证据.因此,截至目前为止,生物改造结构的化石记录存在将近 30 亿年的间断:从约 3.4 Ga 的太古宙到约 0.4 Ga 年前的第二个最古老的生物改造结构证据(详见文献[2]的图 36).为了打破这一化石记录的空白,我们选择了华北克拉通中部碰撞带五台绿岩带的变质火山枕状熔岩进行研究.因为这些岩石经历绿片岩相或更高级变质作用,所以关于其中的古生物学方面的报道很稀少.有一个例外就是在五台群角闪岩相石英岩中发现了超微构造和碳同位素标记显示其是变质的疑源类生物^[29].不整合上覆于五台群之上的古元古代溱沱群中报道了大量的叠层石^[30].这些发现加上我们对更老的枕状熔岩序列的研究促使我们在五台绿岩带中去寻找相对几乎未变形和变质的枕状熔岩,以便在其中寻找微生物改造结构.本研究将着眼于 2 个问题:首先,在这些岩石中能否

图1 发现于新鲜玻璃((a)~(c))、沸石相(d)和绿片岩相((e)~(i))变质火山岩玻璃中的生物改造结构图像概述

(a) 被放射状管状结构包围的气泡和颗粒状蚀变的裂隙(左下); (b) 图像中心南北向展布的裂隙, 核部有环带物质, 外边缘有密集的饰边颗粒状蚀变环带; 从丝状结构可以看出其凸向未蚀变的玻璃中; (c) 图像下部放大的矿化管状结构和图像上部小直径未矿化的管道; (d) 聚焦图像的扩展深度在图像中心显示南北向的裂隙, 旋转的丝状结构从该处发散; 裂隙被微晶榴石充填, 包裹在达到沸石相变质的矿物玻璃中; (e) 绿泥石、碳酸盐基质中有丝状凸起的密集榴石簇(暗色矿物); (f) 放大的丝状体形态学; (g) 放大的微晶榴石矿化的单个丝状体; (h) 绿泥石、石英和绿帘石基质中的有丝状凸起的榴石簇; (i) 被基质中变质绿泥石横切的薄膜状榴石丝状体的放大(箭头所指)。 (e)~(h)中白色圆圈代表 LA-MC-ICP-MS 的激光点位。 样品: ((a)~(c)) 来自百慕大隆起上大洋深海钻探计划 ODP 井位 418A 的 110 Ma 原地洋壳; (d) 样品 3-AI-00 来自阿尔巴尼亚 Mirdita 160 Ma 的蛇绿岩套, 火山玻璃部分变质变形到沸石相矿物; ((e)~(g)) 样品 74-PG-04 来自西澳大利亚皮尔巴拉克拉通 3.35 Ga Euro 玄武岩的绿片岩相变质火山玻璃; (h)~(i) 样品 29-BG-03 来自南非巴布顿山地 3.46 Ga 的 Hoogenoeg 群的绿片岩相变质-火山玻璃

找到指示火山玻璃微生物改造的微结构;其次,这些微结构能否被证明是与赋存它们的岩石同生的。

1 区域地质

本研究样品来自横跨华北中部造山带(Trans-North China Orogen, 简称为 TNCO)中段的恒山-五台-阜平(HWF)构造带。研究区位于山西省北部,距北京西北偏西约 250 km。这个带由中-高级变质的恒山和阜平片麻岩杂岩和二者之间的低-中级变质的五台绿岩带所组成(图 2)。横跨华北中部造山带是一个形成于约 1.85 Ga 年前的包含有太古宙和古元古代岩石的、由东、西部大陆地块拼合形成的古元古代大陆碰撞带^[31~38]。这个带内的岩浆岩主要是钙碱性系列,并且与岩浆弧岩石有密切关系^[36,39,40]。早期的构造模型假设恒山和阜平片麻岩组合代表了五台绿岩带的更古老的基底^[36~38]。然而,更多新近的研究表明,代表上地壳范围的五台绿岩带和代表岩浆弧根部的下地壳的恒山和阜平片麻岩这 3 个杂岩带组成了一个长期存在的新太古宙到古元古代岩浆弧^[36~38,41~45]。

五台花岗质绿岩带包括新太古代至古元古代花岗质侵入岩体、变质火山岩和变质沉积岩,在中国文献中通常称作五台群和滹沱群^[46]。五台群通常划分为 3 个亚群:石咀、台怀和高凡亚群。石咀亚群由橄榄岩、大洋拉斑玄武岩、英安岩、流纹岩、燧石岩、条带状铁建造、砂岩、粉砂岩、页岩、钙硅酸盐岩和少量的低级角闪岩相变质的灰岩^[39,41]。在这些岩石中,橄榄岩、大洋拉斑玄武岩和燧石岩被认为代表了残留的大洋壳,但是沉积岩则被解释为大陆边缘或者弧后盆地沉积^[39]。本研究中已经采样的台怀亚群包含拉斑玄武岩(枕状熔岩)和变质程度达到绿片岩相的长英质火山岩。地球化学数据指示五台群大多数拉斑玄武岩和长英质火山岩与现代火山弧组合或 MORB 有密切关系^[39]。高凡亚群包括砾岩、石英杂砂岩、粉砂岩、灰岩和被认为是在弧间盆地和/或弧后前陆盆地中发展起来的亚镁铁质-长英质火山岩,变质程度达到了(次)绿片岩相^[34]。最近的 U-Pb 锆石年龄指示石咀、台怀和高凡亚群的火山岩形成于 2530~2515 Ma 年前^[47]。滹沱群被认为是横跨华北中部造山带内最年轻的单元。尽管在某些地区滹沱群与五台群存在构造交错关系,滹沱群实际上是以不整合关系上覆于五台群。滹沱群包括一层较厚的底砾岩,这些底砾岩向上变细为石英岩和其他碎屑沉

积岩、板岩、含叠层石白云岩以及大理石,最后是层序顶部的另一套砾岩。

2 野外露头描述

本文所述的拉斑玄武质枕状熔岩采自塔儿平村南约 500 m 处的五台群台怀亚群的柏枝岩组(39°01'08.1"N; 113°19'44.2"E)(图 2)。枕状熔岩中可见细粒、1~2 cm 厚、富含绿色绿帘石的环边。环边不发育气孔,其周围的枕状熔岩核的直径为 0.1~0.3 m。枕状熔岩已经被拉长和扁平化,形成平行于区域片理(079/60°)的片理,并且变质程度达到绿片岩相。在一些枕状熔岩之间很少保留有枕间碎玻质熔岩囊状物,但是我们在本区采集到了一块这样的样品。枕状构造的局部显示扁平的底面和上凸的顶表面,但由于排水系统构造的缺失致使不能可靠地判断顶面方向。

样品使用直径为 2.5 cm 的岩芯取样机进行采集。岩芯样品是经过准确定向取样以便对熔岩的环边、核部和枕间囊状物进行研究。野外照片见图 3。

3 岩相学描述和激光拉曼光谱

所有样品的标准岩相学薄片观察表明,现在的枕状熔岩变质矿物组合为石英、绿泥石、钠长石、碳酸盐、榍石、绿帘石和少量金红石。特别有意思的是一些同心环带和簇状的榍石显示有丝状突出体,这些丝状突出体与典型的由变质榍石显示的微结构谱学相比时尤其显著。这些丝状体宽度<5 μm,长度可达 60 μm,只出现在一个样品中(13-WG-06)。除了延伸到薄片平面范围外的丝状体,其余的都出现在显微结晶质的榍石密集的区域。很多榍石簇全部或部分地被大的变质碳酸盐晶体包裹后形成成一个囊状物。丝状体还出现在绿泥石基质中,可见其被横穿的绿泥石基质所分割(图 4(d))。丝状体不具有分枝,而且有一些向末端方向直径减小(图 4(e), (f))。

薄片的拉曼光谱分析在奥地利维也纳大学完成,使用配有 Leica DMLM 光学显微镜的 Renishaw RM1000 光谱仪,显微镜目镜放大×50,激发绿色激光(532 nm)。典型的光谱见图 5,与参考光谱进行比较后确定其峰值来自矿化管状结构的榍石和方解石基质(尤其是在约 1800 cm⁻¹ 处的明显峰值)。拉曼研究也在密集的微晶榍石簇中确认了小范围的金红石(锐钛矿)的存在。然而,由于样品中次生碳酸盐矿物

图 2 华北克拉通地质图和华北中部造山带中的五台杂岩

枕状熔岩采集自中五台亚群绿片岩相拉斑玄武岩. 地质图根据文献[31]修改

含量很高, 我们不能用碳同位素分析来研究火山玻璃中原始的微生物的作用过程^[18].

4 地质年代学结果

U-Pb 原位定年在加拿大阿尔伯塔大学的 LA-MC-ICP-MS 质谱仪上进行. MC-ICP-MS (NuPlas-ma, Nu instruments, Wrexham, UK) 配有 UP213 nm 的激光烧蚀器. 激光烧蚀分析使用束斑直径为 40 μm , 平均流量 1.8 J/cm², 重复频率 4 Hz, 烧蚀方式为单点烧蚀. 如果管状微结构直径小于激光束斑, 则在榴石簇

中心的根部进行烧蚀, 以便产生足够高的 Pb 计数频率(^{206}Pb 和 ^{207}Pb 一般为 50.0 cps). 分析点经过仔细筛选, 以确保没有邻近的基质矿物与榍石一起被同时烧蚀(图 6(a)插图). 在同一个薄片中共分析了 23 个点. 全部分析数据可见表 1. 根据对激光烧蚀中产生的暂时信号的评价, 在分析过程中榍石未被完全击穿. 数据选择根据 Simonetti 等人^[48]的方法, 数据整理包括使用 Khan Mine 标准榍石作为外标来监测激光诱发的元素分馏(LIEF)和总误差传递. 为了评价 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 组成和普通 Pb 的相对比例(详见文献[48]), 年

图 3 野外露头照片

(a) 路边露头的枕状熔岩序列; (b) 伴有清晰的绿色弯曲边缘的扁平化枕状熔岩和微岩芯样品位置; (c) 有枕状角砾岩间小囊的枕状熔岩; (d) 包括含有图 4 所示微结构的 13-WG-06 的样品位置放大图

龄确定使用 Tera-Wasserburg 图解法(如下文所述). Tera-Wasserburg 和加权平均年龄计算均使用 ISOPLOT[®][49]. 有一个分析数据由于误差超过 2σ 的标准而未用于 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄计算.

榴石是典型的一种在形成过程中晶体结构的放射性成因铅和普通铅含量变化一致的矿物. 因此, 当分析它的 U-Pb 同位素组成时, 对同成因的榴石进行多重分析时应该确定一个结晶时普通铅和放射性成因铅这两个端员组份之间的混合线. 在 Tera-Wasserburg 图解中(图 6), 前者的铅同位素组成由 y 截距定义, 而放射性成因端员组份的同位素组成由混合线和谐和曲线的交点给出; 这个交点也给出了形成年龄. Tera-Wasserburg 图(图 6(a))中的数据给出了 (1953 ± 390) Ma (2σ) 的下交点年龄. 值得注意的是 Tera-Wasserburg 图解中的所有数据点都接近普通铅端员的同位素组成(y 截距), 这表明在具体的样品中放射性成因铅的比例很低, 最终导致了与和谐线交于缺乏约束的下交点. 单个的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄是通过确定沿着混合线上的每个数据点的相对位置的普通铅和放射性成因铅的相对比例而获得的. 根据 22 个

点的分析数据计算得出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (1812 ± 120) Ma (2σ , 图 6(b)), 与由 Tera-Wasserburg 图得到的年龄相符.

5 讨论

5.1 能在这些岩石中找到指示火山玻璃微生物改造的微结构吗?

假如围岩相对未变形且中空微生物遗迹早于变质作用发生矿化, 那么火山玻璃中微生物改造的结构标志就能够在其赋存的化石玻璃经历变质变形作用后而保留下来. 与来自原位洋壳和绿片岩相的枕状熔岩的生物改造结构相比, 五台群中的微结构(图 4)显示了大量高度指示微生物成因的特征. 首先, 丝状微结构具有有可与前面讨论并认定的微生物成因微结构相当的大小和形态^[24]. 其次, 这些微结构的分布具有指示性, 尤其是它们都出现在密集的微晶榴石区域. 这些区域被解释为矿化的裂隙, 而它们可能是引导流体和微生物进入最初的玻璃裂隙.

与现代火山玻璃的生物改造遗迹相比, 一项关

图4 样品 13-WG-06 的光学显微镜照片

(a) 低倍放大图像, 显示绿泥石方解石基质中的榍石环带和榍石簇; (b) 方解石基质中放大的丝状榍石链, 该区域拉曼光谱见图 5; (c) 有似丝状凸起的微晶榍石簇; 包含被解释为微结构开始放射原始裂隙位置的中心环带的根部区域; (d) 石英基质中的榍石纤维簇(左)和孤立的榍石链(右); (e) 放大图像显示被切断的、向终点逐渐变细的榍石; (f) 被横切的变质绿泥石(箭头)分割的榍石晶体丝状链, 在图像上部密集榍石根部区域包含 3 个激光点

于绿片岩相样品的研究发现, 现代的生物改造结构的平均粒径较粗(图 7, Furnes 等人^[24])并且缺少像在新鲜火山玻璃中见到的螺旋状和环状等这一类复杂的形态学结构细节(参见文献[6]). 榍石矿化过程会引起管状微结构加厚, 并破坏一些更为精细的细节并不奇怪. 由于粒状改造结构的粒径相对较小(一般直径 $<2\ \mu\text{m}$), 它们的结构细节通常在变质作用后被

模糊化甚至是消失.

在晚太古宙-早元古宙的缺氧环境的大洋中^[50], 海底微生物群体应该具有厌氧的自养或异养的新陈代谢作用^[51]. 这与现代海底所发生的情况形成鲜明对比. 在大洋广泛氧化之前, 来自水-岩相互作用的氢也许在维持海底微生物群体方面起着更重要的作用^[52]. 与火山玻璃的厌氧微生物改造作用有关的潜

图 5 样品 13-WG-06 的候选生物改造结构拉曼光谱
波数-强度(任意单元)图

样品(上部光谱)包含波数峰值,与榴石参考光谱特征峰值和方解石光谱(变质基质中)的优势峰值一致.光谱数据由配有×50 放大的 Leica DMLM 光学显微镜和激发波长 532 nm 的激光的 Renishaw RM1000 光谱仪采集

在的新陈代谢作用包括:涉及溶解碳酸盐和氢的甲烷生成作用;利用溶解硫酸盐和氢的硫酸盐还原作用;根据源自自养生物体或携带海洋生物体的循环流体的有机物质的异养生物作用(见文献[51]的表 1).目前地球化学手段还无法定量地评估每一种理论上

可能的新陈代谢作用对晚太古宙海底微生物群体的相对贡献.

5.2 这些微结构能否被证明与赋存它们的岩石是同生的?

组构关系支持了五台生物微结构的古老性和同生性.首先,微结构是岩石中的整体部分,没有集中在附近的裂隙或风化带.其次,填充微结构的榴石被变质的绿泥石横切并且割断(图 4(f)),表明它们的生长早于变质阶段.这些候选生物改造结构形成的最小年龄由枕状熔岩的喷发年龄提供,喷发年龄受夹层的长英质火山岩中锆石 U-Pb 分析年龄(2523±3) Ma^[47] 约束.这个年龄与主张五台群与约 2540~2515 Ma 的一期花岗质岩浆活动^[44]为同期的年龄估计相一致.

从填充候选生物改造结构的榴石获得的约 1.81 Ga 的 U-Pb 年龄比太古代的熔岩喷发年龄更年轻,它为微结构的形成最小年龄提供了约束.所获得的大约 1.81 Ga 的年龄与华北中部造山带(TNCO)的 1.85 Ga 的区域变质变形事件(即“吕梁造山运动”)发生时间一致,即与东部陆块和西部陆块拼合形成华北克拉通统一结晶基底(图 2(a))的碰撞造山事件时间一致.我们的(1.81±0.12) Ga 榴石年龄在给定的误差

表 1 U-Pb 原位定年数据^{a)}

²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s 误差	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s 误差
1.000413221	0.000595193	21.45984302	1.637414828
0.99080245	0.002259956	18.98620712	4.527071427
0.994524789	0.002190902	17.17585466	2.813109799
0.985175761	0.005506518	12.10992902	1.985456653
0.991100941	0.003477918	17.35840587	1.050226728
0.992335981	0.002232212	13.07350601	2.004461403
0.99566109	0.002553518	16.03560523	2.203557633
0.993243273	0.003879174	12.03112911	2.101795211
0.975021432	0.00679696	7.491161808	1.316536575
0.984455679	0.003296154	14.91242964	2.615505545
0.96173904	0.006370731	9.570422167	2.161435263
0.97787885	0.004628742	10.70964016	2.046867952
0.963944967	0.006785311	8.717694882	1.947412558
0.973711736	0.003735785	6.694365633	0.685678071
0.976715562	0.003073298	9.031100233	1.048026951
0.964533211	0.004701165	6.608255183	1.195668549
0.961597271	0.005873344	7.130227127	1.19891439
0.985655578	0.002703378	13.63139585	2.856834998
0.980295184	0.00233583	14.80546131	3.377599698
0.977950321	0.004158208	9.314763369	1.955205098
0.974623757	0.005996173	9.110144413	0.99519982
0.925153946	0.00957352	3.527771488	0.722936437
0.98646075	0.005239778	12.90431157	3.110338703

图6 样品 13-WG-06 的 U-Pb 地质年代学结果

(a) Tera-Wasserburg 图, 误差椭圆代表 2σ 的不确定性, 插图为正交偏光照片, 显示了有丝状凸起(箭头)榍石簇根部区域 3 个直径 $40\ \mu\text{m}$ 激光点位(圆圈); 对应区域见图 4(c); (b) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄图, 误差为 2σ . 23 个分析点中的一个(浅灰色)被剔除掉. 仅由数据点误差加权, MSWD, 平均加权偏移平方

图7 事件序列图

(a) 鲜玻璃喷发; (b) 物改造; (c) 生矿物生长和(d) 台群枕状熔岩微结构的绿片岩相变质作用. 注意管状生物改造结构的保留程度受控于管道中的榍石生长、粒径大小和周围基质中绿泥石的生长速率等的相互竞争过程. 早期的(原)榍石矿化和自生矿物相对于确保微结构能够经历枕状熔岩变形后保留下来十分重要

范围内与先前依靠五台群岩石对华北中部造山带的变质年龄估计相似. 这些先前的年龄估计包括从变泥质岩中获得的 $1838\sim 1822\ \text{Ga}$ 独居石 Th-U-Pb 年龄^[53]、从石榴石斜长角闪岩获得的 $(1851\pm 9)\ \text{Ma}$ 角闪石-石榴子石 Sm-Nd 等时线年龄(被认为是峰期变质年龄)^[54]以及从千枚岩中获得的 $(1848\pm 52)\ \text{Ma}$ Rb-Sr 年龄^[55].

本文所获得的大约 $1.81\ \text{Ga}$ 的年龄代表了变质榍石生长和平衡的时间, 而比生物改造结构形成年龄要晚. 五台群火山岩后喷发环境是一个相对长的、持续的大陆边缘岛弧体系, 该体系形成于华北克拉通东部陆块西部边缘俯冲带上^[34,36]. 在滹沱群的海相沉积时间段($2360\sim 2115\ \text{Ma}$)^[36]内, 火山岩序列被埋藏到在一个中等深度海水下. 影响序列的主要变质变形事件发生在 $1880\sim 1850\ \text{Ga}$, 该变质事件具有顺时针 P-T 轨迹特征, 是形成华北中部造山带(TNCO)的陆-陆碰撞的结果. 这一碰撞事件导致了广泛的逆冲、高压变质作用和下地壳层次的深熔作用的发生^[32]. 然而, 位于更高地壳层次的五台群仅仅经历了绿片岩相变质作用. 岩枕强烈的扁平化(图 3(b))代表了一次变形事件, 而微生物结构的矿化必须早于变形事件, 这样才能保证其微结构被保存下来. 在喷发事件和变质作用发生的 $700\ \text{Ma}$ 间, 五台群处于一个稳定的浅水海底部. 在晚太古代-早元古代这段漫

长的时间内, 这个环境非常有益于微生物的长期活动.

早期生物改造作用可能开始于太古宙海底, 这一推断得到了微生物迅速移居于靠近大洋扩张中心玻璃表面的原地洋壳^[2]这一现象的支持. 这些生物改造遗迹可以保持中空或者部分被自生矿物(主要是黏土和可能富钛的铁氢氧化物)充填(例如, 参考文献[7]的图 12b). 理论上, 只要有新鲜海水玻璃的出现和海水循环的存在, 微生物改造结构就可能持续百万年之久. Micro-XRD 研究已经表明来自现今火山玻璃中的生物改造结构的初期榴石自生矿物矿化作用与生物改造结构是准同生的^[56]. 但是, 榴石矿化主要阶段的出现比本研究中绿片岩相变质作用给出的最小年龄更晚. 生物改造结构可以长时间保持中空, 其证据主要来自基本未变形的 92 Ma 年前的 Troodos^[57]蛇绿岩套和大部分未矿化的 122 Ma 年前的 Ontong Java 高原样品^[58]. 五台群枕状熔岩反映的事件序列包括: 生物改造作用、自生矿物生长和在图 7 概括图表中概述的绿片岩相变质作用.

总之, 本文所报道的结构证据和地质年代学约束与晚太古代-早元古代海底下部生物圈的存在相符. 对中国和其他地区^[59]处在这个时间区间的枕状熔岩序

列的深入研究将会有丰富的研究成果, 这有助于我们更好地理解地球早期海底下部生物圈的性质及其演化.

6 结论

华北克拉通五台群柏枝岩组的拉板玄武质枕间角砾岩中保存了榴石化的丝状微生物结构, 它们从形态学方面可与先前报道的、从太古代绿片岩相枕状熔岩序列中发现的生物改造结构相似. 五台微结构(图 4)可与图 1(e)~(g)中展示的、来自西澳大利亚 3.35 Ga 年前 Euro 玄武岩中的生物改造遗迹实例对比. 五台微结构从大小、形态学和分布方面都与保存在变质火山岩玻璃中的生物改造结构一致. 原位 U-Pb 定年提供了候选生物改造结构的最小年龄 (1.81 ± 0.12) Ga(图 6). 这个年龄对应着该区的一次区域变质事件, 即所谓的“吕梁造山运动”. 基于晚太古代-早元古代下部洋壳中出现更早的、类似的生物改造结构的原地洋壳研究, 我们认为五台微结构的年龄接近赋存它们的熔岩的喷发年龄(约 2.52 Ga). 因此, 五台微结构代表了世界范围内首次报道的太古宙候选生物改造微结构.

致谢 感谢 Nasdala L. 协助处理图 5 中的拉曼光谱数据、Banerjee N. 关于微生物改造结构的深刻讨论. 本文由西北大学吴美玲女士根据英文版翻译而成, 作者在此深表谢意.

参考文献

- 1 Furnes H, Banerjee N R, Muehlenbachs K, et al. Early life recorded in Archean pillow lavas. *Science*, 2004, 304: 578—581
- 2 Furnes H, McLoughlin N, Muehlenbachs K, et al. Oceanic pillow lavas and hyaloclastites as habitats for microbial life through time——A review. In: Dilek Y, Furnes H, Muehlenbachs K, eds. *Links Between Geological Processes, Microbial Activities and Evolution of Life*. Berlin: Springer Verlag, 2007. 1—68
- 3 Banerjee N R, Simonetti A, Furnes H, et al. Direct dating of Archean microbial ichnofossils. *Geology*, 2007, 35: 487—490
- 4 Furnes H, Staudigel H, Thorseth I H, et al. Bioalteration of basaltic glass in the oceanic crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 2001, 2, doi: 10.1029/2000GC000150
- 5 Fisk M R, Giovannoni S J, Thorseth I H. The extent of microbial life in the volcanic crust of the ocean basins. *Science*, 1998, 281: 978—979
- 6 McLoughlin N, Furnes H, Banerjee N R, et al. Ichnotaxonomy of microbial trace fossils in volcanic glass. *J Geol Soc London*, 2009, 166: 159—170
- 7 Staudigel H, Furnes H, McLoughlin N, et al. 3.5 Billion years of glass bioalteration: Volcanic rocks as a basis for microbial life? *Earth-Sci Rev*, 2008, 89: 156—176
- 8 Ross K A, Fisher R V. Biogenic grooving on glass shards. *Geology*, 1986, 14: 571—573
- 9 Santelli C M, Orcutt B N, Banning E, et al. Abundance and diversity of microbial life in ocean crust. *Nature*, 2008, 453: 653—657
- 10 Mason O U, Stingl U, Wilhelm L J, et al. The phylogeny of endolithic microbes associated with marine basalts. *Environ Microbiol*, 2007, 9: 2539—2550

- 11 Giovannoni S J, Fisk M R, Mullins T D, et al. Genetic evidence for endolithic microbial life colonizing basaltic glass/seawater interfaces. In: Alt J, Kinoshita H, Stokking L B, et al, eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drill*. Texas: Program, College Station, 1996, 148: 207—214
- 12 Torsvik T, Furnes H, Muehlenbachs K, et al. Evidence for microbial activity at the glass-alteration interface in oceanic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 162: 165—176
- 13 Bach W, Edwards K J. Iron and sulphide oxidation within the basaltic ocean crust: Implications for chemolithoautotrophic microbial biomass production. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 3871—3887
- 14 Thorseth I H, Torsvik T, Furnes H, et al. Microbes play an important role in the alteration of oceanic crust. *Chem Geol*, 1995, 126: 137—146
- 15 Staudigel H, Yayanos A, Chastain R, et al. Biologically mediated dissolution of volcanic glass in seawater. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 164: 233—244
- 16 Walton A W. Microtubules in basalt glass from Hawaii Scientific Drilling Project #2 phase 1 core and Hilina slope, Hawaii: evidence of the occurrence and behaviour of endolithic microorganisms. *Geobiology*, 2008, 6: 351—364
- 17 Furnes H, Muehlenbachs K. Bioalteration recorded in ophiolitic pillow lavas. In: Dilek Y, Robinson P T, eds. *Ophiolites in Earth's History*. *Geol Soc Spec Publ London*, 2003, 218: 415—426
- 18 Furnes H, Muehlenbachs K, Torsvik T, et al. Microbial fractionation of carbon isotopes in altered basaltic glass from the Atlantic Ocean, Lau Basin and Costa Rica Rift. *Chem Geol*, 2001, 173: 313—330
- 19 Thorseth I H, Furnes H, Heldal M. The importance of microbiological activity in the alteration of natural basaltic glass. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56: 845—850
- 20 Thorseth I H, Torsvik T, Torsvik V, et al. Keldysh-98 Scientific party. Diversity of life in ocean floor basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 194: 31—37
- 21 Thorseth I H, Pedersen R B, Christie D M. Microbial alteration of 0—30 Ma seafloor and sub-seafloor basaltic glasses from the Australian Antarctic Discordance. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 215: 237—247
- 22 Staudigel H, Furnes H, Kelley K, et al. The oceanic crust as a bioreactor. In: *Deep Subsurface Biosphere at Mid-Ocean Ridges*. AGU Monograph, 2004, 144: 325—341
- 23 Fisk M, Staudigel H, Smith D C, et al. Evidence of microbial activity in the oldest ocean crust. *Eos Trans Am Geophys Union*, Fall Meet Suppl, 1994, 80: 84—85
- 24 Furnes H, Banerjee N R, Staudigel H, et al. Bioalteration textures in recent to mesoarchean pillow lavas: A petrographic signature of subsurface life in oceanic igneous rocks. *Precambrian Res*, 2007, 158: 156—176
- 25 Banerjee N R, Furnes H, Muehlenbachs K, et al. Preservation of microbial biosignatures in 3.5 Ga pillow lavas from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 241: 707—722
- 26 Staudigel H, Furnes H, Banerjee N R, et al. Microbes and volcanos: A tale from the oceans, ophiolites and greenstone belts. *GSA Today*, 2006, doi: 10.1130/GSAT01610A.1
- 27 Fliegel D, Simonetti A, McLoughlin N, et al. *In situ* dating of the oldest morphological traces of life on earth. *Trans Am Geophys Union Fall Meet*, 2008, (Suppl): 89
- 28 Furnes H, Banerjee N R, Muehlenbachs K, et al. Preservation of biosignatures in metaglassy volcanic rocks from the Jormua ophiolite complex, Finland. *Precambrian Res*, 2005, 136: 125—137
- 29 Schiffbauer J D, Yin L, Bodnar R J, et al. Ultrastructural and geochemical characterization of Archean-Paleoproterozoic Graphite Particles: Implications for Recognizing Traces of Life in Highly Metamorphosed Rocks. *Astrobiology*, 2007, 7: 684—704
- 30 Zhu S X, Chen H N. Characteristics of Palaeoproterozoic stromatolites in China. *Precambrian Res*, 1992, 57: 135—163
- 31 Zhao G C. Paleoproterozoic assembly of the North China Craton. *Geol Mag*, 2001, 138: 87—91
- 32 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Res*, 2005, 136: 177—202
- 33 Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. Metamorphism of basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. *Precambrian Res*, 2000, 103: 55—88
- 34 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res*, 2001, 107: 45—73
- 35 Wilde S A, Zhao G C, Sun M. Late Archean to Early Palaeoproterozoic Magmatic Events in the North China Craton: The Prelude to Amalgamation. *Gondwana Res*, 2002, 5: 85—94
- 36 Kröner A, Wilde S A, Li J H, et al. Age and evolution of a Neoproterozoic to early Palaeozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 577—595

- 37 Kröner A, Wilde S A, O'Brien P J, et al. Field relationships, geochemistry, zircon ages and evolution of a Neoarchaeon to Palaeoproterozoic lower crustal section in the Hengshan Terrain of Northern China. *Acta Geol Sin*, 2005, 79: 605—629
- 38 Kröner A, Wilde S A, Zhao G C, et al. Zircon geochronology of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: Evidence for late Palaeoproterozoic rifting and subsequent high-pressure event in the North China Craton. *Precambrian Res*, 2006, 146: 45—67
- 39 Wang Z H, Wilde S A, Wang K Y, et al. A MORB—arc basalt—adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: Neoarchaeon magmatism and crustal growth in the North China Craton. *Precambrian Res*, 2004, 131: 323—343
- 40 Liu S W, Pan Y M, Xie Q L, et al. Geochemistry of the Palaeoproterozoic Nanyang Granitoid Gneisses: Constraints on the tectonic setting of the Central Zone, North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 643—658
- 41 Zhao G C, Cawood P A, Lu L Z. Petrology and P-T history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai Complex, China. *Precambrian Res*, 1999, 93: 181—199
- 42 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Petrology and P-T path of the Fuping mafic granulites: Implications for tectonic evolution of the central zone of the North China craton. *J Metamorph Geol*, 2000, 18: 375—391
- 43 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: Petrology and tectonic implications. *J Petrol*, 2001, 42: 1141—1170
- 44 Wilde S A, Zhao G C. Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 519—522
- 45 Wilde S A, Cawood P A, Wang K Y, et al. Granitoid evolution in the Neoarchaeon Wutai Complex, North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 2005, 24: 520—520
- 46 田永清. 五台山-恒山绿岩带地质及金的成矿作用. 太原: 山西科学技术出版社. 1991. 1—244
- 47 Wilde S A, Cawood P A, Wang K Y, et al. Determining Precambrian crustal evolution in China: A case—study from Wutaishan, Shanxi Province, demonstrating the application of precise SHRIMP U-Pb geochronology. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, et al, eds. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. *Geol Soc Spec Publ London*, 2004, 226: 5—26
- 48 Simonetti A, Heaman L M, Chacko T, et al. *In situ* petrographic thin section U-Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation-MC-ICP-MS: *Inter J Mass Spectrometry*, 2006, 253: 87—97
- 49 Ludwig K R. *Isoplot/Ex*, rev. 2.49: Berkeley geochronology center, Spec. Pub. 1A, 2001, 56
- 50 Scott C, Lyons T W, Bekker A, et al. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, 2008, 452: 456—459
- 51 Edwards K J, Bach W, McCollom T M. Geomicrobiology in oceanography: Microbe-mineral interactions at and below seafloor. *Trends Microbiol*, 2005, 13: 449—456
- 52 Hellevang H. On the forcing mechanism for the H₂-driven deep biosphere. *Inter J Astrobiol*, 2008, 7: 157—167
- 53 Lui S W, Zhao G C, Wilde S A, et al. Th-U-Pb monazite geochronology of the Luliang and Wutai Complexes: Constraints on the Tectonothermal evolution of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Res*, 2006, 148: 205—224
- 54 Wang K Y, Wang Z, Yu L, et al. Evolution of Archean greenstone belt in the Wutaishan region, North China: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb and other geochronological and isotope information. In: Cassidy K F, ed. *Proceedings of the 4th International Archean Symposium 2001*. Ext Abstr, 104—105
- 55 白瑾, 王汝铮, 郭进京. 五台山早前寒武纪最大地质事件及其年代. 北京: 地质出版社, 1992. 1—55
- 56 Izawa M R, Bridge N J, Banerjee N R, et al. Preservation of modern and ancient microbial ichnofossils in basaltic glass by titanite mineralization. *Trans Am Geophys Union, Fall Meet Suppl*, 2008, 89
- 57 Furnes H, Muehlenbachs K, Tumyr O, et al. Biogenic alteration of volcanic glass from the Troodos ophiolite, Cyprus. *J Geol Soc London*, 2001, 158: 75—84
- 58 Banerjee NR, Muehlenbachs K. Tuff life: Bioalteration in volcanoclastic rocks from the Ontong Java Plateau. *Gechem Geophys Geosyst*, 2003, doi: 1029/2002GC000470
- 59 Bridge N, Banerjee N R, Mueller W, et al. Traces of early life in Archean volcanic rocks from the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Geol Soc Am Abstr Progr*, 2007, 39: 409