第 28 卷 第 4 期
2026 年 8 月

古 地 理 学 报
JOURNAL OF PALAEOGEOGRAPHY (Chinese Edition)

Vol. 28 No. 4
Aug. 2026

文章编号：1671-1505(2026)04-1350-19 DOI:10.7605/gdlxb.2025.081

华北五台地区古元古界滹沱群北大兴组分枝柱状叠层石的形态特征和成因分析*

易昭阳[1] 闫 振[2] 雷 勇[3] 刘建波[1,4]

1 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871
2 中国地质科学院地质研究所，北京 100037
3 山西农业大学资源环境学院，山西太谷 030801
4 造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学，北京 100871

摘 要 古元古代叠层石保存的微生物与环境相互作用的构造特征，为解析微生物群落演化与早期环境协同转变提供了关键的生物沉积学证据。本研究以华北五台地区滹沱群北大兴组底部（~2.0 Ga）的分枝柱状叠层石为研究对象，通过宏观—微观多尺度构造特征分析，揭示了其形态特征、控制因素及演化意义。研究结果表明，五台地区北大兴组底部叠层石发育典型的分枝柱状构造，柱体内部保存有周期性交替的明暗纹层及微凝块等微观构造，其中明暗纹层中的明层由微晶或亮晶白云石组成，暗层主要为泥晶白云石，两者交替可能反映了微生物群落对环境波动的周期性响应，而微凝块构造则可能受微生物席降解和微生物钙化的影响。综合宏观形态特征（柱体的倾斜生长、直径变化及空间分布密度的差异）和沉积学特征（频繁的冲刷-侵蚀面、生长间断面及丰富的似球粒）分析，北大兴组分枝柱状叠层石形成主要受控于水动力条件、生长空间、光照条件及沉积物输入通量等关键环境因素的动态平衡，其主要沉积于潮间带下部至浅潮下带，发育环境以中—高能水动力条件为特征，沉积输入通量较低且沉积速率适中，且频繁受到风暴或潮汐作用的影响。

关键词 分枝柱状叠层石 红层 北大兴组 滹沱群 古元古代 华北

第一作者简介 易昭阳，男，1999 年生，博士研究生，主要从事前寒武纪微生物岩研究。E-mail：zyyi@alumni.pku.edu.cn。

通讯作者简介 刘建波，男，1966 年生，教授，主要从事古生物学、沉积学及古环境研究。E-mail：jbliu@pku.edu.cn。

中图分类号：P588.24+8 **文献标志码**：A

Paleoproterozoic branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation of Hutuo Group in Wutai area, North China: morphological characteristics and genetic analysis

YI Zhaoyang[1] YAN Zhen[2] LEI Yong[3] LIU Jianbo[1,4]

1 *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing* 100871, *China*
2 *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
3 *College of Resources and Environment, Shanxi Agricultural University, Shanxi Taigu* 030801, *China*
4 *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution (Ministry of Education), Peking University, Beijing* 100871, *China*

* 国家自然科学基金重大项目(编号：42293292)、山西省基础研究计划(编号：20210302123378)共同资助。[Co-funded by the Major Program of National Natural Science Foundation of China (No. 42293292), Fundamental Research Program of Shanxi Province (No. 20210302123378)]
收稿日期：2025-03-24 改回日期：2025-05-15

Abstract　Paleoproterozoic stromatolites preserve structural features of microbial-environmental interactions, providing crucial biosedimentary records for deciphering the co-evolution of microbial communities and early environmental transitions. This study focuses on the branched columnar stromatolites from the basal Beidaxing Formation (~2.0 Ga) of the Hutuo Group in Wutai area, North China. Through macro-to-micro scale structural characterization, we elucidate their morphological features, controlling factors, and evolutionary significance. The results demonstrate that these stromatolites exhibit typical branched columnar structures, preserving well-defined alternating light-dark laminae (with light layers composed of microsparry or sparry dolomite and dark layers primarily of micritic dolomite), along with microclots and other microstructures. The alternating light-dark laminae reflect periodic microbial responses to environmental fluctuations, while the microclot structures originate from the synergistic interplay between microbial calcification and microbial mat degradation. Comprehensive analysis of both macroscopic morphological characteristics (including column inclination, diameter variations, and spatial distribution density) and sedimentological features (frequent scour surfaces, growth discontinuities, and abundant peloids) indicates their formation was governed by a dynamic equilibrium of key environmental factors: hydrodynamic conditions, growth space, light availability, and sediment input, *etc.* These stromatolites developed in moderate-to-high energy environments spanning the lower intertidal to shallow subtidal zones, characterized by low terrigenous input, moderate sedimentation rates, and frequent storm or tidal influences.

Key words　branched columnar stromatolites, red beds, Beidaxing Formation, Hutuo Group, Paleoproterozoic, North China

About the first author　YI Zhaoyang, born in 1999, Ph.D. candidate, is engaged in research on Precambrian microbialites. E-mail: zyyi@alumni.pku.edu.cn.

About the corresponding author　LIU Jianbo, born in 1966, professor, is engaged in paleontology, sedimentology and paleoenvironment changes. E-mail: jbliu@pku.edu.cn.

0　前言

叠层石是指以蓝细菌为主的底栖微生物群落在生长和代谢活动过程中，通过粘结和捕获沉积质点、诱导矿物沉淀及生物矿化作用而形成的纹层状生物沉积构造（Burne and Moore, 1987; Riding, 1999）。作为早期微生物与环境相互作用的产物，叠层石记录了微生物对沉积物增生的影响（Allwood *et al.*, 2006; Knoll and Nowak, 2017），为揭示早期地球生态系统和环境演化提供了关键线索（Riding, 1991; Riding and Liang, 2005; Kah and Riding, 2007）。太古宙叠层石记录比较稀少（Riding, 2011），从古元古代初期开始，叠层石的丰度和类型显著增加，自新元古代（~1 Ga）起呈不规则下降趋势，至今整体丰度较低（Awramik and Sprinkle, 1999; Riding, 2006; Schopf *et al.*, 2007; Allwood *et al.*, 2009; Peters *et al.*, 2017）。叠层石的演化反映了地球系统演化过程中生物与环境相互作用的复杂关系，从古元古代到新元古代，叠层石的兴衰过程与地球氧化事件、环境变迁及生物竞争等关键因素密切相关（Riding, 2006; 房启飞和张虎权, 2014; Peters *et al.*, 2017; 旷红伟等, 2019）。具体而言，古元古代大氧化事件（Great Oxidation Event, GOE）通过改变海洋化学环境和促进微生物群落演化，可能推动了叠层石的繁盛（Riding, 2006; Peters *et al.*, 2017），而新元古代后的一系列全球性变化事件（包括雪球事件、超大陆裂解事件以及后生动物演化等）则通过改变碳酸盐沉积速率和微生物生态位，共同导致了叠层石的长期衰退（Riding, 2006; 房启飞和张虎权, 2014; 旷红伟等, 2019）。

古元古代初期是地球表层环境发生重大变化的关键时期，其中 GOE 是最为显著的事件，大约发生在 2.45–2.06 Ga（Holland, 2006; Lyons *et al.*, 2014）。GOE 标志着地球大气氧含量的首次大规模

上升，并导致海洋化学、全球碳循环及微生物生态系统发生深刻变化（Canfield，2005）。GOE 的结束通常以古元古代早期碳酸盐岩碳同位素组成（$\delta^{13}C_{carb}$）的正异常（被称作 Lomagundi-Jatuli 事件，即 LJE）终止为标志，时间大致为 2.06 Ga（Karhu and Holland，1996）。一般来说，高$\delta^{13}C_{carb}$值是由高有机碳埋藏分数所引起的，据此推测该时期大气是富氧的（Karhu and Holland，1996）。

中国华北克拉通古元古界滹沱群形成时代（2.1–1.9 Ga）处于 GOE 的尾声，发育类型丰富的叠层石。朱士兴等（1987）对滹沱群叠层石开展了系统研究，建立了包括 51 个群、95 个形的分类体系，识别出层状、穹窿状、柱状和锥状等主要形态类型。其中，分枝柱状叠层石（branched columnar stromatolites）作为柱状叠层石的特殊构造类型，主要特征是柱体分枝，并可进一步分为简单分枝和复杂分枝（Guhey *et al.*，2011；范正秀等，2018），且这种形态的复杂化可能与环境演变和微生物代谢活动的变化密切相关（Preiss，1976；Hofmann *et al.*，1991；Grotzinger and Knoll，1999；曹瑞骥和袁训来，2003；Zhang *et al.*，2023）。然而，目前关于古元古代分枝柱状叠层石的研究仍较为有限，特别是滹沱群北大兴组底部的记录尚未得到充分的重视和分析。

本研究对华北地块五台地区古元古界滹沱群北大兴组分枝柱状叠层石进行了系统的宏观—微观构造分析，详细描述其柱状形态、纹层构造及微观构造特征，探讨分枝柱状叠层石的环境控制因素和形成机制。

1 地质背景

华北克拉通是世界上最古老的克拉通之一，其经历了多阶段的大陆生长，可划分为西部地块、东部地块和中间的跨华北造山带中部（Zhao *et al.*，2001）。华北克拉通的稳定发生在新太古代晚期（~2.5 Ga；Zhai *et al.*，2000）。古元古代的基底隆升和裂谷发育，响应了哥伦比亚超大陆的聚合和随后的裂解（Zhao *et al.*，2005）。滹沱群主要出露在华北地块五台山南坡的五台县境内，与下伏的古元古界高凡群或新太古界五台群呈沉积不整合接触（图 1）（白瑾，1986）。滹沱群自下而上可分为 3 个亚群、14 个组（白瑾，1986）：豆村亚群底部以陆源碎屑沉积为主，中上部发育中厚层碳酸盐岩，顶部为玄武岩；东冶亚群下部以紫红色砂岩、板岩为主，上部以中厚层碳酸盐岩为主，局部发育千枚岩；郭家寨亚群主要由粉砂岩、砂岩和砾岩组成（图 2-A）。豆村亚群由下至上划分为四集庄组、南台组和大石岭组，东冶亚群由下至上划分为青石村组、纹山组、河边村组、建安村组、大关洞组、槐荫村组、北大兴组和天蓬垴组，而郭家寨亚群由下至上划分为西河里组、黑背山组和雕王山组（白瑾，1986）。豆村亚群和东冶亚群沉积格局总体是发生大规模的海侵，沉积物为滨海相至浅海相，郭家寨亚群则发育于河流—冲积环境（白瑾，1986；Du *et al.*，2017；Ouyang *et al.*，2020）。滹沱群叠层石垂向上可划分为 4 个组合（8 个亚组合），从豆村亚群的层-柱状叠层石主导到东冶亚群的锥状叠层石及具壁的柱状类型增多，反映出潮坪—浅海环境的阶段性演变（朱士兴等，1987）。

研究剖面位于山西省忻州市五台县东冶镇西北约 1.5 km 处的槐荫村北山坡（图 1）。该剖面槐荫村组顶部与北大兴组底部地层均出露良好，且后者叠层石发育较为丰富。槐荫村组厚 10 m（图 2-B），未见底，由青灰色厚层泥晶白云岩夹砾屑白云岩组成。北大兴组整合覆于槐荫村组之上，底部有厚 50 m 左右的地层出露，并可分为 3 段：下段厚 14 m，为浅灰色板岩与紫红色叠层石白云岩互层；中段厚 27 m，为浅紫红色厚层含叠层石白云岩夹浅灰色、紫色板岩，底部夹 1 层砾屑白云岩；上段厚 9 m，为紫红色含叠层石白云岩（图 2-B）。前人已对北大兴组叠层石做过比较详细的描述，认为下部以中小型分枝柱状叠层石为主，中部发育含硅质锥状叠层石和小型柱状叠层石，上部主要发育大型柱状叠层石（朱士兴等，1987）。

北大兴组的地质年代尚缺乏直接的年龄约束。北大兴组之下的纹山组含岩屑石英砂岩的碎屑锆石$^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 2068±3 Ma（杜利林等，2011），青石村组镁铁质基岩锆石 U-Pb 年龄为 2057±25 Ma（Peng *et al.*，2017）。而从之上的西河里组底部砂岩中获得的最年轻碎屑锆石年龄为 1958±10 Ma（杜利林等，2011）（图 2-A）。由此推断，北大兴组沉积时代介于 2.06–1.96 Ga 之间，再根据沉积速率估算，约为 2.0 Ga。北大兴组

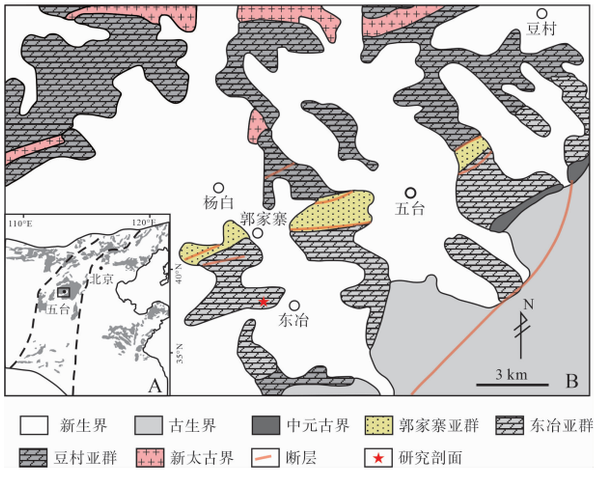


图 1　山西五台地区地质图（据白瑾，1986；有修改）及研究剖面位置

Fig. 1　Simplified geological map of Wutai area, Shanxi Province (modified from Bai, 1986) and location of study section

$\delta^{13}C_{carb}$ 显示出明显的负值（图 2-B），She 等（2016）也发现槐荫村组至北大兴组记录了明显的 $\delta^{13}C_{carb}$ 值负漂移现象，指示其形成于 GOE 和 LJE 刚结束的时期，与上述推断基本一致。

2　材料和方法

2.1　微生物岩多尺度构造分析

采用微生物岩多尺度构造分析方法（Shapiro，2000），本研究对北大兴组底部分枝柱状叠层石的宏观—微观构造特征及其控制因素进行了系统研究。野外露头研究包括剖面测量描述、样品采集以及对北大兴组叠层石宏观构造和中型构造的详细测量和描述，采集叠层石样品 8 个。叠层石微观构造分析在北京大学地球与空间科学学院古生物实验室完成，主要是使用 KEYENCE VHX-1 超景深显微系统在多尺度下对 7 块光面和 120 块薄片中的叠层石进行详细描述和分析。

2.2　扫描电子显微镜（SEM）分析

SEM 分析在北京大学综合实验室完成。实验采用 Tescan VEGA3 型扫描电子显微镜，配备牛津 AztecOne XT EDS 检测器。实验条件如下：真空压力为 0.001 mbar，电子束电压为 15 kV，束流为 0.5 nA，工作距离为 9.7 mm。通过 EDS 检测器收集选定区域的 X 射线信号强度分布，并利用 Aztec-One 软件绘制元素分布图。此外，采用 EDS 点分析确定样品的元素组成，数据经 ZAF 校正计算并进行标准化处理，以确保结果的准确性和可靠性。

2.3　显微拉曼光谱分析

显微拉曼光谱分析在北京大学地球与空间科学学院实验室完成。测试仪器为 LabRAM HR 型共聚焦拉曼光谱成像系统，搭载 532 nm 的激光器，激光强度为 0.5 mW，仪器配备 50×、100×物镜及自动步进电机驱动的物台。显微拉曼光谱分析使用 600 grooves/mm 的光栅以提供 100～2000 cm^{-1} 的带宽。

2.4　碳氧同位素分析

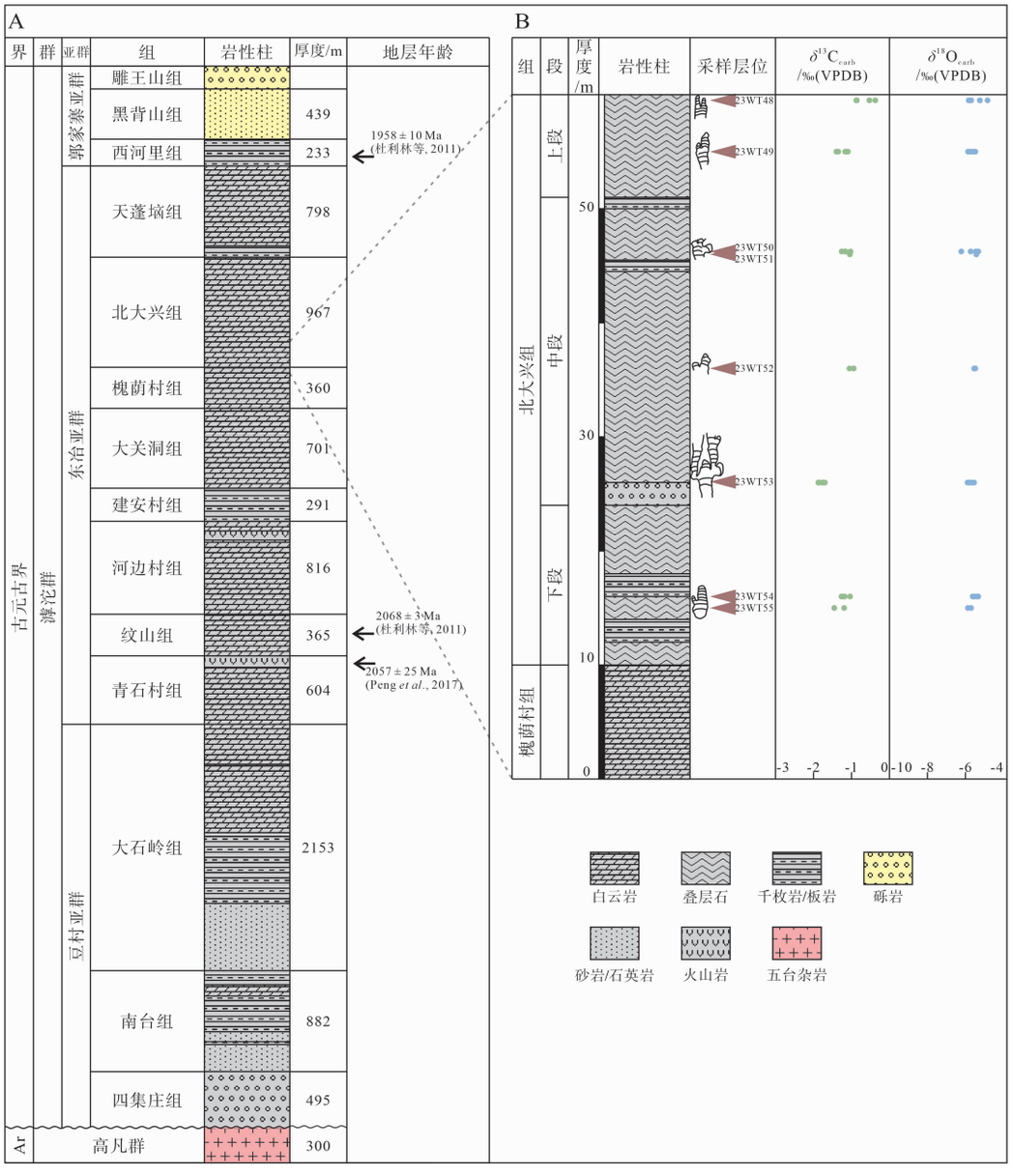
无机碳氧同位素分析在中国科学院南京地质古生物所完成，测试仪器为 MAT 253 质谱仪。分析前，将约 0.2 mg 碳酸盐岩粉末在 70 ℃下与 100% 磷酸反应，使 CO_2 从碳酸盐岩中完全释放。该测试使用 VPDB 标准，同位素比率以每千分偏差（‰）的增量表示，$\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{18}O_{carb}$ 的分析精度分别为 0.1‰和 0.3‰。

3　北大兴组分枝柱状叠层石的构造特征及地球化学特征

3.1　宏观—中型构造特征

叠层石在五台县槐荫村北山坡出露良好。该地主要发育紫红色分枝柱状叠层石及少量深灰色柱状叠层石，由这些叠层石构成的生物礁横向延伸数十米。部分紫红色分枝柱状叠层石夹于 2 层红层之间（图 3-A），上覆、下伏红层均为紫红色泥岩，厚约 1 m。

分枝柱状叠层石主要呈粉红色—紫红色（图 3；图 4-A，4-B，4-C），少部分为米黄色（图 4-D）。柱体由分枝的次圆柱状、短柱状或块茎状柱体组成（图 3-D，3-E；图 4-A，4-C，4-D），高度 10～30 cm，最高不超过 30 cm。在横截面上，柱体主要呈圆形、椭圆形、卵形，少数为不规则多边形（图 3-C；图 4-B），直径 2～5 cm（图 3-C 至 3-E；图 4-C 至 4-F），可见柱体间的横向连接现象（图 3-B；图 4-F）。柱体分枝频繁，以简单分枝为主（图 3-D，3-E；图 4-A，4-D），复杂分枝较少（图 4-C）。分枝后的子柱体直径大小具有明显差



A—滹沱群岩性柱状图和已发表的放射性同位素年龄数据，Ar 为太古宙；B—A 图中滹沱群岩性柱状图及叠层石采样层位和碳氧稳定同位素变化

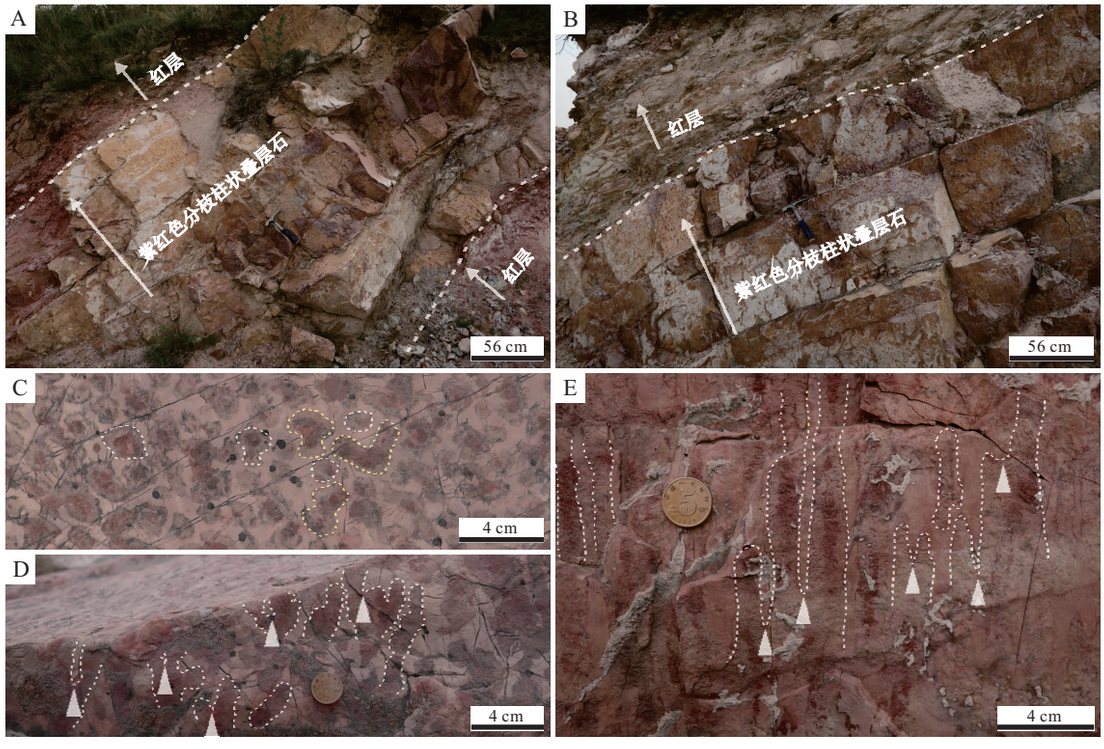
图 2 山西五台地区滹沱群岩性柱状图

Fig. 2 Lithological columns of the Hutuo Group in Wutai area, Shanxi Province

异(图 3-D；图 4-D)，可分为短径和长径，前者长 0.3 ~ 1 cm，一般为 0.5 cm 左右，而后者长 1~2 cm，一般为 1.5 cm 左右。少数柱体分枝后的子柱体直径大小较为均匀(图 3-E)。柱体一般垂直层面向上生长(图 3-E；图 4-A，4-C)，但也有部分柱体和小的子柱体倾斜生长(图 3-D；图 4-D)。柱体侧表面不光滑，多数有波状起伏(图 4-A)。柱体间界线清楚，紧密排列(图 3-D，3-E；图 4-C，4-D)，且柱体间的距离一般比叠层石柱体的直径小，为 0.5~1 cm (图 3-C 至 3-E；图 4)。

3.2 微观构造特征

分枝柱状叠层石纹层构造清晰，在部分光面上可识别出明暗层(图 4-C，4-D)。纹层构造作为叠层石柱体的主要组成部分，厚度一般为 0.1 ~ 0.5 mm，呈向上凸起的弧形，为中等曲率堆积(图 5-A；图 6-A；图 7-A)。纹层构造主要由泥晶纹



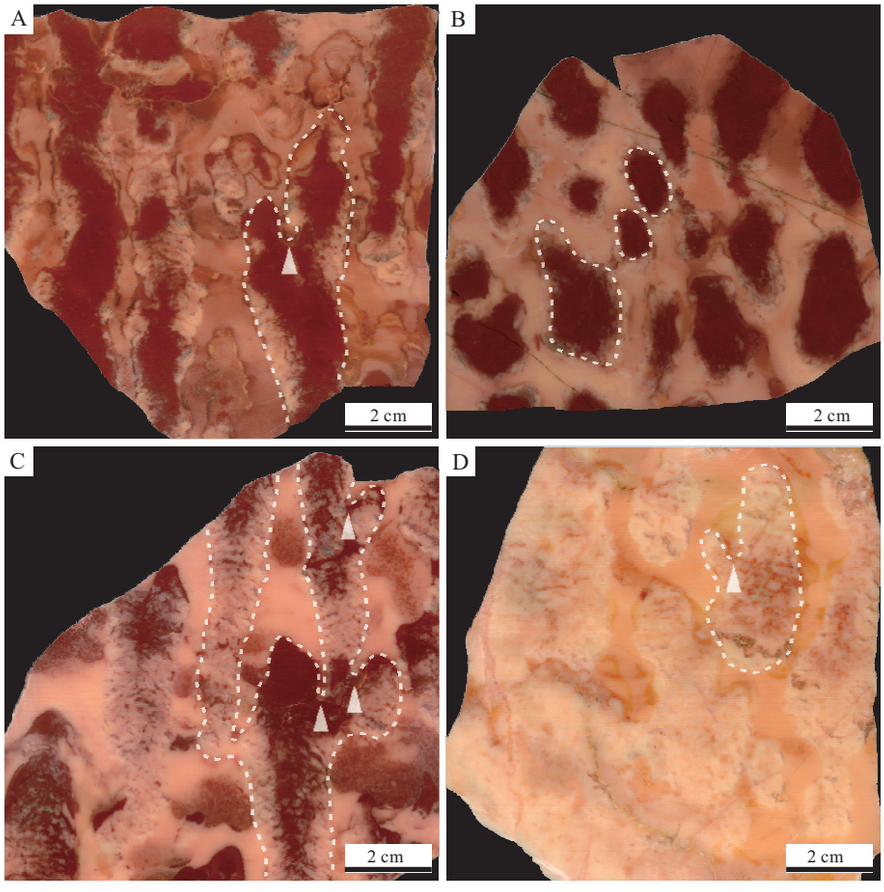
A—红层夹紫红色分枝柱状叠层石，紫红色叠层石上、下地层均发育红层；B—紫红色分枝柱状叠层石及上覆红层；C—紫红色分枝柱状叠层石横截面，柱体主要呈圆形、椭圆形、卵形（白色虚线所示），见柱体间的横向连接现象（黄色虚线所示）；D—紫红色分枝柱状叠层石纵截面，叠层石柱体简单分枝（白色箭头所示）及向上倾斜生长（白色虚线所示）；E—紫红色分枝柱状叠层石纵截面，叠层石柱体简单分枝（白色箭头所示）及向上垂直生长（白色虚线所示）

图 3　山西五台地区北大兴组分枝柱状叠层石的野外宏观构造照片

Fig. 3　Photographs showing macroscopic structures of branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province

层及微晶或亮晶胶结物组成：明层呈浅灰色（图 5-A；图 6-A；图 7-A），主要由微晶白云石和少量亮晶白云石胶结物组成（图 5-C；图 6-B），发育窗孔构造（图 5-C），厚度在 0.5 ~ 3 mm 之间（图 5-C），一般平行于纹层，充填亮晶白云石胶结物（图 5-A；图 6-A；图 7-A）；暗层呈深灰色（图 5-A）、棕红色（图 6-A；图 7-A），主要由致密泥晶白云石组成（图 5-C；图 6-B；图 7-B）。纹层内部未保存有微生物的残余结构。部分叠层石的纹层构造较模糊（图 7-A；图 8-A），但发育有微凝块构造（图 8）。这些微凝块由深棕红色微晶白云石组成（图 8），颜色较周围白云石颗粒更深；直径在 50 ~ 400 μm 之间，形状上呈圆形、椭圆形、多边卵形或不规则形状，边缘相对清晰（图 8-C，8-D）；一般被浅色泥晶或微晶白云石包围，分布较为密集，部分凝块之间存在融合现象（图 8-C，8-D）。微凝块内部较难识别出丝状微生物。

分枝柱状叠层石柱体与充填构造之间的界线清晰可辨（图 5；图 6；图 7）。充填构造主要由泥晶似球粒（图 5-F；图 6-E；图 7-D）和均匀的泥晶组成（图 6-C，6-E，6-F）。似球粒的直径在 50 ~ 600 μm 之间（图 5-F；图 6-E；图 7-D），呈圆形、椭圆形、多边卵形（图 5-E，5-F；图 6-E，6-F；图 7-C，7-D），边缘清晰，一般被浅色亮晶或微晶白云石包围（图 6-E；图 7-E）。大多数似球粒的分布均匀且密集（图 6-E，6-F；图 7-C），但在部分充填构造中似球粒大小不等，且分布从下至上逐渐稀疏（图 5-E）。似球粒之间存在融合现象（图 6-F；图 7-C）。充填构造冲刷-侵蚀面常见，部分充填构造中可见多期冲刷-侵蚀面，一般第 1 次冲刷-侵蚀面上部为似球粒沉积（图 6-E，6-F），第 2 次冲刷-侵蚀面上部沉积均匀的泥晶（图 6-E，6-F）。此外，冲刷-侵蚀面常与叠层石柱体的生长变化同时出现，一般在冲刷-侵蚀面上部，叠层石



A—紫红色分枝柱状叠层石纵截面光面，柱体呈长柱状（白色虚线所示），见简单分枝（白色箭头所示），分枝子柱体倾斜生长，柱体侧表面不光滑，呈起伏波状；B—紫红色分枝柱状叠层石横截面光面，柱体呈圆形、椭圆形、卵形或不规则多边形（白色虚线所示）；C—紫红色分枝柱状叠层石纵截面光面，柱体呈长柱状（白色虚线所示），见复杂分枝（白色箭头所示），柱体内部纹层构造清晰；D—浅黄色分枝柱状叠层石纵截面光面，柱体呈块茎柱状，见简单分枝（白色箭头所示），子柱体直径大小差异较大（白色虚线所示），柱体内部纹层构造清晰

图 4 山西五台地区北大兴组分枝柱状叠层石的光面照片

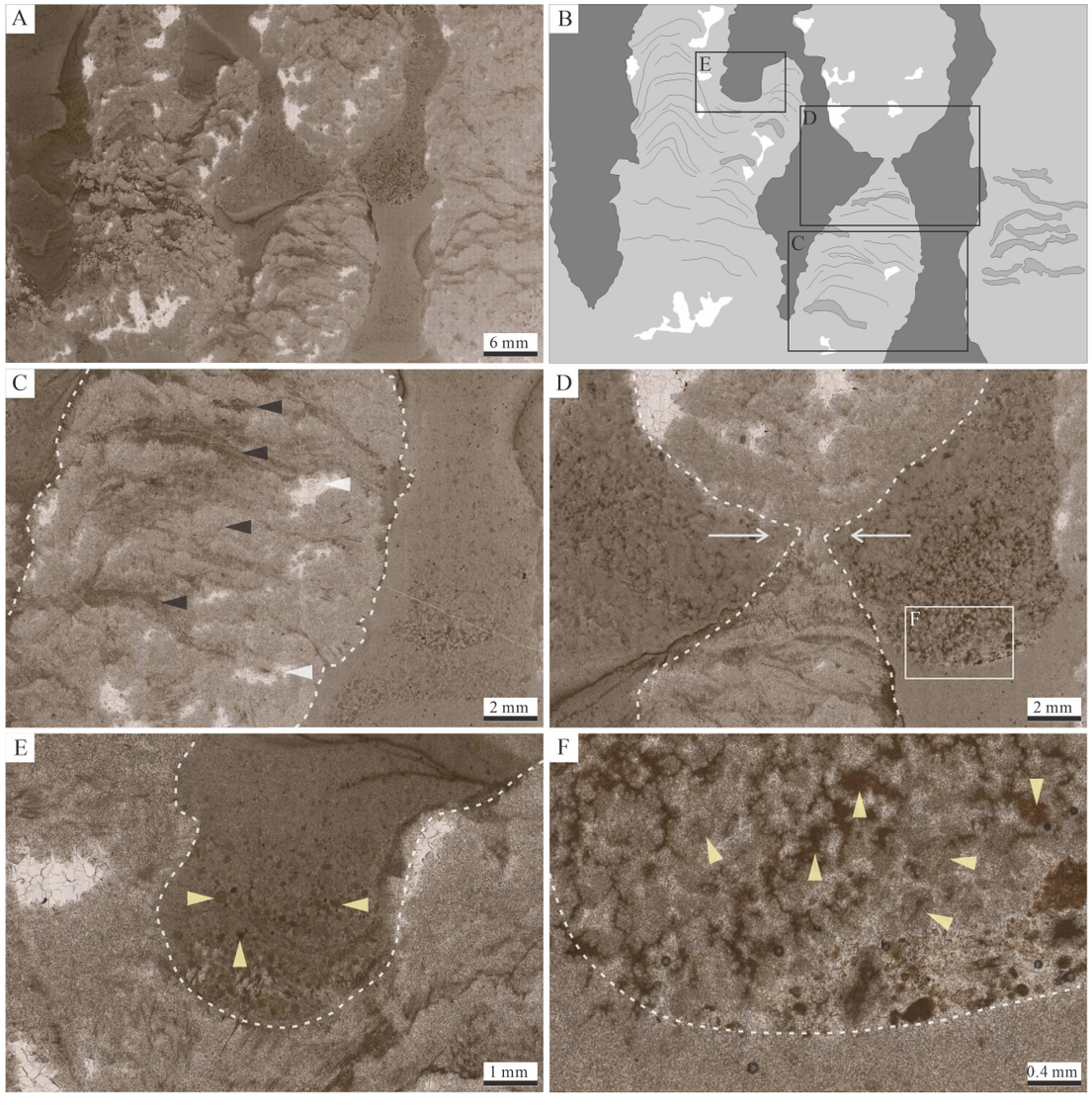
Fig. 4 Polished surface photographs showing branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province

柱体变小（图 6-B）或仅残余较小的生长基底（图 5-D）。叠层石的分枝也常发育在冲刷-侵蚀面上部，且分枝后的较小子柱体生长会有一定角度的倾斜（图 5-A）。

在北大兴组紫红色分枝柱状叠层石内部出现铁质浸染现象（图 6；图 7；图 8），其中浅黄色分枝柱状叠层石的铁质浸染程度相对较低（图 5）。一些叠层石柱体整体铁质浸染程度较高（图 6），部分浸染发生在叠层石柱体边缘或顶部（图 7），表现为从柱体边缘到中心铁质浸染逐渐变弱（图 7-C），被浸染后的柱体呈较深的颜色，未被浸染的柱体仍保留原始的泥晶或微晶构造。在充填构造中，泥晶似球粒的铁质浸染现象较常见（图 5-F；图 6-F；图 7-D），大多数泥晶似球粒的铁质浸染从边缘向核心扩散（图 5-F），有部分似球粒铁质浸染程度较高（图 6-F）。在一些充填构造中，均匀的泥晶也出现铁质浸染的现象（图 7-A）。

3.3 地球化学特征

能谱面扫描分析（EDS mapping）结果显示，含似球粒（peloids）的分枝柱状叠层石主要由白云石组成，未见其他碳酸盐矿物保存（图 9）。点分析（point analysis）结果显示，2 个似球粒（Peloid-1，Peloid-2）的 Fe 含量（质量分数）分别为 4.3% 和 3.4%，Al 含量分别为 1.0% 和 0.4%，K 含量分别为 0.7% 和 0.3%（图 9-E，9-F），而基质中的 2 个



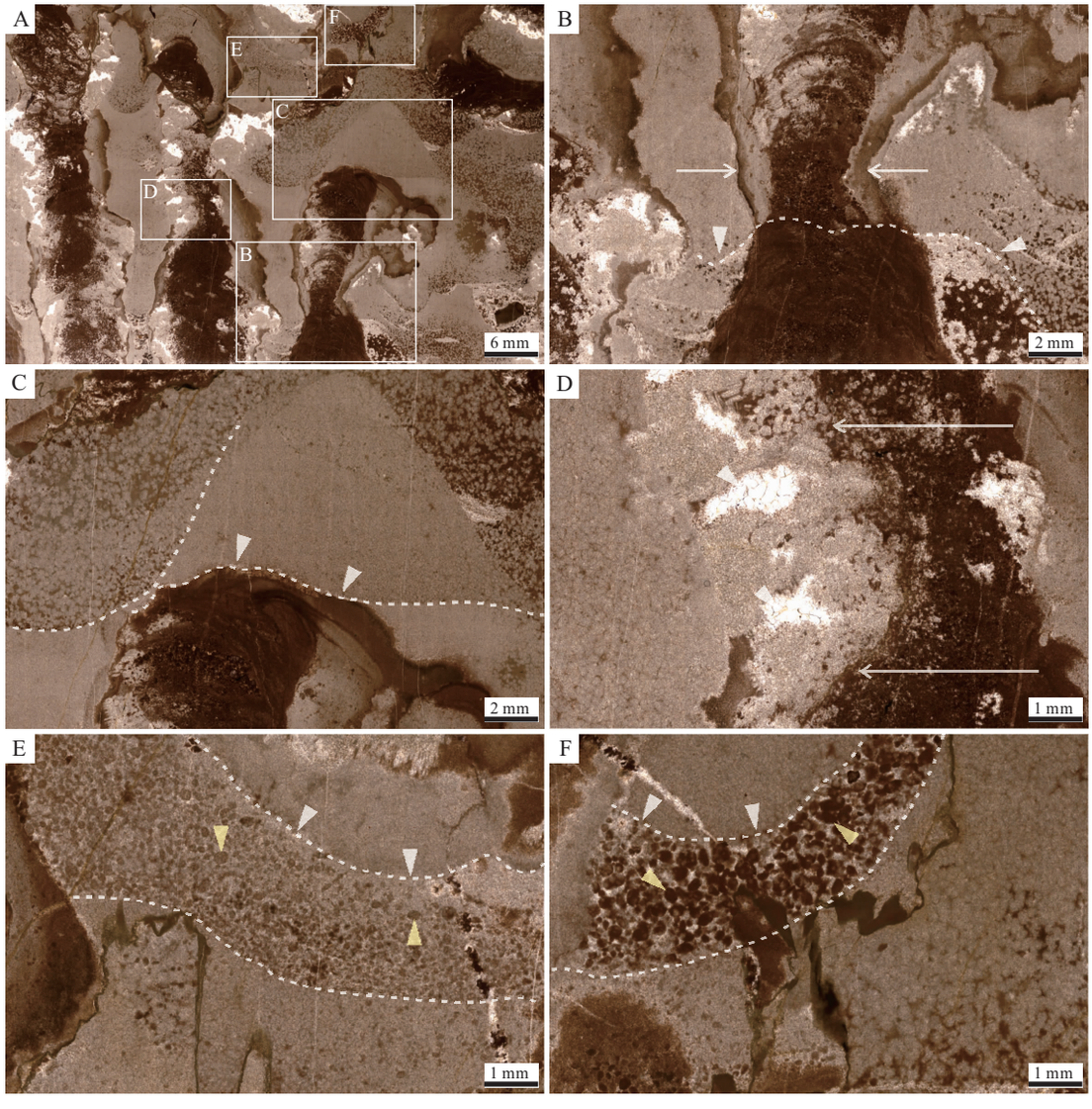
A—浅黄色分枝柱状叠层石显微照片，纹层比较清晰，分枝的较小子柱体有一定的倾斜生长；B—浅黄色分枝柱状叠层石显微照片素描图；C—叠层石柱体内部的纹层构造（黑色箭头所示），见窗孔构造（白色箭头所示）；D—叠层石柱体的生长间断面，柱体变窄并残留较小的生长基底（白色虚线所示，白色长箭头指示柱体发育情况）；E—叠层石柱间充填构造，见冲刷-侵蚀面（白色虚线所示），冲刷-侵蚀面上部为泥晶似球粒（黄色箭头所示）沉积，似球粒分布向上逐渐稀疏且大小不均匀，直径最大不超过 300 μm；F—叠层石柱间充填构造，见冲刷-侵蚀面（白色虚线所示），冲刷-侵蚀面之上为泥晶似球粒（黄色箭头所示）沉积，似球粒分布致密且大小均匀，直径在 200~300 μm 之间，部分似球粒内部被铁质浸染

图 5　山西五台地区北大兴组浅黄色分枝柱状叠层石的显微照片及素描图

Fig. 5　Microphotographs and sketch showing light-yellow branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province

微晶碳酸盐矿物（Micrite-1，Micrite-2）中 Fe、Al、K 含量较低，Fe 含量分别为 1.9% 和 1.1%，Al 含量分别为 0.1% 和 0.1%，K 含量分别为 0.1% 和 0.1%（图 9-G，9-H）。面扫描分析结果进一步表明，似球粒相较于周围基质显著富集 Fe、Al 等元素（图 9-C，9-D）。

显微拉曼光谱特征显示，北大兴组紫红色分枝柱状叠层石内部不同组构的矿物组成存在一定差异（图 10）。叠层石柱体间的微晶碳酸盐矿物拉曼光谱显示特征峰位于 176.74 cm^{-1}、301.50 cm^{-1}、725.34 cm^{-1} 和 1098.51 cm^{-1}（图 10-B），这些谱峰与标准白云石显微拉曼光谱特征完全吻合，证实其

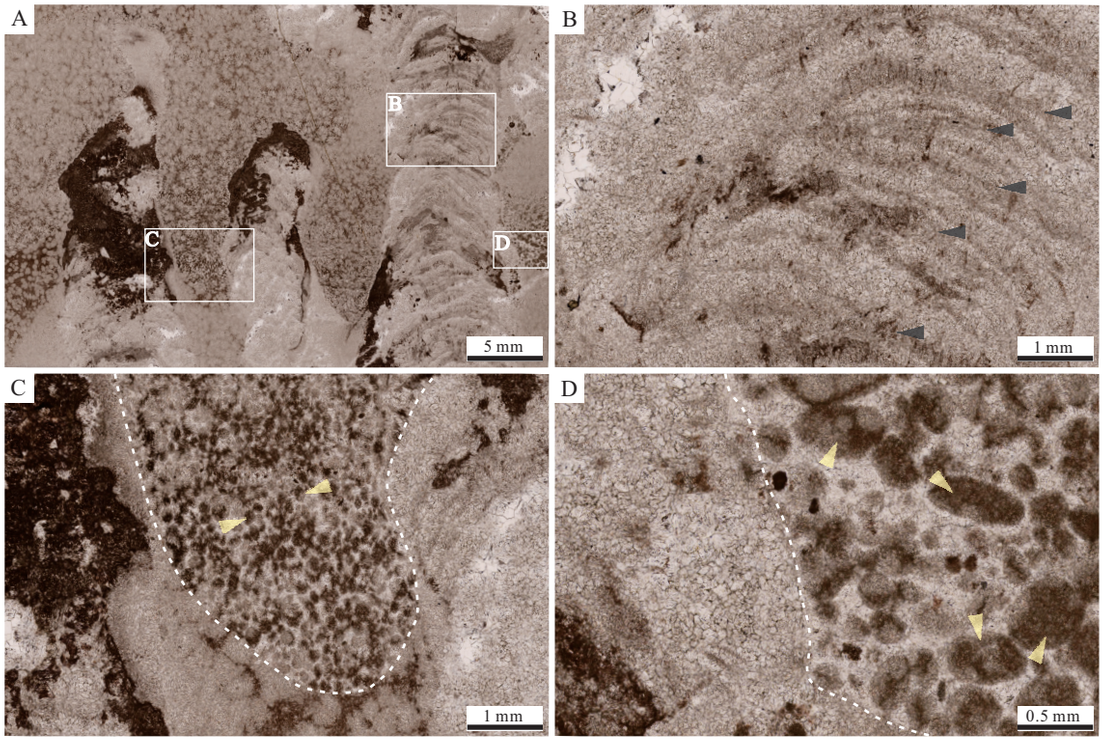


A—紫红色分枝柱状叠层石显微照片，纹层比较清晰；B—叠层石柱间见冲刷-侵蚀面（白色虚线和白色箭头所示），柱体变窄并残留部分基底，向上柱体柱间变大（白色长箭头指示柱体发育情况）；C—叠层石生长间断面和冲刷-侵蚀面（白色箭头所示），冲刷-侵蚀面上部沉积均匀的泥晶；D—叠层石柱体侧表面显微照片，从柱体边缘到中心铁质浸染逐渐变弱（白色长箭头所示），柱体内部见窗孔构造（白色箭头所示）；E—叠层石柱间充填构造，见 2 次冲刷-侵蚀面（白色虚线和白色箭头所示），第 1 次冲刷-侵蚀面上部为泥晶似球粒（黄色箭头所示）沉积，似球粒分布致密且大小不均匀，直径最大不超过 300 μm，第 2 次冲刷-侵蚀面上部沉积均匀的泥晶；F—叠层石柱间充填构造，见冲刷-侵蚀面（白色虚线和白色箭头所示），第 1 次冲刷-侵蚀面上部为似球粒沉积，似球粒分布致密且大小不均匀，直径最大不超过 500 μm，多数似球粒被铁质浸染（黄色箭头所示），第 2 次冲刷-侵蚀面上部沉积均匀的泥晶

图 6 山西五台地区北大兴组紫红色分枝柱状叠层石的显微照片（一）

Fig. 6 Microphotographs showing purplish-red branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province (Ⅰ)

主要由白云石组成。柱体间的似球粒(图 10-D)在 176.74 cm^{-1}、300.74 cm^{-1} 和 1097.83 cm^{-1} 处观察到白云石特征峰，同时检测到 411.33 cm^{-1} 和 611.40 cm^{-1}这 2 个赤铁矿特征峰，表明该似球粒为白云石基质中含少量赤铁矿的混合矿物相。叠层石柱体内微凝块(图 10-F)在 411.57 cm^{-1} 和 612.14 cm^{-1}处出现强赤铁矿特征峰，245.97 cm^{-1} 和 1319.41 cm^{-1}处的弱峰进一步确认有赤铁矿存在，而 175.95 cm^{-1}、299.20 cm^{-1} 和 1098.51 cm^{-1} 处的弱峰则指示少量白云石残留。



A—紫红色分枝柱状叠层石显微照片，柱间发育大量似球粒；B—叠层石柱体内部的纹层构造（黑色箭头所示），部分纹层被铁质浸染；C—叠层石柱间充填构造，见冲刷-侵蚀面（白色虚线所示），冲刷-侵蚀面上部沉积泥晶似球粒，似球粒主要呈规则圆形且大小均匀，直径在 200~300 μm 之间，分布致密，多数似球粒被铁质浸染（黄色箭头所示）；D—叠层石柱间充填构造，沉积泥晶似球粒（黄色箭头所示），似球粒主要呈椭圆形，大小不均匀，直径在 50~600 μm 之间，分布比较致密，被微晶或亮晶胶结物包围，多数似球粒被铁质浸染（黄色箭头所示）

图 7　山西五台地区北大兴组紫红色分枝柱状叠层石的显微照片（二）

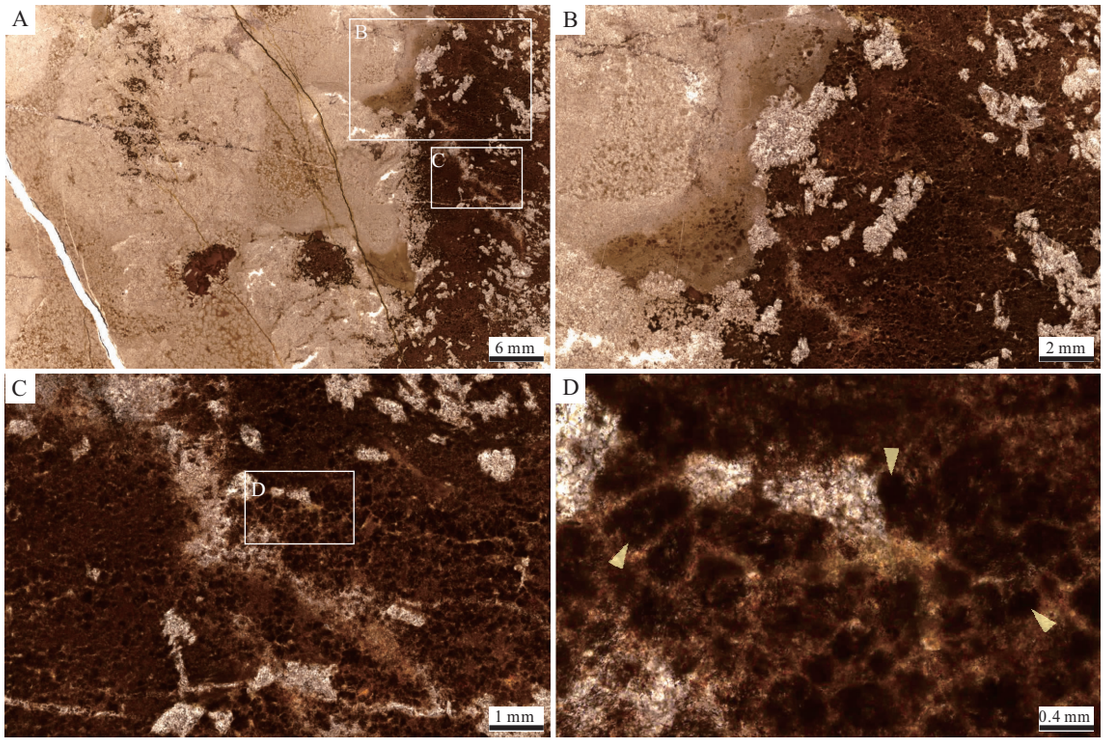
Fig. 7　Microphotographs showing purplish-red branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province (Ⅱ)

4　讨论

4.1　北大兴组分枝柱状叠层石的控制因素

叠层石的生长形态和结构均受控于内在（微生物群落）和外在（环境）因素的相互作用。内在生物因素主要包括微生物群落组成（Planavsky and Grey, 2008）与微生物代谢活动（Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2006），外在环境因素包括光照条件（Planavsky and Grey, 2008）、水深（Bosak *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2023）、水动力条件（Dupraz *et al.*, 2006; Tosti and Riding, 2017）、沉积物输入通量与沉积速率（Grotzinger and Knoll, 1999; Planavsky and Grey, 2008）、生长空间（Zhang *et al.*, 2023）、营养物供给（Dupraz *et al.*, 2009）、海水化学性质（碳酸钙饱和度、盐度、pH）（Dupraz and Visscher, 2005）及风暴事件（Andres and Reid, 2006）等。

微生物代谢活动主要影响北大兴组叠层石中观—微观构造的形成过程（Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2006）。显微拉曼分析和能谱测试结果表明，北大兴组叠层石经历了显著的白云岩化改造（图 9；图 10），但仍有部分叠层石柱体保留了良好的纹层构造（图 5-C；图 6-B；图 7-B）。这些纹层具有较高的曲率，表明原始微生物席可能通过蓝细菌的趋光性或趋化性作用向上生长并形成表面微隆起（Butterfield, 2015）。虽然强烈的成岩作用导致纹层构造中未能保存明显的钙化蓝细菌，但由泥晶白云石组成的暗层与微晶或亮晶白云石组成的明层呈周期性交替（图 7-B），仍可能指示了微生物群落的周期性活动与环境因素的协同作用（Adachi *et al.*, 2019）。现代浅海叠层石研究表明，纹层构造的形成与微生物群落的循环及其相关的钙化过程密切相关（Reid *et al.*, 2000, 2024）。丝状蓝细菌



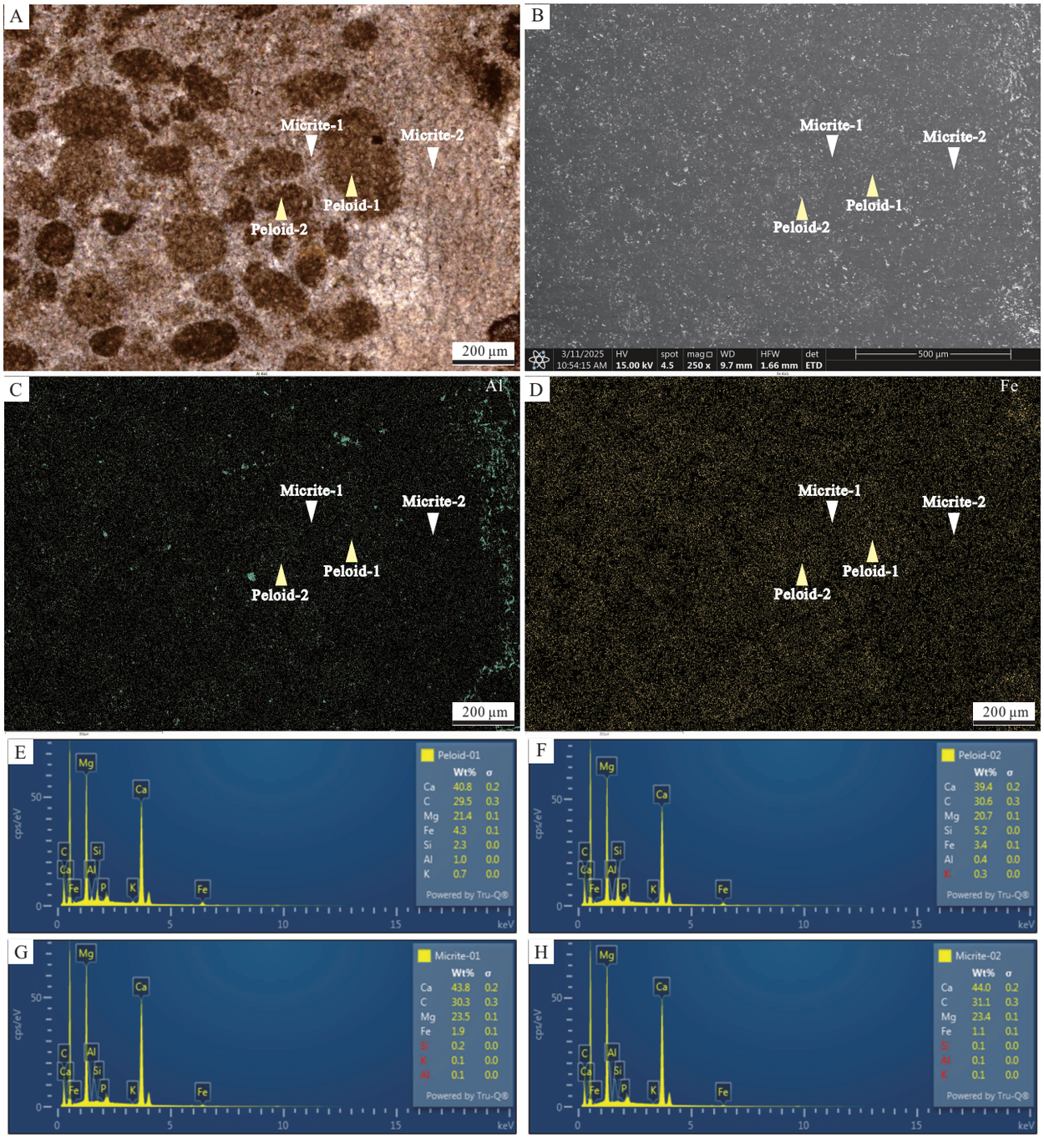
A—紫红色分枝柱状叠层石显微照片，纹层模糊；B—叠层石柱体内部铁质浸染现象明显；C—叠层石柱体内部发育微凝块构造；D—叠层石柱体内部见微晶或亮晶包围的微凝块构造（黄色箭头所示），微凝块呈圆形、椭圆形、多边卵形或不规则形状，直径在 100~500 μm 之间，分布较为致密

图 8 山西五台地区北大兴组紫红色分枝柱状叠层石的显微照片（三）

Fig. 8 Microphotographs showing purplish-red branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province (Ⅲ)

层与异养细菌层的交替出现导致毫米级明暗纹层的形成，蓝细菌通过光合作用改变微环境 pH 并分泌胞外聚合物（EPS），从而促进碳酸盐在微生物席表面周期性沉淀（Reid *et al.*, 2000, 2024）。此外，部分叠层石柱体内部可观察到被微晶或亮晶包围的微凝块构造（图 8-C，8-D），其通常为深色泥晶构造（图 8-C，8-D），表明它们经历的后期改造较弱。微凝块的形态不规则且清晰（图 8-C，8-D），表明其形成源于蓝细菌钙化和 EPS 降解（Yi *et al.*, 2025），而非碳酸盐沉积物的机械分解。微凝块构造通常被认为与微生物代谢活动有关，类似的构造在中元古代、新元古代有一定记录（Harwood and Sumner, 2012；Adachi *et al.*, 2019），其可能是在蓝细菌钙化过程中形成的（Adachi *et al.*, 2004, 2019；Harwood and Sumner, 2012），同时丝状微生物降解后的有机质也可能进一步影响叠层石内部构造的复杂程度（Turner *et al.*, 2000）。

北大兴组分枝柱状叠层石宏观构造的形成主要受水动力条件、生长空间、光照条件及沉积物输入通量等环境因素的共同控制（Grotzinger and Knoll, 1999；Planavsky and Grey, 2008；Bosak *et al.*, 2013；Zhang *et al.*, 2023）。柱体间频繁出现的冲刷-侵蚀面（图 6-C）以及充填构造中非均质分布的似球粒（图 5-E），共同证实了高能水动力环境的存在。在遭受环境扰动（风暴或潮汐作用）后，部分叠层石柱体的局部形态产生调整或破坏，如图 6-B 中的叠层石柱体直径从 ~1 cm 缩减至 ~0.5 cm，类似的柱体直径变化在北大兴组底部地层中较为常见（图 3-C，3-D；图 4），反映了水动力条件增强对柱体形态的影响（Planavsky and Grey, 2008；Zhang *et al.*, 2023）。这种动态高能的水动力条件为分枝柱状叠层石的形成提供了必要条件，并通过以下机制影响叠层石形态发育：首先，动态扰动促使叠层石产生分枝（图 5-A）和倾斜生

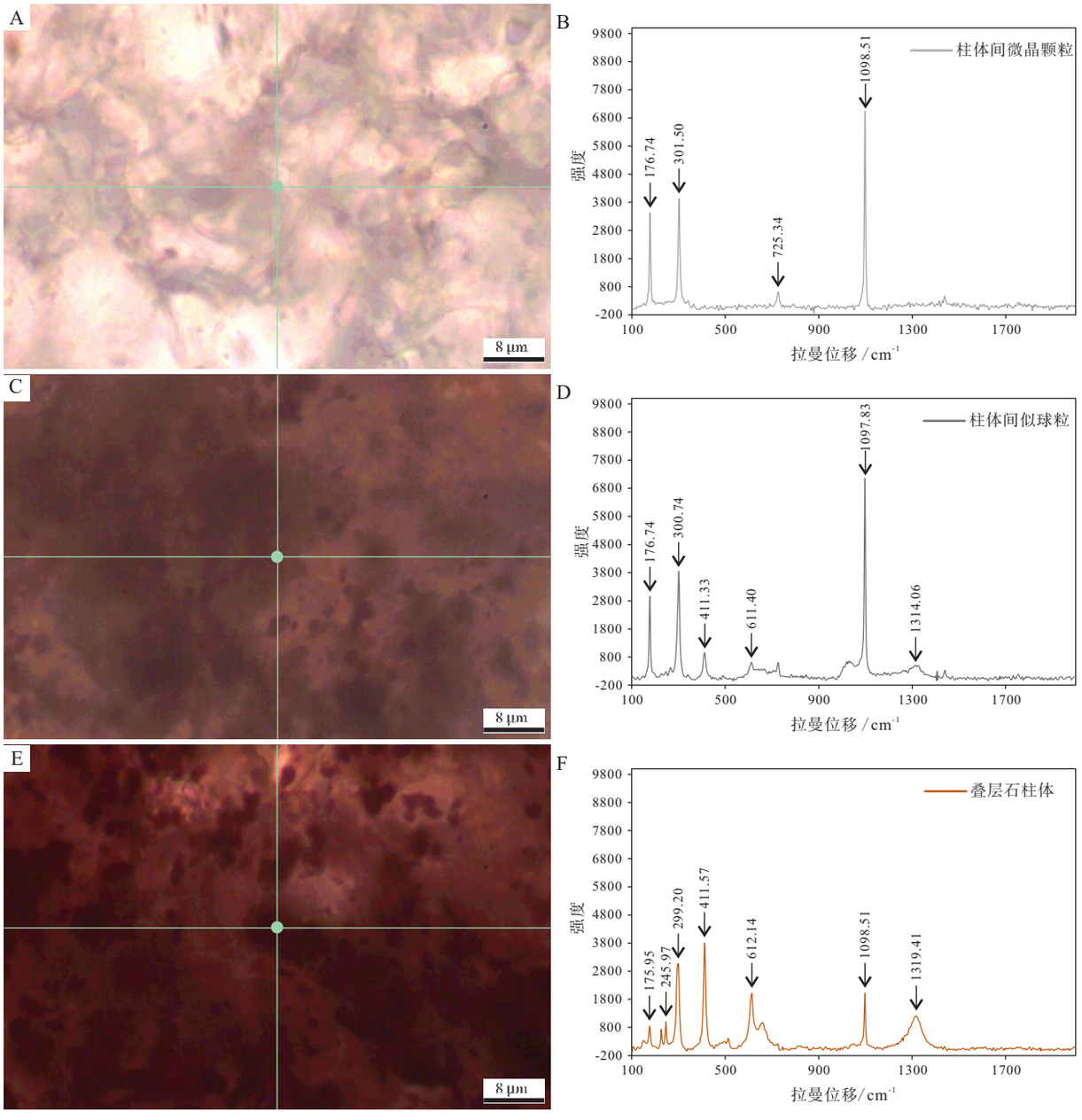


A—似球粒单偏光显微照片；B—似球粒 SEM 显微照片；C—似球粒 Al 元素能谱面扫描分析；D—似球粒 Fe 元素能谱面扫描分析；E—似球粒（Peloid-1）的 EDS 点分析结果；F—似球粒（Peloid-2）的 EDS 点分析结果；G—微晶碳酸盐晶体（Micrite-1）的 EDS 点分析结果；H—微晶碳酸盐晶体（Micrite-2）的 EDS 点分析结果

图 9　山西五台地区北大兴组似球粒 EDS 面扫结果

Fig. 9　EDS mapping results of peloids from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province

长（图 3-D）等适应性形态变化；其次，冲刷-侵蚀后残留的微隆起可作为新的生长核心（图 5-D），引导微生物群落通过调整生长方向来适应变化的环境条件（水动力条件、光照条件或营养物质等）。为获得更多生长空间，北大兴组叠层石也倾向于向上发生复杂分枝变化，并使得分布密度更高



A—叠层石柱体间微晶碳酸盐颗粒，绿点为测试点位；B—叠层石柱体间的微晶碳酸盐颗粒拉曼光谱显示特征峰位于 176.74 cm^{-1}、301.50 cm^{-1}、725.34 cm^{-1}和 1098.51 cm^{-1}；C—叠层石充填构造中的似球粒，绿点为测试点位；D—柱体间似球粒在 176.74 cm^{-1}、300.74 cm^{-1}和 1097.83 cm^{-1}处观察到白云石特征峰，同时检测到 411.33 cm^{-1}和 611.40 cm^{-1} 2 个赤铁矿特征峰，表明该似球粒为白云石基质中含少量赤铁矿的混合矿物相；E—叠层石柱体内部微凝块，绿点为测试点位；F—叠层石柱体内微凝块在 411.57 cm^{-1}和 612.14 cm^{-1}处出现强赤铁矿特征峰，245.97 cm^{-1}和 1319.41 cm^{-1}处的弱峰进一步确认赤铁矿存在，175.95 cm^{-1}、299.20 cm^{-1}和 1098.51 cm^{-1}处的弱峰指示少量白云石残留

图 10 山西五台地区北大兴组紫红色叠层石显微拉曼光谱特征

Fig. 10 Micro-raman spectroscopic characteristics of purplish-red stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province

(图 3-D)。相比之下，在生长空间充足且水动力条件稳定时，北大兴组叠层石垂直向上生长、分枝减少且分布密度较低(图 3-E)。分枝后子柱体直径大小的差异(图 4-D)，可能是微生物为争夺营

养空间和适应水流能量增强的结果（Bosak *et al.*, 2013；Zhang *et al.*, 2023）。沉积速率、沉积物输入通量与微生物生长的动态平衡也是叠层石柱体发育的关键控制因素（Grotzinger and Knoll, 1999；Dupraz *et al.*, 2006）。沉积速率过高或过低均会抑制柱体生长，如图 5-D 中微隆起的保存说明沉积物未完全覆盖叠层石顶部并成为继续生长的核心，指示其具有适中的沉积速率，而图 6-C 中叠层石顶部被沉积物覆盖形成的生长间断面阻碍了其继续向上生长，则反映出较高速率沉积物输入对柱体生长的抑制（Planavsky and Grey, 2008）。数值模拟研究证实，沉积物输入通量与叠层石形态存在明确关联（Horodyski, 1977；Grotzinger and Knoll, 1999；Dupraz *et al.*, 2006），Planavsky 和 Grey（2008）的研究也表明叠层石 *Acaciella australica* 从穹窿状到分枝柱状的形态变化与沉积物供应减少有关。此外，分枝柱状叠层石的形成还可能依赖于泥质供应与水流的动态平衡，泥质过多会导致柱体分枝、横向分离，而泥质不足则会促进柱体扩张与合并（Tosti and Riding, 2017）。北大兴组分枝柱状叠层石的发育环境以中—高能水动力条件为特征，主要沉积于潮间带下部至浅潮下带，沉积速率适中且沉积物输入通量较低，并频繁受到风暴或潮汐作用的影响。

除北大兴组底部的分枝柱状叠层石外，滹沱群还发育层状、波状、穹窿状、锥状和不分枝柱状叠层石（朱士兴等，1987；高危言等，2009；刘建波等未发表数据）。朱士兴等（1987）提出滹沱群叠层石在垂向演化上具有一定的旋回性，结合刘建波等未发表数据分析，从豆村亚群到东冶亚群，滹沱群叠层石的形态由层状、穹窿状、简单柱状的组合逐渐演化为层状、穹窿状、锥状、不分枝柱状和分枝柱状的组合类型。从地层分布来看，豆村亚群（如大石岭组）主要产出层状、低缓穹窿状和不分枝柱状叠层石，形成环境为潮坪—浅海低能环境；东冶亚群（纹山组—北大兴组）则主要产出层状、穹窿状、不分枝柱状和分枝柱状叠层石以及少量锥状叠层石，其主要生长在潮坪环境且相对集中在潮间带。在东冶亚群中，分枝柱状叠层石主要发育在河边村组、建安村组、大关洞组和北大兴组等地层中，其分枝模式主要为简单分枝（朱士兴等，1987；刘建波等未发表数据），在北大兴组底部出现的复杂分枝可能代表了滹沱群叠层石形态的复杂化。

4.2　分枝柱状叠层石的地史演化规律及形成环境

分枝柱状叠层石作为一种特殊的柱状叠层石构造，在全球范围内分布广泛，除华北滹沱群外，在南非、澳大利亚、加拿大等地均有记录（e. g., Truswell and Eriksson, 1972, 1973；Beukes and Lowe, 1989；van Kranendonk *et al.*, 2012；Fralick and Riding, 2015；Barlow *et al.*, 2016）。从太古宙到古元古代，其形态演化呈现出一定的阶段性规律（表 1）。太古宙（3.5-2.5 Ga）分枝柱状叠层石以简单分枝为主，如南非 Swaziland 超群（3.5-3.3 Ga）的假柱状构造、南非 Pongola 超群 Nsuze 群（3.0 Ga）和加拿大 Mosher Carbonate 组（2.8 Ga）的细长柱状构造，它们的分枝方式均为简单分枝，柱体直径多为 1~3 cm。古元古代（2.5-1.6 Ga）分枝柱状叠层石出现复杂分枝，如澳大利亚 Turee Creek 群（2.4-2.21 Ga）中的水平/垂直分枝、华北北大兴组（2.0 Ga）中的复杂分枝以及澳大利亚 Duck Creek 组（1.8 Ga）中的微指状构造，其最小直径小于 1 cm。尽管存在保存不完整、研究程度低等原因，但分枝模式的演化也有可能反映了氧化环境对微生物群落的影响（Barlow *et al.*, 2016）。分枝柱状叠层石主要沉积于中—高能水动力条件的潮间带环境，其沉积环境也显示出一定的变化趋势。太古宙时期，分枝柱状叠层石除常见于潮间带外，还发育于一些特殊环境中，如南非 Swaziland 超群的浅海低能环境/硼热泉系统、加拿大 Mosher Carbonate 组的台内低能环境以及澳大利亚 Fortescue 群 Tumbiana 组的湖泊—滨海过渡环境。进入古元古代后，潮间带高能环境逐渐成为其主要发育场所，典型实例包括印度 Chitradurga 群、南非 Transvaal 超群、华北北大兴组等。值得注意的是，澳大利亚 Turee Creek 群的水平分枝构造被认为是对海平面变化的响应（Barlow *et al.*, 2016）。

分枝柱状叠层石的形态特征是其形成过程中微生物活动与环境因素协同作用的结果。从新太古界 Pongola 超群 Nsuze 群到中元古界雾迷山组，再到新元古界神农架群和陡山沱组，微生物活动始终是控制分枝柱状叠层石发育的关键因素（e.g., Beukes and Lowe, 1989；范正秀等，2018；Kuang *et al.*,

表 1 山西五台地区北大兴组分枝柱状叠层石的地史分布及构造特征

Table 1 Occurrences and structures of branched columnar stromatolites from the Beidaxing Formation in Wutai area, Shanxi Province

时代/Ga	地区	地层	宏观特征	中型构造	微观构造	沉积环境	资源来源
3.5–3.3	南非	Swaziland 超群	简单分枝,柱体直径 2~3 cm	纹层曲率中等		浅水环境	Byerly *et al.*, 1986
3.0	南非	Pongola 超群 Nsuze 群	简单分枝,柱体直径 2~3 cm	纹层曲率较高,纹层厚 0.1~0.3 mm	由泥晶和微亮晶白云石组成	潮上带至低潮间带,中—高能环境	Beukes and Lowe, 1989
2.8	加拿大	Mosher Carbonate 组	简单分枝,柱体直径 1~3 cm	纹层曲率较高	重结晶作用改造明显,含不规则的深灰色有机质	台内环境,水体能量较低	Fralick and Riding, 2015
2.72	澳大利亚	Fortescue 群 Tumbiana 组	简单分枝,柱体直径约 5 cm	纹层曲率较高	含残余丝状体结构	湖泊、河流及滨海环境	Schopf and Walter, 1983; van Kranendonk *et al.*, 2012
~2.6	印度	Chitradurga 群	简单分枝,柱体直径约 5 cm	纹层曲率较高,纹层厚 0.1~0.5 mm	硅化严重,由细粒白云石、铁质矿物及燧石组成	潮间带,高能环境,受波浪与潮汐作用	Srinivasan *et al.*, 1989
2.58–2.50	南非	Transvaal 超群	简单分枝和复杂分枝,柱体直径 1~1.5 cm	纹层曲率较高	由暗色白云石组成	浅潮下带,高能环境	Truswell and Eriksson, 1972, 1973; Altermann, 2008
2.4–2.21	澳大利亚	Turee Creek 群	简单分枝和复杂分枝,柱体直径 0.3~2 cm	纹层曲率中等	由微晶和亮晶白云石组成,含残余有机质	潮间带,受海平面波动控制	Barlow *et al.*, 2016
~2.0	华北	滹沱群北大兴组	简单分枝和复杂分枝,柱体直径 0.3~2 cm	纹层曲率较高,纹层厚度 0.1~0.5 mm,常见冲刷—侵蚀面	由泥晶、微晶和亮晶白云石组成,含微凝块构造	潮间带下部至浅潮下带,中—高能环境	本研究
~1.8	澳大利亚	Duck Creek 组	简单分枝和复杂分枝,柱体直径 1~3 cm	纹层曲率中等,纹层厚度小于 1 mm		浅水潟湖环境,可能伴随周期性暴露	Grey and Thorne, 1985
1.42	华北	铁岭组	简单分枝和复杂分枝,柱体直径 3~6 cm	纹层曲率较低,纹层厚度 1~1.5 mm,常见侵蚀截断	由泥晶和微晶白云石组成	浅潮下带,遭受持续水流或潮汐作用	Tosti and Riding, 2017
1.25	华北	雾迷山组	简单分枝和复杂分枝,柱体直径 0.3~0.5 cm	纹层曲率较低,纹层厚度小于0.1 mm	由亮晶白云石组成	潮上带至潮间带	Mei *et al.*, 2010

2019; 张懿等, 2021)。尽管太古宙—古元古代的分枝柱状叠层石普遍经历了强烈的成岩改造(包括重结晶、白云岩化和硅化作用),导致纹层构造内部的微生物记录大多缺失,但仍有部分证据可提供支持:加拿大 Mosher Carbonate 组保存的残留有机质为早期微生物代谢活动提供了直接证据(Fralick and Riding, 2015);澳大利亚 Fortescue 群 Tumbiana 组硅质叠层石中发现的丝状体残余结构进一步证实了微生物的参与(Schopf and Walter, 1983);而华北北大兴组分枝柱状叠层石中保存的不规则且清晰的微凝块构造表明其可能来源于微生物席的降解,柱体顶部保留的生长核心也体现了微生物席对环境的适应性策略。除微生物活动外,水动力条件(波浪、潮汐)等环境因素通过影响沉积物供给和微生物席生长速率,对叠层石宏观形态产生显著影响,如印度 Chitradurga 群和华北铁岭组发育的细长柱体结构是对波浪与潮汐作用的典型响应,而澳大利亚 Duck Creek 组的复杂分枝则可能反映了间歇性暴露的环境特征,这些实例充分展示了分枝柱状叠层石对环境变化的响应与记录。

4.3 北大兴组紫红色分枝柱状叠层石的颜色成因

北大兴组紫红色分枝柱状叠层石发育在红层

中，其形成时代约为 2.0 Ga，处于 GOE 结束后的早期阶段。GOE 是地球演化史上的重要转折点（Holland，2006；Lyons *et al.*，2014），期间大气、海洋中的氧气浓度显著上升，对地球的化学环境、生物演化和地质过程产生了深远影响，并引发了古元古代红层、Huronian 冰期及 LJE 等全球性事件（Karhu and Holland，1996；Kuang *et al.*，2022）。在全球范围内，红层的发育与 GOE 密切相关，如 2.3－2.2 Ga 南非 Transvaal 超群、2.3 Ga 加拿大 Huronian 超群等地均有红层记录（Schad *et al.*，2019；Kuang *et al.*，2022）。而$\delta^{13}C_{carb}$负漂移事件（如 Shunga-Francevillian 事件）则反映了 GOE 结束后有机碳埋藏减少和氧化条件增强的全球性趋势（赵显烨等，2023）。北大兴组紫红色分枝柱状叠层石表现出显著铁质富集特征（图 9；图 10），其形成与红层沉积环境密切相关（图 2-A）。在叠层石柱体内部铁质分布具有明显的空间分异性，图 6 中叠层石柱体整体浸染程度较高，而图 7 中赤铁矿主要富集于柱体边缘及顶部区域；充填构造中的泥晶似球粒同样普遍发育铁质浸染现象（图 9），浸染模式多表现为自边缘向核部的扩散式分布（图 5-F），部分似球粒甚至达到完全浸染状态（图 6-F）。这一铁质分布特征为成岩过程提供了重要约束，表明早期成岩阶段存在 2 期铁质浸染事件：第 1 期发生于叠层石柱体形成过程中（图 6），导致柱体整体浸染；第 2 期发生于柱体格架基本固结后的充填构造沉积期，浸染过程为铁质沿柱体边缘裂隙渗透并通过扩散作用逐渐浸染充填构造及柱体。北大兴组的红层可能与氧化界面的变化相关，反映了氧化条件对沉积环境的显著影响（Grădinaru *et al.*，2020）。GOE 期间的氧化环境导致海水中的Fe^{2+}氧化为Fe^{3+}，同时冰期后的温暖气候使风化作用增强并进一步促进Fe^{2+}氧化，最终导致古元古代红层的出现（Kopp *et al.*，2005；Shapiro and Konhauser，2015；Kuang *et al.*，2022）。GOE 期间氧化环境的增强不仅促进了红层的形成（Kuang *et al.*，2022），也可能影响了微生物碳酸盐沉淀过程（Khaled *et al.*，2024）。北大兴组底部$\delta^{13}C_{carb}$平均值偏负，可能对应 GOE/LJE 后的$\delta^{13}C_{carb}$负漂移事件（She *et al.*，2016；赵显烨等，2023），与同步发生的全球碳循环重大扰动有关（Ossa *et al.*，2018；Hodgskiss *et al.*，2019）。冰期后的风化作用增强或 Kenorland 超大陆的裂解可能导致了红层沉积和有机碳风化，使红层和$\delta^{13}C_{carb}$负漂在北大兴组底部出现，表明北大兴组紫红色叠层石的形成可能受到了全球环境变化的深刻影响。

5　结论

1）华北五台地区古元古界滹沱群北大兴组底部的叠层石宏观形态构造为分枝柱状。综合宏观形态特征（柱体的倾斜生长、直径变化及空间分布密度的差异）和沉积学特征（频繁的冲刷－侵蚀面、生长间断面及丰富的似球粒），认为该叠层石形成主要受控于水动力条件、生长空间、光照条件及沉积物输入通量等关键环境因素的动态平衡，其主要沉积于潮间带下部至浅潮下带，发育环境以中—高能水动力条件为特征，沉积速率适中且沉积输入通量较低，频繁受到风暴或潮汐作用的影响。

2）北大兴组分枝柱状叠层石保存有周期性交替的明暗纹层及微凝块等微观构造，其中暗层主要为泥晶白云石，明层由微晶或亮晶白云石组成，而充填构造主要由似球粒和均匀的泥晶组成。明暗纹层的交替可能反映了微生物群落对环境变化的周期性生长和衰退过程，而微凝块构造源于微生物碳酸盐沉淀，受微生物席降解和微生物钙化过程的影响。

3）从太古宙到古元古代，分枝柱状叠层石的形态演化呈现出明显的阶段性，其中太古宙以简单分枝为主，古元古代出现复杂分枝。分枝柱状叠层石主要沉积于中—高能水动力条件的潮间带环境，微生物活动和水动力条件等环境变化是控制分枝柱状叠层石发育的主要因素。

4）北大兴组底部的红层和$\delta^{13}C_{carb}$负漂的同时出现可能源于地质活动（如风化增强、构造运动）和氧化环境的协同作用，即大气氧的积累既推动红层沉积，又通过增强有机质氧化驱动$\delta^{13}C_{carb}$负漂。

参考文献（References）

白瑾. 1986. 五台山早前寒武纪地质. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集，16：174－203.［Bai J. 1986. The Early Precambrian geology of Wutai Mountain. Tianjin Science and Technology Press，16：174－203］

曹瑞骥，袁训来. 2003. 中国叠层石研究的历史和现状. 微体古生物学报，20(1)：5－14.［Cao R J，Yuan X L. 2003. Brief history and

current status of stromatolite study in China. Acta Micropalaeontologica Sinica,20(1): 5-14]

杜利林,杨崇辉,王伟,任留东,万渝生,宋会侠,耿元生,侯可军. 2011. 五台地区滹沱群时代与地层划分新认识:地质学与锆石年代学证据. 岩石学报,27(4): 1037-1055. [Du L L, Yang C H, Wang W, Ren L D, Wan Y S, Song H X, Geng Y S, Hou K J. 2011. The re-examination of the age and stratigraphic subdivision of the Hutuo Group in the Wutai Mountains area, North China Craton: evidences from geology and zircon U-Pb geochronology. Acta Petrologica Sinica,27(4): 1037-1055]

范正秀,旷红伟,柳永清,彭楠,朱志才,王玉冲,夏晓旭,陈骁帅,郑行海. 2018. 扬子克拉通北缘中元古界神农架群乱石沟组叠层石类型及其沉积学意义. 古地理学报,20(4): 545-561. [Fan Z X, Kuang H W, Liu Y Q, Peng N, Zhu Z C, Wang Y C, Xia X X, Chen X S, Zheng H H. 2018. Types of stromatolites of the Mesoproterozoic Shennongjia Group in northern margin of Yangtze Craton and their sedimentary significance. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition),20(4): 545-561]

房启飞,张虎权. 2014. 地球系统变化对叠层石衰减影响的研究综述. 地球科学进展,29(9): 1003-1010. [Fang Q F, Zhang H Q. 2014. A review of Earth system change impacts on the stromatolite decline. Advances in Earth Science,29(9): 1003-1010]

高危言,李江海,白翔,毛翔. 2009. 五台山古元古代巨型叠层石的结构特征及成因意义. 岩石学报,25(3): 667-674. [Gao W Y, Li J H, Bai X, Mao X. 2009. Structural characterister of a huge Paleoproterozoic stromatolite in Mt Wutai, and its genetic implication. Acta Petrologica Sinica,25(3): 667-674]

旷红伟,柳永清,耿元生,白华青,彭楠,范正秀,宋换新,夏晓旭,王玉冲,陈骁帅. 2019. 中国中新元古代重要沉积地质事件及其意义. 古地理学报,21(1): 1-30. [Kuang H W, Liu Y Q, Geng Y S, Bai H Q, Peng N, Fan Z X, Song H X, Xia X X, Wang Y C, Chen X S. 2019. Important sedimentary geological events of the Meso-Neoproterozoic and their significance. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition),21(1): 1-30]

张懿,陈龙,李建,黄治清,王东歌,韦轶,史强,吴庆铭,旷红伟,柳永清. 2021. 新元古代微生物成锰作用:来自扬子北缘城口地区陡山沱组锰质叠层石的证据. 地球科学进展,36(10): 1052-1076. [Zhang Y, Chen L, Li J, Huang Z Q, Wang D G, Wei Y, Shi Q, Wu Q M, Kuang H W, Liu Y Q. 2021. Biomineralization of manganese in Neoproterozoic: evidence from manganese stromatolites of the Sinian Doushantuo Formation in Chengkou area, northern margin of Yangtze Block. Advances in Earth Science, 36(10): 1052-1076]

赵显烨,王伟,关成国,宋晨冉,庞科,陈哲,周传明,袁训来. 2023. 古元古代早中期大氧化事件及碳循环扰动. 地球科学进展,38(8): 838-851. [Zhao X Y, Wang W, Guan C G, Song C R, Pang K, Chen Z, Zhou C M, Yuan X L. 2023. Early and Middle Paleoproterozoic great oxidation event and related carbon cycle perturbation events. Advances in Earth Science,38(8): 838-851]

朱士兴,徐朝雷,高建平. 1987. 五台山及其邻区的古元古代叠层石. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集,17: 11-231. [Zhu S X, Xu C L, Gao J P. 1987. Stromatolites of the Paleoproterozoic in the Wutai Mountain and adjacent areas. Tianjin Science and Technology Press,17: 11-231]

Adachi N, Ezaki Y, Liu J B. 2004. The fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China. Sedimentary Geology,164(1-2): 161-178.

Adachi N, Ezaki Y, Liu J B, Watabe M, Sonoda H, Altanshagai G, Enkhbaatar B, Dorjnamjaa D. 2019. Late Ediacaran boxonia-bearing stromatolites from the Gobi-Altay, western Mongolia. Precambrian Research,334: 105470.

Allwood A C, Walter M R, Kamber B S, Marshall C P, Burch I W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. Nature, 441(7094): 714-718.

Allwood A C, Grotzinger J P, Knoll A H, Burch I W, Anderson M S, Coleman M L, Kanik I. 2009. Controls on development and diversity of Early Archean stromatolites. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America,106(24): 9548-9555.

Altermann W. 2008. Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites: morphological expression of the antiquity of life. Space Science Reviews,135: 55-79.

Andres M S, Reid R P. 2006. Growth morphologies of modern marine stromatolites: a case study from Highborne Cay, Bahamas. Sedimentary Geology,185(3-4): 319-328.

Awramik S M, Sprinkle J. 1999. Proterozoic stromatolites: the first marine evolutionary biota. Historical Biology,13(4): 241-253.

Barlow E, van Kranendonk M J, Yamaguchi K E, Ikehara M, Lepland A. 2016. Lithostratigraphic analysis of a new stromatolite-thrombolite reef from across the rise of atmospheric oxygen in the Paleoproterozoic Turee Creek Group, Western Australia. Geobiology,14(4): 317-343.

Beukes N J, Lowe D R. 1989. Environmental control on diverse stromatolite morphologies in the 3000 Myr Pongola Supergroup, South Africa. Sedimentology,36(3): 383-397.

Bosak T, Knoll A H, Petroff A P. 2013. The meaning of stromatolites. Annual Review of Earth and Planetary Sciences,41(1): 21-44.

Burne R V, Moore L S. 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. Palaios,2: 241-254.

Butterfield N J. 2015. Proterozoic photosynthesis: a critical review. Palaeontology,58(6): 953-972.

Byerly G R, Lower D R, Walsh M M. 1986. Stromatolites from the 3,300-3,500-Myr Swaziland Supergroup, Barberton Mountain Land, South Africa. Nature,319(6053): 489-491.

Canfield D E. 2005. The early history of atmospheric oxygen: homage to Robert M. Garrels. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33(1): 1-36.

Du L L, Yang C H, Wyman D A, Nutman A P, Zhao L, Lu Z L, Song H X, Geng Y S, Ren L D. 2017. Zircon U-Pb ages and Lu-Hf isotope compositions from clastic rocks in the Hutuo Group: further con-

straints on Paleoproterozoic tectonic evolution of the Trans-North China Orogen. Precambrian Research, 303: 291-314.

Dupraz C, Visscher P T. 2005. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. Trends in microbiology, 13(9): 429-438.

Dupraz C, Pattisina R, Verrecchia E P. 2006. Translation of energy into morphology: simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. Sedimentary Geology, 185(3-4): 185-203.

Dupraz C, Reid R P, Braissant O, Decho A W, Norman R S, Visscher P T. 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. Earth-Science Reviews, 96(3): 141-162.

Fralick P, Riding R. 2015. Steep Rock Lake: Sedimentology and geochemistry of an Archean carbonate platform. Earth-Science Reviews, 151: 132-175.

Grădinaru M, Lazăr I, Ducea M N, Petrescu L. 2020. Microaerophilic Fe-oxidizing micro-organisms in Middle Jurassic ferruginous stromatolites and the paleoenvironmental context of their formation (Southern Carpathians, Romania). Geobiology, 18(3): 366-393.

Grey K, Thorne A M. 1985. Biostratigraphic significance of stromatolites in upward shallowing sequences of the Early Proterozoic Duck Creek Dolomite, western Australia. Precambrian Research, 29(1-3): 183-206.

Grotzinger J P, Knoll A H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? Annual review of earth and planetary sciences, 27(1): 313-358.

Guhey R, Sinha D, Tewari V C. 2011. Meso-Neoproterozoic stromatolites from the Indravati and Chhattisgarh basins, Central India. STROMATOLITES: Interaction of Microbes with Sediments. Dordrecht: Springer Netherlands, 21-42.

Harwood C L, Sumner D Y. 2012. Origins of microbial microstructures in the Neoproterozoic Beck Spring Dolomite: variations in microbial community and timing of lithification. Journal of Sedimentary Research, 82(9): 709-722.

Hodgskiss M S, Crockford P W, Peng Y B, Wing B A, Horner T J. 2019. A productivity collapse to end Earth's Great Oxidation. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 116(35): 17207-17212.

Hofmann H J, Sage R P, Berdusco E N. 1991. Archean stromatolites in Michipicoten Group siderite ore at Wawa, Ontario. Economic Geology, 86(5): 1023-1030.

Holland H D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, 361(1470): 903-915.

Horodyski R J. 1977. Environmental influences on columnar stromatolite branching patterns: examples from the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana. Journal of Paleontology, 51(4): 661-671.

Kah L C, Riding R. 2007. Mesoproterozoic carbon dioxide levels inferred from calcified cyanobacteria. Geology, 35(9): 799-802.

Karhu J A, Holland H D. 1996. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. Geology, 24(10): 867-870.

Khaled A, Li R X, Zhao B S, Liu F T, Wu X L, Zhang Y N, Qin X L, Yu Q. 2024. Characteristics and paleoenvironmental conditions of the well-preserved Early Mesoproterozoic Fengjiawan Formation stromatolites in the southern North China Craton. Precambrian Research, 405: 107370.

Knoll A H, Nowak M A. 2017. The timetable of evolution. Science Advances, 3(5): e1603076.

Kopp R E, Kirschvink J L, Hilburn I A, Nash C Z. 2005. The Paleoproterozoic snowball Earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 102(32): 11131-11136.

Kuang H W, Fan Z X, Liu Y Q, Peng N, Zhu Z C, Yang Z R, Wang Z X, Yu H L, Zhong Q. 2019. Stromatolite characteristics of Mesoproterozoic Shennongjia Group in the northern margin of Yangtze Block, China. China Geology, 2(3): 364-381.

Kuang H W, Bai H Q, Peng N, Qi K N, Wang Y C, Chen X S, Liu Y Q. 2022. Temporal and spatial distribution of Precambrian red beds and their formation mechanisms. Geosystems and Geoenvironment, 1(4): 100098.

Lyons T W, Reinhard C T, Planavsky N J. 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. Nature, 506(7488): 307-315.

Mei M X, Gao J H, Meng Q F, Liu Z R. 2010. Sedimentary features and their implications of microdigital stromatolites from the Mesoproterozoic Wumishan Formation at the Jixian section in North China. Acta Geologica Sinica-English Edition, 84(3): 483-496.

Ossa F O, Eickmann B, Hofmann A, Planavsky N J, Asael D, Pambo F, Bekker A. 2018. Two-step deoxygenation at the end of the Paleoproterozoic Lomagundi Event. Earth and Planetary Science Letters, 486: 70-83.

Ouyang G, She Z B, Papineau D, Wang X F, Luo G M, Li C. 2020. Dynamic carbon and sulfur cycling in the aftermath of the Lomagundi-Jatuli Event: evidence from the Paleoproterozoic Hutuo Supergroup, North China Craton. Precambrian Research, 337: 105549.

Peng P, Feng L J, Sun F B, Yang S Y, Su X D, Zhang Z Y, Wang C. 2017. Dating the Gaofan and Hutuo Groups: targets to investigate the paleoproterozoic great oxidation event in North China. Journal of Asian Earth Sciences, 138: 535-547.

Peters S E, Husson J M, Wilcots J. 2017. The rise and fall of stromatolites in shallow marine environments. Geology, 45(6): 487-490.

Planavsky N, Grey K. 2008. Stromatolite branching in the Neoproterozoic of the Centralian Superbasin, Australia: an investigation into sedimentary and microbial control of stromatolite morphology. Geobiology, 6(1): 33-45.

Preiss W V. 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. In: Walter M R (ed). Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 5-13.

Reid R P, Visscher P T, Decho A W, Stolz J F, Bebout B M, Dupraz C, MacIntyre I G, Paerl H W, Pinckney J L, Prufert-Bebout L, Steppe T F, DesMarais D J. 2000. The role of microbes in accretion, lamina-

tion and early lithification of modern marine stromatolites. Nature, 406(6799): 989-992.

Reid R P, Suosaari E P, Oehlert A M, Pollier C G, Dupraz C. 2024. Microbialite accretion and growth: lessons from Shark Bay and the Bahamas. Annual Review of Marine Science, 16(1): 487-511.

Riding R. 1991. Calcified cyanobacteria. In: Riding R(ed). Calcareous Algae and Stromatolites. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 55-87.

Riding R. 1999. The term stromatolite: towards an essential definition. Lethaia, 32(4): 321-330.

Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. Sedimentology, 47: 179-214.

Riding R. 2006. Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time. Sedimentary Geology, 185(3-4): 229-238.

Riding R. 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner J, Thiel V(eds). Encyclopedia of Geobiology. Dordrecht: Springer Netherlands, 635-654.

Riding R, Liang L Y. 2005. Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 219(1-2): 101-115.

Schad M, Halama M, Bishop B, Konhauser K O, Kappler A. 2019. Temperature fluctuations in the Archean ocean as trigger for varve-like deposition of iron and silica minerals in banded iron formations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 265: 386-412.

Schopf J W, Walter M R. 1983. Archean microfossils: new evidence of ancient microbes. In: Schopf J W(ed). Earth's Earliest Biosphere. Princeton: Princeton University Press, 214-239.

Schopf J W, Kudryavtsev A B, Czaja A D, Tripathi A B. 2007. Evidence of Archean life: stromatolites and microfossils. Precambrian Research, 158(3-4): 141-155.

Shapiro R S. 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. Palaios, 15(2): 166-169.

Shapiro R S, Konhauser K O. 2015. Hematite-coated microfossils: primary ecological fingerprint or taphonomic oddity of the Paleoproterozoic? Geobiology, 13(3): 209-224.

She Z B, Yang F Y, Liu W, Xie L H, Wan Y S, Li C, Papineau D. 2016. The termination and aftermath of the Lomagundi-Jatuli carbon isotope excursions in the Paleoproterozoic Hutuo Group, North China. Journal of Earth Science, 27: 297-316.

Srinivasan R, Shukla M, Naqvi S M, Yadav V K, Venkatachala B S, Raj B U, Rao D S. 1989. Archaean stromatolites from the Chitradurga schist belt, Dharwar craton, South India. Precambrian Research, 43(3): 239-250.

Tosti F, Riding R. 2017. Fine-grained agglutinated elongate columnar stromatolites: Tieling Formation, ca 1420 Ma, North China. Sedimentology, 64(4): 871-902.

Truswell J F, Eriksson K A. 1972. The morphology of stromatolites from the Transvaal dolomite north-west of Johannesburg, South Africa. South African Journal of Geology, 75(2): 99-100.

Truswell J F, Eriksson K A. 1973. Stromatolitic associations and their palaeo-environmental significance: a re-appraisal of a lower Proterozoic locality from the northern Cape Province, South Africa. Sedimentary Geology, 10(1): 1-23.

Turner E C, James N P, Narbonne G M. 2000. Taphonomic control on microstructure in early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. Palaios, 15(2): 87-111.

van Kranendonk M J, Altermann W, Beard B L, Hoffman P F, Johnson C M, Kasting J F, Melezhik V A, Nutman A P, Papineau D, Pirajno F. 2012. Chronostratigraphic division of the Precambrian: possibilities and challenges. The Geologic Time Scale 2012: 299-392.

Yi Z Y, Yan Z, Wei X, Wang K, Shen B, Liu J B. 2025. Microclots in Early Paleoproterozoic stromatolites from Dashiling Formation, Wutai, North China: implications for microbial calcification and atmospheric CO_2 levels during Great Oxidation Event. Palaeoworld, 34(5): 200969.

Zhai M G, Bian A G, Zhao T P. 2000. The amalgamation of the supercontinent of North China Craton at the end of Neo-Archaean and its breakup during late Palaeoproterozoic and Meso-Proterozoic. Science in China Series D: Earth Sciences, 43: 219-232.

Zhang Y L, Lai G M, Gong E P, Wilson M A, Huang W T, Guan C Q, Yuan D C. 2023. Early Neoproterozoic well-preserved stromatolites from southern Liaoning, North China: Characteristics and paleogeographic implications. Palaeoworld, 32(1): 1-13.

Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. Precambrian Research, 107(1-2): 45-73.

Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Research, 136(2): 177-202.

(责任编辑 张西娟)