

分类号_____

密级_____

U D C_____

编号_____

中国科学院地球化学研究所
博士后研究工作报 告

新元古—古生代转折期古海洋浅海沉积环境演化：

微生物碳酸盐岩指示

杨 洋

工作完成日期 2020 年 11 月—2024 年 1 月

报告提交日期 2024 年 3 月

中国科学院地球化学研究所 （贵阳）

2024 年 3 月

新元古—古生代转折期古海洋浅海沉积环境演化：
微生物碳酸盐岩指示

EVOLUTION OF SHALLOW SEA SEDIMENTARY
ENVIRONMENT DURING THE PERIOD BETWEEN
NEOPROTEROZOIC AND PALEOZOIC: INSIGHTS FROM
CALCIMICROLITH

博 士 后 姓 名 杨 洋

流动站（一级学科）名称 环境科学与工程

专 业（二级学科）名称 环境科学

研究工作起始时间 2020 年 11 月 18 日

研究工作期满时间 2024 年 1 月 15 日

中国科学院地球化学研究所（贵阳）

2024 年 3 月

摘要

湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组不仅记录了埃迪卡拉纪晚期环境与生命的协同演化，而且大量发育微生物碳酸盐岩成为研究新元古代-古生代转折期古环境的重要对象。因此分析灯影组微生物碳酸盐岩发育特征以及成因机制不仅可以约束埃迪卡拉纪晚期全球海平面变化、古海洋环境演化，而且对于研究早期生命演化具有重要意义。本文通过对湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组微生物碳酸盐岩进行研究，通过显微镜下微观角度、扫描电镜下超微观角度的观察以及EDS能谱分析测试等方法，对微生物碳酸盐岩展开研究。以此分析微生物碳酸盐岩类型、沉积环境以及微生物作用碳酸盐岩矿物形成的机制。

根据Wu（2022）对微生物碳酸盐岩的综合分类识别出以云质微生物岩、云质微礁岩、云质微屑岩为主的9个岩石微类，主要以云质微生物岩沉积为主，并且云质微生物岩发育程度在石板滩段达到顶峰。

结合微生物碳酸盐岩类型及其组合关系分析，认为发育多种向上变浅的潮下一潮间—潮上地层序列以及若干颗粒滩、微生物丘构成的米级地层旋回；以此为基础详细刻画出四次海侵—海退次级旋回；并建立了湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪末期以潮坪相、丘滩体、颗粒滩为典型岩相特征的浅水碳酸盐岩台地沉积。研究表明埃迪卡拉纪末期微生物碳酸盐岩的沉积模式与现代基本一致。

扫描电镜下发现丝状、球状微生物化石以及EPS钙化等矿物组构，EDS能谱均显示较高的碳含量，并且相关的微生物钙化物均以相互伴生的形式分布于菱形白云石晶体周围。特征表明微生物作用白云石形成的方式主要包括两个方面：微生物控制矿化（丝状、球状微生物化石）和微生物诱导矿化（白云石矿物形成于微生物生命活动形成的微环境中）。

综合微生物碳酸盐岩的岩石特征、岩相组合特征以及沉积演化特征，认为该地区古环境演化主要受次级海平面波动影响。浅水碳酸盐岩台地的沉积模式适宜于微生物的大量繁殖，微生物生命活动以及环境控制在白云石形成过程中起着不可或缺的作用。

关键词：新元古—古生代关键转折期；微生物碳酸盐岩；沉积环境；形成机制

Abstract

The Ediacaran Dengying Formation in the Baokang area of the Three Gorges in Hubei Province not only records the co-evolution of the late Ediacaran environment and life, but also develops a large number of Calcimicrolith, which has become an important object for studying the paleoenvironment of the Neoproterozoic-Paleozoic transition period. Therefore, the analysis of the development characteristics and genetic mechanism of Calcimicrolith in Dengying Formation can not only constrain the global sea level change and the evolution of ancient marine environment in the late Ediacaran period, but also is of great significance for the study of early life evolution. In this paper, the Calcimicrolith of the Ediacaran Dengying Formation in the Baokang area of the Three Gorges in Hubei Province were studied. The microbial carbonate rocks were studied by microscopic observation under microscope, ultra-microscopic observation under scanning electron microscope and EDS energy spectrum analysis. In this way, the types of Calcimicrolith, sedimentary environment and the formation mechanism of microbial carbonate minerals are analyzed.

According to Wu (2022) ' s comprehensive classification of Calcimicrolith, nine rock micro-types are identified, which are dominated by dolomitic microbialite, dolomitic microlithite and dolomitic microallolite. And the development degree of dolomitic microbialite reaches its peak in Shibantan section.

Combined with the analysis of Calcimicrolith types and their combination relationship, it is considered that a variety of subtidal-intertidal-supertidal stratigraphic sequences with upward shallowing and meter-scale stratigraphic cycles composed of several grain beaches and microbial mounds are developed. On this basis, four transgression-regression secondary cycles are described in detail. The shallow water carbonate platform deposits with typical lithofacies characteristics of tidal flat facies, mound beach body and grain beach in the late Ediacaran period in Baokang area of Three Gorges, Hubei Province were established. Studies have shown that the

sedimentary model of Calcimicrolith in the late Ediacaran period is basically consistent with modern times.

The mineral fabrics such as filamentous, spherical microbial fossils and EPS calcification were found under the scanning electron microscope. The EDS spectra showed high carbon content, and the related microbial calcifications were distributed around the diamond dolomite crystals in the form of mutual association. The characteristics indicate that the formation of dolomite by microorganisms mainly includes two aspects : microbial control mineralization (filamentous and spherical microbial fossils) and microbial induced mineralization (dolomite minerals are formed in the microenvironment formed by microbial life activities).

Based on the rock characteristics, lithofacies assemblage characteristics and sedimentary evolution characteristics of Calcimicrolith, it is considered that the paleoenvironmental evolution in this area is mainly affected by secondary sea level fluctuations. The sedimentary model of shallow water carbonate platform is suitable for the mass reproduction of microorganisms. Microbial life activities and environmental control play an indispensable role in the formation of dolomite.

Key words: The crucial transition period between Neoproterozoic and Paleozoic; Calcimicrolith; Sedimentary environment、 Formation mechanism.

目录

摘要.....	3
Abstract.....	4
第一章 引言.....	2
1.1 选题目的及意义.....	2
1.2 微生物碳酸盐岩研究进展.....	3
1.2.1 微生物碳酸盐岩的定义和分类.....	3
1.2.2 微生物碳酸盐岩相关术语.....	5
1.2.3 微生物碳酸盐岩与环境的关系.....	12
1.2.4 微生物碳酸盐岩丰度与后生动多样性的关系.....	14
1.3 国内微生物碳酸盐岩研究现状及分布.....	17
1.4 存在问题及发展趋势.....	18
1.5 研究内容、方法及技术路线.....	19
1.5.1 研究内容.....	19
1.5.2 研究方法及技术路线.....	20
1.5.2 工作量小结.....	23
第二章 区域地质概况.....	25
2.1 扬子板块北缘前寒武纪地质概况.....	25
2.1.1 构造格局.....	25
2.1.1 前寒武纪结晶基底.....	26
2.2.2 新元古代地层及生物.....	29
2.2 研究区埃迪卡拉纪晚期地质概况.....	31
2.2.1 地质背景.....	31
2.2.2 古地理背景.....	32
2.2.3 地层划分及特征.....	34
第三章 微生物碳酸盐岩岩石学特征.....	37
3.1 云质微生物岩.....	38

3.1.1 云质叠层石.....	38
3.1.2 云质层纹石.....	39
3.1.3 云质凝块石.....	40
3.1.4 云质核形石.....	41
3.2 云质微礁岩.....	42
3.3 云质微屑岩.....	43
3.4 杂微生物岩.....	45
3.5 云质胶结岩.....	45
第四章 沉积环境分析及演化.....	47
4.1 沉积微相划分.....	47
4.2 沉积环境及序列.....	49
4.2.1 沉积环境分析.....	49
4.2.2 沉积序列.....	50
4.3 沉积演化.....	51
4.5 沉积模式及地质意义.....	54
4.5.1 沉积模式.....	54
4.5.2 地质意义.....	54
第五章 微生物碳酸盐岩生物成因探讨.....	56
5.1 生物成因的主要组分和组构.....	56
5.1.1 丝状微生物化石.....	56
5.1.2 球状微生物化石.....	57
5.1.3 胞外聚合物物质 (EPS)	58
5.2 生物成因过程.....	59
5.2.1 碱度引擎.....	60
5.2.2 有机基质 (EPS)	63
第六章 结论.....	66
参考文献.....	67
致谢.....	81

博士生期间发表的学术论文与研究成果.....	83
博士后期间发表的学术论文与研究成果.....	84
个人简历.....	85
永久通信地址.....	86

图目录

图 1.1 微生物碳酸盐岩分类.....	4
图 1.2 以丝状蓝细菌为例的微生物碳酸盐岩形成模式图.....	10
图 1.3 微生物介导的碳及相关元素循环.....	12
图 1.4 微生物作用产生矿物的环境控制.....	13
图 1.5 不同成因的碳酸盐岩类型在地史时期的丰度及与后生动物的关系..	15
图 1.6 埃迪卡拉纪末期微生物碳酸盐岩分布图.....	16
图 1.7 研究思路及技术路线图.....	22
图 2.1 扬子地块北缘主要构造单元.....	25
图 2.2 华南克拉通前寒武纪地质简图.....	27
图 2.3 研究区地质与地层图.....	31
图 2.4 华南埃迪卡拉纪末期古地理背景图.....	32
图 2.5 研究区层序地层划分对比图.....	32
图 3.1 云质叠层石显微图像特征.....	38
图 3.2 云质层纹石显微图像特征.....	39
图 3.3 云质凝块石显微图像特征.....	40
图 3.4 云质核形石显微图像特征.....	41
图 3.5 云质微骨架岩显微图像特征.....	42
图 3.6 云质砂屑颗粒岩显微图像特征.....	43
图 3.7 云质凝块石-层纹石显微图像特征.....	44
图 3.8 云质葡萄花边状胶结岩显微图像特征.....	45
图 4.1 研究区典型沉积序列及旋回演化示意图.....	50
图 4.2 沉积演化综合地层柱状图.....	52
图 4.3 沉积模式图.....	53
图 5.1 丝状微生物化石扫描电镜图像及 EDS 能谱特征.....	56
图 5.2 球状微生物化石扫描电镜及 EDS 能谱特征.....	57
图 5.3 EPS 扫描电镜及 EDS 能谱特征.....	58

图 5.4 微生物膜内碳酸盐沉淀模型.....	59
图 5.5 光合作用在碳酸盐矿物沉淀中的作用.....	61
图 5.6 有机 EPS 基质在微生物矿化过程中的作用机制.....	63

表目录

表 1.1 微生物碳酸盐岩的常见组分及可能的微生物成因解释.....	5
表 1.2 论文完成主要工作量.....	23
表 3.1 湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组主要岩石类型.....	37
表 4.1 各类岩石的形成环境.....	46

第一章 引言

1.1 选题目的及意义

地球上的生物在其漫长的演化进程中,经历了绵长而稳定的演变,也遭遇了短暂而激烈的“震荡”。所谓的“震荡”,就是在生物进化的过程中,出现的大范围的辐射和大范围的灭绝。在这期间,生物的生存环境发生了巨大变化,它们的自身进化轨迹也发生了转折。所以,这些历史时段也被称为地质历史的关键转折时期^[1],是多学科领域重点关注的基础研究热点时期^[2-8]。Burne and Moore (1987)最早提出微生物岩(microbiolite)的概念^[9,10],后由Riding (1991)改为Microbialite,指底栖微生物群落主导形成的碳酸盐沉积^[11-14],Wu (2022)将生物成因的碳酸盐岩以及生物成因的其他岩类命名为生物岩,建立包括所有生物岩的分类系统,将微生物碳酸盐岩分为微生物岩、微生物礁岩和微生物屑岩^[15,16]。许多研究显示,微生物碳酸盐已被认为是理解这一重要转变阶段的一扇窗户^[17-19]。埃迪卡拉纪-寒武纪作为地质历史时期影响最大的转折期之一,其转变过程引起了人们对复杂生命与地球环境协同演化的广泛关注^[20-23]。

埃迪卡拉纪是前寒武纪的最后一个地质历史阶段,是地球进入到显生宙的转折点,该时期的环境因素亦为后续“寒武纪生命大爆发”的关键铺垫,在这一阶段,后生动物逐步在生物圈占据主导地位^[24]。埃迪卡拉纪以大规模发育微生物碳酸盐岩为特征^[12,14],成为了近年来研究者的重要载体,这主要是因为:从地史分布来看,微生物碳酸盐岩大规模发育的时段与前寒武两次大氧化事件(NO₂, GOE)以及显生宙五次生物大灭绝等地质关键转折期基本吻合^[12,25,26];从发育环境来看,微生物碳酸盐岩反映了海洋环境与生物随时间的协同演化,记录了原始的海水信息且富集不同种类的微生物群落。因此,微生物碳酸盐岩在指示微生物群落构成、形成环境、古海水化学性质以及大气圈-水圈-岩石圈元素迁移等方面具有重要作用,是研究古生态和古环境的重要材料^[12,27-29];从演化趋势来看,华南的埃迪卡拉系地层产出了一系列世界著名的生物群,包括蓝田生物群、瓮安生物群、庙河生物群、石板滩生物群、高家山生物群等,以生长疑源类、宏观藻类、蓝细菌等为特征^[30-33];从矿化角度来看,微生物生命活动控制并诱导白云石矿物的形成。埃迪卡拉纪早期(约 635-580 Ma)不仅出现了具复杂装饰的真核微体

生物，而且多细胞的宏观藻类发生了辐射演化；埃迪卡拉纪晚期（约 580-538.8 Ma），分类位置难以确定的埃迪卡拉生物群和管状生物在海洋中占据主导地位，于埃迪卡拉纪结束时迅速消退；在寒武纪早期（约 530 Ma），发生了“”寒武纪生命大爆发，导致了以后后生动物为主导的显生宙式海洋生态系统的初次建立，地球从此踏上了显生宙的演化征程，微生物碳酸盐岩不仅记录了早寒武世骨骼动物大爆发前夕地球早期动物的演化过程，而且是研究后生动物和其他复杂多细胞生物起源演化的宝藏^[34,35]。

新元古代地球内部多个圈层（水圈、岩石圈、大气圈、生物圈）的各自独立及相互耦合的作用关系是目前国内外学者十分重视的问题，其中以地质-气候-环境-生物的关联性研究为重点^[30]。埃迪卡拉纪中广泛发育的微生物类群是持续和大规模地形成微生物碳酸盐的直接基础。因此，对微生物碳酸盐岩的研究是认识埃迪卡拉纪末期的一把钥匙，不仅可以为探索埃迪卡拉纪末期古环境条件及演化规律提供依据，而且能为新元古—古生代转折期生命演化与环境演变的耦合提供的研究支撑，进一步深化生物与环境协同演化的理解。

1.2 微生物碳酸盐岩研究进展

1.2.1 微生物碳酸盐岩的定义和分类

微生物岩（microbiolite）这一概念最早由 Burne and Moore（1987）提出^[9]。而在微生物岩一词提出之前，前人就对生物礁岩和微生物岩进行了分类和命名。在 Folk（1959, 1962）的灰岩分类系统中，灰岩被划分为异化颗粒灰岩、非异化颗粒灰岩和礁岩（biolithite）三大类，并对前两者做了进一步划分，但对礁岩未做进一步划分^[36,37]；在 Dunham（1962）的碳酸盐岩分类系统中，非礁相碳酸盐岩被划分为颗粒岩、泥粒岩、粒泥岩、灰泥岩（mudstone）、结晶碳酸盐岩，生物礁岩被统称为“boundstone”^[38]；Embry and Klovan（1971）首次对生物礁岩进行进一步分类，划分为骨架岩、障积岩和绑结岩（bindstone）^[39]。此外，在 Dunham（1962）划分的非礁碳酸盐岩类型基础上，新增加 2 种含砾（直径大于 2 mm）的岩石类型：砾屑岩（rudstone）和漂砾屑岩（floatstone）^[38]。

Burne and Moore（1987）提出微生物岩指底栖微生物群落捕获和粘结碎屑颗粒或在其生物化学作用控制和诱导下发生沉淀矿化作用形成的沉积物，并将微

生物岩分为叠层石 (stromatolite)、凝块石 (thrombolite)、核形石 (oncolite)、隐结构微生物岩和球粒状微生物岩^[40]。

相较于微生物岩定义,对微生物岩研究的开展则要早很多。1908年 Kalkowsky 就提出叠层石这一术语^[41]。Aitken (1967) 定义了微生物岩的另一个重要类型—凝块石,是指一种在外观上类似于叠层石的岩石,但在内部没有纹理的层状结构具有凝块或海绵的结构^[42]。地质学家的研究过程中发现,因为岩石不均匀结构有很多,凝块石的定义并不好去衡量。Riding (1991) 将微生物岩改为 Microbialite,指底栖微生物群落主导形成的碳酸盐沉积^[11]。Riding (2000, 2001) 将微生物作用形成的碳酸盐岩(微生物碳酸盐岩)和微生物岩作了区分,并限定了二者的使用范畴,微生物碳酸盐岩指微生物作用形成的所有矿物组成的岩石,微生物岩仅代表微生物诱导作用并在原地形成的岩石,并将微生物岩分为叠层石、凝块石、树枝石和均一石共 4 种^[14]。

中国的学者也对微生物成因的岩石进行分类研究。例如,梅冥相(2007)将微生物碳酸盐岩的分类体系进一步扩展,将新发现的核形石、纹理石纳入微生物碳酸盐岩的新范畴内,并对两类岩石进行了详细的阐述以及对该类岩石的特征及识别标志进行了描述^[43];事实上, Burne and Moore (1987) 提出的有关微生物成因的岩石分类体系已经包含了核形石。对于纹理石,不同的学者有不同的看法,部分研究者认为纹理石以层状为特征,其与叠层石特征相似,不应单独作为微生物碳酸盐岩的一类^[40];韩作振等(2009)认为,由表附菌所产生的微生物碳酸盐岩并不适合现有的分类系统,因此,将其将该类岩石纳入生物礁岩的范畴^[44];王月等(2011)同样讨论了该类岩石分类体系的问题^[45]。罗平等(2013)把纹理石改叫层纹石,亦主张将表附菌灰岩称作骨架岩^[46]。

近年来,国内外学者对此进行了广泛而系统的研究,并提出了相应的分类框架。Wu (2022) 在前人分类的基础上,建立了一个包括所有生物岩的分类系统,并对前人分类系统中尚未包括的生物岩进行定义和命名(图 1.1)^[15,16]。Wu 将生物岩分为由宏体生物作用形成的宏生物岩和微生物作用形成的微生物岩石,微生物岩石包括微生物作用形成的碳酸盐、铁质、锰质、粘土矿物组成的岩石和模铸岩、硅藻土,微生物碳酸盐岩指微生物作用形成的碳酸盐岩矿物组成的岩石,进一步划分为微生物岩、微礁岩和微屑岩,并对每一类进行细分,微生物岩分为叠层石、层纹石、包壳石、核形石、凝块石。

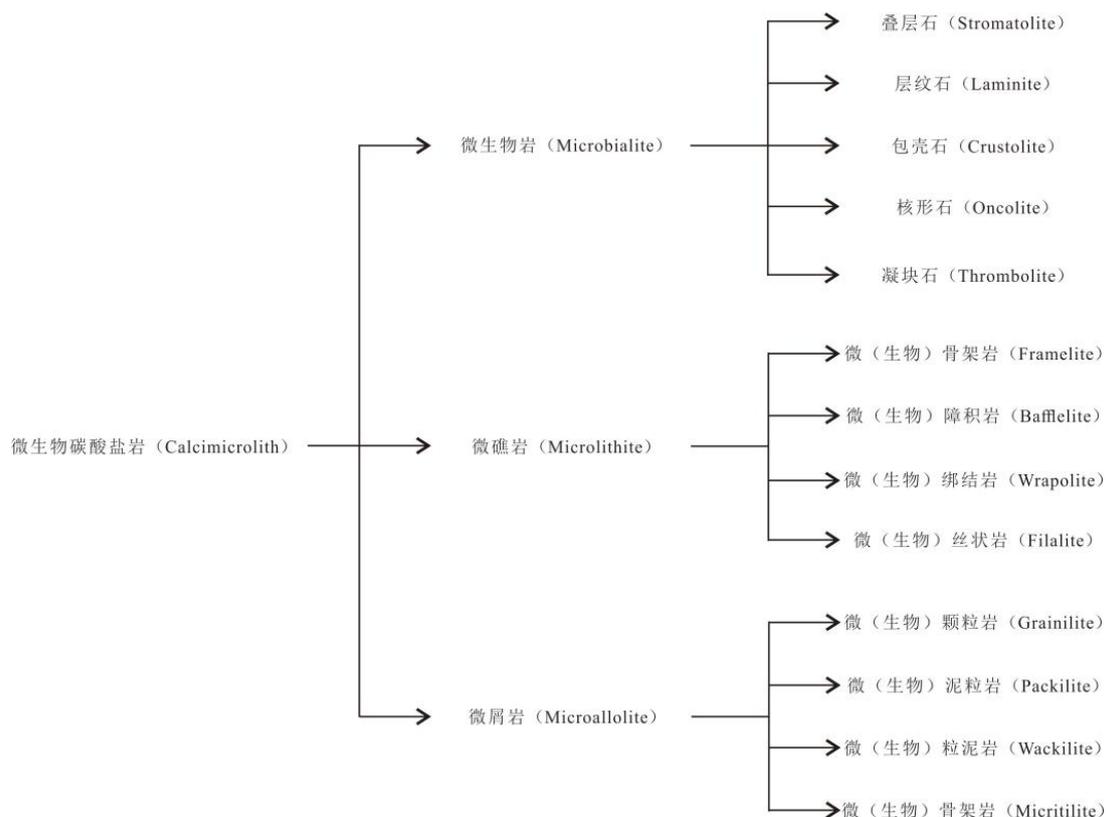


图 1.1 微生物碳酸盐岩分类 (据吴亚生, 2022) [15,16]

1.2.2 微生物碳酸盐岩相关术语

1.2.2.1 主要组分和结构

组分和结构是理解微生物碳酸盐岩所涉及的生物及其演化过程的关键,但由于它们中的很多都是在微生物本身的尺度上形成的,因此它们相应的超微观角度下的解释变得较为复杂。微生物碳酸盐岩最容易识别和最常见的组分通常包括被捕获的粗颗粒、钙化的蓝细菌和骨骼结壳真核生物。然而,许多微生物碳酸盐以泥晶结构为主,其表观均一性且包含了一系列可能的形成机制。尽管在描述微生物碳酸盐岩微结构等方面已经付出了大量的努力,Riding (2000) 也对微生物碳酸盐岩中可能存在的主要组分及其形成的原因进行了分类和描述(表 1.1)。但对组分、结构及相应形成过程的综合阐释仍然存在许多需要进一步研究的问题^[14]。可能属于微生物成因的主要组分包括泥晶、微亮晶和亮晶、异化颗粒和孔隙。

(1) 泥晶

隶属于微生物成因范围的泥晶包括致密泥晶、凝块状泥晶、钙化鞘泥晶和球粒泥晶。

致密泥晶：①在降解过程中钙化所产生离散的球状体 ($<1 \mu m$)，该球状体曾被认为是纳米细菌，作为一种非生物成因的形式存在于岩体中^[47]，但作为细胞裂解的产物，即便体积再小，纳米细菌似乎应该同样属于细菌的范畴^[48]，对其确切的成因还需要研究者进行解释和分析^[49]；②微生物白垩，为一种典型的浮游生物沉淀产物，该沉淀物主要有泥晶组成，或含有较大的晶体颗粒。微生物的白垩质被认为是细菌作用形成的，随后被确切归类为蓝细菌的微浮游成因的产物^[14]；③钙化生物膜，细菌优先粘附在颗粒和其他界面表面以保持稳定性，在与其他微生物共同作用下建立增强的微生物膜群落，产生出一些建设性的泥晶套。因此，这些的泥晶套可以代表生物膜的钙化作用^[43]。

表 1.1 微生物碳酸盐岩的常见组分及可能的微生物成因解释（修改自 Riding, 2006）^[14]

主要组分	进一步细分	可能的微生物成因解释
泥晶	致密的泥晶	钙化细菌细胞、微生物白垩、钙化微生物膜
	凝块状泥晶	胞外聚合物的钙化作用以及捕获的泥晶
	钙化鞘泥晶	浸染的蓝细菌以及其他的微生物钙化鞘
	球粒泥晶	钙化细菌聚合物
微亮晶和亮晶	根据微生物成因的不确定程度，通常还包括：	
	(1) 在淡水灰华中的微生物亮晶	
	(2) 球粒上微生物亮晶	
	(3) 石灰华丛中的微生物亮晶	
	(4) 蓝细菌丝状体上的微生物亮晶	
异成因颗粒	(5) 在细菌细胞上的晶体聚集物	
	微生物席捕获的颗粒	
孔隙	在微生物礁中的裂缝、窗孔、空洞	
模孔	微生物死亡内部腐烂形成的孔洞	

凝块状泥晶组构：这种微组构通常由不规则的海绵状泥晶网格状形成，也可能包含被捕获的泥晶颗粒，广泛存在于叠层石和凝块石中。凝块状泥晶组构作为岩石微观角度下的矿物组成成分之一，不同于凝块石中的“凝块”，凝块状泥晶组构曾被称为海绵状层理和“凝结”组构，可递变至致密泥晶的程度。这些弥散凝块的泥晶似乎代表胞外聚合物(EPS)钙化，也可能指示 EPS 对于泥晶的捕获，其确切的起源及涉及的具体过程有待进一步探究^[43]。

钙化鞘泥晶：微生物外部的多糖保护鞘外壳容易发生钙化，从而形成辨识度较高的钙化石，多为受浸染的蓝细菌鞘，主要包括 *Angustocellularia*、*Cayeuxia*、*Girvanella*、*Epiphyton* 等蓝藻菌^[43]。

球粒泥晶：不确定粒级的球状泥晶集合体，是现代热带碳酸盐沉积物的常见组成。其粒级呈现出粉砂至砂粒的变化范围，常为原地沉淀物，在更新世生物礁中很常见^[50]。这些典型的粉砂级尺寸(2060 μm)的镁方解石球体被认为是胶结物矿物成分之一，但也作为钙化细菌聚集体由自形方解石晶体镶边的产物。球粒目前认为是微生物沉淀物，且在古代生物礁和叠层石中广泛存在^[50]。

(2) 微亮晶和亮晶

指微生物碳酸盐岩中纤维状、等轴状和树枝状的析出物作为外壳普遍存在于有机组构和矿物颗粒表面的矿物。它们在淡水灰华、喀斯特地貌以及球粒的包覆层中很常见^[51]。这些结壳可能在多大程度上是被微生物诱导产生的。它们也形成于蓝细菌丝周围和细菌细胞上，在细菌细胞上可以形成独特的晶体聚集体^[52,53]。

(3) 异成因颗粒

微生物席根据自身化学性质以及动力学障碍可以捕获其周围形成的或搬运来的矿物颗粒，这些被捕获的颗粒与微生物诱导形成的矿物共同构建微生物碳酸盐岩的主要成分。当捕获的颗粒为其他微生物碳酸盐岩碎屑时，并不能很好的区分出是否为自身形成还是被捕获的泥晶物质^[54]。捕获的颗粒大多数表现于具有纹层结构的微生物碳酸盐岩中，由微生物席形成的暗色泥晶纹层与被捕获的颗粒纹层组成明显的层状结构^[11]。

(4) 孔隙

多从微小的间隙到大的孔洞，都可能与微生物成因形成的碳酸盐岩矿物存在一定的联系^[43]。包括不规则的窗孔，如微亮晶构造充填于凝块组构中的空隙，以及较大的潮坪晶洞（鸟眼）等。

(5) 模孔

吴亚生（2021）通过人工钙化试验发现，用于培养实验的微生物胶鞘上存在着大量的碳酸盐岩：首先，胶质鞘上出现了少量的碳酸盐岩，而后，该碳酸盐岩将胶质鞘完全覆盖，最终在胶鞘上形成了一层“矿物壳”。根据已有的模型推断，在生物岩石中普遍存在着由细菌遗留下来的孔隙（模孔）和包裹该孔隙的矿物壳两种主要结构^[55]。

1.2.2.2 微生物作用机制

(1) 胞外聚合物 (EPS)、微生物膜、微生物席

具有捕获碳酸盐颗粒或诱导碳酸盐沉淀功能的微生物种类繁多,其中包含以光合作用为生长方式的原核生物、真核微型藻类(显微藻类)、化能自养型以及化能异养型微生物。为深入了解微生物碳酸盐岩的成因机制和微生物在岩石形成过程的作用方式,地质学者在其研究中引进了相关专有名词。

胞外聚合物 (EPS): 代表海洋生物化学过程重要的组成部分^[56,57], 它是由微生物的分泌物所生成的一种高分子物质, 比如多糖、蛋白质和核酸等, 其组成与微生物的细胞内成分类似^[58-60]。EPS 的产生和分泌受特定的基因控制, 这些基因受细菌间或细菌类群间化学信号(称为群体感应)的差异调控^[61]。群体感应允许微生物席内的细菌群体协调活动 (EPS 分泌) 和提高代谢效率 (如营养物质的利用)^[62]。EPS 可以由多种的微生物 (包括光自养和异养细菌) 产生, 在微生物席中, 蓝细菌通常被认为是最重要的 EPS 生产者^[63-65]。尽管一些自由生活的细菌也可以产生大量的胞外聚合物^[66], 但是 EPS 的形成主要为底栖生物群落的一个代表特征, 能够形成微生物席和生物膜^[67]。EPS 基质在微生物垫内有着非常重要的作用: ①允许微生物群落附着在表面并创建微区域, 其中各种类型的代谢可以在邻近的微区域中共存^[62]; ②可以利用自身在不同水动力条件下的特征稳定微生物细胞^[68,69]; ③可能有助于微生物席中群落抵抗多种胁迫条件, 如营养短缺、紫外线照射或干燥^[70]。

微生物膜 (microbial film): 其分泌的 EPS 可以为微生物群落生长提供稳定性, 促进微生物新陈代谢, 并充当扩散屏障和吸附剂。相对真核生物而言, 生物膜的存在具有相对的优越性。生物膜可以表现出结构不均匀性, 其结构可能包括“规则排列的通道和细胞聚集体”, 尺度约为 2040 μm 。细胞的聚集体形成不规则的三维网络, 由水流分隔维持管道系统, 并充当营养物质、氧气和废物的运输管道, 这在低流量条件下的单一培养生物膜中很常见, 但在混合生物膜中则较为罕见。这种差异可以反映单一培养生物膜的营养限制, 以及混合生物膜的更为复杂的生态位利用。生物膜通常只有几十或几百微米的厚度, 其成分只能通过电子显微镜观察。生物膜在沉积学上是复杂的, 它们同样具有捕获其他较小的矿物颗

粒的可能,也可以通过微生物死亡降解而形成碳酸盐矿物^[14]。从某种意义上来说,生物膜大致可以视为一种固化的生物纹理,嵌于一种粘稠的材料中,并与基质相连^[71]。

微生物席 (microbial mats): 作为一种独特的生态系统,被认为是地球上最早的生命活动的场所^[72-74],在 30 亿年前就存在于地球之上,并一直演化至今^[75,76]。微生物席相当于众多微生物群落相互叠加,并以某种特有的规律性生长。微生物类群有规律的进行垂向排列,产生明显的分层现象,其中分层是由光照数量和质量决定的:随着深度的增加,光照强度逐渐减弱,在近地表形成了以蓝细菌为主的蓝绿色硫细菌层,其下常有红粉色的紫色硫细菌层,以及较深的绿色硫细菌层^[77,78]。层状席最深处通常为黑色,偶有灰色条带。该黑色层由铁硫化物(如无定形 FeS、黑云母等)组成,有时也含有黄铁矿^[79]。黑色层含有丰富的有机碳,为硫化物的产生提供了燃料,灰色层则含有稀疏的有机质和捕获沉积物^[62]。分子调查表明,微生物席中含有大量的微生物物种,其多样性在几毫米的垂直方向上超过数千种^[80-82]。尽管如此,席群落可以通过考虑微生物的有限数量的官能团或集团来进行描述^[83-85]。根据微生物席类型,5~7 个代谢相似的关键微生物类群协同作用,完成 O、N、S、C 等关键元素的完整循环。包括:1) 光自养菌(即蓝细菌);2) 好氧(化能)异养菌;3) 发酵菌;4) 厌氧异养菌(以硫酸盐还原菌为主);5) 硫化物氧化剂;6) 厌氧光合细菌(即紫色和绿色(非)硫细菌);7) 产甲烷菌^[62]。

(2) 微生物作用

Burne 和 Moore (1987) 认为碳酸盐岩在形成的过程中,微生物在其过程中的作用可分为两种:捕集作用和生物影响的钙化作用^[40]。捕集作用指微生物生长过程中,通过自身分泌粘性物质粘结矿物颗粒,或由于矿物颗粒在水动力的影响下运移至微生物的栖息地,因动力学障碍而停留在原地作为碳酸盐岩中的一种矿物成分;生物影响的钙化作用指微生物控制自身矿化从而形成碳酸盐岩成分的微化石,或通过微生物生命活动在其周围产生独特的微环境,从而影响矿物沉淀。还有一些学者则在以上概念的基础上,通过对 Burne 和 Moore (1987) 所提出的生物影响的钙化作用进一步细分,将微生物成因作用产生碳酸盐岩的机制分为生物诱导、生物影响^[62]和生物控制^[86-91]。

近年，吴亚生（2021）在前人研究的形成机制上通过培养微生物诱导碳酸盐岩矿物实验将该作用机制进行了一定的修改和补充，并最终分为三种受到广泛认可的机制模型（图 1.2），分别为捕集作用，微生物诱导矿化和微生物控制矿化^[55]。

捕集作用是指海洋中微生物的聚集体，通过其自身形成的可容纳空间，使搬运到此处的矿物颗粒得以较好的保存。此时微生物聚集体起到对颗粒阻挡和保护的作用。阻挡使颗粒可以停留在形成的可容纳空间中，保护则保障颗粒在可容纳空间中不会因为水流等其他作用而被再次运移^[55]。微生物捕集作用在成岩过程中会出现两种情况：一是微生物聚集体在周围捕集到的矿物颗粒未完全固结之前死亡。死亡之后的微生物聚集体不能再起到原有的保护作用，此时未完全固结的沉积物可能会再次受到水流的影响而被搬运到其他地方，微生物聚集体在没有外部矿物壳的影响下，不能被完成的保存，从而不能形成模孔；二是微生物聚集体在周围捕集到的矿物颗粒固结到半固结的状态之后死亡。由于胶结和重结晶作用，微生物聚集体死亡后腐烂并被降解，此时会留下孔洞，被其他矿物质充填，该孔洞即模孔，模孔的存在是判别微生物碳酸盐岩类型的重要方式之一。

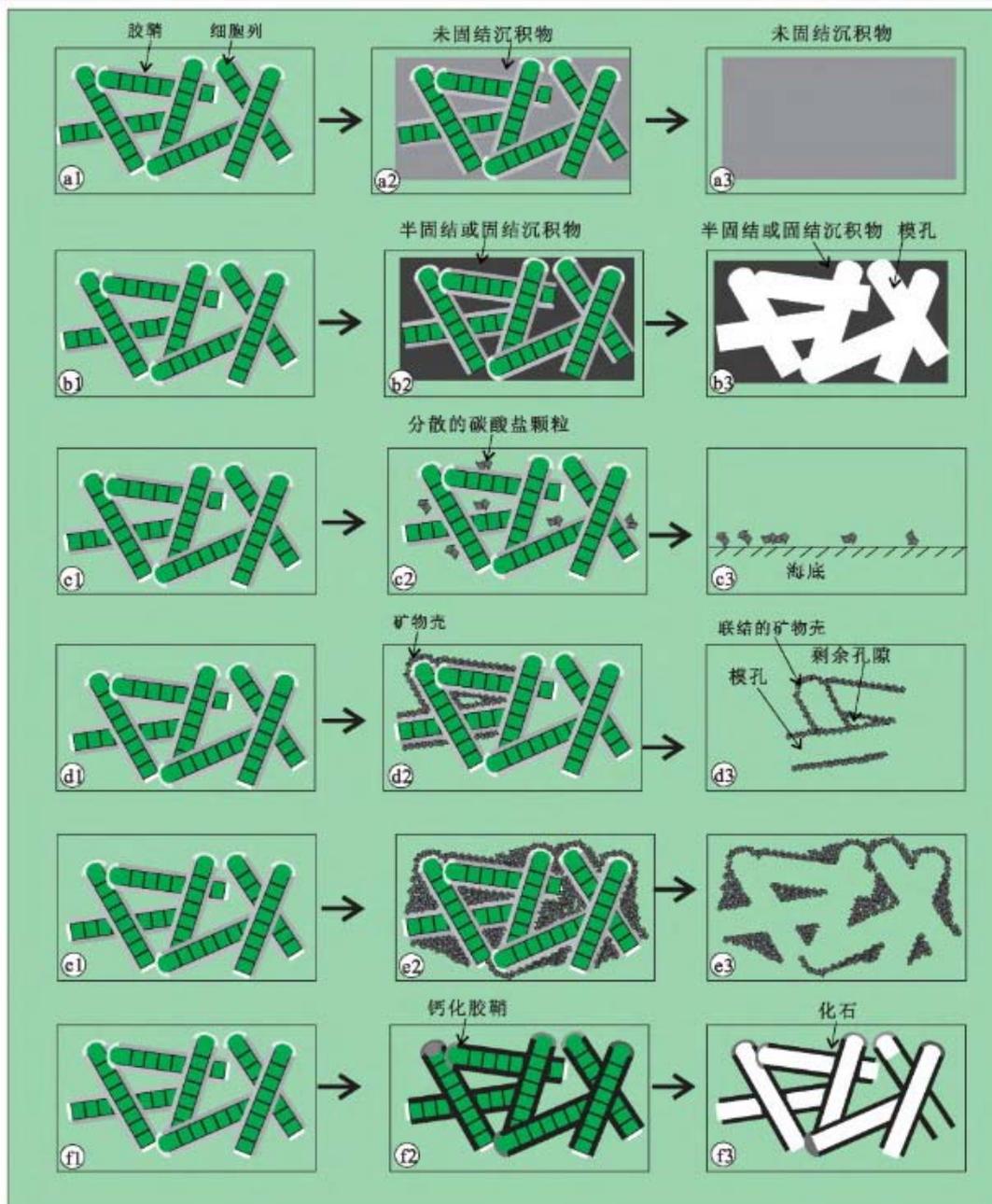


图 1.2 以丝状蓝细菌为例的微生物碳酸盐岩形成模式图（引自吴亚生，2018）^[55]

微生物诱导矿化以不包含微生物自身的钙化产物为特征，是指微生物生命活动，引起周围水体化学性质的变化（碱度变化、有机物质的产生），从而导致碳酸盐岩矿物的沉淀。该机制形成的矿物通常与微生物体或微生物产生的胞外聚物质（EPS）相互连接，在形成之初呈现为零散的点状，逐步形成于微生物周围，该模式一般有存在四种情况：一是零散分布于微生物体表面的碳酸盐岩颗粒，在微生物死亡后，发生分解，在原地或散布于其他地方沉积。呈点状的颗粒粒径较小，一般在 $1.8\sim 6.4\mu\text{m}$ 之间；二是点状碳酸盐岩颗粒在微生物体表面汇聚，

最终形成包围微生物体的矿物壳，当微生物为单体存在的情况下，微生物在死亡降解之后，留下模孔；三是点状碳酸盐岩颗粒在微生物聚集体体表面汇聚，最终形成半包围微生物聚集体的矿物壳，此时，在岩石固结之后会留下较多的孔洞。这种方式是微生物岩形成的典型例子，同样会伴有模孔的形成；四是点状碳酸盐岩颗粒在微生物聚集体表面汇聚，最终形成全包围微生物聚集体的矿物壳，该模式会形成成分较为均一的微生物碳酸盐岩^[55]。

生物控制矿化简而言之就是微生物化石形成的作用机制。微生物通过生命活动在死亡后自身钙化，形成保存了微生物体特征的微化石。最为常见的是蓝细菌，其通过生理活动，使自身胶鞘内由碳酸盐岩矿物填充，最终形成结构均一的矿物壳。由于矿物壳的存在，使蓝细菌自身的形态特征得以较好的保存^[55]。

1.2.3 微生物碳酸盐岩与环境的关系

微生物介导的碳循环，特别是与碳酸盐矿物的沉淀和溶解有关的碳循环，是生物地球科学领域迅速发展的基础研究热点之一。微生物群落，特别是微生物席，具有独特的能力来改变“更还原”和“更氧化”的碳形式之间的平衡（例如有机物质与 CO_2 ）（图 1.3）^[62]。根据 pH 值和碳酸盐碱度的不同， CO_2 可以以碳酸根离子的形式存在于水中，与阳离子（如 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ）结合形成碳酸盐矿物。微生物通过代谢转化影响“更还原”（ CH_2O ）和“更氧化”（ CO_2 ）形态碳之间的平衡。有机碳是通过光合自养生物形成的，在此过程中， CO_2 以光能和水（产氧光合作用）或含硫化合物（无氧光合作用）为电子供体被还原（固定）为有机化合物，分别产生 O_2 和单质硫（或硫酸盐）。细胞物质、EPS 和低分子量有机碳被不同类群的异养细菌高效回收（氧化），执行不同类型的呼吸（光合作用的逆过程）。好氧呼吸利用 O_2 作为终端电子受体（TEA）；电子由有机物氧化提供，或由无机电子供体（如 H_2 、 HS^- 、 NH_4^+ ）交替提供，而无氧呼吸可以使用一系列 TEA，如 Fe(III)/Mn(IV) 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 。能量产率（ ΔG° ）是电子供体和受体（ $\Delta G^\circ = -nF\Delta E^\circ$ ）之间标准电势差的函数。呼吸过程中产生的无机碳可以输送与阳离子结合的碳酸根离子形成碳酸盐矿物（微生物诱导矿化）。微生物介导的碳循环与其他作为电子供体/受体的元素循环（S、N、Fe、O）紧密耦合^[62]。

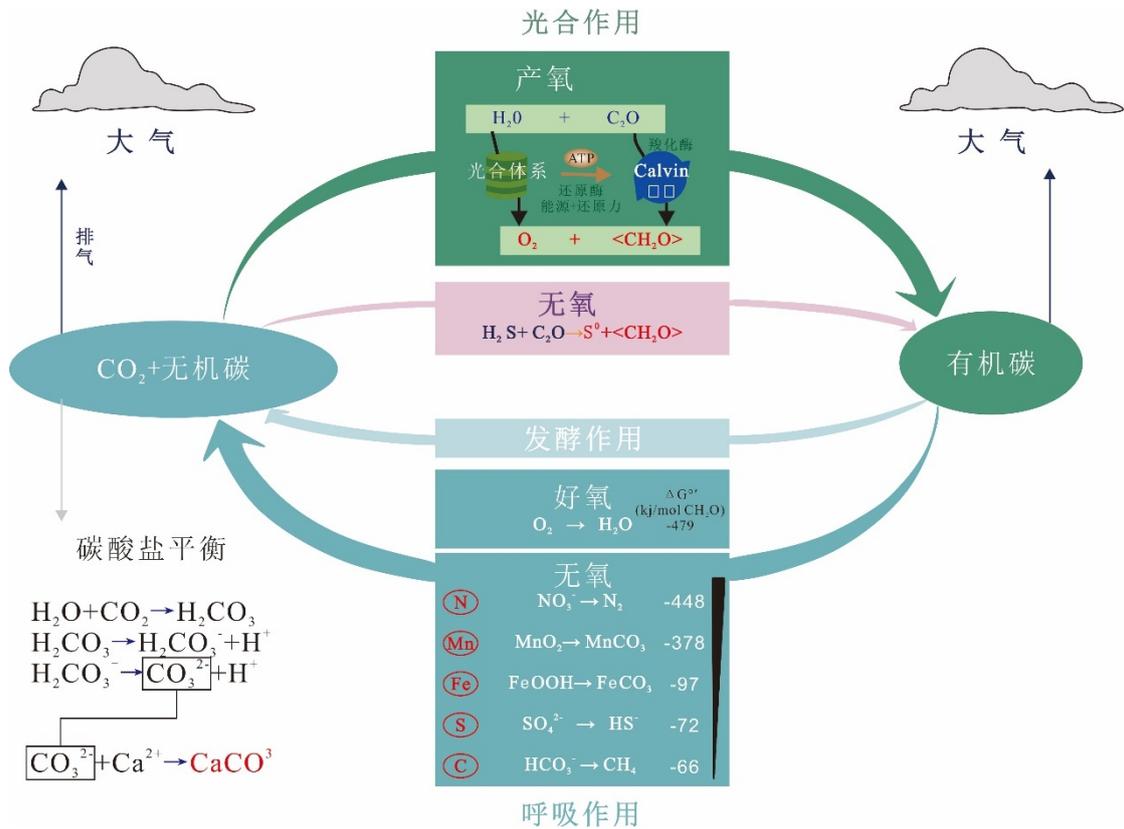


图 1.3 微生物介导的碳及相关元素循环（修改自 Dupraz et al., 2009）^[62]

微生物席可被定义为以蓝细菌为主的有机沉积生物膜，展现出紧密耦合的元素循环。微生物席与其周围环境之间复杂的相互作用会导致有机矿物的产生（图 1.4）。这些相互作用的具体细节以及微生物代谢对矿物产品的潜在作用还不完全清楚。然而，环境条件似乎为微生物席中各种类型的沉淀创造了条件，特别是通过控制微生物代谢对矿物形成的潜在影响。例如，光合作用促进降水。然而，这种代谢只有在特定的环境条件下（如低溶解无机碳和高钙）才与有机矿化有关。代谢活动反过来又创造了促进或抑制矿物形成的微环境。微生物群落的组成和活性也会影响矿物组成^[92,93,90]。矿物产物是细菌群落及其特定代谢活动与环境之间复杂相互作用的结果。环境条件控制微生物群落发育，影响新陈代谢的类型和速率，并可能控制矿物的稳定性和化石形成的潜力。代谢活动正在创造适合矿物生产的微环境。矿物一旦形成，就可以为进一步的微生物定殖创造基质，并改变微生物席的性质，稳定生态系统。特定的环境条件可以影响特定代谢产生矿物质的效率。

尽管关于古代微生物席参与矿物形成大多缺乏理论支撑，但现代微生物席中存在几个 $CaCO_3$ 沉淀的例子：①美国黄石公园温泉中微生物席石灰华台地中的

CaCO₃ 沉淀^[94]；②巴西拉戈阿韦梅利亚白云石沉淀^[95,96]；③高盐和/或碱性湖泊^[90,97]，淡水河流和湖泊中微生物岩的形成^[98]；④巴哈马开放的海洋中叠层石的形成^[88]。

有机矿化作用是一些新兴研究的主要焦点，例如极端环境（极端温度、盐度和/或压力）中的生命研究，寻找地外生命的研究^[99,100]，探索的新型碳来源以及在“深层生物圈”中维持生命数千年甚至数百万年的不寻常的代谢类型^[101-103]。

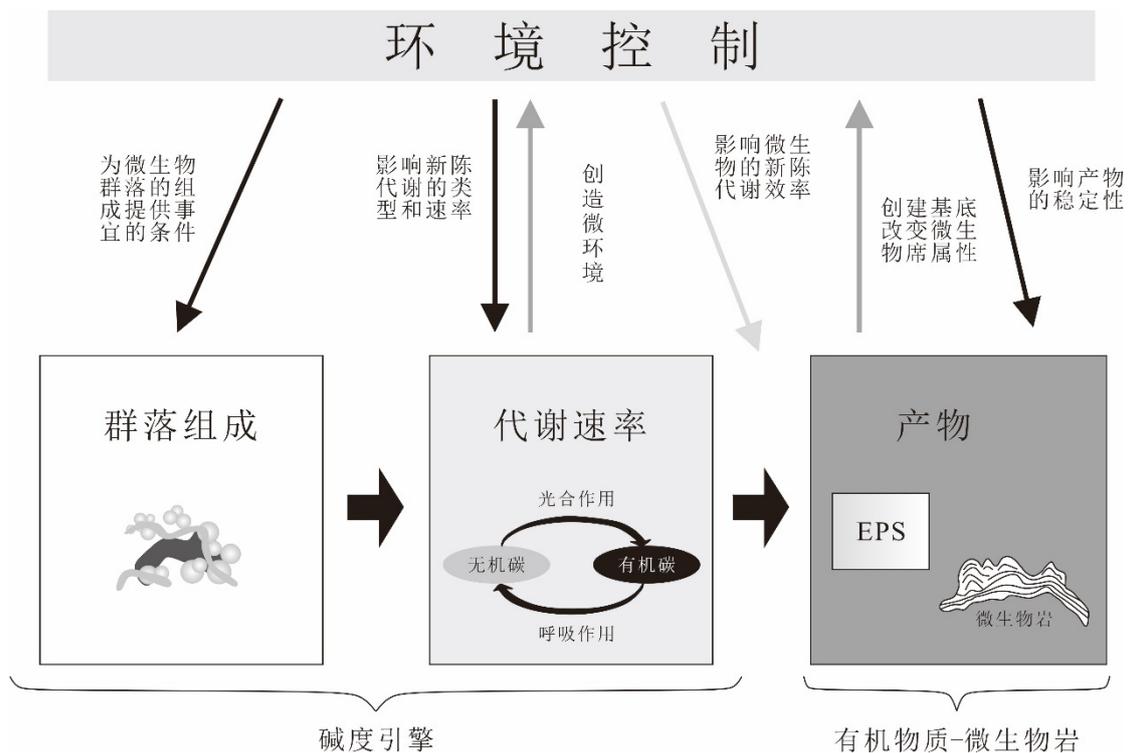


图 1.4 微生物作用产生矿物的环境控制（修改自 Dupraz et al., 2009）^[62]

1.2.4 微生物碳酸盐岩丰度与后生动物多样性的关系

微生物碳酸盐岩在地质历史时期首次发现于 35 亿年前的叠层石，目前也作为地球上最古老生命存在的重要证据。微生物碳酸盐岩作为一种特有的发育方式，从太古宙到现今均有分布。通过数据库表明，微生物碳酸盐岩的丰度与地质历史时期重大事件存在着紧密的联系。

埃迪卡拉纪-寒武纪作为地质历史时期的转折点，微生物碳酸盐岩的丰度变化成为了近年来研究者的主要研究对象。微生物碳酸盐岩主要发育于前寒武纪，叠层石作为最重要的表现形式，Riding（2006）对前寒武纪叠层石形态数量进行统计（图 1.5）：叠层石形态多样性在 1.4-1.1 Ga 之间达到了最大值。随后，叠

层石形态多样性丰度呈现长期的下降趋势，直到 550 Ma，叠层石的形态数量才开始出现复苏的状况^[104]。叠层石形态多样性丰度在前寒武纪有规律的变化，通常被人为有两个方面的原因：一是在 1.0 Ga 或者更早，就已经发现后生动物生命活动的痕迹，在时间上与地质历史时期微生物碳酸盐岩丰度下降基本耦合。也有学者认为，在寒武纪之前后生动物已经开始逐渐出现。因此，部分学者认为微生物碳酸盐岩在寒武纪之前的减少可能与后生动物的活动有关；二是前寒武纪发生两次大氧化事件，古元古代（约 2.6-2.0 Ga, GOE）和新元古代（约 1.0-0.54 Ga, NOE）氧化事件。两次氧化事件之后的一段时间，叠层石丰度呈现出急剧快速的的增长趋势，因此，大气中增氧事件与微生物的发育和分布是否存在相互的制约和影响关系，也同样被认为是影响叠层石形态多样性的原因之一。

Riding（2006）对自显生宙以来微生物形成的碳酸盐岩数量进行了统计，并认为这些数量的变化与古代海洋中无脊椎动物多样性的变化有一定的关联。通常情况下，这些变化表现为相互对立的趋势，也就是说，当微生物形成的碳酸盐岩数量增加时，无脊椎动物多样性则会减少，反之亦然（图 1.5）^[104]。研究者发现的大量证据表明，奥陶纪晚期-志留纪早期（约 438 Ma）、泥盆纪末期（约 380 Ma）、二叠纪末期（约 250 Ma）、三叠纪末期（约 200 Ma）、白垩纪末期（约 65 Ma）等重要生物灾变时期，由于后生动物的大规模灭绝，微生物碳酸盐岩在灾变后的时间里发育达到了繁盛的阶段。这说明海洋环境中底栖微生物群落的丰度与后生动物之间可能存在负相关的关系，因为这些生物灾变时期与微生物碳酸盐岩的繁盛阶段有着密切的关联。换句话说，后生动物的生存可能对微生物碳酸盐岩的大量发育产生了一定的竞争压力。由于后生动物生活习性的原因，包括与微生物夺取生存空间，以微生物为食等特点，从而导致海洋底栖微生物群落生存空间以及数量的大规模减少。微生物丰度的减少，直接影响着以微生物作用为主的碳酸盐岩矿物的减少。研究发现，当海洋中无脊椎动物丰度减少的时期，微生物生长发育的环境得以较好的改善，引起微生物群落的大量发育。因此，将微生物碳酸盐岩的分布以及丰度与生物灭绝的地点和时间相互对应，似乎具有探索生命演化的重要意义。相反，相关学者通过研究表明，泥盆纪末期生物大灭绝可能的原因是微生物引起的。但是，微生物在其他地质历史转折期生物的演化的曲折并非微生物所为。不同研究观点的出现促使微生物碳酸盐岩的研究成为科学前沿，对相关的定论应需要更为有力的证据支撑。

1.3 国内微生物碳酸盐岩研究现状及分布

自微生物碳酸盐岩这一术语提出以来，其研究便成为学者关注的新兴热点。随着国内研究者的详细调查和深入研究，发现生物成因的岩石广泛分布于地质历史各个时期，且微生物成因的岩石在不同地质历史阶段具有极其重要的意义。因此，相关学者认为，生物成因的岩石即生物岩作为一种独特的发育方式，应属于单独的一类，并与沉积岩、岩浆岩和变质岩并列^[15,16]。众多国内外研究者以微生物碳酸盐岩为研究对象，对生命-环境协同演化开展了大量研究，主要研究领域聚焦于地球早期生命演化、显生宙五次生物大灭绝与复苏时间、微生物碳酸盐岩发育及多样性程度与重大历史事件的耦合关系、微生物与环境相互作用等一系列重大科学问题。同时，微生物碳酸盐岩作为有机成因的产物，其蕴藏丰富的油气资源也成为国内外学者关注的重要问题^[106,107]。

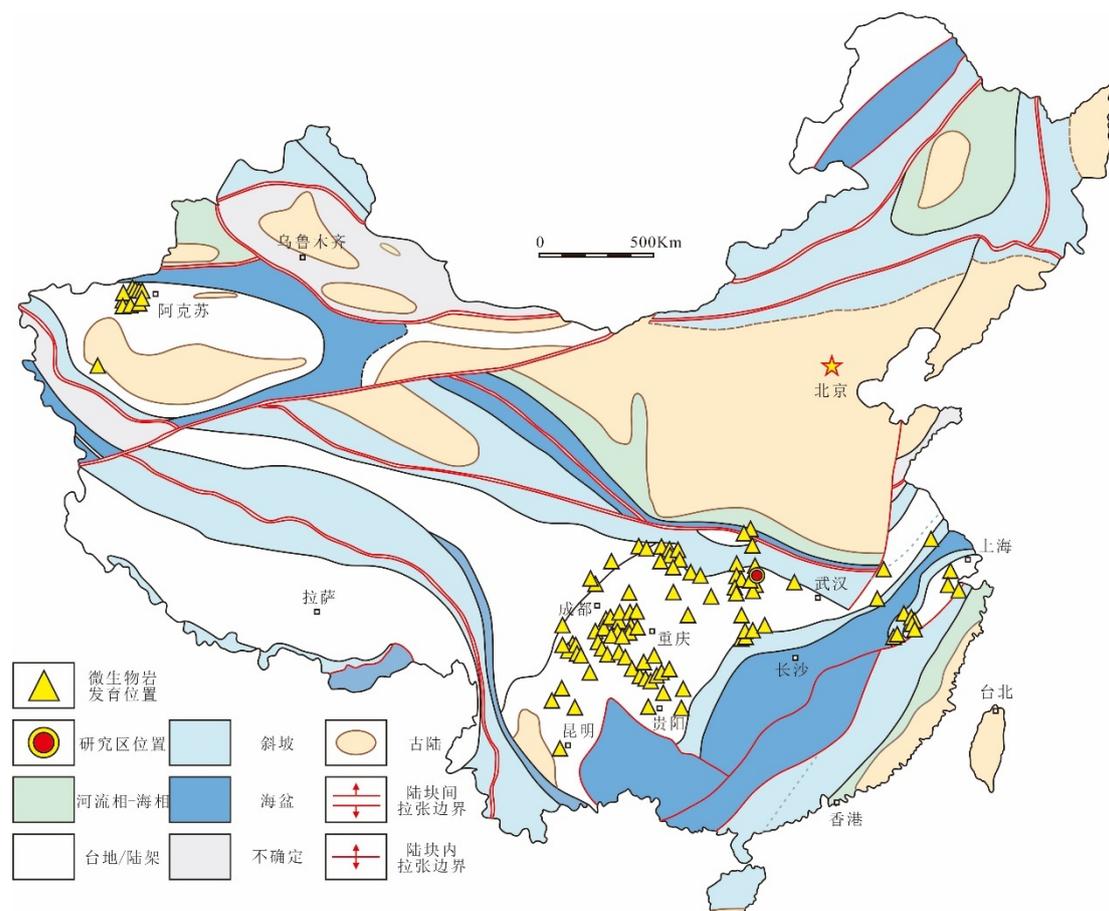


图 1.6 埃迪卡拉纪末期微生物碳酸盐岩分布图（修改自 Li et al, 2022）^[108]

微生物碳酸盐岩广泛分布于太古代至今的各个地质时代，特别在元古代和早古生代最为繁盛，其类型主要包括叠层石和凝块石。基于相关研究目前认为叠层石开始出现于太古代，凝块石开始出现于新元古代。国内外学者对各个地质时期的微生物碳酸盐岩开展了大量研究工作，取得了丰硕的研究成果。成果涉及微生物碳酸盐岩的特征和分类、形成模式、宏观形态、地震和测井特征、储层形成机制等诸多方面。我国学者早期集中对华北板块和塔里木板块寒武纪微生物岩开展了较全面的研究，近年来将研究视角开拓至华北板块元古代及扬子板块震旦纪、奥陶纪、三叠纪微生物岩的研究，取得了许多新的认识。这些研究主要涉及微生物岩的特征和分类、储层形成机制等方面。重要成果包括：（1）华北板块元古代碎屑岩微生物成因构造的大量发现；（2）华北板块元古代和寒武纪、塔里木板块奥陶纪微生物碳酸盐岩中大量微生物化石的发现；（3）通过遗迹化石多样性研究揭示寒武纪的“底质革命”；（4）塔里木板块和扬子板块震旦纪和寒武纪微生物碳酸盐岩型储层的发现；（5）P-T 界线地层微生物碳酸盐岩特征的确定和蓝细菌微囊藻作为其主要形成机制的提出；（6）南海甲烷水合物成因微生物碳酸盐岩的发现，其结构与地球化学特征的确定；（7）南海新生代珊瑚礁中微生物碳酸盐沉积的发现。（8）埃迪卡拉纪末期华南板块和塔里木板块（西北缘）的发育点位进行统计表明：该时期微生物碳酸盐岩主要分布于上扬子板块和中扬子板块北缘以及塔里木板块西北缘（图 1.6）^[108]。

1.4 存在问题及发展趋势

虽然国内外学者们已经对各个时期的微生物碳酸盐岩进行了大量的研究，包括特征、分类、形成模式、宏观形态、地震和测井特征、储层形成机制等多个方面。但作为一个新兴研究热点，目前的微生物碳酸盐岩研究存在如下几个方面的不足：

（1）在关于微生物矿化的试验，有必要对更多的属种进行矿化能力、矿化条件和矿化机理的研究，尤其要强化对细菌和古细菌的矿化能力和机理的研究。在试验过程中，应尽量让试验环境与自然及地质情况贴近；

（2）国内外关于微生物诱导矿物沉降作用的研究主要针对浅海，而对于深

海的关注则较少。未来应加大对深海（30-80m）中微生物诱导矿物沉降作用的深入研究；

（3）关于古代微生物碳酸盐的研究多集中在表征与分类学上，而对古代微生物碳酸盐的成因机理认识较少。同时，对相应古环境的指示也较为薄弱。因此在此基础上，需要进一步加大对其成因机理及古环境意义的探讨，并进一步加大古今研究的对比力度；

（4）微生物碳酸盐岩其特点和研究方法与相较常规的碳酸盐岩，具有较强的独特性，需要对其进行深入的案例分析，从而建立起一套较为完整的、较为完整的理论体系，从而将其发展为一个独立的、重要的地学分支；

（5）未来应该加大对地球环境与生命演化的研究力度，对油气资源的开发利用，对地球环境的保护与修复，对荒漠化防治与土地修复等方面的研究程度以及对医学新材料的应用研究，如预防疾病等，最大限度地造福于人们。

1.5 研究内容、方法及技术路线

1.5.1 研究内容

湖北三峡保康地区发育石板滩动物群等埃迪卡拉纪生物，且灯影组广泛沉积海相碳酸盐岩，是为研究新元古-古生代关键转折期生物-古海洋环境协同演化的重要对象。本文旨在以湖北三峡保康地区竹园沟灯影组地层为对象、结合薄片制备、镜下鉴定、扫描电镜分析等手段，以明确湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪灯影组微生物碳酸盐岩类型、沉积环境、沉积演化、沉积模式、古海平面变化及微生物碳酸盐岩的生物成因。主要包括以下内容：

（1）湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪晚期微生物碳酸盐岩的类型及微观和超微观特征进行研究。通过精细的岩芯钻孔资料和室内显微镜观察，对研究区埃迪卡拉纪灯影组主要发育的云质微生物岩（云质叠层石、云质层纹石、云质凝块石和云质核形石）、云质微礁岩（云质微骨架岩）、杂微生物岩（云质凝块石-层纹石）和云质胶结岩（云质葡萄花边状胶结岩）等不同类型的微生物碳酸盐岩的显微镜下微观特征进行详细描述。微生物碳酸盐岩广泛沉积于灯影组地层中表明由微生物主导形成的岩石在埃迪卡拉纪晚期大量发育，对进一步理解湖北三峡保

康地区埃迪卡拉纪微生物碳酸盐岩的成因机理和沉积环境有重要意义。

(2) 微生物碳酸盐岩主要分布于海洋环境中, 并持续发育至今, 微生物碳酸盐岩作为海洋-生物协同演化的产物, 其对水化学性质和水动力条件等古环境因素有更为精确的指示。通过对研究区微生物碳酸盐岩多样性的分析, 结合不同微生物碳酸盐岩对古环境信息的响应, 根据研究区湖北三峡保康地区实际情况, 对三峡地区埃迪卡拉纪灯影组沉积环境进行分析, 建立垂向上沉积环境演化及沉积序列, 重建三峡地区埃迪卡拉纪晚期沉积模式。为进一步分析微生物碳酸盐岩生物成因奠定良好的基础。

(3) 利用扫描电镜观察湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪晚期微生物碳酸盐岩的超微观特征, 详细描述超微观角度下微生物碳酸盐岩的主要组分和组构。通过对微生物成因的矿物特征(丝状蓝细菌、球状蓝细菌、EPS)以及各组分、组构之间的位置关系, 探讨湖北三峡保康地区微生物碳酸盐岩的生物成因, 为进一步探索湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪生命、早寒武世骨骼动物演化以及微生物碳酸盐岩的地质意义具有重要的理论支撑。

1.5.2 研究方法及技术路线

研究样品采集自湖北三峡保康地区襄阳市保康县竹园沟 ZK4803 岩芯钻孔, 相关研究涉及岩石样品 50 余件。所有样品的电子显微镜下薄片均在云南大学古生物研究院制作, 电子显微镜下照片拍摄于云南大学古生物研究院, 扫描电镜(SEM)照片拍摄于云南大学古生物研究院及昆明理工大学分析测试中心。

薄片制作:

(1) 切样: 使用仪器为 BQT-150 宝石切割机, 锯片直径 D: 110-150 mm, 锯片孔径: 16 mm。选取适当的位置对样品进行初步切割, 确保最终的岩矿薄片可以观察到微生物碳酸盐岩的微观结构特征(叠层石及层纹石的层状结构, 核形石内部的同心纹层), 并保证样品的横截面积 $\geq 1 \text{ cm}^2$ 。

(2) 研磨: 使用仪器为立式磨片机 TM(S)-1, 磨轮直径: 250 mm。对宝石切割机切下的样品进行磨平处理(该面用于和载玻片粘结), 在打磨的同时在磨轮上放金刚砂(600目)进行抛光, 确保表面光滑, 无明显划痕, 且略有反光效果。

(3) 粘片：胶水成分为环氧树脂和固化剂（加快凝固）。配置比例：环氧树脂和固化剂的比例为 2:1。配置方法：将混合液体按同一方向搅拌 2 分钟，以保证均匀混合，之后静置 10 分钟，使胶水中的气泡消失。将研磨的光面用混合后的胶水粘结在载玻片上，玻璃片和样品光面表面上分别均匀涂抹少量的胶，涂抹的胶不宜多，适量即可；将样品光面粘在玻璃片上，轻按，使胶水均匀的分布在玻璃片和样品之间，并排出胶中的气泡；粘结后水平静置 12 小时以上，确保样品与载玻片粘结牢固。

(4) 精密切割：使用仪器为 Buehler 薄截面样品精密切割。对样品的另一面进行精密切割，通过精密调节使粘结在玻璃片上的矿片厚度在 0.03 mm 左右。

(5) 抛光：使用仪器为玻璃板和金刚砂（600 目）。用指肚将待完成的岩石薄片在放有 600 目金刚砂的玻璃板上按压摩擦，确保最终的岩石薄片平整、光滑、半透明，矿片的厚度在 0.03 mm 左右。

电子显微照片拍摄：

电子显微照片拍摄使用蔡司（Zeiss）研究级生物显微镜成像系统，对 50 余个岩石样品共拍摄镜下照片 200 余张。

扫描电镜（SEM）照片拍摄：

SEM 拍摄于云南大学古生物研究院及昆明理工大学分析测试中心完成，使用的仪器为场发射透射电子显微镜，型号 Tecnai G2 TF30 S-Twin。搭配中兴百瑞溅射仪为样品表面喷金。

(1) 样品制备：根据样品的尺寸选择合适大小的样品载物台，将样品粘贴固定。需要注意的是，需要回收利用的样品在粘贴时，将酒精稀释的树脂均匀涂抹在样品台上，之后粘贴样品；而无需回收的样品可以直接使用导电胶带粘贴。粘贴好样品后用需要使用洗耳球吹洗，目的是吹去浮尘，防止粉尘污染扫描电镜样品仓。

(2) 镀膜：对于非导电材料想要获得高质量图像，需要在样品表面镀膜，提高样品的表面导电性能，同时由于厚度仅为几个纳米，不会对观察样品的原始样貌产生影响。镀膜的种类通常是碳和金属。以中兴百瑞溅射仪为例，操作流程为：放气，待拉门可以打开后，放入样品，调整高度和角度，靠近溅射源，在操

作界面选择相应的镀膜种类，点击开始仪器将自动完成全部流程，整个流程的时间长短依样品而定，完成溅射后取出样品可进行后续实验步骤。

(3) SEM 拍摄：软件界面点击 **Vent**，向样品仓室内注入空气，待系统提示可以打开舱门时，将样品放入样品室，样品台应完全固定到载物盘的小孔中，防止在观察过程中样品产生晃动影响观察效果；放置好样品后缓慢关上舱门，点击软件界面 **Pump** 抽真空（根据样品选择合适的真空状态，导电样品选择高真空，非导电样品选择低真空），设置 Z 轴的数值将样品调整到合适的高度，通常为 10 mm 左右；待电镜舱内达到要求的真空状态时点击 **Beam on** 打开电子束，根据样品选择合适的束斑大小和电压（电压越高、束斑越小能量越强，穿透能力越强；电压越低、束斑越大能量越小，穿透能力越低），根据需求选择拍摄二次电子图像或背散射图像（二次电子图像反映样品的组成元素区别，背散射图像反映样品表面的形貌特征）。确认不存在像散且电子束光路呈直线（对中），拍摄前调整好各项参数后就可以开始对感兴趣的区域进行观察拍照，拍照的原则是高倍数对低倍数观察，这样能最大程度保证图像的清晰程度。拍摄结束后首先将电子束关闭，点击 **Vent** 放气，将载物台的 X、Y、Z 轴全部归零，打开舱门取出样品后，将仪器抽至高真空状态。

通过对微生物碳酸盐岩相关研究进展的调查，结合湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪微生物碳酸盐岩的实际特征，最终确立研究内容和目标。以微生物碳酸盐岩类型、特征、沉积环境、形成机制为主线。通过野外钻孔编录工作及样品选取，在室内进行样品薄片的制备以及微观、超微观角度下的观察，以展示研究区微生物碳酸盐岩的相关研究成果。具体的研究思路和技术路线如下（图 1.7）。

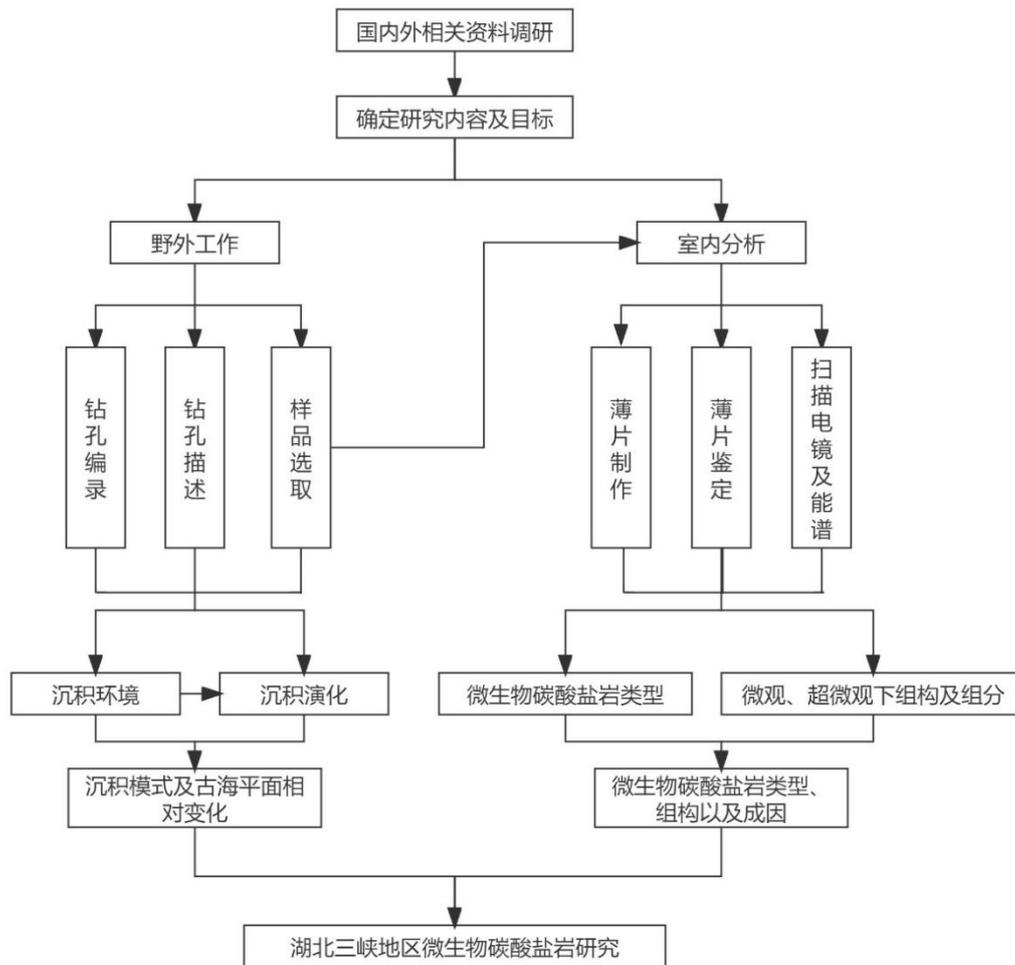


图 1.7 研究思路及技术路线图

1.5.2 工作量小结

本文在导师温汉捷研究员的指导下，以微生物碳酸盐岩为主要研究对象，分析其在新元古-古生代古海洋化学循环及沉积古环境的指示作用。通过对野外地质背景系统调查，研究样品的针对采集以及分析测试技术的全面调研，基于重要的科学问题，根据研究思路，开展相应的系统性研究。具体完成的工作量件见表 1.2。

表 1.2 论文完成主要工作量

工作内容	工作量	完成单位	主要完成人
文献资料调研	200 篇	中国科学院地球化学研究所	作者
野外地质调研	30 天	中国科学院地球化学研究所	作者
样品采集	50 件	中国科学院地球化学研究所	作者、李佳欣、范承蒙等
室内薄片磨制	50 块	云南大学古生物研究院	作者、范承蒙等
室内薄片拍照	200 张	云南大学古生物研究院	作者、范承蒙等
扫描电镜拍照	140 张	云南大学古生物研究院	作者、范承蒙、周煜等

第二章 区域地质概况

2.1 扬子板块北缘前寒武纪地质概况

扬子地块北缘是华南前寒武纪大地构造研究的重要单元，其保存了能反映整个华南前寒武纪演化历史的重要记录。由于扬子北缘埃迪卡拉纪晚期灯影组岩石为本文的主要研究对象，为明确该时期岩石形成之前的地质概况，本节主要针对扬子北缘构造格局（图 2.1）、太古宙-古元古代结晶基底（图 2.2）、中元古代和新元古代地层作简单的概述。

2.1.1 构造格局

扬子板块北部及其周围有两条重要的蛇绿岩混合带，它们分别是：商南-丹凤（SF1）和勉县-略阳（SF2）（图 2.1）。根据这两条蛇绿岩混合带，可以将邻近地区分为北秦岭、扬子板块北缘以及南秦岭板块三个区域，而华北板块的陆缘建立在北秦岭板块之上^[109]。基于南秦岭地区广泛存在陡山沱组、灯影组等地层，而北秦岭地区则几乎未见这一特点，推测南秦岭地区前寒武纪可能属于扬子地区，随着勉略海盆的发展，它从扬子地区的北部边缘逐步分裂开来，成为两条主要构造带中间的一个微型陆块^[110]。尚丹、勉略两条蛇绿岩带是为秦岭地区从新元古代至泥盆纪形成的两条受限制的大洋盆地，它们沿着两条主要的断裂经历了从南到北的俯冲-撞击过程，最终在海西-印支期陆块形成闭合，为扬子北缘及其周围地区的大地构造演化过程提供了重要依据。

扬子北缘及其周缘地区自中生代以来，在原有的构造格局下，其东、西两个方向分别受太平洋大陆构造区和阿尔卑斯-喜马拉雅构造区的影响，造成了扬子北缘地区的东西向分异。南坪-略阳-勉县-石泉-城口-房县-襄樊断层被认为是秦岭山脉和现代扬子陆块北部边缘的分界。

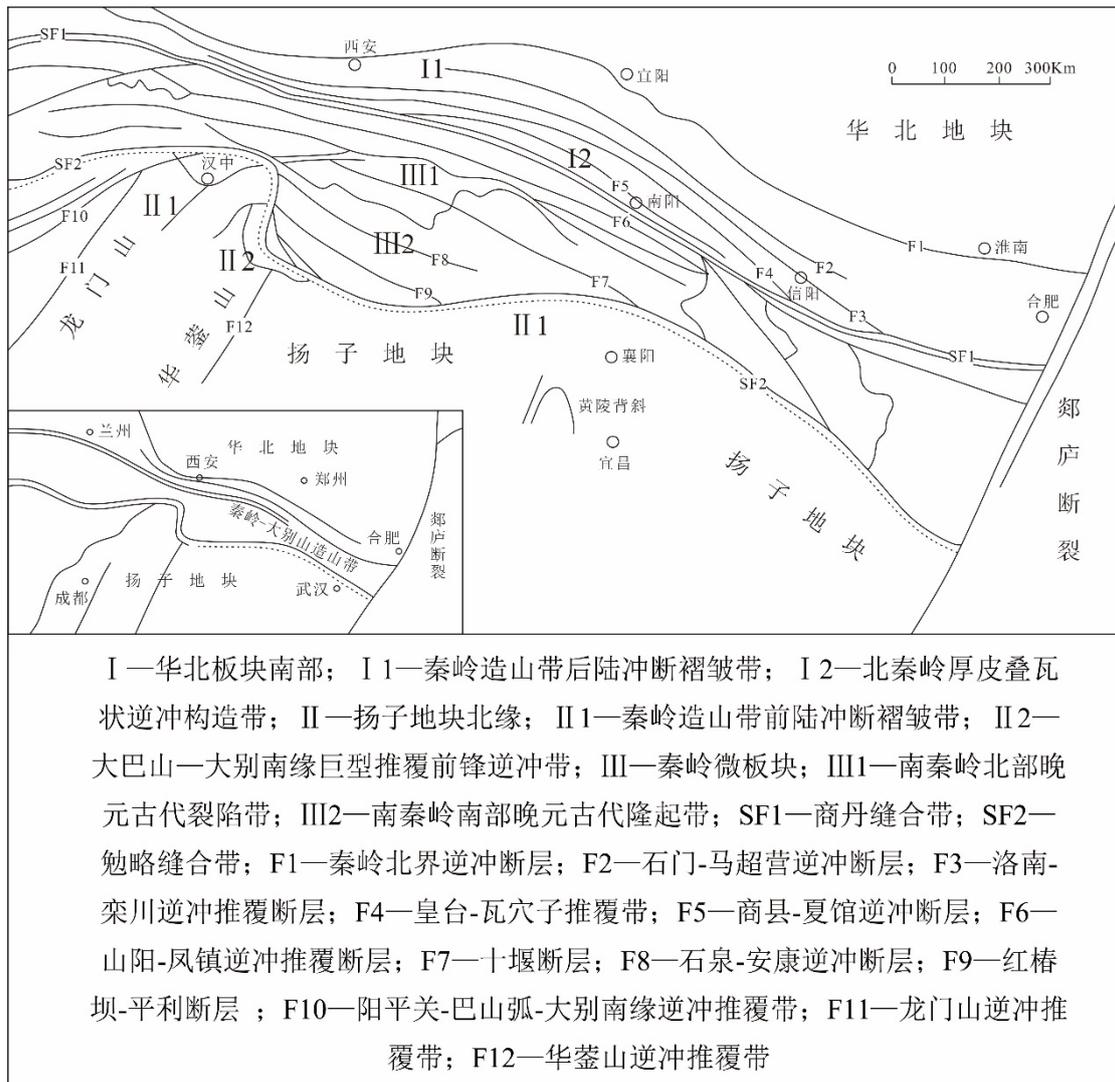


图 2.1 扬子地块北缘主要构造单元 (据张国伟 等, 1995)

2.1.1 前寒武纪结晶基底

扬子北缘目前发现的鱼洞子杂岩和后河杂岩被认为是最古老的结晶基底(图 2.2)。相关研究表明, 扬子板块在太古宙发生过三次明显的构造运动, 时间上分别为 3.3-3.2 Ga、~2.9 Ga、2.7-2.6 Ga, 在 2.7-2.6 Ga 的时间段内, 曾出现大规模的深部溶蚀; 约 2.0~1.8 Ga 的时期内又经历挤压运动产生的变形, 全球范围内板块移动形成哥伦比亚大陆的拼合; 扬子板块受到拉张运动的影响, 由此形成了大量 A 型花岗岩。太古宙-古元古代基底出露在扬子板块的边缘地带, 主要集中在分布于扬子板块的西北缘、北缘。扬子板块北缘太古宙基底为三峡地区的崆岭杂岩和黄陵背斜东部地区的钟祥杂岩; 扬子西北缘基底为鱼洞子杂岩和古元古代

的后河杂岩（图 2.2）。

崆岭杂岩主要由太古界 TTG 片麻岩和变质沉积岩组成，是扬子板块已知最古老的基底岩系，北部为古元古界（1.85 Ga）泉七滩花岗岩，南部为黄陵花岗岩，侵入时间在新元古代早期（约 820~750 Ma），被未经历过变质作用的新元古代晚期（埃迪卡拉纪）和古生代沉积形成的盖层所包围^[111-115]。太古宙 TTG 片麻岩和变质沉积岩均从斜长角闪岩相向麻粒岩相变质，并且前者包含少量斜长角闪岩和镁铁质麻粒岩透镜体。已有资料表明，崆岭杂岩中的侵入的太古宙 TTG 片麻岩时间在 3.0-2.9 Ga 之间，变质作用发生的时间推测为 2.7 Ga 和 2.0 Ga^[111-114,116,117]。崆岭杂岩中的少量 TTG 片麻岩可能较早就已侵入到岩体中，条带状英云闪长质片麻岩样品的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 计算的加权平均年龄为 $3218 \pm 13 \text{ Ma}$ ^[118]，并且在 3.0~2.9 Ga 的奥长花岗闪长质片麻岩和变泥质岩中发现 3.3~3.2 Ga 锆石群^[113,119]。崆岭杂岩中变沉积岩的形成时代尚未精确限定，但根据最年轻的碎屑锆石年龄估算其最大形成年龄为 2.87 Ga^[119]。在锆石 Hf 同位素组成方面，崆岭杂岩中 TTG 片麻岩和变质沉积岩中的 3.3-3.2Ga 和 3.0-2.9Ga 锆石具有负的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值和 3.5-4.0 Ga Hf 模式年龄^[114,118,119]。崆岭杂岩中 TTG 片麻岩、斜长角闪岩和变质沉积岩的全岩 Nd 模式年龄在 4.2~2.7 Ga 范围内^[111,112]。所有这些年龄和同位素数据都表明，崆岭杂岩中最早的地壳物质可能是在古太古代甚至可能是冥古宙从地幔中提取的，指示扬子陆块存在古老地壳。

黄土岭麻粒岩出露于崆岭杂岩以东约 200 km 的大别山北部花岗质混合片麻岩中。麻粒岩由不连续的互层的斜长石-石英富集的淡色体和石榴石-斜方辉石-黑云母富集的暗色体组成^[120-122]。黄土岭麻粒岩经过超高热（UHT）的改造后，大多数的锆石表现出核部-边部的构造特征，即：核部存在震荡环带，高 Th/U 比，以及 HREE 的富集形态，与岩浆成因一致，而边部具有扇形或平面环带、低 Th/U 比值、负 Eu 异常和平坦的 HREE 模式，为典型的变质成因。岩浆锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 2.75-2.70 Ga，可能原因是烃源岩的侵位年龄，而变质锆石边部的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 2.0 Ga，可能原因是 UHT 变质事件的时间^[121,122]。

碧口地块鱼洞子群，位于扬子西北缘，长久以来被认为是新太古代基底，由角闪岩、浅粒岩、石英岩、BIF、绿片岩和片岩组成，并伴有 TTG 片麻岩和淡色花岗岩^[123]。通过对鱼洞子群角闪岩全岩分析测试表明，Sm-Nd 等时线年龄为 $2688 \pm 100 \text{ Ma}$ ，并且对鱼洞子群侵入岩中的淡色花岗岩进行分析测试，其锆石显示出

的年龄为 2693 ± 9 Ma，由于精确度的原因还需要利用其他年龄测试的方法加以确认^[123]。

除上述扬子陆块北缘和西北缘出露的太古界-古元古界基底岩石外，在该陆块未变质的新元古界和显生界盖层中还赋存大量太古界-古元古界碎屑锆石^[114]。以扬子地块西南部为例，Compston 等（1992）报道了云南地区早寒武世梅树村组斑脱土中 2914~2955 Ma 和 2069~1842 Ma 的碎屑锆石^[124]；Greentree 等（2006）在昆阳群中发现了 3576~3364 Ma、2961 Ma、2657~2627 Ma、2360~2070 Ma 和 1885~1625 Ma 的碎屑锆石^[125]；Liu 等（2004）报道了四川会理 224 ± 8 Ma、2692~2818 Ma 的继承锆石核^[126]。在扬子地块东北部，Zhang 等（2003）在马鞍地区龙王山组中生代粗面安山岩中识别出 2621~2403 Ma 和 3232 Ma 的锆石^[127]。在该地块中南部，Zheng 等（2006）在湖南宁乡、湖北京山和贵州镇远的古生代煌斑岩中发现了 2.9~2.8 Ga、2.6~2.5 Ga 和 ~2.1 Ga 的新太古代-古元古代捕虏晶锆石^[128]；Liu 等（2005）在湖北宜昌附近的莲沱组和南沱组砂岩中识别出 3319~3508 Ma 的碎屑锆石^[129]；Zhang 等（2006）分析了宜昌附近莲沱组砂岩中一个 3.8 Ga 的碎屑锆石，其 Hf 模式年龄为 3.96 Ga^[130]。这些都表明，太古界至古元古界基底可能广泛存在于扬子板块之下或相邻的物源区，为扬子板块内部的沉积单元提供物源。



图 2.2 华南克拉通前寒武纪地质简图（修改自 Xiang et al., 2022）^[115]

2.2.2 新元古代地层及生物

华南新元古界地层由青白口系、南华系以及埃迪卡拉系组成。近期相关学者研究表明,上中元古统地层中可能存在小部分属于青白口纪时期产出的地层^[131]。结合南华系及埃迪卡拉系为重大地质历史时间记录地层,为更为精细反映新元古-古生代转折期扬子板块地层相关特点,本节将着重介绍扬子板块南华系地层和埃迪卡拉系地层。

中国地层委员会于 2001 年对新元古界所属的部分地层进行重新进行了定义,主要涉及南华系和埃迪卡拉系,将原埃迪卡拉系底部的地层纳入南华系之中。南华系地层在华南广泛出露,但其地层组合在不同区域差异较大,南沱组冰碛岩上覆为埃迪卡拉系地层的下界;埃迪卡拉系地层仅包括南华纪冰碛岩之上的陡山沱组地层和以碳酸盐岩沉积为主的灯影组地层;

位于黄陵背斜北部(以浅水相沉积为主)的南华纪地层中,由莲沱组和南沱组构成,两个层位间发育有显著沉积间断。三峡地区莲沱组岩性以砂岩为主,其中穿插有多个层位凝灰岩,其形成时代可追溯至 780~714 Ma^[132];南沱组以发育冰期沉积物为特征,作为扬子北缘唯一的冰碛岩沉积,保存着一套完整且具有代表性的新元古代冰川沉积序列, Schmitz 等(2012)利用 U-Pb 测年的方式对沉积物进行相关的分析测试,南沱组地层的沉积年龄可能为 $654 \pm 3.8 \text{ Ma}^{[133]}$ 至 $635.26 \pm 1.07 \text{ Ma}^{[134]}$ 。

华南板块埃迪卡拉纪处于相对稳定的时期,陡山沱期和灯影期沉积地层均发育较好,黄陵背斜作为中扬子板块的重要研究对象,相关学者进行了大量的研究。田家园子和石牌剖面分别作为埃迪卡拉系陡山沱组和灯影组的标准剖面,对其地层的研究记录成为后续研究者开展该地区古地理研究的重要资料。

陡山沱组:黄陵背斜周缘广泛存在陡山沱期的沉积地层,经统计表明:陡山沱组地层发育厚度在 150~230 m 之间,可见典型的“帐篷构造”(tepee structure)。陡山沱组地层可进一步分为四段:第一段以沉积盖帽碳酸盐岩为特征,厚度较薄,仅有大约 5m 的沉积记录。对盖帽碳酸盐岩的相关地球化学参数分析显示,该类岩石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 通常在 -5‰ 左右,极少地区的无机碳同位素显示更到的数值,最

大数值接近-48‰^[135]。较低值的无机碳同位素表明，盖帽碳酸盐岩可能受后期成岩作用的影响^[136]。在盖帽碳酸盐岩沉积地层上部，发育有层状的火山岩，通过同位素 U-Pb 测年显示，该套火山岩侵入于 $635 \pm 1.07 \text{ Ma}$ ^[137]；第二段主要岩性包括钙质泥岩和黑色页岩，还可见薄层白云岩沉积，该段沉积厚度在 80~140 m 之间。沉积构造在岩石中保存较好，可识别出平行层理和波状层理，内部偶尔可见角砾结构。该段发育有大量的藻类化石和疑源类微体化石 *Tianzhushaniaspinosa*，记录在黑色页岩和钙质泥岩之中^[138-140]；第三段以沉积薄层灰岩为主，少量发育中厚层白云岩，地层厚度约 30~80 m。可见的沉积构造主要为小角度的交错层理。该段疑源类化石的多样性较高，可见的化石组合为 *Hocosphaeridiumanozos*、*Yusheniaramisipina*、*Granitunicamcfaddeniae*^[141]；第四段以发育黑色页岩为特征，岩层中可见碳酸盐岩结核和黄铁矿等，该段沉积厚度约 5~20 m^[142]。宏体藻类在该时期大量发育，已发现的埃迪卡拉型化石 *Eoandromeda octobrachiata* 也在该层位产出^[143,144]。顶部发育火山岩夹层，通过同位素 U-Pb 测年显示，该套火山岩侵入于 $551.09 \pm 1.02 \text{ Ma}$ ^[134,137]。

灯影组：在黄陵背斜周缘，可见灯影组的地层广泛发育，其总厚度在 240~850 m 之间。埃迪卡拉系灯影组地层划分经历了较为繁琐的历程，最终确定灯影组可划分为三个小段：底部为蛤蟆井段，以发育颜色较浅的中厚层白云岩为特征，并含有少量的硅质岩夹层，该段沉积厚度在 20~190 m 之间。该段底部白云岩溶蚀孔较为发育；中部为石板滩段，以发育暗色薄层灰岩为特征，沉积总厚度在 100~160 m 之间，可见交错层理等沉积构造^[145]。该段发现大量的藻类化石 *Vendotaeniaantiqua*、遗迹化石，以及典型的埃迪卡拉型化石 *Paracharniadengyingensis*、*Charnipdiscus*、*Hiemalora*、*Pteridinium* 和 *Rangeda*^[145-147]，广泛的生物遗迹记录使之被定义为“石板滩生物群”；顶部为白马沱段，以发育浅灰色厚层白云岩为主，岩性特征类似于石板滩段，均发育少量硅质夹层，沉积总厚度在 60~570 m 之间，岩层内溶蚀孔较为发育。在白马沱段底部发育有类 *Cloudina* 化石，命名为 *Sinotubulitesbarmatuoensis*^[148]。灯影组的上覆地层为寒武系岩家河组，以含有小壳和疑源类化石 *michystridium* 为特征^[149]。

前人对埃迪卡拉系地层的相关测年表明，扬子台地沉积的陡山沱组地层的时间在 $635.26 \pm 1.07 \text{ Ma}$ 至 $551.09 \pm 1.02 \text{ Ma}$ 之间^[134,137]，指示陡山沱组经历了约 84 Ma 的沉积时期。陡山沱期沉积记录时间较长，约为整个埃迪卡拉纪的 90%以

上，而与其漫长的沉积时间相矛盾的是陡山沱组地层沉积厚度仅为 230 m，推测可能经历了地层压缩或者长时间的沉积间断。灯影期与陡山沱期相反，沉积时长较短，只有 9 Ma 左右，但灯影组记录的地层厚度较大，最厚的区域厚度可达 850 m。

2.2 研究区埃迪卡拉纪晚期地质概况

2.2.1 地质背景

埃迪卡拉纪为新元古代晚期全球冰期（Marinoan）和后续寒武纪生命大爆发等重大地质历史事件的记录和过渡期^[150-152]。在该时期出现了部分后生动物亲和性的复杂生物（埃迪卡拉型化石或者 Vendobionta； 575-541Ma）、第一个潜在双边生物的痕迹化石，以及生物矿化和捕食（Cloudina 群落）等现象。这一系列重要生物演化事件的强烈影响，使研究者们被普遍认为该时期是地球生物圈在漫长的历史长河中最剧烈的革命之一，其相应的辐射对其他圈层（水圈、大气圈等）乃至整个地球科学系统产生着深远的影响^[151,150,153]。而其中灯影组地层因其关键的地质时期定位（新元古-古生代转折期）、稳定的环境因素（地层保存良好且连续），成为了这一关键阶段地质信息的重要记录者。

埃迪卡拉纪晚期三峡地区（中国湖北省）地处于华南地块中部扬子地台上，是一个位于中北纬度的孤立微陆块。三峡地区埃迪卡拉纪地层出露良好且连续，由陡山沱组地层和灯影组碳酸盐岩地层组成。本文研究区位于湖北三峡保康地区黄陵背斜以北，以保康县竹园沟剖面 ZK4803 钻孔样品开展研究，该地区埃迪卡拉纪灯影组地层出露连续，是研究灯影组地层的理想区域^[154]（图 2.3）。



图 2.3 研究区地质与地层图

2.2.2 古地理背景

研究区为湖北省襄阳市保康县竹园沟剖面（ZK4803 钻孔），地处扬子板块北缘，湖北三峡保康地区地区。该地区埃迪卡拉纪末期为浅水碳酸盐岩沉积，记录地层为一套完整无间断的碳酸盐岩地层^[155]。

陡山沱期海侵体系域白云岩广泛发育，指示了扬子地块在埃迪卡拉纪早期快速沉降并在较短时间内转变为浅海相沉积，并在此过程中受到了早期地质构造的制约，导致了该时期水体的封闭。伴随着海平面的持续上升，该区开始沉积相分异；海侵体系域末期，受秦岭海槽拉张的影响，部分地区海平面迅速上升，沉积了一套泻湖相的浅灰色中厚层状的泥质岩。陡山沱末期构造运动导致地壳大规模抬升，导致海平面快速下降，陡山沱末期的深水环境在灯影早期变为浅水环境，之前的浅水环境间歇性的暴露于大气中。除部分地区发育深水硅质岩相以外，其余大部分地区灯影期皆为浅水碳酸盐环境，属局限台地相；灯影期高水位体系域，海平面持续下降，南北相带的差异加大。中扬子板块的中部和北部作为主体部分，其海平面变化趋势于华南区域保持一致，伴随着海平面的降低，以浅海碳酸盐岩台地相沉积为主，主要岩性为白云岩。高水位末期，由于暴露于大气的缘故，部

分地区发生明显沉积间断，发育淡水、海水淋滤作用的胶结物（图 2.4）。

灯影组是继陡山沱组之后发育的一套完整的海侵退积式地层序列，黄陵隆起北缘位于中扬子板块北缘，与上扬子板块震旦系灯影组均为浅水碳酸盐岩台地相形成的地层，不同的是中扬子板块震旦系灯影组以开阔台地-局限台地相为特征，水体较深于上扬子板块潮坪-泻湖相（图 2.4）。受全球海平面变化的影响，均可识别出 4 个三级层序^[156]（图 2.5）。

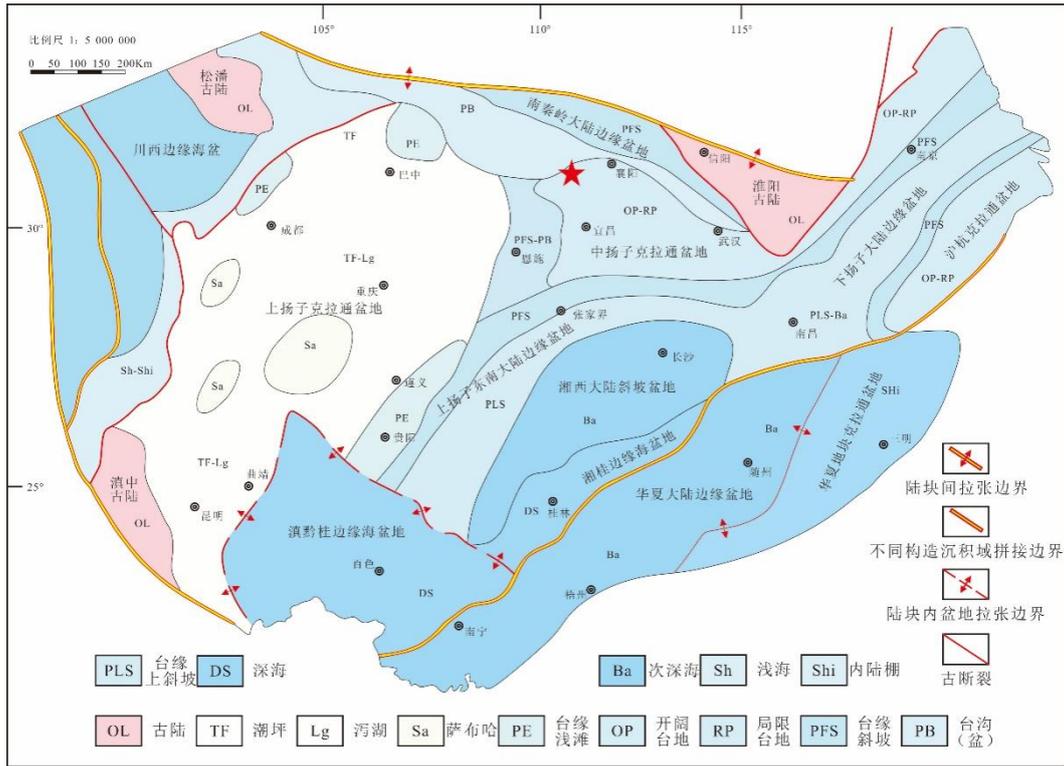


图 2.4 华南埃迪卡拉纪末期古地理背景图（修改自马永生等，2009）^[155]

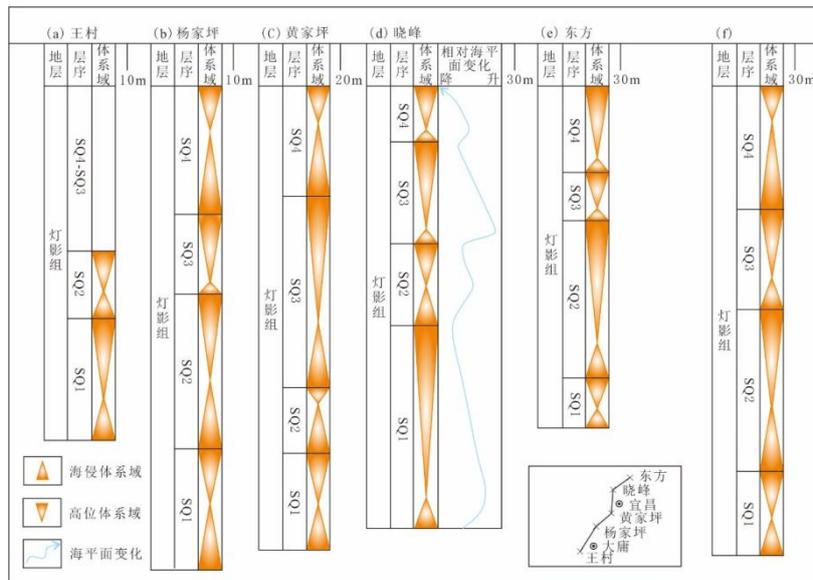


图 2.5 研究区层序地层划分对比图（修改自周雁等，2004）^[156]

2.2.3 地层划分及特征

ZK4803 钻孔剖面是湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪地层隐伏区的钻孔剖面，开孔位置位于湖北省保康县竹园沟（图 2.3），本文以 ZK4803 钻孔灯影组地层为对象开展研究，在地层发育特征上，黄陵隆起北缘震旦系灯影组自下而上为蛤蟆井段、石板滩段和白马沱段，地层厚度约为 520 m。蛤蟆井段主要为一套云质砂屑颗粒岩，为海侵序列；石板滩段形成期，海水退却，以大套云质微生物岩地层为主；白马沱段古环境较为复杂，发育有海退初期的云质凝块石和云质微骨架岩，海水退却之后可见以云质层纹石和泥-粉晶云岩为主的地层（图 3.2 D）。综上所述，黄陵隆起北缘震旦系灯影组是陡山沱组海侵序列之上的一套以微生物碳酸盐岩为主的浅水碳酸盐岩台地相。详细剖面分层描述如下：

灯影组：	513.3m
白马沱段	270.3m
23 灰白色块状泥晶白云岩，裂隙发育，见暗色有机质充填于裂隙之中	8.4m
22 灰黑色泥-粉晶块状白云岩，见鸟眼孔内被亮晶白云石填充，溶蚀孔发育	25m
21 灰白色纹层状云质层纹石，可见微生物成因的泥晶呈纹层状于微亮晶交替出现	4.2m
20 灰白色纹层状云质层纹石-凝块石，可见暗色泥晶凝块、泥晶纹层和微亮晶纹层伴生发育灰白色纹层状云质层纹石，微生物成因的泥晶呈纹层状于微亮晶交替出现	29m
19 灰黑色块状云质微骨架岩，疑似附枝菌、肾形菌的微生物化石以暗色泥晶保存于岩石中，微生物骨架间为微亮晶，微亮晶内可见亮晶充填体和亮晶充填的鸟眼孔	50m
18 灰白色块状云质网格状凝块石，暗色泥晶凝块组成网格结构，周围为微亮晶，	

可见少量裂缝发育

37.4m

17 灰黑色纹层状云质凝块石-层纹石，可见由微生物席形成的泥晶纹层夹凝块石纹层，少量砂屑级颗粒黏附于微生物成因的泥晶矿物边缘，由于重结晶作用，砂屑颗粒仅留下暗色泥晶边缘，内部重结晶为亮晶白云石

29m

16 浅灰色块状云质斑点状凝块石，可见暗色泥晶斑点状凝块，周围为微亮晶

8.3m

15 灰黑色纹层状云质凝块石-层纹石，可见暗色泥晶纹层、斑点状凝块石纹层、亮晶纹层以及微亮晶纹层

12.4m

14 浅灰色纹层状云质凝块石-层纹石，暗色泥晶纹层于网格状凝块石纹层交替出现

8.4m

13 灰白色纹层状云质层纹石，可见暗色泥晶纹层之间夹微亮晶纹层

25m

12 灰黑色块状泥晶白云岩，鸟眼孔发育，溶蚀孔洞和裂隙内均为暗色有机矿物充填

20.8m

11 灰黑色纹层状云质层纹石，可见暗色泥晶纹层之间夹微亮晶纹层

12.4m

蛤蟆井段

169.9m

10 灰黑色云质葡萄花边状胶结岩，原岩为凝块石，葡萄花边结构为次生胶结物，由核心和包壳组成

20.8m

9 灰黑色块状云质网格状凝块石，暗色泥晶凝块石之间为亮晶充填体，微生物在成岩过程中留下的模孔被泥晶矿物包围

29m

8 灰黑色块状云质砂屑颗粒岩，砂屑颗粒呈椭圆形、近圆形，分选性和磨圆度均较好。粒径在 0.1~1.2mm 之间，具有明显光滑的颗粒边缘，呈孤立状或线接触，

由于重结晶作用，砂屑颗粒仅留下暗色泥晶边缘。颗粒之间为亮晶胶结物	33.2m
7 灰黑色块状云质凝块石，暗色泥晶凝块均匀分布，之间为微亮晶	12.4m
6 灰黑色纹层状云质层纹石，可见暗色泥晶纹层之间夹微亮晶纹层	54m
5 浅灰色块状云质葡萄花边状胶结岩，凝块石由于溶蚀作用的影响，产生的孔洞被葡萄花边状结构的胶结物充填	4m
4 灰白色块状云质凝块石，暗色泥晶凝块均匀分布，之间为微亮晶	8.2m
3 灰白色纹层状云质层纹石，可见暗色泥晶纹层之间夹微亮晶纹层	8.3m
蛤蟆井段	73.1m
2 浅灰色块状云质核形石，核形石颗粒以球形为主，少数呈椭球形、棒形等不规则形态，直径在 0.1~5mm 之间，少量核形石直径可达 20mm，颗粒之间为亮晶胶结物，晶间孔较为发育	29.1m
1 浅灰色块状云质砂屑颗粒岩砂屑颗粒呈椭圆形、近圆形，分选性和磨圆度均较好。粒径在 0.5~2.0mm 之间，具有明显光滑的颗粒边缘，呈孤立状或线接触，由于重结晶作用，砂屑颗粒仅留下暗色泥晶边缘。颗粒之间为亮晶胶结物	44m

第三章 微生物碳酸盐岩岩石学特征

碳酸盐岩形成分为生物成因和非生物成因两种类型。非生物成因的主要指化学结晶作用形成的；生物成因碳酸盐岩包括所有由生物骨骼和生物作用形成的泥晶和泥晶结构单元组成的岩石^[15,16]。根据形成碳酸盐岩的生物的大小，将生物成因的碳酸盐岩分为宏体生物形成的宏生物岩和微生物形成的微生物岩石，微生物岩石根据矿物成分做进一步分类，由碳酸盐矿物组成的微生物岩石叫微生物碳酸盐岩。根据结构将微生物碳酸盐划分为三大类——微生物岩、微礁岩、微屑岩，并进一步细分为 13 类^[15,16]。

无论是非生物成因还是生物成因的碳酸盐岩，在成岩作用阶段都可能发生白云石化和重结晶作用，可能出现成岩作用完全破坏岩石原始结构的情况。Wu (2022) 对白云石化生物岩的命名表明：根据白云石的含量，在所命名岩石名称前面添加“云质”、“灰云质”、“云灰质”这样的修饰词，分别指白云石含量>95%、>50%、<50%的生物岩，还可以在加上表示晶体的修饰语，以表示成岩作用对原始矿物的影响^[16]，相关命名可见表 3.1。

对于杂微生物岩石，Wu (2022) 提出该类岩石指由硅酸盐岩岩屑、碳酸盐胶结物、鲕粒、微生物成因纹层、骨骼颗粒等 2 种或 2 种以上成分组成的岩石。该类岩石可根据 Riding and Virgone (2020) 对杂微生物岩石的分类和命名方案以进一步划分^[105]。

湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组作为新元古代的最后一套地层，其稳定的海相沉积和丰富的生物演化信息，给予了微生物生命活动与海洋环境良好的交互作用记录，产生出了一套连续且完整的微生物碳酸盐岩沉积。本文结合湖北三峡保康地区保康县竹园沟 ZK4803 钻孔灯影组实际特征及岩石薄片鉴定结果，划分出 10 种岩石类型，并对主要的岩石特征进行详细描述。

表 3.1 湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组主要岩石类型

亚类	微类
晶粒白云岩	泥晶白云岩
	粉晶白云岩
胶结岩	云质葡萄花边状胶结岩
微生物岩	云质叠层石
	云质层纹石
	云质核形石
	云质凝块石
微礁岩	云质微骨架岩
微屑岩	云质微砂屑颗粒岩
杂微生物岩石	云质凝块石-层纹石

3.1 云质微生物岩

云质微生物岩由底栖微生物群落通过诱导结晶作用在原地形成的岩石，即微生物生理活动导致纳米到微米级碳酸盐矿物在其周围结晶。根据形态和内部结构，将微生物岩分为叠层石、层纹石、包壳石、核形石、凝块石。本文通过对研究区岩石显微特征进行详细观察，湖北三峡保康地区发育云质微生物岩类型有云质叠层石、云质层纹石、云质凝块石和云质核形石。

3.1.1 云质叠层石

叠层石是最被早识别出的微生物岩类型，也是最容易识别的微生物岩类型。微观上以微生物席成因的纹层结构为特征，可见明暗相间的纹层结构，纹层呈近平直状，延伸距离较短（图 3.1）。云质叠层石在灯影组地层中发育较少，仅在白马沱段顶部有不足 10m 的出露。由于重结晶作用，纹层结构遭受很大程度的破坏。

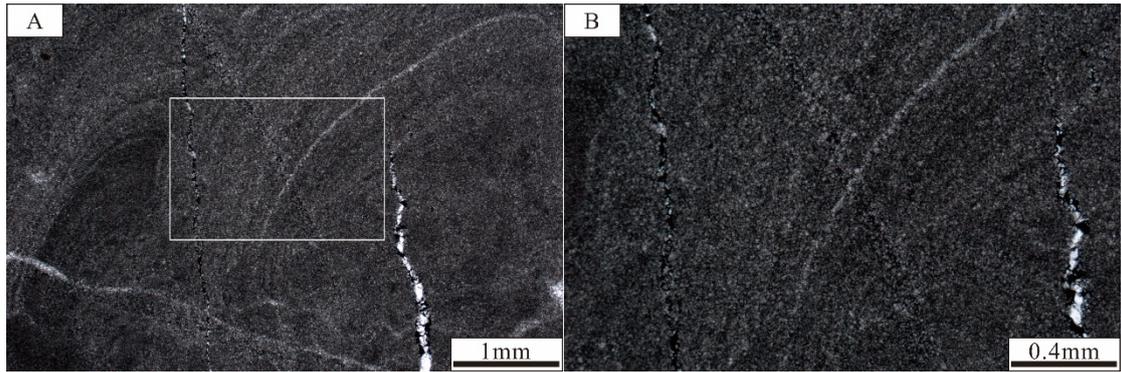


图 3.1 云质叠层石显微图像特征

B 为 A 中白色方框的放大

3.1.2 云质层纹石

云质层纹石指藻席形成的层状碳酸盐岩^[14,158,159]。微观特征表现为微生物席形成的暗色致密泥晶纹层与其他成分组成的纹层交替出现。暗色致密泥晶纹层在显微镜下颜色较深，一般呈黑色，厚度变化不一，最小厚度可达数微米，最大可在 0.5mm 左右。其他成分的纹层以颜色较浅区别于泥晶纹层，其矿物组成变化较大，可为较大的白云石颗粒形成的亮晶或微亮晶纹层、凝块石纹层、颗粒纹层或其他沉积物形成的纹层，甚至可见 2 种或 2 种以上沉积物组成的复合纹层（图 3.2）。层纹石与叠层石的区别在于前者的宏观形态呈层状，后者呈柱状、丘状、分枝状等形状，微观形态上层纹石的纹层延伸距离较长。

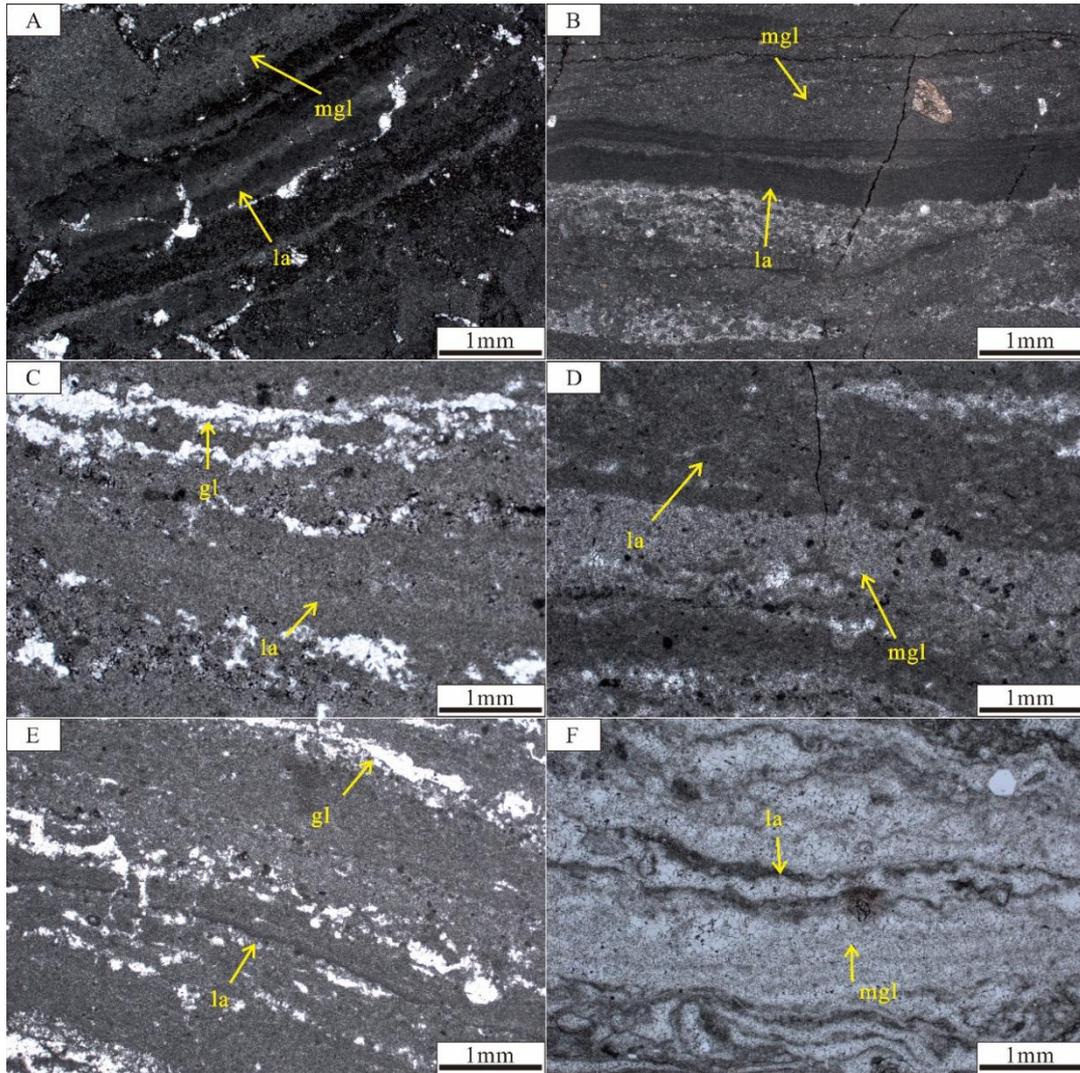


图 3.2 云质层纹石显微图像特征

la—泥晶纹层；mgl—微亮晶纹层；gl—亮晶纹层

3.1.3 云质凝块石

凝块石被定义为具有凝块结构的微生物岩^[42,160,159]。显微镜下可见呈网状、斑点状等形状组成的暗色泥晶凝块（图 3.3）。网状泥晶凝块中分布有近圆形的亮晶充填体，并且圆形亮晶充填体具有明显的泥晶边缘，可能为微生物死亡之后被降解后留下的模孔被亮晶所胶结，泥晶边缘为微生物控制矿化形成的矿物壳，泥晶凝块之间也在成岩作用过程中形成亮晶胶结物。斑点状凝块石由 $< 1\mu\text{m}$ 的斑点状泥晶凝块和周围的微亮晶组成。

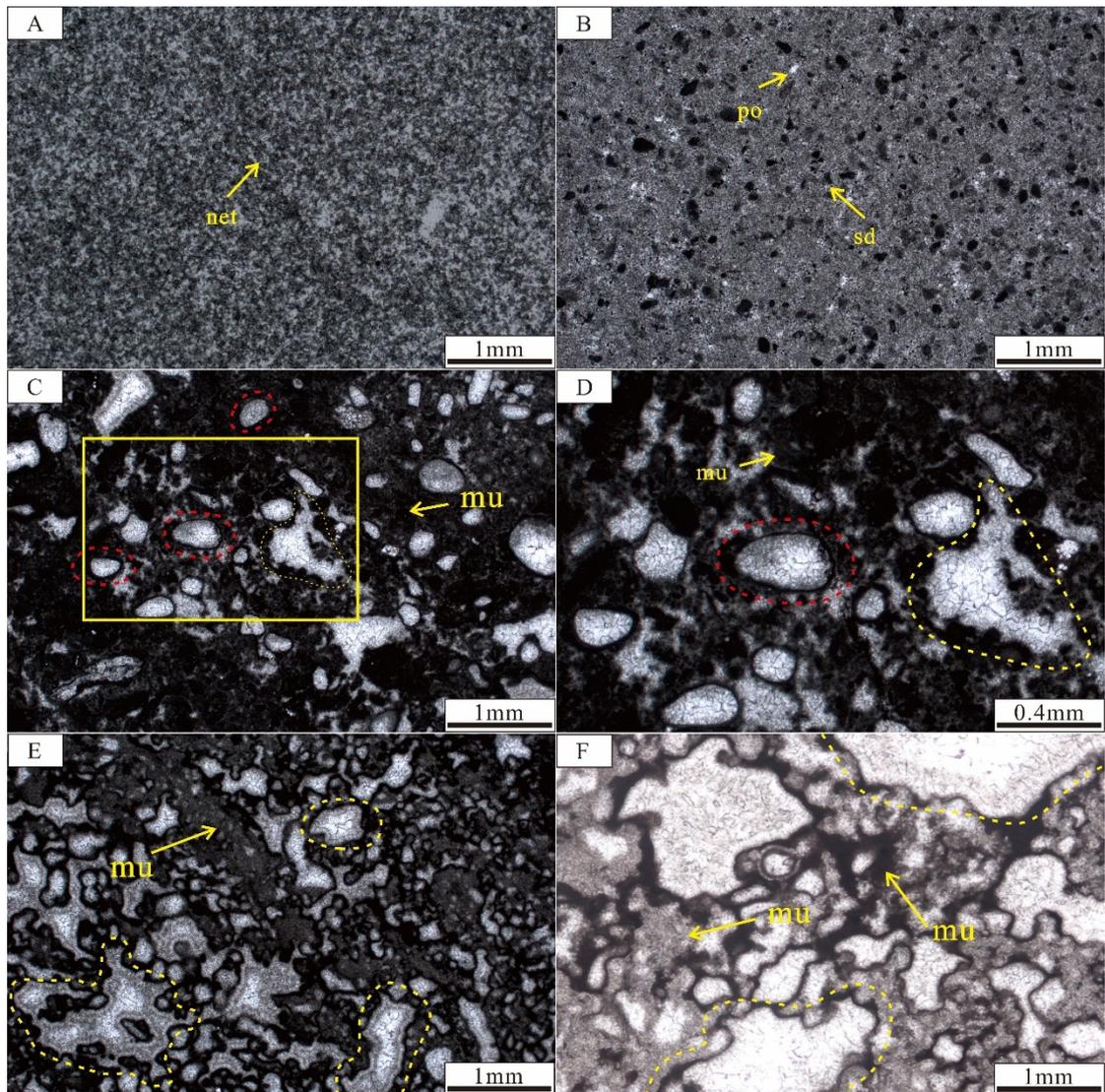


图 3.3 云质凝块石显微图像特征

mu—泥晶凝块；net—网状凝块；sd—斑点状凝块；黄色虚线—亮晶充填体；红的虚线—模孔；D 为 C 中黄色方框放大

3.1.4 云质核形石

核形石是一种具有微观同心层状内部结构的球形结构^[9,159]，由微生物形成的泥晶纹层层包裹在某种核心之上（如岩石碎屑、半固结沉积物的碎屑、生物骨骼的碎屑等）。黄陵隆起北缘震旦系灯影组核形石以球形为主，少数呈椭球形、纺锤形等不规则形态。直径在 0.1-5 mm 之间，少数直径可达 20 mm。在显微镜观察中，存在大量直径较小的核形石，约 0.1-4 mm 不等，多集中于 0.2-1 mm 之间，核形石颗粒间为亮晶胶结，颗粒内部可能遭受重结晶作用，部分同心纹层受

到破坏（图 3.4）。

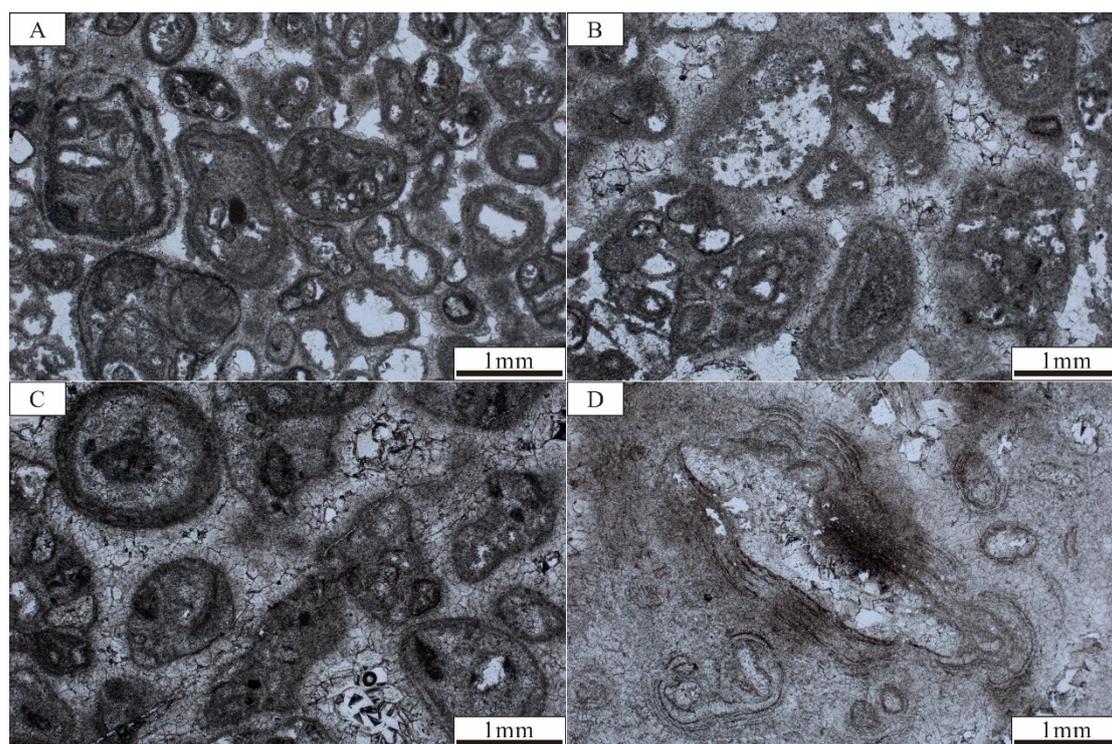


图 3.4 云质核形石显微图像特征

3.2 云质微礁岩

微（生物）礁岩以具有丰富的原地微生物骨骼，且其中的微生物骨骼以具有规则的形状、可以进行生物学或古生物学的分类鉴定为特征^[16]。微生物骨骼即微生物的钙化部分，是具有特定形状和大小的结构，一般与微生物其本身的形状大小相似。

微生物矿化分为微生物控制矿化（钙化）和微生物诱导矿化（结晶）。微生物控制矿化指在微生物胶鞘内或细胞内进行矿物结晶、从而形成特定形状和结构的骨骼的作用；微生物诱导矿化指形成厚度不均匀、表面不平坦的矿物壳包在微生物体外面的矿物结晶作用^[55]。微生物形成骨骼和矿物壳都是普遍现象，主要由原地微生物骨骼组成的岩石叫微生物礁岩；主要由原地微生物矿物壳组成的岩石叫微生物岩。

微生物礁岩的进一步分类主要根据微生物骨骼的数量和形态。目前，至少包括 4 种类型：微（生物）骨架岩、微（生物）障积岩、微（生物）绑结岩、微（生物）丝状岩。通过观察识别，研究区云质微礁岩中仅发育云质微骨架岩。

微骨架岩是由底栖微生物的原地骨骼构成的骨架形成，由相互连接或分离的钙化微生物化石形成岩石骨架，以附枝菌(*Epiphyton*)微骨架岩及肾形菌(*Renalcis*)微骨架岩为典型代表。附枝菌、肾形菌是古生代碳酸盐岩地层中常见的钙化微生物化石，附枝菌化石为树枝状、短放射状的泥晶白云岩构成；肾形菌化石呈中空球状体—肾状体，外部边缘为微生物钙化形成的泥晶白云石，内部的花朵状空腔被粗晶白云石所充填（图 3.5）。通过观察识别，研究区云质微骨架岩发育于白马沱段中部。

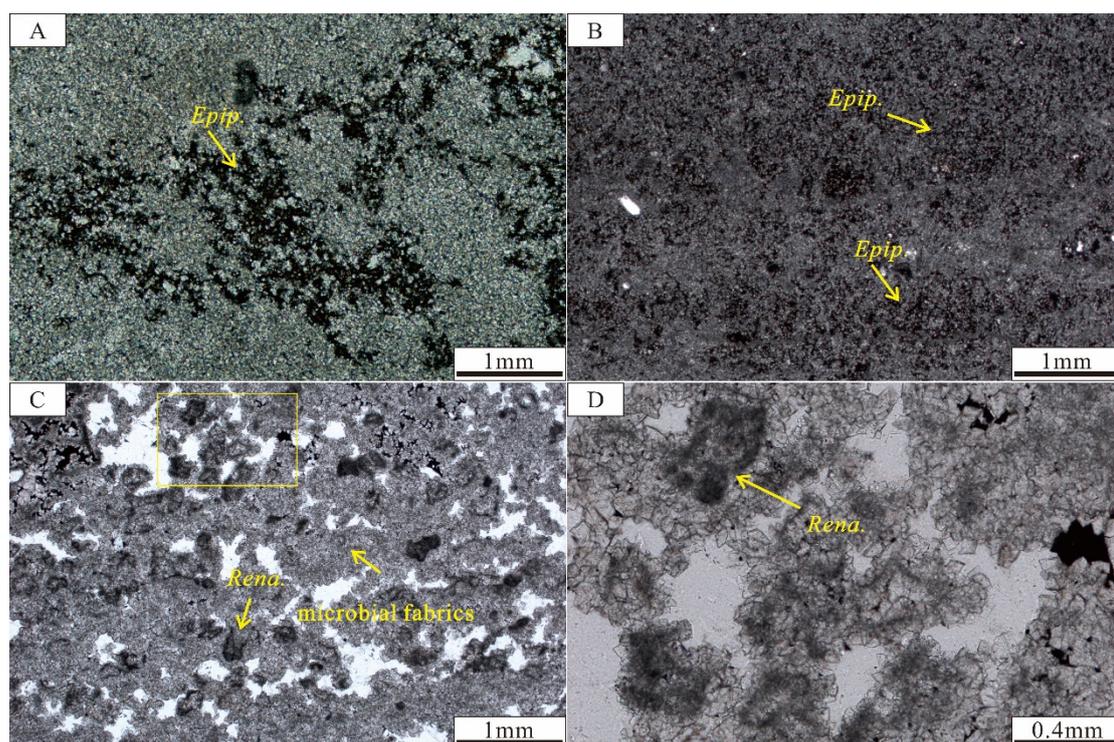


图 3.5 云质微骨架岩显微图像特征

Epip.—疑似附枝菌；*Rena.*—疑似肾形菌；microbial fabrics—微生物结构；D 为 C 中黄色方框的放大

3.3 云质微屑岩

微（生物）屑岩（microallolite）指主要由微生物岩的碎屑、非原位微生物骨骼、微生物骨骼的碎屑、微生物形成的泥晶组成的岩石（Wu, 2022）。而仅由微生物成因的颗粒（包括微生物岩的碎屑、非原位微生物骨骼、微生物骨骼的碎屑）和胶结物组成的岩石，称为微生物颗粒岩。根据颗粒的成分，可进一步分为微生物岩屑颗粒岩、微生物骨屑颗粒岩（图 3.7）；根据颗粒成分，可以将微生物岩

屑颗粒岩分为叠层石屑颗粒岩、层纹石屑颗粒岩、凝块石屑颗粒岩等；微生物颗粒相互接触、基质为微生物泥晶的岩石叫微生物泥粒岩；微生物颗粒分散存在于微生物泥晶中，且微生物颗粒含量大于 5%的岩石，叫微生物粒泥岩；微生物泥晶含量超过 95%的岩石叫微生物泥晶岩。若为微生物颗粒岩与微生物岩或微生物礁岩过渡的情况，其命名根据主要成分而定。

微观上砂屑颗粒形态清晰，由暗色泥粉晶白云石构成的椭圆形、近圆形颗粒组成，粒径在 0.1-1.2 mm 之间。颗粒由波浪作用冲刷而成，呈现出较好的分选性和磨圆度，且具有明显光滑的颗粒边缘，呈孤立状或相互为线接触。碎屑颗粒的类型主要为白云岩碎屑，其次为微生物岩碎屑。由于重结晶作用，而呈残余的砂屑结构，大部分颗粒内部重结晶作用后变成粉晶白云石，仅剩黑色泥晶轮廓的残余，颗粒间主要为亮晶胶结物（图 3.6）。

研究区蛤蟆井段底部和石板滩段中部可见云质砂屑颗粒岩发育，颗粒的成因暂未确定。颗粒的共同特征表现为：颗粒外围均见泥晶边缘。推测原因为：颗粒为浮游微生物钙化沉积所形成，微生物钙化形成的泥晶边缘对重结晶作用的抵抗能力较强。

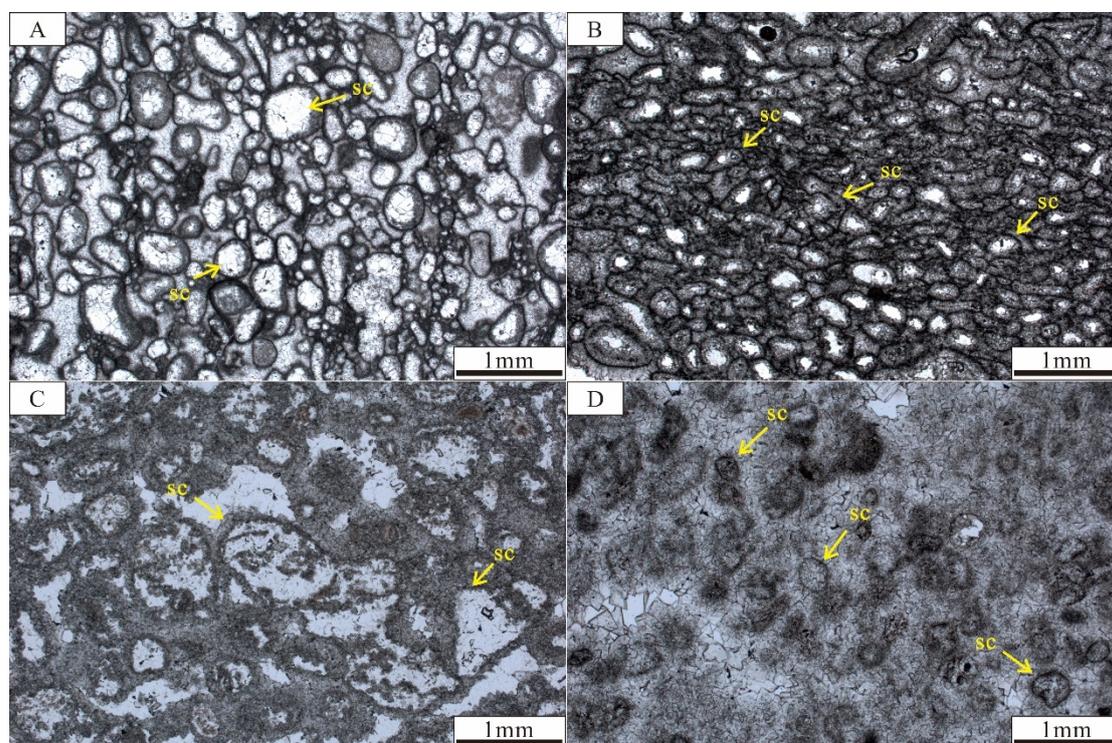


图 3.6 云质砂屑颗粒岩显微图像特征

sc—砂屑颗粒

3.4 杂微生物岩

杂微生物岩石指由硅酸盐岩岩屑、碳酸盐胶结物、鲕粒、微生物成因纹层、骨骼颗粒等 2 种或 2 种以上成分组成的岩石。

云质凝块石-层纹石是由凝块石纹层和微生物席形成的泥晶纹层共同组成的一种纹层结构，该类岩石同时具有凝块石和层纹石的特征（图 3.7）。显微镜下可见层纹石中形成的泥晶纹层，以及泥晶纹层之间的凝块石纹层，凝块石纹层由网状凝块或斑点状凝块组成，凝块之间的矿物多为微亮晶。

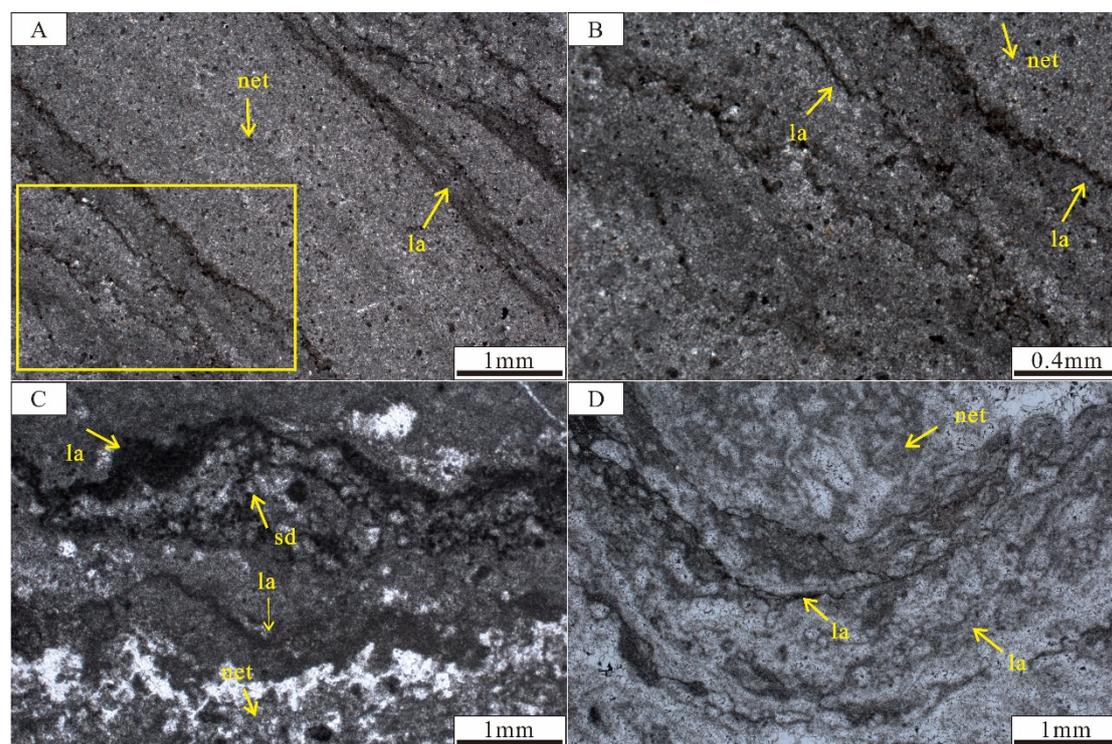


图 3.7 云质凝块石-层纹石显微图像特征

la—泥晶纹层；net—网状凝块石纹层；sd—斑点状凝块石纹层；B 为 A 中黄色方框的放大

3.5 云质胶结岩

岩石后期遭受溶蚀作用形成较多孔洞，孔洞中充填胶结物，当胶结物的体积超过岩石体积 50%，称为胶结岩。该类岩石的胶结物以葡萄花边状构造为特征，原岩为云质凝块石（图 3.8）。葡萄花边状构造由核心和包壳两部分：核心，即凝块石，主要为微生物作用形成的碳酸盐矿物；包壳，主要为生长一同生阶段海水无机结晶作用形成(林孝先等, 2018)（图 3.8）。

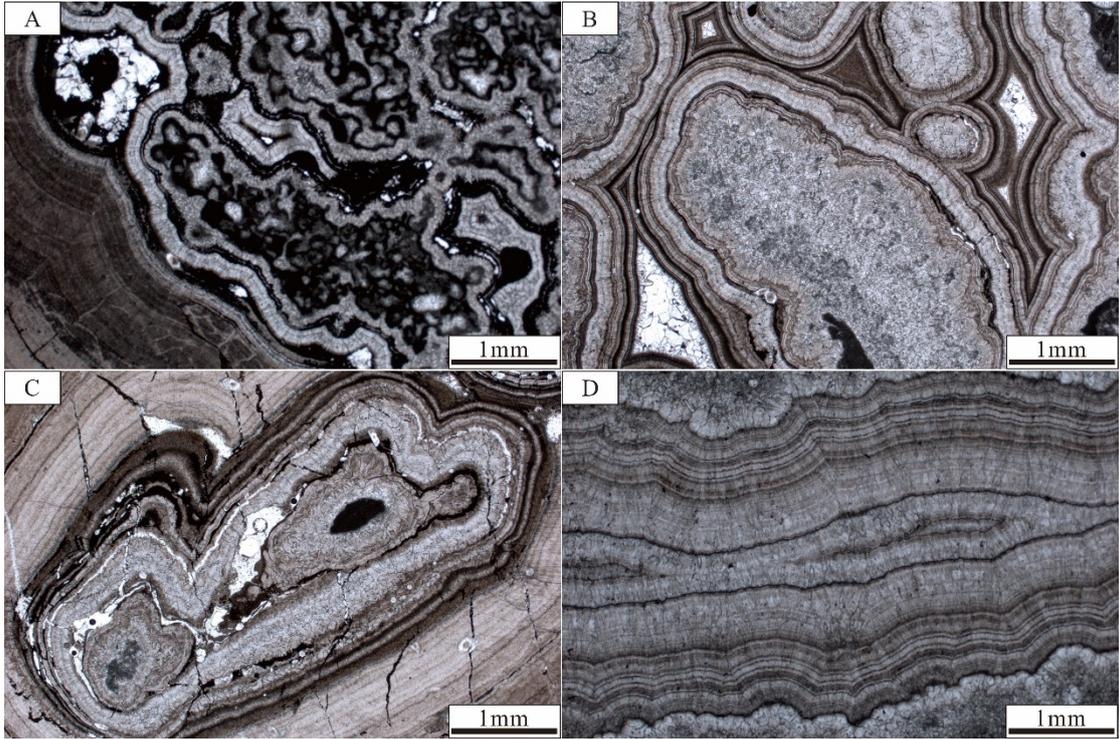


图 3.8 云质葡萄花边状胶结岩显微图像特征

第四章 沉积环境分析及演化

4.1 沉积微相划分

微生物碳酸盐岩主要分布于海洋环境中,并持续发育至今,可作为探索地球上已知最古老生命活动及生命演化进程的直接证据^[104]。故微生物碳酸盐岩被广泛用于追踪海洋环境生命活动、水化学性质和水动力条件等古环境因素,进而反演地质历史时期生物与环境的协同演化^[28,162]。

通过对湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组垂向上高精度的岩石显微图像进行分析,在岩石微相的划分上,基于微生物碳酸盐岩对古环境的响应,识别出各类岩石的沉积环境, MF 代表不同的岩石类型编号,综合结果如下:

表 4.1 各类岩石的形成环境

岩石名称	主要发育层位	沉积环境
MF0 云质凝块石	石板滩段	潮下带低能环境
MF1 云质微骨架岩	白马沱段	潮下带弱动荡环境
MF2 云质砂屑颗粒岩	蛤蟆井段	潮下带中等动荡环境
MF3 云质核形石	蛤蟆井段	潮下带强动荡环境
MF4 云质葡萄花边状胶结岩	石板滩段	潮间带暴露环境
MF5 云质凝块石-层纹石	白马沱段	潮间带
MF6 云质叠层石	白马沱段	潮间带局限环境
MF7 云质层纹石	石板滩段、白马沱段	潮坪环境
MF8 泥-粉晶白云岩	白马沱段	潮上带蒸发环境

云质凝块石 (MF0): 由于纹层缺失等原因的,认为其发育的环境不应局限于潮间带,凝块石从潮间带下部到深处或更深处,水动力由强到弱均可能有分布^[42]。研究区云质凝块石内部矿物成分分布均匀,形成于低能、低沉积速率的浅潮下带。关于网状凝块石中模孔以及泥晶凝块之间的亮晶充填体,可能为成岩作用过程中,流体由下往上运移过程中结晶的产物。斑点状凝块石中微亮晶可能为泥晶重结晶形成^[159]。

云质微骨架岩 (MF1): 作为微生物群落原地钙化的产物,微生物化石周围

为微亮晶填充，表明相对水动力较强的环境，且其上下层位发育有云质凝块石，故认为它们形成于正常浪基面以上，水体能量较高的潮下带弱动荡环境。

云质砂屑颗粒岩（MF2）：颗粒由波浪作用冲刷而成，分选性和磨圆度均较好，具有明显光滑的颗粒边缘，呈孤立状或线接触。由于重结晶作用，而呈残余的砂屑结构。通常形成于浪基面以上，强水动力条件的高能潮下颗粒滩环境。

云质核形石（MF3）：形态和结构特征在一定程度上取决于其生长过程中水流能量因素^[163,164,165]。研究表明，海平面变化、水动力条件等变化会在核形石包壳和核心的形成中有不同的显示，故可以通过核形石核心、包壳、形状以及胶结物类型等的不同来判断其不同的沉积环境^[166]。研究区埃迪卡拉系灯影组核形石形态各异，核心多为泥晶矿物，包壳厚度较薄，核形石颗粒之间主要为亮晶胶结，可见在其是经过水流作用的冲洗，将颗粒间的物质带走，再经化学沉淀形成，说明核形石形成于动荡或连续水流、水体能量较高的潮下带强动荡环境。

云质葡萄花边状胶结岩（MF4）：仅在蛤蟆井段顶部和石板滩段顶部发育，代表微生物丘向上变浅暴露发生准同生期大气淡水淋滤改造，溶蚀孔洞被成岩环境下被大气淡水和海水的多期胶结物充填，可能形成于潮间带暴露环境。

云质层纹石-凝块石（MF5）：与云质层纹石和云质凝块石不同，可能形成于不同的古环境条件，作为海平面频繁升降的产物。为了刻画黄陵隆起北缘震旦系灯影期精细的古环境演化及海平面变化，本文将云质凝块石-层纹石作为一种单独的岩石亚类，通常形成于潮间带环境。

云质叠层石（MF6）：此类岩石形态结构与古环境的水动力条件密切相关^[167,168,169]。研究区以小型平直状叠层石为特征，纹层形态较为均一，规模不大，指示水体循环受限，相对低能潮间带局限环境。

云质层纹石（MF7）：可能形成于一种低能的环境^[170]。研究区组成层纹石的矿物成分较为复杂，一般由泥晶纹层、亮晶纹层和微亮晶纹层构成，在强和弱的水动力条件下均可见发育。推测在潮坪环境中均有分布。

泥-粉晶白云岩（MF8）：发育鸟眼孔及裂缝，此为暴露于大气环境下的代表标志，形成于潮上带蒸发环境。

4.2 沉积环境及序列

4.2.1 沉积环境分析

通过对黄陵隆起北缘震旦系灯影组垂向上岩石发育环境的分析,认为其相类型主要以微生物丘、颗粒滩、潮下带以及潮坪环境为主。对主要的相类型特征描述如下:

微生物丘纵向上可分为丘基、丘核、丘坪三种微相。丘基微相位于微生物丘底部,是微生物发展的初期和拓殖阶段,该阶段微生物较缺乏,通常相对水平面较低,水动力较小,以发育云质层纹石(MF7)为主,是初始海平面扰动较小背景下的产物;丘核微相形成于平均海平面以下的浅水潮下带,主要由高能潮下带发育的云质砂屑颗粒岩(MF2)或低能潮下发育的云质凝块石(MF0)组成,以垂向加积为主,微生物生长开始繁盛,进入微生物发展的泛殖阶段;丘坪微相为微生物丘快速“生长”、海平面相对下降背景下暴露于水面之上的产物,由于准同生期大气淡水淋滤改造,溶蚀孔洞被成岩环境下大气淡水和海水的多期胶结物充填形成云质胶结岩(MF4)。

颗粒滩形成于高能潮下带,处于正常浪基面与平均低潮面之间,水体持续动荡。颗粒滩微相可进一步分为云质砂屑颗粒岩(MF2)组成的砂屑滩沉积微相和云质核形石(MF3)组成的核形石滩沉积微相,砂屑颗粒和核形石颗粒之间为亮晶胶结物,由于波浪作用颗粒分选性和磨圆度较好,显示出高能、动荡的环境。

潮下带可细分为高能潮下带和低能潮下带。高能潮下带发育微生物体相互缠绕形成具有一定抗浪能力的微骨架岩(MF1)。低能潮下带水体循环良好,能量较低,盐度正常,通常为底栖微生物群落大量发育的区域,以形成云质凝块石(MF0)为主要特征。

潮坪相可进一步细分为潮间带暴露环境、潮间带局限环境和潮上带蒸发环境。潮坪相作为藻席生态系统的聚聚集地,以形成具有纹层结构微生物碳酸盐岩为主要特征,包括云质层纹石(MF7)和云质叠层石(MF6)等。泥-粉晶白云岩(MF8)中发育鸟眼孔及裂缝,代表了潮上带由于暴露于大气中受太阳影响形成的蒸发环境。

4.2.2 沉积序列

通过研究发现,湖北三峡保康地区地区灯影期可见向上变浅的沉积序列以及米级沉积旋回发育。其中沉积序列展现出相对海平面的逐渐下降的趋势,其形成可能是由于海平面下降或沉积堆积形成速率大大超过沉降速度所致;沉积旋回反映水体深度波动较小。沉积序列和沉积旋回类型主要共有四种(图 4.1):

序列类型 I (S1) 为潮下带-潮间带-潮上带序列: S1-1 为潮下带颗粒滩相沉积的云质核形石,到微生物丘主导的云质凝块石、云质凝块石-层纹石和云质层纹石,并可见由于间歇性暴露,淋滤作用产生的云质葡萄花边状胶结岩,最后过渡到以潮上带沉积的云质层纹石,该沉积序列为完整潮坪序列; S1-2 为以潮下带发育云质凝块石,到潮间带微生物丘主导的云质胶结岩,最终过渡到以潮间带沉积的云质层纹石和潮上蒸发环境形成的泥-粉晶白云岩; S1-3 为潮下低能带沉积的云质凝块石和潮下高能带形成的云质微骨架岩,到潮间带动荡环境沉积的云质凝块石-层纹石,最终到以潮上蒸发环境形成的泥-粉晶白云岩。

序列类型 II (S2) 为潮下带—潮间序列:以潮下低能带发育的云质斑点状凝块石,过渡到潮间带形成的云质凝块石-层纹石;

旋回类型 I (C1) 为潮下颗粒滩旋回。C1-1 表现为向上颗粒粒度变小,含量变多,海平面逐渐升高的特征; C1-2 表现为向上颗粒粒度变大,含量变少,海平逐渐降低的特征。

旋回类型 II (C2) 为潮间微生物丘旋回。C2-1 丘基为云质层纹石,丘核为云质凝块石,丘坪为微生物丘向上海平面相对降低,间歇性暴露经过淋滤作用产生的云质葡萄花边状胶结岩; C2-2 丘基为云质层纹石,云质凝块石和云质砂屑颗粒岩构成微生物丘滩体的丘核部分,丘盖为云质葡萄花边状胶结岩。

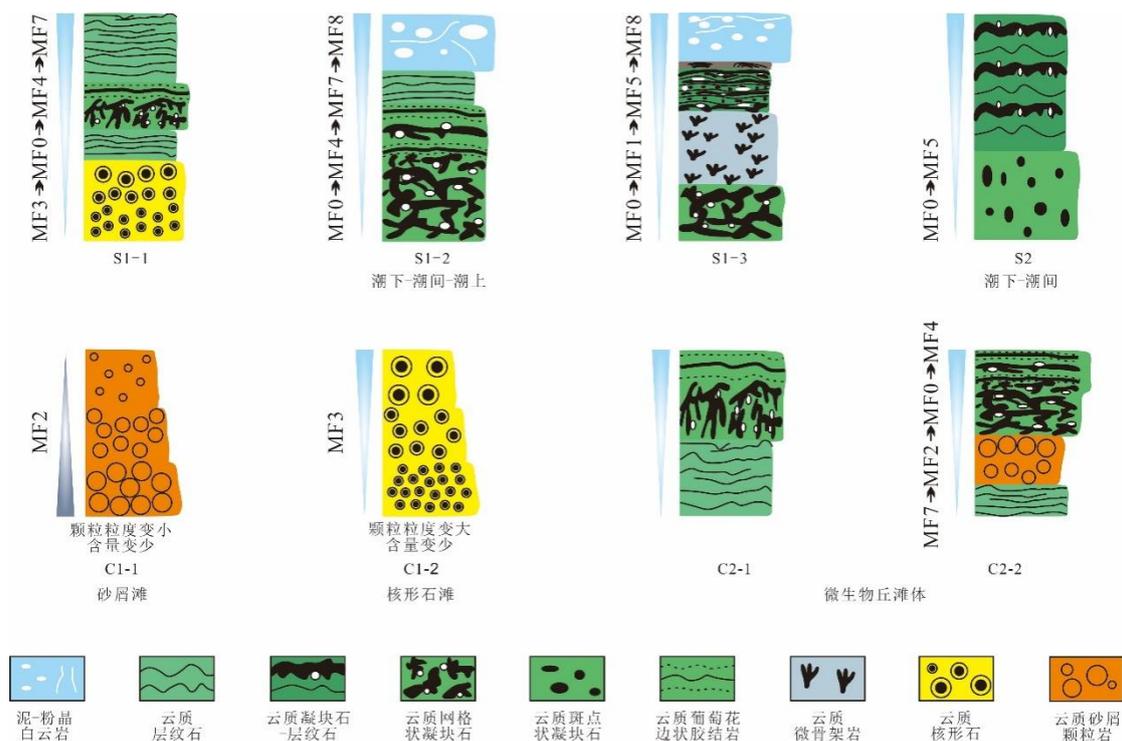


图 4.1 研究区典型沉积序列及旋回演化示意图

4.3 沉积演化

通过对湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组详细的沉积环境进行分析，认为研究区沉积物受潮汐和波浪等作用的强烈影响，沉积环境主要以低能和低沉积速率的浅潮下带、潮下高能颗粒滩、潮间带微生物丘以及潮汐作影响的潮坪环境为主。区内埃迪卡拉纪末期海平面相对变化与华南地区保持一致，沉积演化特征主要受全球海平面的变化，共发生四次海侵-海退次级沉积旋回。结合沉积环境分析、沉积序列特征以及相对海平面变化，对湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组沉积演化特征进行详细的描述如下（图 4.2）：

蛤蟆井段主要发育云质核形石和云质砂屑颗粒岩，指示水动力较高的潮下颗粒滩环境，作为灯影组最底部地层，继承了陡山沱末期海侵相序海平面相对较高的特征；石板滩段由两期连续的微生物丘滩体共构成，以微生物丘内发育颗粒滩微相形成的云质砂屑颗粒岩为主要特征。第一期微生物丘滩体厚度较薄，仅 20 m 左右，底部丘基主要为云质层纹石，丘核主要为云质凝块石，顶部丘坪主要为古岩溶系统改造形成的云质葡萄花边状胶结岩。第二期微生物丘滩体较厚，约 150 m，发育模式与第一期相似，丘核中发育一层颗粒滩微相形成的云质砂屑颗粒岩

可与第一期相区别，指示了由微生物丘滩体主导的潮间带-潮下带环境；白马沱段岩性较为复杂，除云质砂屑颗粒岩和云质核形石以外，其他的岩石类型在该段均有分布，指示了整体水体环境动荡，海平面变化趋势相对前两段较大。

次级旋回 I 由整个蛤蟆井段和石板滩段底部构成，厚度约 150 m，演化序列为向上颗粒粒度变大的颗粒滩沉积（海侵）—潮间带微生物丘沉积（海退）—潮上带云质层纹石沉积（海退）；次级旋回 II 由石板滩段顶部和白马沱段底部构成，厚度约 150 m，演化序列为潮下低能带云质凝块石（海侵）—潮间带微生物丘沉积（海退）—潮上带蒸发环境泥-粉晶白云岩沉积（海退）。次级旋回 III 由白马沱段中部构成，厚度约 50 m，沉积序列为潮下低能带云质凝块石沉积（海侵）—潮间带云质凝块石-层纹石沉积（海退）。次级旋回 IV 由白马沱段顶部构成，厚度约 150 m，沉积序列为潮下低能带云质凝块石沉积（海侵）—潮间带云质凝块石-层纹石沉积（海退）—潮上带蒸发环境泥-粉晶白云岩沉积（海退）。

4.5 沉积模式及地质意义

4.5.1 沉积模式

灯影组为新元古代-古生代转折期的地层沉积，体现了寒武纪生命大爆发之前，以微生物主导的海洋生态系统中的碳酸盐岩沉积特征^[104,105]，该时期海洋以潮汐作用和波浪作用为主。本文根据对黄陵隆起北缘震旦系灯影组微生物碳酸盐岩特征、岩相演化规律的研究以及在前人相关研究的基础上，尝试对黄陵隆起北缘震旦系灯影组的浅水碳酸盐岩台地的形成模式进行建立。该模式依据海水深度以及波浪、潮汐作用影响的范围，基于微生物碳酸盐岩对古环境的响应，将其形成环境划分为潮下带、潮间频繁暴露环境、潮间局限环境（弱暴露）以及潮上蒸发环境，详细沉积环境模式如图 4.3 所示。

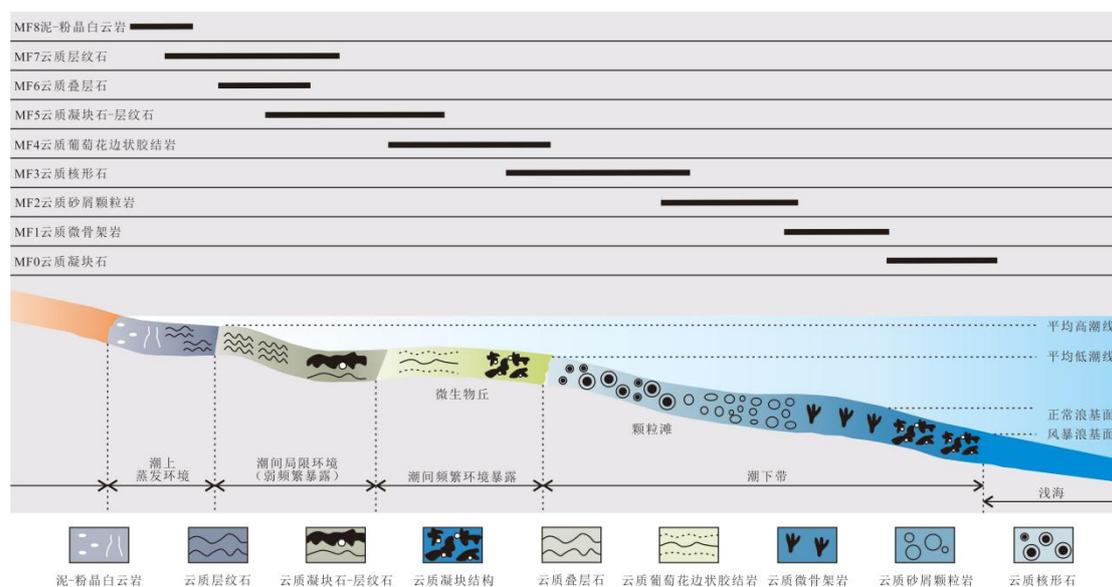


图 4.3 沉积模式图

4.5.2 地质意义

针对微生物碳酸盐岩的岩相模式，国内外学者已经进行了大量研究，但截至目前，部分学者认为现代微生物碳酸盐岩发育环境与元古代有较大的差别，用“将今论古”的思维将现代岩相模式沿用于前寒武纪古老深层微生物碳酸盐岩的岩性模式似乎并不合适。但是笔者及团队通过对湖北三峡保康地区剖面 ZK4803 钻孔埃迪卡拉系灯影组岩石的岩芯及镜下观察，认为晚震旦世微生物碳酸盐岩的岩性模式与现代基本吻合，尤其是叠层石和凝块石的发育环境，凝块石形成于较叠层

石更深的水体中，凝块石主要形成于低能的浅潮下带。因此，笔者认为古代与现代微生物碳酸盐岩岩相模式的对比，不能简单的从单一变量入手，应综合考虑大气环境、海水水化学条件、生物等相关因素，建立全面的岩相古地理模式。

综合湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪末期古地理特征，从微生物碳酸盐岩对古环境响应的角度，认为埃迪卡拉系灯影组在湖北三峡保康地区表现为以丘滩体、颗粒滩、潮坪相为典型岩相，且受次级海平面波动影响的浅水微生物碳酸盐岩台地，构成4次由快速的海侵相序到缓慢的海退相序的次级旋回。岩石类型受潮汐作用和波浪作用的控制，以大规模发育微生物碳酸盐岩为特征。微生物碳酸盐岩作为一类重要的储集层，随着国内外油气勘探实践的深入已得到证实，湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组含有大量的微生物碳酸盐岩，对微生物碳酸盐岩的研究可能为下一步油气储存的探索提供有力的依据。

微生物碳酸盐岩作为微生物生命活动的产物，其形成直接与微生物在地质历史时期的丰度紧密相关。蛤蟆井段、石板滩段以及白马沱段底部以发育大量的微生物碳酸盐岩为特征，表明该时期海洋环境适宜于微生物的生长发育并且达到了较高的丰度，可为晚新元古代的海洋含氧量的演化提供信息。石板滩段较灯影组其他地层微生物碳酸盐岩发育程度高，可能为石板滩生物群的出现所致，导致该段地层中微生物含量远远高于其他地层。白马沱段顶部未见微生物碳酸盐岩发育，作为灯影期沉积的最后一个阶段，是否为早期生命演化导致以微生物为食的后生动物的出现的结果，还需要做进一步研究。总之，通过新元古代-古生代转折期微生物碳酸盐岩的研究，可以更加准确推断地质历史时期的古环境信息，为大气圈，水圈以及生命演化提供有力的信息。

第五章 微生物碳酸盐岩生物成因探讨

5.1 生物成因的主要组分和组构

通过对研究样品进行扫描电子显微镜观察, 在湖北三峡保康地区竹园沟 ZK4803 钻孔样品中均发现了球状微生物化石、丝状微生物化石以及微生物生命活动产生的胞外聚物质 (EPS) 钙化后的不规则矿物等具有微生物成因特征的超微观组构。大多数微生物都不具有钙质骨骼, 因此在扫描电镜下寻找微生物化石显得较为困难, 加之它们在形态和大小方面非常相似 (特别是球状微生物化石), 所以对其属种的鉴定非常困难。本文通过 EDS 能谱分析, 扫描电子显微镜下观察到的超微观组分和组构为微生物作用的结果, 基于此尝试讨论微生物在碳酸盐岩矿物形成过程中的作用模式。

5.1.1 丝状微生物化石

丝状微生物化石直径一般为 10-20 μm , 以单一丝状体或多个丝状体聚合的形式出现。丝状微生物化石通常与 EPS 连接, 并黏附于周围的菱形白云石晶体之上。由于微生物大部分不具有胶鞘或钙化骨骼, 丝状微生物化石在研究区发现较少。EDS 能谱显示丝状微生物化石含碳量较高, 并且 Ca 和 Mg 的比值接近 1:1, 表明丝状微生物化石以白云石的形式保存于岩石中。丝状微生物化石表面黏附有碎屑颗粒, 表明丝状微生物在生长过程中具有捕集作用的功能, 为微生物碳酸盐岩的形成奠定良好的基础 (图 5.1)。

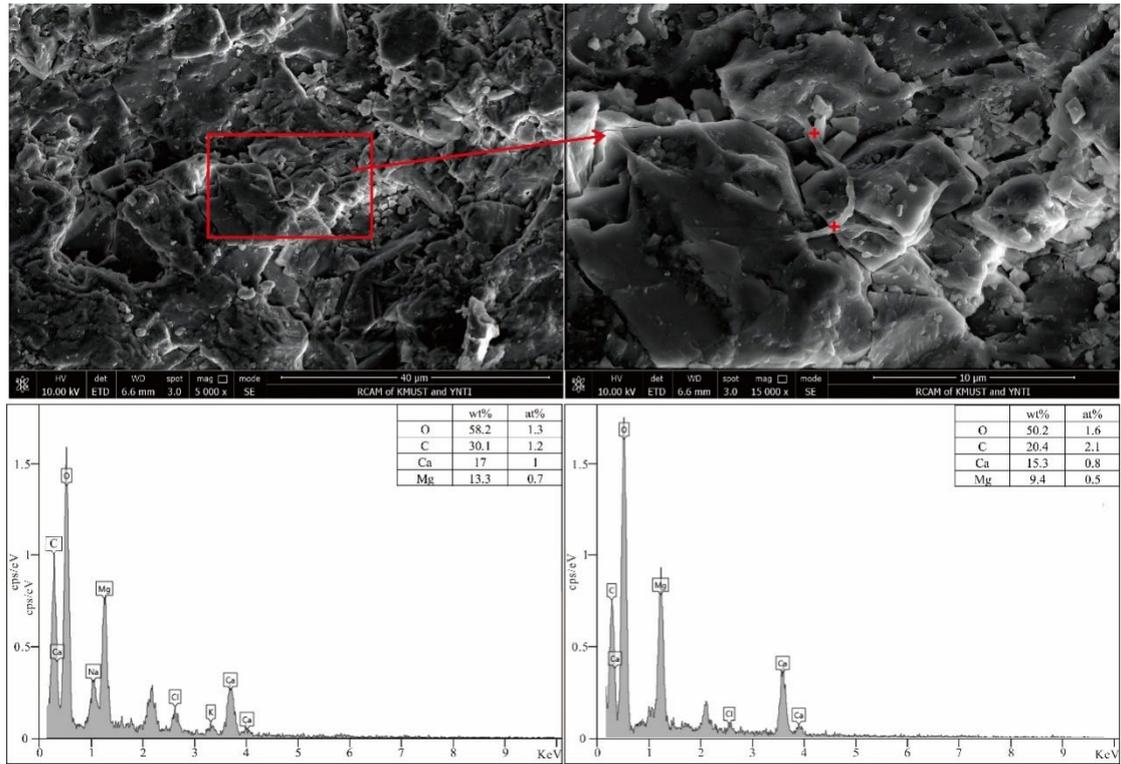


图 5.1 丝状微生物化石扫描电镜图像及 EDS 能谱特征

5.1.2 球状微生物化石

球状微生物化石直径一般为 $<5\ \mu\text{m}$ ，呈似球状结构（图 5.2）。球状微生物化石和丝状微生物化石较为相似，由于微生物自身以及成岩过程中原因，能被完整保存下来的化石较少。球状微生物化石常出现于菱形白云石晶体之间，或与 EPS 连接共同黏附于菱形白云石晶体之上。EDS 能谱显示，球状微生物化石均含有较高的碳含量，Ca 与 Mg 的比值接近或较大于 1: 1。

球状微生物化石与丝状微生物化石赋存的位置和特征表明，微生物在生长过程中分泌胞外聚合物（EPS）。微生物及其 EPS 共同调节微环境的形成，从而促进白云石晶体在微环境中沉淀发育。

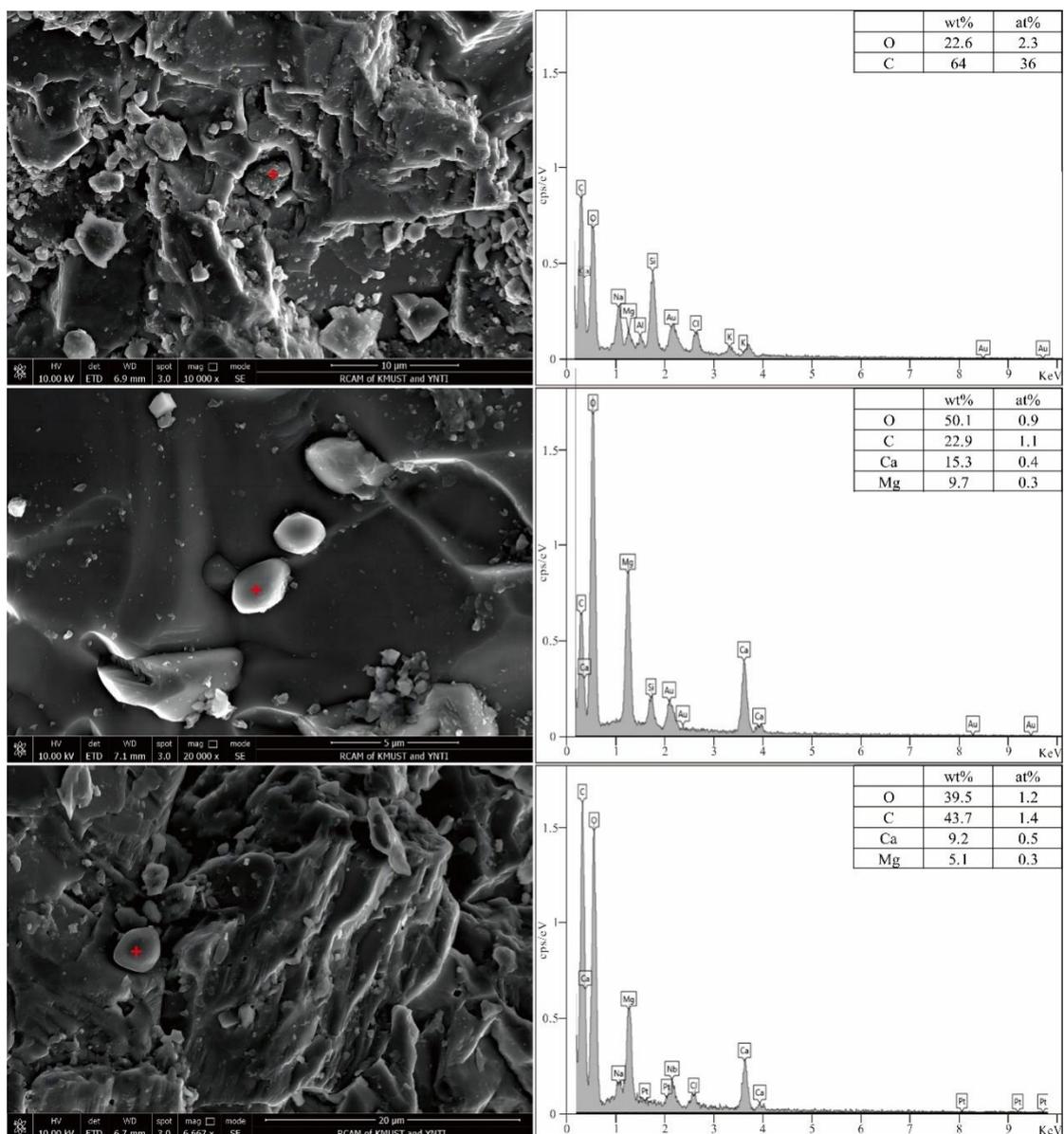


图 5.2 球状微生物化石扫描电镜及 EDS 能谱特征

5.1.3 胞外聚合物（EPS）

胞外聚合物（EPS）代表海洋生物化学过程重要的组成部分，是由微生物分泌产生的一些高分子物质组成，如多糖、蛋白质和核酸等聚合物，其成分与微生物细胞内成分相似。EPS 可以由多种的微生物产生，包括光自养和异养细菌。在微生物席中，蓝细菌通常被认为是最重要的 EPS 生产者。尽管一些自由生活的细菌可以产生大量的胞外聚合物，但是 EPS 的产生是底栖生物群落的一个重要特征，能够形成微生物席和生物膜。

EPS 的性质促使 EPS 与可观察到的微生物化石（丝状、球状）伴生出现在

碳酸盐矿物中。EPS 明显的特征为不规则状，钙化之后呈现表面光滑的特征。EPS 通常呈黏附状粘结于菱形白云石晶体表面，或包裹于菱形白云石晶体外围。EDS 能谱显示，胞外聚合物物质表现出较高的碳含量（图 5.3）。

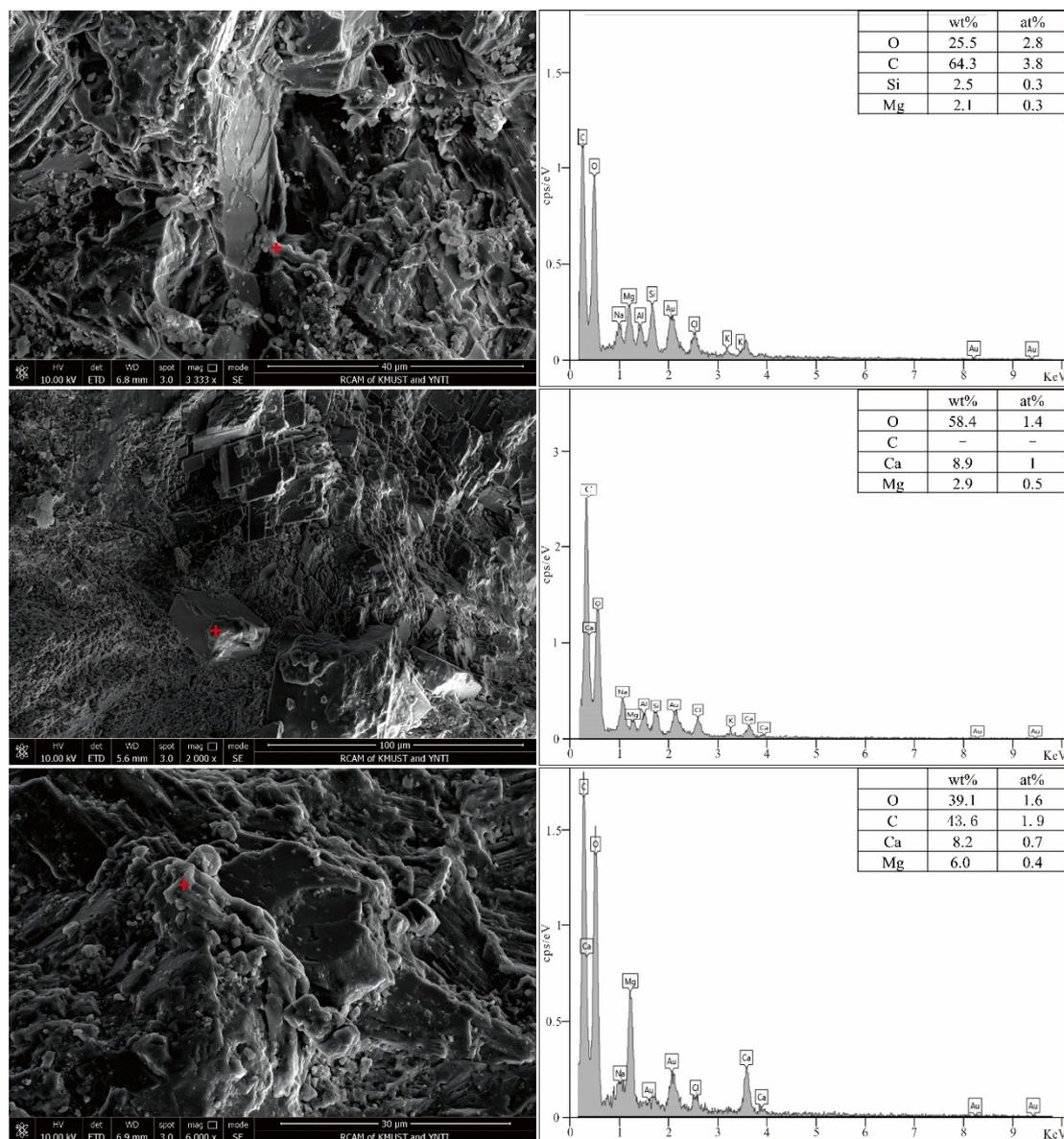


图 5.3 EPS 扫描电镜及 EDS 能谱特征

5.2 生物成因过程

早期岩化作用是现代微生物碳酸盐岩形成的关键过程，对记录化石中结构特征至关重要。岩化过程从沉积时开始，并在埋藏过程中（成岩作用）持续进行。岩化作用包括矿物的原位沉淀，这些矿物逐渐胶结被捕获的颗粒（如果存在），并保存生物沉积构造。两种紧密耦合的过程是微生物席中碳酸盐沉淀的基础：（1）

碱度引擎和 (2) 该矿物形成的有机基质^[161]。

5.2.1 碱度引擎

碳酸盐矿物的沉淀取决于碳酸根离子的可利用性、特定阳离子（例如, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ）以及合适的成核位点。当溶液相对于碳酸盐矿物饱和时，碳酸盐矿物可能沉淀。

碳酸根离子的可利用性是碳酸盐矿物沉淀的先决条件。溶液中碳酸氢根和碳酸根离子的量表示碳酸盐碱度，是总碱度的一部分，还包括硼酸盐、氢氧化物、磷酸盐和硅酸盐。在海洋和大部分淡水环境中，碳酸盐平衡通常为全球碱度的主要驱动成分，磷酸盐和硅酸盐则为次要成分。各种过程都会对碳酸盐碱度产生影响，间接促进碳酸盐矿物沉淀或溶解。产生碱度的过程总和代表了“碱度引擎”，当碱度受到微生物群落的影响时，这种引擎是内在驱动的；当宏观环境的物理化学过程导致碱度变化时，这种引擎是外在驱动的（图 5.4）。

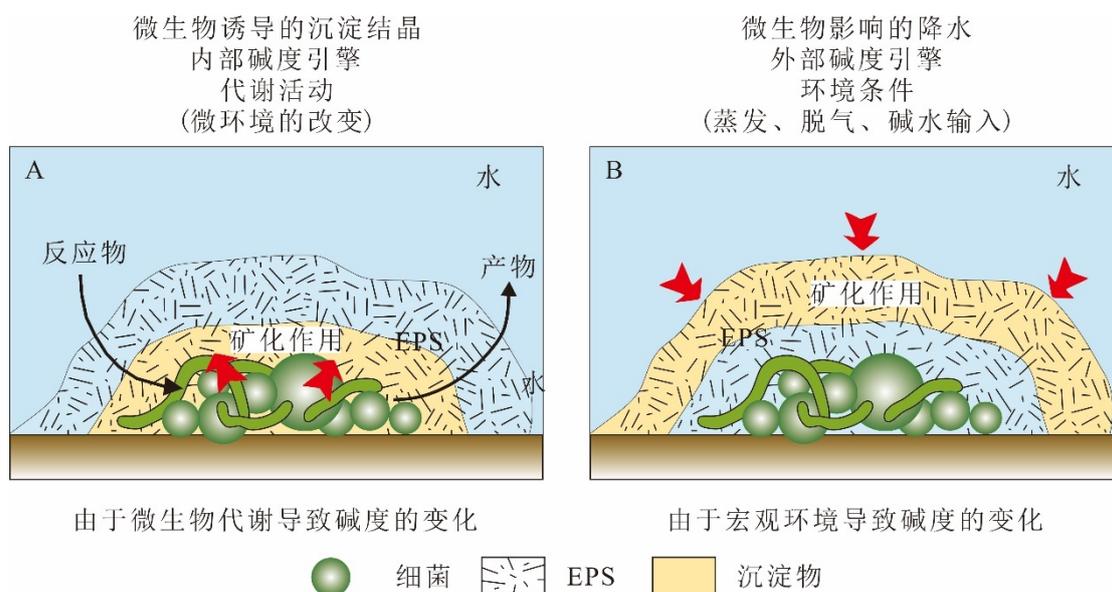


图 5.4 微生物膜内碳酸盐沉淀模型（修改自 Dupraz et al, 2011）

碱度的增加导致的矿物沉淀模式：（A）内在的，由微生物代谢产生；（B）外在的，由环境因素产生的。在这两种情况下，嵌入微生物群落的 EPS 基质在决定矿物形态、组成和矿物学方面具有关键作用

内部碱性引擎（代谢）：

微生物群落获取能量和碳源（即通过代谢）的方式能够对微环境中碳酸盐碱

度产生强烈影响。在微生物碳循环的简化观点中，通过光合作用（含氧或不含氧的）产生的有机物与好氧（氧气作为氧化剂）或厌氧（ SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Fe^{3+} 等为氧化剂）呼吸作用氧化有机碳耦合。大部分微生物代谢产物在微生物席中被高效回收，彻底关闭了主要元素的循环。许多微生物席起着光驱动发动机的作用，仅靠阳光驱动。

微生物的生物地球化学生态位可以通过其能量产生和生物量获取相关的 3 个总体代谢途径来描述：能量来源、用于能量产生的电子供体和用于生物质生产的碳源。这三种途径各存在两种可能：潜在的能量来源可来自光或化学氧化还原反应，电子供体可以是有机或无机，生物质可以来自 CO_2 固定（自养）或来自已经固定的碳（异养）。例如，蓝藻从光能中获取能量，利用水作为电子供体并固定 CO_2 为生物量；因此将其命名为光自养型。利用有机碳的典型好氧菌是化能有机异养菌等（图 5.5）。

不同类型的代谢通过吸收（自养）或释放（呼吸作用） CO_2 以及有机酸的产生或消耗，会影响碳酸盐的沉淀和溶解。其中，有机酸浓度的变化会改变微生物席的碱度和 pH。综合以上，能够促进碳酸盐矿物沉淀的机制包括以下几点：

(1) 蓝细菌（无机光能自养）氧光合作用（产生 O_2 ）。光合活动过程中吸收 CO_2 导致鞘内或蓝细菌附近的碳酸盐沉淀。碱度的增加归因于 HCO_3^- 和 OH^- 通过细胞膜的交换（图 5.5）。光合作用是淡水环境中微生物岩形成的重要机制。这可能有助于克服 CaCO_3 沉淀的动力学障碍，即使在高度过饱和的淡水环境中也是如此。

(2) 有氧呼吸（化能异养）一般通过产生 CO_2 溶解碳酸钙。然而，当 CO_2 产生碳酸根离子时，可以在缓冲良好的碱性环境中发生沉淀。当有氧呼吸消耗强有机酸并产生将被脱气的 CO_2 时，也可以形成碳酸盐矿物。该过程是针对与草酸盐-碳酸盐循环相关的热带土壤碳酸盐沉淀而提出的。在没有氧气存在的情况下，一些细菌可以通过发酵产生能量，这一过程使用相同的化合物（如有机碳、无机硫等）同时作为电子供体和受体。大部分有机碳的发酵会导致碳酸盐的溶解。

(3) 厌氧呼吸：某些细菌可以利用不以 O_2 为最终电子受体的呼吸链氧化有机物（也称为化能异养菌）。这些细菌可以利用硫酸盐（硫酸盐还原）、硝酸盐（硝酸盐还原）、铁（铁还原）、锰（锰还原）甚至 HCO_3^- 。这些类型的代谢可以通过多种过程促进碳酸盐的沉淀：消耗有机酸、产生碱基（例如， NH_3 ）、去除

沉淀抑制 (SO_4^{2-} 的去除) 等。由于海水中 SO_4^{2-} 浓度较高, 硫酸盐还原是海洋环境中的主要过程。

(4) 化能无机自养: 部分细菌不氧化有机物产生能量。为了固定 CO_2 (自养), 它们将使用无机电子供体如 H_2 、 CO 、 Fe^{2+} 、 NH_4^+ 和 HS^- 氧化产生的化学能。硫化物 (沉积物中) 和铵氧化是海洋环境中最丰富的化能自养电子供体。好氧硫化物氧化和氨氧化容易诱导碳酸盐矿物溶解, 而厌氧硫化物氧化 (例如, 以硝酸盐为电子受体) 可能诱导沉淀。然而, 这些类型的代谢大多都是自养的, 即固定 CO_2 。吸收 CO_2 可以增加碳酸盐碱度, 并以类似于 CO_2 物理化学脱气的方式诱导碳酸盐沉淀。

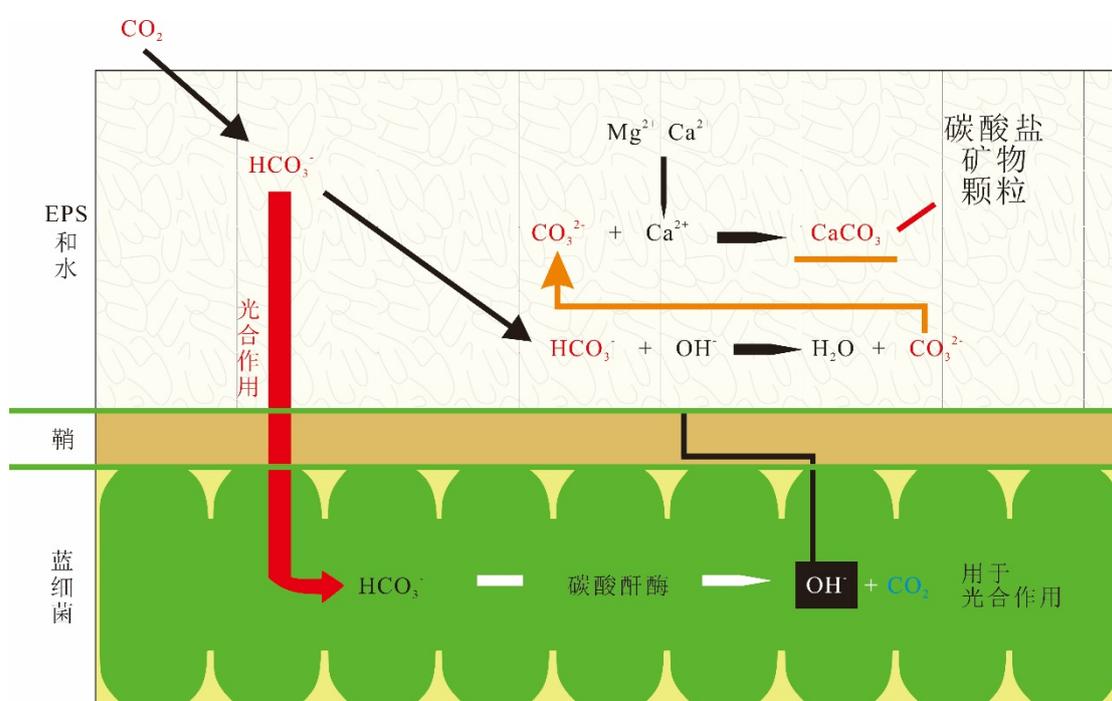


图 5.5 光合作用在碳酸盐矿物沉淀中的作用 (修改自 Dupraz et al, 2011)

光合作用驱动碳酸盐沉淀的模型, CO_2 溶于水, 形成 HCO_3^- 。 HCO_3^- 被细胞摄取, 并被细胞内的碳酸酐酶转化为 CO_2 (用于光合作用) 和 OH^- 。 细胞内羟基离子的释放增加了蓝藻周边环境的碱度, 诱导 CaCO_3 沉淀

外部碱性引擎 (环境因素):

形成微生物岩的碱度引擎通常是一项复杂的过程。在大多数情况下, 微生物与周围水体化学条件的共同作用是其主要因素。然而, 也有少数例子表明独立的宏观环境在微生物代谢中也起到关键主要作用。导致微生物席中碳酸盐沉淀的两个重要物理化学过程是水分蒸发和 CO_2 脱气。然而, 即使在这些情况下, 微生

物席中的微生物群落也可以作为物理化学碳酸盐沉淀的底物，并影响矿物的结晶形态。

在海洋环境中，太阳对海水的蒸发可能导致蒸发矿物的形成。虽然通过这种机制可以产生多种碳酸盐矿物（如方解石、文石、镁方解石、白云石、菱镁矿等），但蒸发岩主要由石盐和石膏组成。此外，被捕获在石膏晶体中的细菌能够存活数百万年。然而，微生物在石膏成核中的具体作用尚不清楚，因为蒸发过程通常掩盖了微生物的特征。

CO₂脱气也会导致碳酸盐沉淀，形成钙华。钙华代表化学介导的大陆碳酸盐沉积。由文石或方解石组成的沉淀矿物主要与体系中 CO₂ 的释放有关，导致碳酸钙过饱和。钙华可以根据脱气 CO₂ 的来源进行分类。“气成钙华”是由大气 CO₂ 脱气形成的，而“热成钙华”是由热液 CO₂ 脱气形成的。在表生钙华中，CO₂ 可以来自大气，也可以来自土壤。在热成因钙华中，CO₂ 的大部分来源于热过程。这些热液系统通常与近期火山或构造活动的区域有关。

5.2.2 有机基质（EPS）

微生物群落一般产生胞外聚合物。这种有机基质是微生物席的重要组成部分，防止干燥，保留必需的营养物质，防止紫外线辐射，并为代谢产物和信号化合物的运输提供运输通道。蓝藻通常被认为是 EPS 的主要生产者，同时许多其他细菌也可以产生 EPS 基质，包括好氧和厌氧（化学有机体）异养菌，无氧光养菌和化能自养菌。厌氧细菌，尤其是硫酸盐还原菌，已知会产生大量的 EPS，在海洋微生物席的碳代谢中起着关键作用（图 5.6）。

EPS 基质产生点一般为微生物碳酸盐矿物成核和生长的位置，EPS 含有带负电荷的酸性基团（例如羧基、巯基、胺基、羟基等），它可以结合大量的一价和二价阳离子，特别是 Ca²⁺。这种结合能力可能通过消耗周围微环境中的钙来抑制其他环境中碳酸盐矿物的沉淀。方解石的饱和指数取决于碳酸盐碱度和钙的有效性。即使碳酸根离子存在于溶液中，游离 Ca²⁺ 的缺乏也可能抑制沉淀。因此，胞外聚合物基质的物理化学性质，如与 EPS 相关的官能团的酸性或组成，是现代微生物岩形成的关键因素。

为了使微生物席中的碳酸钙沉淀，需要降低 EPS 的 Ca²⁺ 结合力。可以分为

两个主要过程(1)EPS 基质的降解(2)阳离子结合位点的内在或在过饱和度。微生物降解 EPS 释放出钙并产生无机碳。或者，如果 Ca^{2+} 的量超过 EPS 中结合位点的数量，则会有游离钙存在，可用于沉淀。这些条件可以通过外界因素（环境）通过 Ca^{2+} 的持续输入来实现。这也可能是由于 EPS 中酸性基团的空间障碍造成的。尽管 EPS 可能确实具有丰富的能够结合 Ca^{2+} 或 Mg^{2+} 的官能团，但这些基团可能通过分子尺度的相互作用”抑制”（即受阻）形成结构复杂的 EPS。

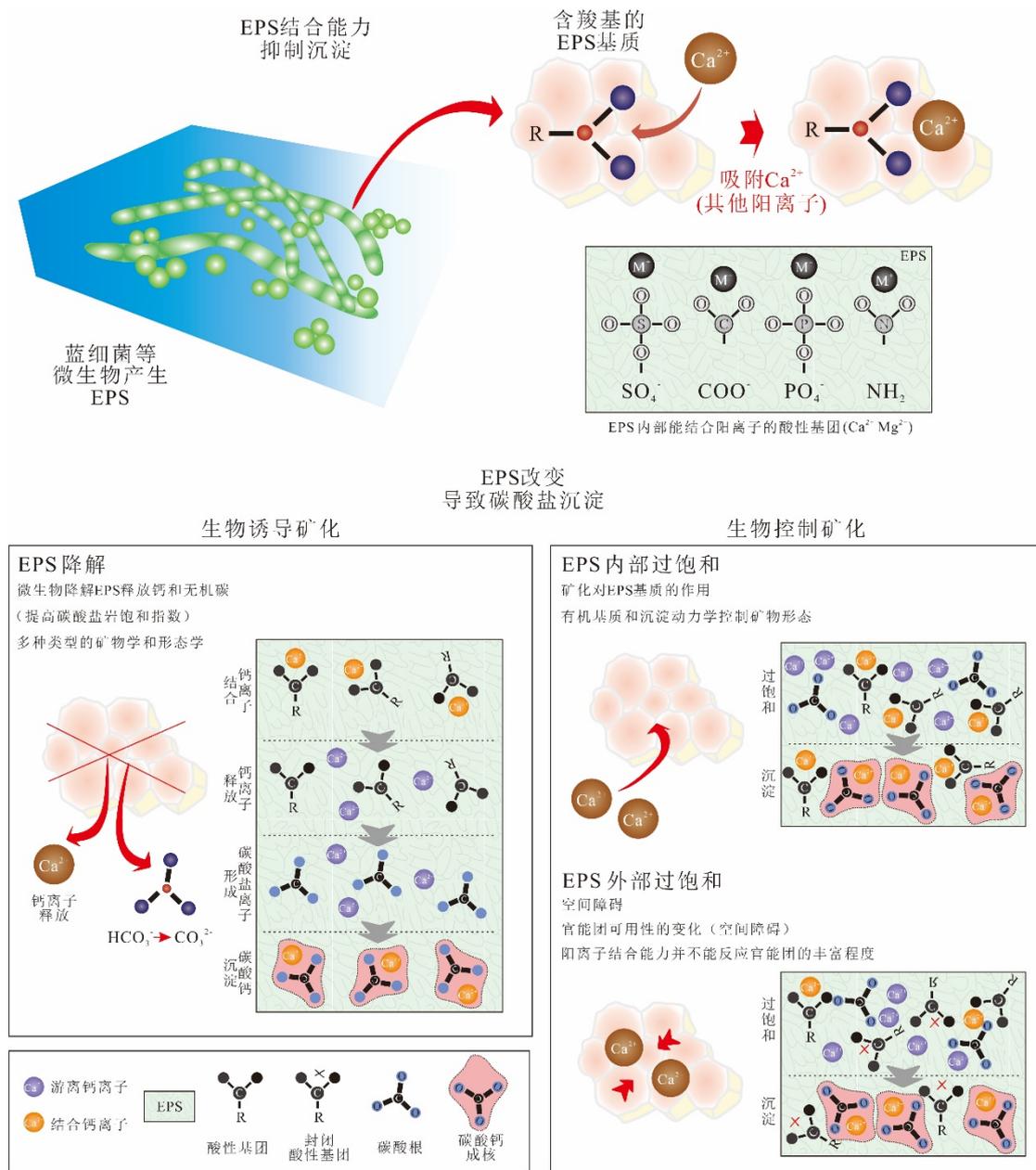


图 5.6 有机 EPS 基质在微生物矿化过程中的作用机制（修改自 Dupraz et al, 2011）

胞外聚合物由各类细菌（尤其是蓝细菌）产生，EPS 可以结合大量阳离子（即 Ca^{2+} ），降低碳酸钙饱和指数，抑制沉淀。改变 EPS 基质可以结束这种抑制作用，促进碳酸盐沉淀开始。

EPS 的变化主要通过两种途径实现：（1）EPS 的降解，（2）EPS 内部或外部阳离子结合位点过饱和

第六章 结论

综合运用岩芯、薄片等资料,通过显微图像、扫描电镜以及 EDS 能谱分析,对湖北三峡保康地区微生物碳酸盐岩的沉积环境、古海平面相对变化及微生物碳酸盐岩的成因机制展开了研究,得到了以下结论。

1、根据不同微生物碳酸盐岩类型的组构特征差异以及分类原则,将研究区埃迪卡拉系灯影组微生物碳酸盐岩划分为 8 种类型。最为常见的岩石类型包括:云质层纹石、云质叠层石、云质凝块石-层纹石、云质葡萄花边状胶结岩、云质核形石、云质砂屑颗粒岩、云质微骨架岩、云质凝块石。

2、基于岩石特征解释和纵向组合关系,发现黄陵隆起北缘震旦系灯影组存在若干向上变浅的地层序列及米级地层旋回;包括:S1 潮下一潮间一潮上沉积序列、S2 潮下一潮间沉积序列以及 C1 颗粒滩旋回,C2 微生物丘旋回等。

3、古环境演化研究认为,灯影组经历了四次海侵—海退旋回,次级旋回 I 由整个蛤蟆井段和石板滩段底部构成、次级旋回 II 由石板滩段顶部和白马沱段底部构成、次级旋回 III 由白马沱段中部构成、次级旋回 IV 由白马沱段顶部构成。

4、湖北三峡保康地区埃迪卡拉纪末期沉积环境受全球海平面波动、区域构造活动以及碳酸盐岩形成速率综合影响,岩石类型由潮汐作用和波浪作用控制,反映了一个以丘滩体、颗粒滩、潮坪相为典型岩相特征的浅水碳酸盐岩台地形成过程。岩石发育模式与现代相似,明显特征为凝块石形成于正常浪基面以下的低能的浅潮下带环境。

5、湖北三峡保康地区埃迪卡拉系灯影组微生物碳酸盐岩大量发育,并且石板滩段微生物碳酸盐岩发育达到鼎盛时期,可能与新元古代氧化事件、石板滩生物群以及早期后生动物演化密切相关。可能为下一步油气储存的探索提供有力的依据。

6、扫描电镜下观察到微生物成因的丝状、球状微生物化石以及 EPS 钙化物,EDS 能谱均显示相对较高的碳含量。相关有机组分以伴生发育为特征,通常分布于菱形白云石周围。通过对微生物钙化组分和组构的位置和特征分析,表明微生物生命活动以及外界环境控制的碱度引擎和有机基质(EPS)诱导和控制碳酸盐岩矿物的沉淀。

参考文献

- [1] A comparison of the biological, geological events and environmental backgrounds between the Neoproterozoic-Cambrian and Permian-Triassic transitions[EB/OL]. [2023-03-21]. https://schlr.cnki.net/en/Detail/index/GARJ0010_6/SSJD00003736674.
- [2] Viglietti P A, Smith R M H, Rubidge B S. Changing palaeoenvironments and tetrapod populations in the Daptocephalus Assemblage Zone (Karoo Basin, South Africa) indicate early onset of the Permo-Triassic mass extinction[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 2018, 138: 102-111.
- [3] Wignall P B, Chu D, Hilton J M, et al. Death in the shallows: The record of Permo-Triassic mass extinction in paralic settings, southwest China[J]. *Global and Planetary Change*, 2020, 189: 103176.
- [4] Benton M J, Zhang Q, Hu S, et al. Exceptional vertebrate biotas from the Triassic of China, and the expansion of marine ecosystems after the Permo-Triassic mass extinction[J]. *Earth-Science Reviews*, 2013, 125: 199-243.
- [5] Li F, Deng J, Kershaw S, et al. Microbialite development through the Ediacaran-Cambrian transition in China: Distribution, characteristics, and paleoceanographic implications[J]. *Global and Planetary Change*, 2021, 205: 103586.
- [6] Yi Y, Chen F, Algeo T J, et al. Deep-water fossil assemblages from the Ediacaran-Cambrian transition of western Hunan, South China and their biostratigraphic and evolutionary implications[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2022, 591: 110878.
- [7] Liu H, Dong L, Qin S, et al. Restudy of string fossils from the Ediacaran-Cambrian Liuchapo Formation in Guizhou Province, South China[J]. *Precambrian Research*, 2022, 376: 106693.
- [8] Zhang G, Chen D, Huang K J, et al. Dramatic attenuation of continental weathering during the Ediacaran-Cambrian transition: Implications for the climatic-oceanic-biological co-evolution[J]. *Global and Planetary Change*, 2021, 203: 103518.
- [9] Burne R V, Moore L S. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities[J]. *Palaios*, 1987, 2(3): 241-254.
- [10] Aitken J D. Classification and Environmental Significance of Cryptalgal Limestones and Dolomites, with Illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta[J]. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 1967, Vol. 37.
- [11] Riding R, Awramik S M, Winsborough B M, et al. Bahamian giant

stromatolites: microbial composition of surface mats[J]. *Geological Magazine*, 1991, 128(3): 227-234.

[12] Riding R, Tomas S. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar?[J]. *Sedimentology*, 2006, 53(1): 23-34.

[13] Riding R. The term stromatolite: towards an essential definition[J]. *Lethaia*, 2007, 32(4): 321-330.

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

[15] Wu Y S. Definition of biopetrology[J]. *Biopetrology*, 2022, 1(1): 3-8.

[16] Wu Y S. Classification of biogenic carbonate rocks. *Biopetrology*[J]. *Biopetrology*, 2022, 1(1): 19-29.

[17] Kershaw S, Crasquin S, Li Y, 等 . Microbialites and global environmental change across the Permian-Triassic boundary: a synthesis. [Review][J]. *Geobiology*, 2012, 10(1): 25-47.

[18] Adachi N, Ezaki Y, Liu J. The late early Cambrian microbial reefs immediately after the demise of archaeocyathan reefs, Hunan Province, South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 407: 45-55.

[19] Rakociński M, Racki G. Microbialites in the shallow-water marine environments of the Holy Cross Mountains (Poland) in the aftermath of the Frasnian–Famennian biotic crisis[J]. *Global and Planetary Change*, 2016, 136: 30-40.

[20] Bowyer F T, Zhuravlev A Y, Wood R, et al. Calibrating the temporal and spatial dynamics of the Ediacaran - Cambrian radiation of animals[J]. *Earth-Science Reviews*, 2022, 225: 103913.

[21] Adachi N, Ezaki Y, Liu J, et al. Earliest known Cambrian calcimicrobial reefs occur in the Gobi-Altai, western Mongolia: Intriguing geobiological products immediately after the Ediacaran–Cambrian boundary[J]. *Global and Planetary Change*, 2021, 203: 103530.

[22] Santana Dantas M V, Uhlein A, Uhlein G J, et al. Stratigraphy, isotope geochemistry, seismic stratigraphy and paleogeography of the Lagoa do Jacaré Formation, Bambuí Foreland Basin (Ediacaran-Cambrian), Southeast Brazil[J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2023, 121: 104137.

[23] Wei W, Chen X, Ling H F, et al. Vanadium isotope evidence for widespread marine oxygenation from the late Ediacaran to early Cambrian[J]. *Earth*

and Planetary Science Letters, 2023, 602: 117942.

[24] 刘伟, 张兴亮. 新元古代地球环境与生命演化研究进展与趋势[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2021, 51(6): 1057-1064.

[25] Cantine M D, Knoll A H, Bergmann K D. Carbonates before skeletons: A database approach[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 201: 103065.

[26] Riding R, Virgone A. Hybrid Carbonates: in situ abiotic, microbial and skeletal co-precipitates[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 208: 103300.

[27] Webb G E, Kamber B S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(9): 1557-1565.

[28] Allwood A C, Walter M R, Burch I W, et al. 3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: Ecosystem-scale insights to early life on Earth[J]. Precambrian Research, 2007, 158(3): 198-227.

[29] Dupraz C, Reid R P, Braissant O, et al. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats[J]. Earth-Science Reviews, 2009, 96(3): 141-162.

[30] 叶云涛, 王华建, 翟丽娜, 等. 新元古代重大地质事件及其与生物演化的耦合关系[J]. 沉积学报, 2017, 35(2): 203-216.

[31] Li G, Chen L, Pang K, et al. An assemblage of macroscopic and diversified carbonaceous compression fossils from the Tonian Shiwangzhuang Formation in western Shandong, North China[J]. Precambrian Research, 2020, 346: 105801.

[32] Wang X, Zhang X, Zhang Y, et al. New materials reveal Shaanxilithes as a Cloudina-like organism of the late Ediacaran[J]. Precambrian Research, 2021, 362: 106277.

[33] 史晓颖, 李一良, 曹长群, 等. 生命起源、早期演化阶段与海洋环境演变[J]. 地学前缘, 2016, 23(6): 128-139.

[34] Zhang X, Shu D. Current understanding on the Cambrian Explosion: questions and answers[J]. PalZ, 2021, 95(4): 641-660.

[35] 张兴亮. 寒武纪大爆发的过去、现在与未来[J]. 古生物学报, 2021, 60(1): 10-24.

[36] Folk R L. Practical petrographic classification of limestones[J]. AAPG Bulletin, 1959, 43: 1-38.

[37] Folk R L. Spectral subdivision of limestone types[J]. AAPG Memoir,

1962, 1: 62-84.

[38] Dunham R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W E(ed). Classification of Carbonate Rocks[J]. AAPG Memoir, 1962, 1: 108-121.

[39] Embry A, Klovan J E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories.[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1971, 19: 730-781.

[40] Burne R V, Moore L S. Microbialites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities[J]. PALAIOS, 1987, 2(3): 241.

[41] Kalkowsky E. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein[J]. Zeitschrift Deutschen geol. Gesellschaft, 1908, 60: 68-125.

[42] Aitken J D. Classification and Environmental Significance of Cryptalgal Limestones and Dolomites, with Illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta[J]. SEPM Journal of Sedimentary Research, 1967, Vol. 37.

[43] 梅冥相. 微生物碳酸盐岩分类体系的修订:对灰岩成因结构分类体系的补充[J]. 地学前缘, 2007(5): 222-234.

[44] 韩作振, 陈吉涛, 张晓蕾, 等. 鲁西寒武系第三统张夏组附枝菌与附枝菌微生物灰岩特征研究[J]. 地质学报, 2009, 83(8): 1097-1103.

[45] 王月, 沈建伟, 杨红强, 等. 微生物碳酸盐沉积及其研究意义[J]. 地球科学进展, 2011, 26(10): 1038-1049.

[46] 罗平, 王石, 李朋威, 等. 微生物碳酸盐岩油气储层研究现状与展望[J]. 沉积学报, 2013, 31(5): 807-823.

[47] Kirkland B J, Lynch F I, Bahnis I J. Alternative origins for nannobacteria like object in calcite[J]. Geology, 1999(27): 347-350.

[48] Folk R L. SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonates and rocks[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1993(63): 990-1000.

[49] Abbott A. Battle lines drawn between nannobacteria researches[J]. Nature, 1999, 401: 105.

[50] Mei M X, Ma Y S, Zhou P K. Introduction to carbonate sedimentology[J]. Beijing:Seismological Press, 1997: 1-308.

[51] Guo L, Riding R. Origin and diagenesis of Quaternary travertine shurb fabric,Rapolano Terme,central Italy[J]. Sedimentology, 1994, 41: 499-520.

[52] Guo L, Riding R. Aragonite laminae in hot water travertine crusts,Rapolano Terme,Italy[J]. Sedimentology, 1992, 39: 1067-1079.

- [53] Christian Defarge (1) (2) Jean Tric. Texture of Microbial Sediments Revealed by Cryo-Scanning Electron Microscopy[J]. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 1996, Vol. 66.
- [54] Fairchild I J. Origins of carbonate in Neoproterozoic stromatolites and the identification of modern analogues[J]. *Precambrian Research*, 1991, 53(3-4): 281-299.
- [55] 吴亚生, 姜红霞, 李莹, 等. 微生物碳酸盐岩的显微结构基本特征[J]. *古地理学报*, 2021, 23(2): 321-334.
- [56] Barbieri R, Cavalazzi B. Microbial fabrics from Neogene cold seep carbonates, Northern Apennine, Italy[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2005, 227(1-3): 143-155.
- [57] Decho A W, Gutierrez T. Microbial Extracellular Polymeric Substances (EPSs) in Ocean Systems[J]. *Frontiers in Microbiology*, 2017, 8: 922.
- [58] Sutherland I W. Biofilm exopolysaccharides: a strong and sticky framework[J]. *Microbiology-Uk*, 2001, 147: 3-9.
- [59] Sutherland I W. Microbial polysaccharides from Gram-negative bacteria[J]. *International Dairy Journal*, 2001, 11(9): 663-674.
- [60] Sutherland I W. The biofilm matrix - an immobilized but dynamic microbial environment[J]. *Trends in Microbiology*, 2001, 9(5): 222-227.
- [61] Miller M B, Bassler B L. Quorum sensing in bacteria[J]. *Annual Review of Microbiology*, 2001, 55: 165-199.
- [62] Dupraz C, Reid R P, Braissant O, et al. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats[J]. *Earth-Science Reviews*, 2009, 96(3): 141-162.
- [63] De Philippis R, Margheri M C, Materassi R, 等. Potential of unicellular cyanobacteria from saline environments as exopolysaccharide producers[J]. *Applied and Environmental Microbiology*, 1998, 64(3): 1130-1132.
- [64] De Philippis R, Sili C, Paperi R, 等. Exopolysaccharide-producing cyanobacteria and their possible exploitation: A review[J]. *Journal of Applied Phycology*, 2001, 13(4): 293-299.
- [65] Stal L J. Microphytobenthos, their extracellular polymeric substances, and the morphogenesis of intertidal sediments[J]. *Geomicrobiology Journal*, 2003, 20(5): 463-478.
- [66] Kives J, Orgaz B, SanJose C. Polysaccharide differences between planktonic and biofilm-associated EPS from *Pseudomonas fluorescens* B52[J].

Colloids and Surfaces B-Biointerfaces, 2006, 52(2): 123-127.

[67] Bhaskar P V, Bhosle N B. Microbial extracellular polymeric substances in marine biogeochemical processes[J]. *Current Science*, 2005, 88(1): 45-53.

[68] de Winder B, Staats N, Stal L J, 等. Carbohydrate secretion by phototrophic communities in tidal sediments[J]. *Journal of Sea Research*, 1999, 42(2): 131-146.

[69] de Brouwer J F C, Ruddy G K, Jones T E R, 等. Sorption of EPS to Sediment Particles and the Effect on the Rheology of Sediment Slurries[J]. *Biogeochemistry*, 2002, 61(1): 57-71.

[70] Potz M. Desiccation tolerance of prokaryotes[J]. *Microbiological Reviews*, 1994, 58: 775-805.

[71] 梅冥相. 微生物席的特征和属性:微生物席沉积学的理论基础[J]. *古地理学报*, 2014, 16(3): 285-304.

[72] Tice M M, Lowe D R. Photosynthetic microbial mats in the 3,416-Myr-old ocean[J]. *Nature*, 2004, 431(7008): 549-552.

[73] Tice M M, Lowe D R. Hydrogen-based carbon fixation in the earliest known photosynthetic organisms[J]. *Geology*, 2006, 34(1): 37-40.

[74] Noffke N, Eriksson K A, Hazen R M, 等. A new window into Early Archean life: Microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposits (3.2 Ga Moodies Group, South Africa)[J]. *Geology*, 2006, 34(4): 253-256.

[75] Hofmann H J, Grey K, Hickman A H, 等. Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1999, 111(8): 1256-1262.

[76] Schopf J W, Kudryavtsev A B, Czaja A D, 等. Evidence of archean life: Stromatolites and microfossils[J]. *Precambrian Research*, 2007, 158(3-4): 141-155.

[77] Nicholson J A M, Stolz J F, Pierson B K. Structure of a microbial mat at Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts[J]. *FEMS Microbiology Letters*, 1987, 45(6): 343-364.

[78] Overmann J, van Gemerden H. Microbial interactions involving sulfur bacteria: implications for the ecology and evolution of bacterial communities[J]. *Fems Microbiology Reviews*, 2000, 24(5): 591-599.

[79] Luther G W, Glazer B T, Hohmann L, 等. Sulfur speciation monitored in situ with solid state gold amalgam voltammetric microelectrodes: polysulfides as a special case in sediments, microbial mats and hydrothermal vent waters[J]. *Journal of*

Environmental Monitoring, 2001, 3(1): 61-66.

[80] Papineau D, Walker J J, Mojzsis S J, 等. Composition and structure of microbial communities from stromatolites of Hamelin Pool in Shark Bay, Western Australia[J]. Applied and Environmental Microbiology, 2005, 71(8): 4822-4832.

[81] Ley R E, Harris J K, Wilcox J, 等. Unexpected diversity and complexity of the Guerrero Negro hypersaline microbial mat[J]. Applied and Environmental Microbiology, 2006, 72(5): 3685-3695.

[82] Baumgartner L K, Spear J R, Buckley D H, 等. Microbial diversity in modern marine stromatolites, Highborne Cay, Bahamas[J]. Environmental Microbiology, 2009, 11(10): 2710-2719.

[83] van Gemerden H. Microbial mats: A joint venture[J]. Marine Geology, 1993, 113(1): 3-25.

[84] Ward D M, Santegoeds C M, Nold S C, 等. Biodiversity within hot spring microbial mat communities: Molecular monitoring of enrichment cultures[J]. Antonie Van Leeuwenhoek International Journal of General and Molecular Microbiology, 1997, 71(1-2): 143-150.

[85] Visscher P T, Stolz J F. Microbial mats as bioreactors: populations, processes, and products[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2005, 219(1-2): 87-100.

[86] Reid R P, Visscher P T, Decho A W, 等. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites[J]. Nature, 2000, 406(6799): 989-992.

[87] Frankel R B, Bazylinski D A. Biologically induced mineralization by bacteria[M]//Dove P M, DeYoreo J J, Weiner S. Biomineralization: 卷 54. Chantilly: Mineralogical Soc Amer & Geochemical Soc, 2003: 95-114.

[88] Reid R P, James N P, Macintyre I G, 等. Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins[J]. Facies, 2003, 49: 299-324.

[89] Weiner S, Dove P M. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect[M]//Dove P M, DeYoreo J J, Weiner S. Biomineralization: 卷 54. Chantilly: Mineralogical Soc Amer, 2003: 1-29.

[90] Dupraz C, Visscher P T, Baumgartner L K, 等. Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas)[J]. Sedimentology, 2004, 51(4): 745-765.

[91] Kazmierczak J, Fenchel T, Kuhl M, 等. CaCO₃ precipitation in

multilayered cyanobacterial mats: clues to explain the alternation of micrite and sparite layers in calcareous stromatolites.[J]. *Life* (Basel, Switzerland), 2015, 5(1): 744-769.

[92] Merz-Preiß M, Riding R. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes[J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 126(1): 103-124.

[93] Arp G, Reimer A, Reitner J. Photosynthesis-Induced Biofilm Calcification and Calcium Concentrations in Phanerozoic Oceans[J]. *Science*, 2001, 292(5522): 1701-1704.

[94] Fouke B W. Depositional Facies and Aqueous-Solid Geochemistry of Travertine-Depositing Hot Springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.): Reply[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2001, 71(3): 497-500.

[95] Crisogono Vasconcelos (1,2), Judith. Microbial Mediation of Modern Dolomite Precipitation and Diagenesis Under Anoxic Conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil)[J]. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 1997, Vol. 67.

[96] Vasconcelos C, Warthmann R, McKenzie J A, et al. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: Modern Precambrian relics?[J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 185(3): 175-183.

[97] Dupraz C, Visscher P T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats[J]. *Trends in Microbiology*, 2005, 13(9): 429-438.

[98] Freytet P, Verrecchia E P. Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust?[J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 126(1): 97-102.

[99] Toporski J K W, Steele A, Westall F, 等. Morphologic and spectral investigation of exceptionally well-preserved bacterial biofilms from the Oligocene Enspel formation, Germany[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(10): 1773-1791.

[100] Kazmierczak J, Kempe S. Modern terrestrial analogues for the carbonate globules in Martian meteorite ALH84001[J]. *Naturwissenschaften*, 2003, 90(4): 167-172.

[101] Lovley D R, Coates J D. Novel forms of anaerobic respiration of environmental relevance[J]. *Current Opinion in Microbiology*, 2000, 3(3): 252-256.

[102] Pedersen K. Exploration of deep intraterrestrial microbial life: current perspectives[J]. *Fems Microbiology Letters*, 2000, 185(1): 9-16.

[103] Braissant O, Cailleau G, Aragno M, 等. Biologically induced mineralization in the tree *Milicia excelsa* (Moraceae): its causes and consequences to the environment[J]. *Geobiology*, 2004, 2(1): 59-66.

[104] Riding R. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic?Cambrian changes in atmospheric composition[J]. *Geobiology*, 2006, 4(4): 299-316.

[105] Riding R, Virgone A. Hybrid Carbonates: in situ abiotic, microbial and skeletal co-precipitates[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 208: 103300.

[106] 罗平, 王石, 李朋威, 等. 微生物碳酸盐岩油气储层研究现状与展望[J]. *沉积学报*, 2013, 31(5): 807-823.

[107] 熊鹰, 姚泾利, 李凌, 等. 鄂尔多斯盆地东北部奥陶系马五₁₊₂微生物碳酸盐岩沉积特征及储集意义[J]. *沉积学报*, 2016, 34(5): 963-972.

[108] Li F, Deng J, Kershaw S, et al. Microbialite development through the Ediacaran–Cambrian transition in China: Distribution, characteristics, and paleoceanographic implications[J]. *Global and Planetary Change*, 2021, 205: 103586.

[109] 张国伟, 张宗清, 董云鹏. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义[J]. *岩石学报*, 1995(2): 101-114.

[110] 张国伟, 于在平, 董云鹏, 等. 秦岭区前寒武纪构造格局与演化问题探讨[J]. *岩石学报*, 2000(1): 11-21.

[111] Gao S, Ling W, Qiu Y, et al. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(13): 2071-2088.

[112] 高山, 张本仁. 扬子地台北部太古宙 TTG 片麻岩的发现及其意义[J]. *地球科学*, 1990(6): 675-679.

[113] Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics[J]. *Geology*, 2000, 28(1): 11.

[114] Zheng Y, Zhang S. Formation and evolution of Precambrian continental crust in South China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2007, 52(1): 1-12.

[115] Xiang L, Zheng J, Zhai M. Archean to Paleoproterozoic crustal evolution of the southern Yangtze Block (South China): U–Pb age and Hf-isotope of zircon xenocrysts from the Paleozoic diamondiferous kimberlites[J]. *Precambrian Research*,

2022, 374: 106651.

[116] Peng M, Wu Y, Wang J, et al. Paleoproterozoic mafic dyke from Kongling terrain in the Yangtze Craton and its implication[J]. Science Bulletin, 2009, 54(6): 1098-1104.

[117] Peng M, Wu Y, Gao S, et al. Geochemistry, zircon U–Pb age and Hf isotope compositions of Paleoproterozoic aluminous A-type granites from the Kongling terrain, Yangtze Block: Constraints on petrogenesis and geologic implications[J]. Gondwana Research, 2012, 22(1): 140-151.

[118] Jiao W F, Wu Y B, Yang S H, 等. The oldest basement rock in the Yangtze Craton revealed by zircon U–Pb age and Hf isotope composition[J]. Science in China(Series D:Earth Sciences), 2009, 52(9): 1393-1399.

[119] Gao S, Yang J, Zhou L, 等. Age and Growth of the Archean Kongling Terrain, South China, with Emphasis on 3.3 Ga Granitoid Gneisses[J]. American Journal of Science, 2011, 311(2): 153-182.

[120] Chen Y, Ye K, Liu J, 等. Multistage metamorphism of the Huangtuling granulite, Northern Dabie Orogen, eastern China: implications for the tectonometamorphic evolution of subducted lower continental crust[C]//中国科学院地质与地球物理研究所 2006 年论文摘要集. 中国科学院地质与地球物理研究所 (Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences), 2007: 29-30.

[121] Sun M, Chen N, Zhao G, 等. U–Pb zircon and Sm–Nd isotopic study of the Huangtuling granulite, Dabie–Sulu belt, China: Implication for the paleoproterozoic tectonic history of the Yangtze Craton[J]. American Journal of Science, 2008, 308(4): 469-483.

[122] Wu F Y, Zhang Y B, Yang J H, et al. Zircon U–Pb and Hf isotopic constraints on the Early Archean crustal evolution in Anshan of the North China Craton[J]. Precambrian Research, 2008, 167(3): 339-362.

[123] 张宗清, 张国伟, 唐索寒, 等. 鱼洞子群变质岩年龄及秦岭造山带太古宙基底[J]. 地质学报, 2001(2): 198-204.

[124] Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, 等. Zircon U–Pb ages for the Early Cambrian time-scale[J]. Journal of the Geological Society, 1992, London 149: 171-184.

[125] Greentree M R, Li Z X, Li X H, et al. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia[J]. Precambrian Research, 2006, 151(1): 79-100.

- [126] Liu H, Xia B, Zhang Y. Zircon SHRIMP dating of sodium alkaline rocks from Maomaogou area of Huili County in Panxi, SW China and its geological implications[J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(16): 1750-1756.
- [127] Zhang Q, Jian P, Liu D, et al. SHRIMP dating of volcanic rocks from Ningwu area and its geological implications[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2003, 46(8): 830-837.
- [128] Zheng J, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton[J]. Geology, 2006, 34(6): 417.
- [129] Liu X M, Gao S, Ling W, 等. The discovery of 3.5 Ga detrital zircons in the Yangtze craton and its geological implications[J]. Progress in Natural Science, 2005, 15: 1334-1337.
- [130] Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U–Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 252(1-2): 56-71.
- [131] Xiao S, Shen B, Tang Q, et al. Biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the age of early Neoproterozoic carbonate successions in North China[J]. Precambrian Research, 2014, 246: 208-225.
- [132] Lan Z, Li X H, Zhu M, 等. Revisiting the Liantuo Formation in Yangtze Block, South China: SIMS U–Pb zircon age constraints and regional and global significance[C]//中国科学院地质与地球物理研究所 2015 年度（第 15 届）学术论文汇编——岩石圈演化研究室. 中国科学院地质与地球物理研究所, 2016: 349-367.
- [133] Zhang S, Jiang G, Han Y. The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China[J]. Terra Nova, 2008, 20(4): 289-294.
- [134] Schmitz M D. Appendix 2 - Radiometric ages used in GTS2012[M]//Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al. The Geologic Time Scale. Boston: Elsevier, 2012: 1045-1082.
- [135] Jiang G, Shi X, Zhang S, et al. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551Ma) in South China[J]. Gondwana Research, 2011, 19(4): 831-849.
- [136] Lin Z, Wang Q, Feng D, et al. Post-depositional origin of highly ^{13}C -depleted carbonate in the Doushantuo cap dolostone in South China: Insights from petrography and stable carbon isotopes[J]. Sedimentary Geology, 2011, 242(1): 71-79.
- [137] Condon D, Zhu M, Bowring S, et al. U-Pb Ages from the

Neoproterozoic Doushantuo Formation, China[J]. *Science*, 2005, 308(5718): 95-98.

[138] Xiao S. NEW MULTICELLULAR ALGAL FOSSILS AND ACRITARCHS IN DOUSHANTUO CHERT NODULES (NEOPROTEROZOIC; YANGTZE GORGES, SOUTH CHINA)[J]. *Journal of Paleontology*, 2004, 78(2): 393-401.

[139] McFadden K A, Xiao S, Zhou C, et al. Quantitative evaluation of the biostratigraphic distribution of acanthomorphic acritarchs in the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China[J]. *Precambrian Research*, 2009, 173(1-4): 170-190.

[140] Liu P, Yin C, Chen S, et al. The biostratigraphic succession of acanthomorphic acritarchs of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China and its biostratigraphic correlation with Australia[J]. *Precambrian Research*, 2013, 225: 29-43.

[141] Liu P, Xiao S, Yin C, et al. Ediacaran Acanthomorphic Acritarchs and Other Microfossils from Chert Nodules of the Upper Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges Area, South China[J]. *Journal of Paleontology*, 2014, 88(S72): 1-139.

[142] Dong J, Zhang S, Jiang G, et al. Greigite from carbonate concretions of the Ediacaran Doushantuo Formation in South China and its environmental implications[J]. *Precambrian Research*, 2013, 225: 77-85.

[143] Xiao S, Yuan X, Steiner M, et al. MACROSCOPIC CARBONACEOUS COMPRESSIONS IN A TERMINAL PROTEROZOIC SHALE: A SYSTEMATIC REASSESSMENT OF THE MIAOHE BIOTA, SOUTH CHINA[J]. *Journal of Paleontology*, 2002, 76(2): 347-376.

[144] Feng T, Chongyu Y, Bengtson S, et al. Octoradiate Spiral Organisms in the Ediacaran of South China[J]. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 2010, 82(1): 27-34.

[145] Meyer M, Xiao S, Gill B C, et al. Interactions between Ediacaran animals and microbial mats: Insights from *Lamonte trevallisi*, a new trace fossil from the Dengying Formation of South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 396: 62-74.

[146] Chen Z, Zhou C, Xiao S, et al. New Ediacara fossils preserved in marine limestone and their ecological implications[J]. *Scientific Reports*, 2014, 4(1): 4180.

[147] Chen Z, Zhou C, Meyer M, et al. Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors[J]. *Precambrian Research*, 2013, 224: 690-701.

[148] Chen Z, Bengtson S, Zhou C M, et al. Tube structure and original

composition of Sinotubulites: shelly fossils from the late Neoproterozoic in southern Shaanxi, China[J]. *Lethaia*, 2008, 41(1): 37-45.

[149] 郭俊锋, 强亚琴, 韩健, 等. 三峡地区寒武系纽芬兰统岩家河组小壳化石研究进展[J]. *地学前缘*, 2020, 27(6): 104-115.

[150] Knoll A H, Walter M R, Narbonne G M, et al. A New Period for the Geologic Time Scale[J]. *Science*, 2004, 305(5684): 621-622.

[151] Knoll A, Walter M, Narbonne G, et al. The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale[J]. *Lethaia*, 2006, 39(1): 13-30.

[152] Walker J D, Geissman J W, Bowring S A, et al. The Geological Society of America Geologic Time Scale[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2013, 125(3-4): 259-272.

[153] Bengtson S, Zhao Y. Predatorial Borings in Late Precambrian Mineralized Exoskeletons[J]. *Science*, 1992, 257(5068): 367-369.

[154] Duda J P, Blumenberg M, Thiel V, et al. Geobiology of a palaeoecosystem with Ediacara-type fossils: The Shibantan Member (Dengying Formation, South China)[J]. *Precambrian Research*, 2014, 255: 48-62.

[155] 马永生, 陈洪德, 王国力. 中国南方构造-层序岩相古地理图集(震旦纪-新近纪) [M]. 北京: 科学出版社, 2009.

[156] 周雁, 陈洪德, 王成善, 等. 中扬子区上震旦统层序地层研究[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2004(1): 53-58.

[157] 吴亚生. 生物岩的分类[J]. *古地理学报*, 2022, 1-18.

[158] 梅冥相. 从凝块石概念的演变论微生物碳酸盐岩的研究进展[J]. *地质科技情报*, 2007(6): 1-9.

[159] 吴亚生, 姜红霞, 虞功亮, 等. 微生物岩的概念和重庆老龙洞剖面 P-T 界线地层微生物岩成因[J]. *古地理学报*, 2018, 20(5): 737-775.

[160] Riding R. The Nature of Stromatolites: 3,500 Million Years of History and a Century of Research[M]//Reitner J, Quéric N V, Arp G. *Advances in Stromatolite Geobiology: Vol. 131*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011: 29-74.

[161] Dupraz C, Reid R P, Visscher P T. Microbialites, modern[M]//Reitner J, Thiel V. *Encyclopedia of Geobiology*. Netherlands: Springer, 2011: 617-635.

[162] Lee C, Love G D, Fisher W W, et al. Marine organic matter cycling during the Ediacaran Shuram excursion[J]. *Geology*, 2015, 43: 1103-1106.

- [163] Dahanayake K. Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura[J].*Sedimentary Geology*, 1977, 18(4): 337-353.
- [164] 张园园,杨海军,王建坡,等.塔里木板块塔中上奥陶统良里塔格组的核形石[J].*微体古生物学报*, 2009, 26(3): 234-242.
- [165] 齐永安,柴姝,张喜洋,等.河南卫辉地区寒武系第三统馒头组二段中的核形石及其沉积特征[J].*中国科技论文*, 2016, 11(21): 2416-2421.
- [166] Stéphanie Védrine, Hug W A. Oncoid growth and distribution controlled by sea[J].*Facies*, 2007, 53(4):535-552.
- [167] Logan B W , Rezak R , Ginsburg R N .Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites[J]. *The Journal of Geology*, 1964, 72(1): 68-83.
- [168] 钱迈平,袁训来,徐学思,等.徐淮地区新元古代叠层石组合[J].*古生物学报*, 2002, 41(3): 403-418.
- [169] 范正秀,旷红伟,柳永清,等.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[J].*古地理学报*, 2018, 20(4): 545-561.
- [170] Wright V P , Barnett A J .An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates[J].*Geological Society London Special Publications*, 2015, 418(1):209-219.

致谢

2015-2024，很难想象在中国科学院地球化学研究所这片科研沃土之中孕育成长了那么久。脑海中无数次浮现过将要离开时会是一种怎样的心情与光景，激动？难过？真正着笔于此时，涌上的多是满满的感谢与感怀

请允许我再次以最诚挚的敬意与谢意致以我的恩师，温汉捷研究员。在老师的羽翼之下被庇护了九年，自己也从懵懂无知的学生逐渐成长为了一名可以独立思考 and 探索问题的科研工作者。当面对微生物碳酸盐岩这一新鲜学科所带来的未知和挑战时，老师总是说“有想做的就放手去做，怕的是没有想做的科学问题”，给了我莫大的鼓励及向前的勇气。老师工作事务繁重，仍对本文选题、工作设计、报告撰写等方方面面倾注了大量心血。生活中，老师时刻关心着我们的身心状态，排解我的困惑，指引我的方向，使我能一直以较好的状态来面对工作与生活带来的琐碎、平淡和美好。老师严谨的科研态度，广阔的科研视野，勇攀高峰的科研追求，儒雅淡然的为人风范，均是指示我往后学习工作前进的灯塔。有如此“亦师、亦父、亦友”的恩师，是我人生经历中的一笔宝贵财富。同时，感谢师母周倩老师在生活中给予的无微不至的关怀和帮助，身处异乡的自己感受到了家人的温暖。在老师师母的照顾下已经安逸了太久，该是独立好好生活的时候了。在此，再次向温老师及师母致以最崇高的敬意与最真挚的感谢！

感谢师祖裘愉卓研究员及其夫人樊文苓研究员在我求学、博士后工作期间一直对我的关心和帮助。老一辈地质学家一丝不苟的治学态度，如若磐石的科研追求，是我毕身学习的榜样。在此诚挚祝福裘老师及樊老师身体健康，万事顺意！

感谢师叔秦朝建高级工程师、师兄樊海峰研究员、张羽旭副研究员、罗重光副研究员、朱传威副研究员、杜胜江副教授、张磊博士、周正兵副研究员、徐林博士；师姐刘洁博士、李芳芳；同门崔焱、师弟张洪杰、杨季华、邓卫、马万平、杨万祺；师妹闻静、李佳欣、叶琴、曹静、乔盼。衷心感谢各位在一直以来对于我的关心，帮助与肯定，在课题组这个大家庭中充满着欢声笑语，祝大家学习工作多顺利，生活心情多顺意。

感谢中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室胡瑞忠研究员、黄智龙研究员、毕献武研究员、宋谢炎研究员、钟宏研究员、刘耘研究员、

夏勇研究员、张兴春研究员、叶霖研究员、罗泰义研究员、尹润生研究员；环境地球化学国家重点实验室凌宏文老师、樊宇红老师、张鹏老师；地球内部物质高温高压院重点实验室李和平研究员、张辉研究员、唐勇研究员、吕正航副研究员；教育处王宁老师、夏红梅老师、王丽英老师、刘娜老师；人事处吴承泉老师、杨小力老师等在所内的科研学习生活中对我的关心、指导与照顾，因篇幅所限，许多老师未一一提及，在此一并感谢！

感谢中科院地化所 15 级硕士及 17 级博士同窗赵晓瑜、刘仕玉、蒋佳俊、杨林飞、吴森森、汪殿钟、梁庆林、李泽明、靳佳冀、常传宇、韦晨、田振东、张坤、朱宗强、马良、陈应华、赵振杰、刘跃福、徐进鸿、廖雨琦、吴涛、曹乐、刘礼宇、张敬宜、程倩云、曾苹、何珊、木兰、胡宇思等同学；师弟韩佳良、王力、高令健；崔鑫、冯哲、田耕宇、杨维懿等发小好友在生活中给予的关心与帮助。祝福各位平安喜乐、事事顺心！

最后，感谢我的父母，对我的养育与教导，望日长似岁，您们的平安、健康和快乐是我最大的心愿；感谢我的妻子周煜博士，生活本平凡，但你总能让这如常的生活变得绚丽多彩。感谢远在成都、江苏的家人们在我对我的关心照顾。行至远方，回望，家是最温暖的港湾。

九年光景，破茧、成长、也终算成熟。

杨洋

博士生期间发表的学术论文与研究成果

已发表（或正式接受）的学术论文：

Yang Y, Wen HJ, Liu J, et al. Redox conditions of shallow seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: insights from trace elements, REE, and eustatic changes[J]. *Geochemical Journal*, 2020.

杨季华, 罗重光, 杜胜江, 于文修, **杨洋**, 温汉捷. 高黏土含量沉积岩古环境指标适用性讨论[J]. *矿物学报*, 2020.

博士后期间发表的学术论文与研究成果

已发表（或正式接受）的学术论文：

范承蒙, 杨海林*, 杨洋* (通讯作者), 温汉捷, 樊海峰, 张洪杰, 李方会, 肖蛟龙, 周煜. 2023. 湖北三峡地区震旦系灯影组微生物碳酸盐岩类型及古环境演化. 古地理学报 (已接收).

胡海涛, 杨海林, 杨洋, 范承蒙, 樊海峰, 张洪杰, 李方会, 肖蛟龙, 周煜. 2023. 湖北三峡地区震旦系灯影组白云岩地球化学特征及古环境意义. 矿物学报. (已接收)

贾永斌, 于文修, 温汉捷, 罗重光, 杨光树, 杨洋, 崔焱. 2023. 滇中盆地南缘富锂黏土岩地球化学特征及沉积环境初探. 沉积学报, 41(01):170-182.

赵越, 马万平, 杨洋, 崔焱, 徐林, 罗重光, 温汉捷. 2022. 黏土矿物对 Li⁺ 的吸附实验研究——对黏土型锂矿成矿启示. 矿物学报, 42(02):141-153.

Zhou. Z.B., Wen. H.J., Zhu. Y., **Yang. Y.** 2023. Submarine hydrothermal fluids facilitated the accumulation of cadmium in lower Cambrian black shales, South China. GSA Bulletin. (accepted)

Deng. W., Wen. H.J., Du. S.J., Ling. K.Y., Fan. H.F., Zhu. C.W., Luo. C.G., **Yang.Y.** 2022. Provenance of Late Permian Nb-Zr-REE-Ga enrichment in western Guizhou: Implications for the waning volcanism of Emeishan large igneous province. Ore Geology Reviews. 150:105160.

个人简历

学习经历:

2011年9月——2015年6月，在昆明理工大学国土资源工程学院地球科学系学习，专业为资源勘查工程，获得工学学士学位。

2015年9月——2017年8月，在中国科学院地球化学研究所攻读矿物学、岩石学、矿床学专业，于2017年4月获得提前攻读博士学位资格。

2017年9月——2020年8月，在中国科学院地球化学研究所攻读博士，专业为地球化学，获得理学博士学位。

工作经历:

2020年11月——2024年1月，在中国科学院地球化学研究所博士后流动站从事科研工作。

参加的研究项目:

博士后期间参与寒武纪大爆发时期环境变化研究（国家自然科学基金重大项目）、中元古代海洋化学演化的Mo同位素示踪（国家自然科学基金重点项目）等科研项目的工作。

永久通信地址

家庭地址：昆明市呈贡区书香大地 A05 一单元 702 号

E-mail: 251402196@qq.com

电话号码：18988482790