中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 6 期: 1124 ~ 1141
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

专题: 地球生物学前沿

论 文

华北中元古代燕山盆地生物群演化及其与地质事件的耦合关系

石敏[①], 冯庆来[①*], 朱士兴[②]

① 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;
② 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074
* 联系人, E-mail: qinglaifeng@cug.edu.cn

收稿日期: 2013-07-28; 接受日期: 2013-12-24; 网络版发表日期: 2014-05-09
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2011CB808800)和国家自然科学基金项目(批准号: 41272015)资助

摘要 对华北中、新元古代燕山盆地发育的三个主要阶段的生物群面貌进行了总结, 三个阶段分别为: 长城系下部碎屑岩沉积阶段(A), 长城系上部至蓟县系碳酸盐岩沉积阶段(B), 蓟县系上部至青白口系碎屑岩沉积阶段(C). 其中阶段 B 是本研究的重点研究层位. B 阶段的页岩相化石虽然不甚丰富, 但燧石相生物化石却有着较高的分异度和丰度, 并具有多种类型的形态及纹饰. 此外 B 阶段中缺乏大直径个体. 阶段 B 的生物群丰度、分异度、浮游生物和底栖生物分异度比例、底栖球状化石平均直径、球形化石最大直径在时间尺度上具有明显的变化规律. 笔者从中识别出了两个典型的生物群演变事件, 两个事件都和地质事件相耦合. 事件一发生于大红峪组三段, 这一时期生物群中大个体浮游生物化石十分繁盛, 推测可能与火山活动有关. 事件二发生于高于庄组三段, 这一时期的生物群发生了整体面貌的更替, 该更替事件与叠层石衰减、海洋元素地球化学指标以及碳同位素等多个因素的变化耦合.

关键词
中元古代
燕山盆地
生物群演替
地质事件

根据 Rogers 等(2002)的研究, 哥伦比亚大陆是一个存在于1.9~1.5 Ga的超大陆, 大约从1.5 Ga开始裂解, 并在未完全打开的情况下即拼合成罗迪尼亚大陆, 在这一过程中, 在世界范围内出现很多裂谷盆地, 华北燕山盆地即为其中之一(Zhang 等, 2012; 陆松年等, 2004; 陆松年等, 2002). 报道于 Roper 群, Dismal Lakes 群, Beck Spring 白云岩, Bangemall 群, Amelia 白云岩, Balbirini 白云岩, Semri 群以及我国的蓟县群的众多生物群均来自于这一时期的裂谷盆地(Buick 和 Knoll, 1999; Horodyski 和 Donaldson, 1980; Javaux 等, 2001; Kumar 和 Srivastava, 1995; Licari, 1978; Muir, 1976; Oehler, 1978). 这些古生物群的组成分子十分相似, 但由于缺乏准确的年代数据, 生物群之间的区域对比仍然存在较多问题. 同时由于生物化石保存的局限性, 生物群在纵向上的变化规律仍不够清楚. 例如, Schopf 等(1992)曾经对中元古代的生物化石的大小变化规律进行过系统的统计研究, 但由于缺乏准确的年代控制以及化石保存的不连续性, 其研究结果只能提供大尺度上的参考. 虽然沉积学地球化学等的研究已经重建了这个时期的环境特征和演变

中文引用格式: 石敏, 冯庆来, 朱士兴. 2014. 华北中元古代燕山盆地生物群演化及其与地质事件的耦合关系. 中国科学: 地球科学, 44: 1124–1141
英文引用格式: Shi M, Feng Q L, Zhu S X. 2014, Biotic evolution and its relation with geological events in the Proterozoic Yanshan Basin, North China. Science China: Earth Sciences, 57: 903–918, doi: 10.1007/s11430-014-4830-7

规律, 但是目前缺乏该时期环境与生物群协同变化的研究.

华北燕山盆地发育全球范围内保存最好的、最连续的中元古代地层, 近几十年来科学家对盆地内的生物群调查工作提供了大量的生物化石信息, 特别是报道于蓟县系的燧石相生物群具有相当的连续性, 可以进行段(或亚组)的统计. 同时近年来针对这套地层的年代学研究使得这套地层具有了高精度的年龄限制(高林志等, 2008, 2009, 2011; 高维等, 2008; 李怀坤等, 2009, 2010, 2011, 1995; 陆松年和李惠民, 1991; 苏文博等, 2010). 综合这两个条件, 对燕山盆地内生物化石的统计分析, 不仅可以揭示华北燕山盆地自形成到闭合整个过程中的生物群演化过程, 而且对揭示整个哥伦比亚大陆裂解时期生物群的演替也将具有重要的意义.

据研究, 华北地台可能位于哥伦比亚三大陆块之一的 Nuna 陆块(陆松年等, 2002). 而燕山盆地位于华北地台北缘, 并沉积了较连续的中、新元古代地层, 在蓟县地区可以厚达 10000 m, 时限大约 1650~850 Ma (李怀坤等, 2011; 陆松年等, 1992; 王曰伦等, 1980). 位于华北地台北缘的燕山盆地正是一个伴随着哥伦比亚大陆裂解形成的裂谷盆地. 燕山盆地的发展经历了河口湾、局限海湾陆表海和收缩闭合海槽三个主要阶段(阎玉忠和刘志礼, 1998a). 随着盆地的逐步演化, 水体的开放程度以及盐度和氧化还原条件等环境因子也发生规律性变化, 而生存于其中的生物群落也不断地更迭演化, 并表现出不同时期特有的组合面貌(图 1). 盆地发育全盛时期的沉积主要是以叠层石为主的微生物碳酸盐岩, 化石多以硅化的方式保存, 主要以底栖蓝细菌类生物为主, 其中缺少有进化意义的特征分子. 因此虽然这种硅化保存的生物群保存完好且数量丰富, 仍然有学者将这一阶段总结为下部长城系植物群与上部青白口系植物群的过渡时期(孙淑芬, 2002). 但是这一阶段的化石记录在纵向上具有较高的连续性, 同时结合作者近年来在燕山地区不同剖面的多个层位燧石中所获得的大量的化石信息, 使得我们进行生物群演替规律的研究成为可能. 本文对华北燕山盆地自形成至闭合过程中的化石信息进行了全面的统计, 并在此基础上对燕山盆地不同演化阶段的生物群的演替规律进行讨论, 并着重研究了盆地发育全盛时期碳酸盐岩沉积阶段的生物群的演替.

1 地质背景

燕山盆地内的中、新元古代地层自下而上分为长城群(含常州沟组、串岭沟组、团山子组和大红峪组), 蓟县群(含高于庄组、杨庄组、雾迷山组、洪水庄组和铁岭组), 下马岭组和青白口群(含长龙山组和井儿峪组). 其中长城群、蓟县群和下马岭组属于中元古代, 青白口群属于新元古代(图 1). 高于庄组至雾迷山组即为 Nuna 大陆裂解高峰期的陆表海碳酸盐岩沉积(Zhang 等, 2012). 燕山盆地内的沉积物特征在纵向上具有明显的阶段性, 长城群下部沉积以碎屑岩为主, 主要是砂岩, 泥页岩等. 从长城群上部团山子组开始出现碳酸盐岩沉积, 蓟县群主要以碳酸盐岩沉积为主, 发育大量的叠层石, 蓟县群上部洪水庄组开始出现薄层的泥页岩, 到上部的青白口群则又以碎屑岩沉积为主, 分别对应的形成于河口湾、局限海湾-陆表海、收缩闭合海槽三个主要阶段的地层记录(阎玉忠和刘志礼, 1998a).

2 材料及方法

在统计过程中, 为了统计和称谓的方便, 本研究沿袭了前人将孢粉分析法和燧石切片法所获得的化石分开讨论的习惯, 将孢粉分析所获得的化石称为泥页岩相生物群, 而将燧石切片所获得的化石称为燧石相生物群. 泥页岩相生物群主要出产于长城群和青白口群中. 在以碳酸盐岩沉积为主的蓟县群内硅化生物群是主要的化石保存方式, 化石多保存在硅化的碳酸盐岩或者燧石中. 蓟县群缺乏泥页岩化石, 仅在部分含泥量较高的层位有所产出, 且这些化石个体小, 形态简单. 另外一类是碳质压型化石, 燕山盆地内的此类化石主要保存在泥页岩、泥质砂岩或泥质碳酸盐的层面上, 但这类化石的真伪尚存在诸多争议.

本文对华北燕山盆地中元古代出现过的化石进行了系统的统计(图 2~4). 统计的化石主要来自两部分, 一是已公开发表的论文专著, 包括期刊论文 104 篇, 专著 1 部; 二是作者近年来实际采样所获得化石资料. 作者近年来从蓟县剖面的串岭沟组、团山子组、高于庄组和雾迷山组, 辽宁凌源剖面的雾迷山组, 河北迁西的常州沟组和高于庄组, 河北怀来的下马岭组采集泥页岩样品 95 件, 并获得了部分保存完好的微体化石; 从蓟县剖面的团山子组、大红峪组、高于

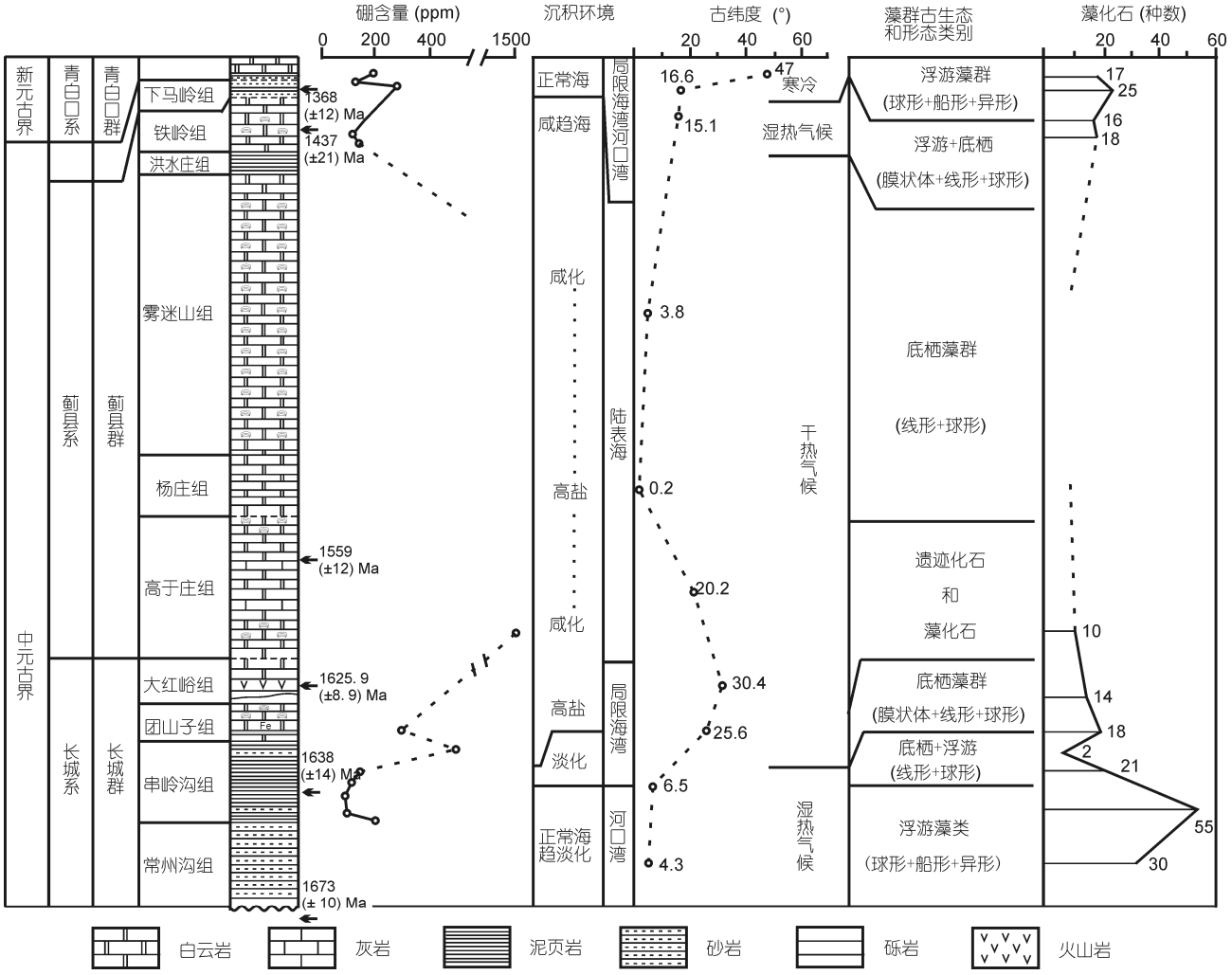

图 1　华北燕山盆地古环境及化石群简图

改自阎玉忠和刘志礼(1998a); 锆石年龄引自高林志等(2008, 2009), 李怀坤等(2009, 2010, 2011), 苏文博等(2010)

庄组和雾迷山组, 河北宽城尖山子剖面高于庄组, 辽宁凌源剖面的雾迷山组, 河北迁西剖面高于庄组和河北古子房剖面高于庄组采集了燧石样品 473 个, 切片逾 2000 张, 并获得了大量的微生物化石. 这一时期的主要化石类型有 3 大类, 分别是宏观化石、泥页岩相生物和燧石相生物, 本文对这三类化石分别进行了属一级分异度的统计.

在已经报道的化石中, 有的后来被证明是假化石或是沉积构造的不予统计. 例如团山子组和常州沟组的“潜穴化石”(刘鹏举, 2003; 宋天锐和高健, 1985a, 1985b; 袁鄂荣, 1993), 可能是构造成因的裂隙; 报道于大红峪组和串岭沟组的“遗迹化石”可能是微生物沉积构造(Microbially Induced Sedimentary Structure)(高建华等, 1993; 刘洪福和刘池洋, 1992); 常州沟组的椭圆形、香肠状和长棒状化石即被认为可能是某种成因的泥砾(Lamb 等, 2007; 朱士兴等, 1999); 雾迷山组的部分球状“真核生物”被认为可能是沉积结构(尹磊明, 1981; 张昀, 1978a, 1978b). 而有的化石因为缺少证据而存在诸多争议, 这类化石我们在研究中作为存疑化石另做统计. 例如孙淑芬等报道于高于庄组的螺旋状潜穴化石并未提供垂直层面的证据, 而且并未与同一层位、同为螺旋状的 *Grypania* 做形态的对比(孙淑芬等, 2005); 牛绍武等报道于杨庄组的“类水母化石”, 由于化石类型过于先进, 且缺乏进一步的研究(牛绍武, 1987); 团山子组碳质压型化石因缺少微细结构的证据而尚未被普

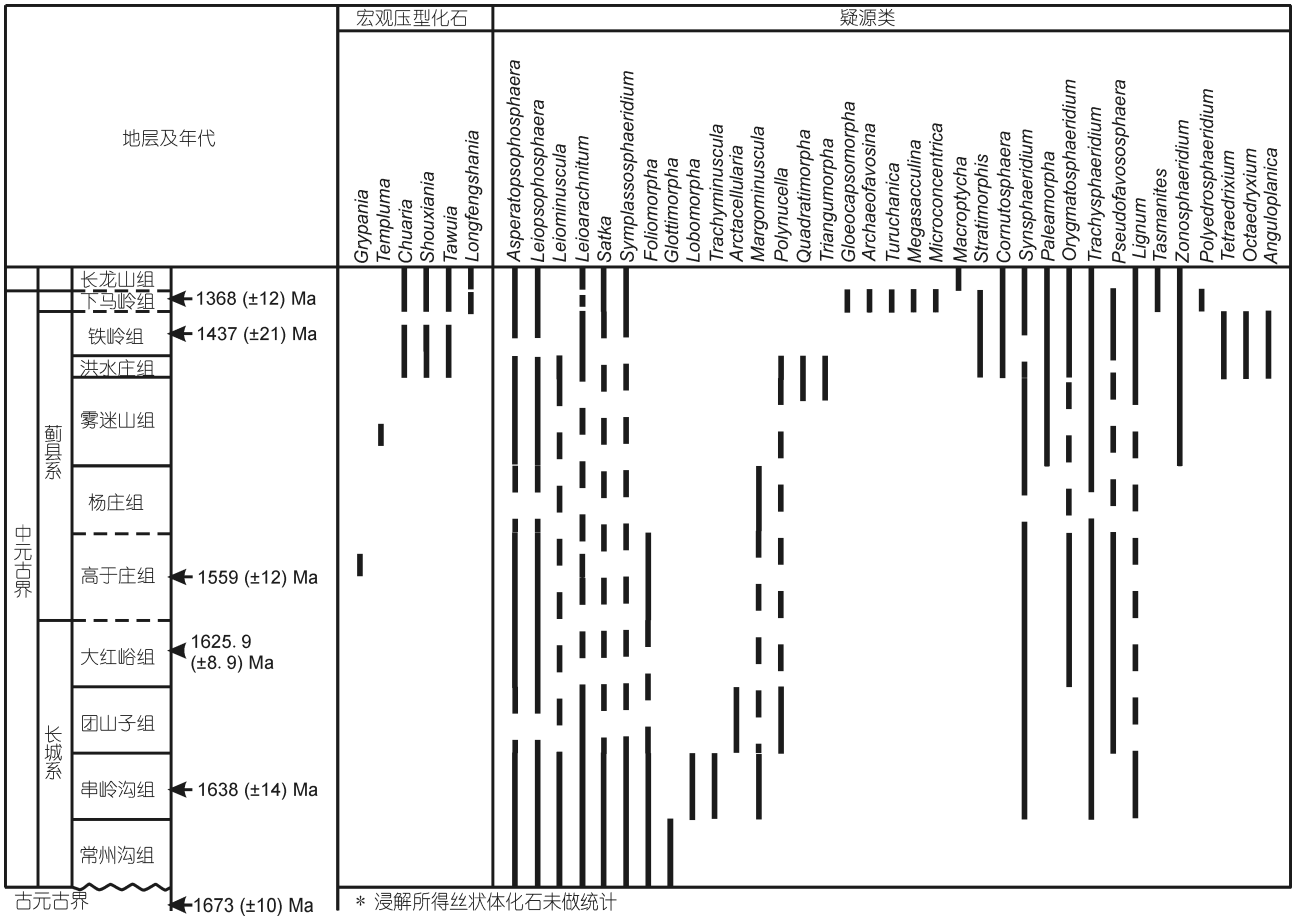

图 2　华北燕山盆地宏观化石和疑源类分布

化石资料引自 Du 和 Tian(1985a, 1985b); Du 等(1995); Hofmann 和 Chen(1981); Lamb(2008); Lamb 等(2007, 2009); Peng 等(2009); Zhang(1997); Zhang(1986a); 朱士兴等(1999); Zhu 和 Chen(1995); 陈孟莪(1989, 2000); 陈孟莪等(2000); 杜汝霖(1982); 杜汝霖和田立富(1982, 1985); 杜汝霖等(1980, 1983, 1986); 刘志礼和杜汝霖(1991); 罗其玲(1990); 罗其玲等(1982, 1985); 牛绍武(1998, 2002); 彭永波等(2007); 孙淑芬(1989, 2000, 2002, 2005, 2006); 孙淑芬和朱士兴(2000); 孙淑芬等(2001, 2002, 2004, 2005, 2006); 唐烽(1995); 唐烽和高林志(1999); 萧宗正(1990); 邢裕盛(1987); 邢裕盛和刘桂芝(1973, 1982); 邢裕盛等(1990); 阎玉忠(1982, 1985, 1991, 1995a, 1995b); 阎玉忠和刘志礼(1993, 1997, 1998a, 1998b); 尹磊明(1985); 张鹏远(1979); 朱士兴和陈辉能(1995)

遍承认(Knoll 等, 2006; Zhu 和 Chen, 1995). 另外, 部分化石可能是同物异名的, 在统计过程中作为同一类型统计.

3　生物群面貌

通过对化石的统计分析, 发现燕山盆地内的生物群面貌随着沉积环境的变化而不断变化, 且与岩相在纵向上的变化表现出明显的对应关系, 这一结果与前人的研究基本一致(孙淑芬, 2002; 阎玉忠和刘志礼, 1998a). 燕山盆地的三个主要演化阶段分别对应不同的岩相和不同的生物群面貌, 以下将按照盆地的三个演化阶段进行生物群面貌的介绍: A, 长城系下部(常州沟组-串岭沟组)碎屑岩阶段; B, 长城系上部至蓟县系(团山子组-雾迷山组)碳酸盐岩沉积阶段; C, 蓟县系上部至青白口系(洪水庄组-长龙山组)碎屑岩阶段(图 5).

3.1　阶段 A

本阶段的沉积以碎屑岩为主, 化石主要保存在粉砂岩及泥页岩内. 化石类型主要有泥页岩相生物群和宏观碳质压型化石两大类.

泥页岩相生物群包括球形、船型和异形(即不规则形态)以及部分丝体化石等. 阎玉忠(1982, 1985,

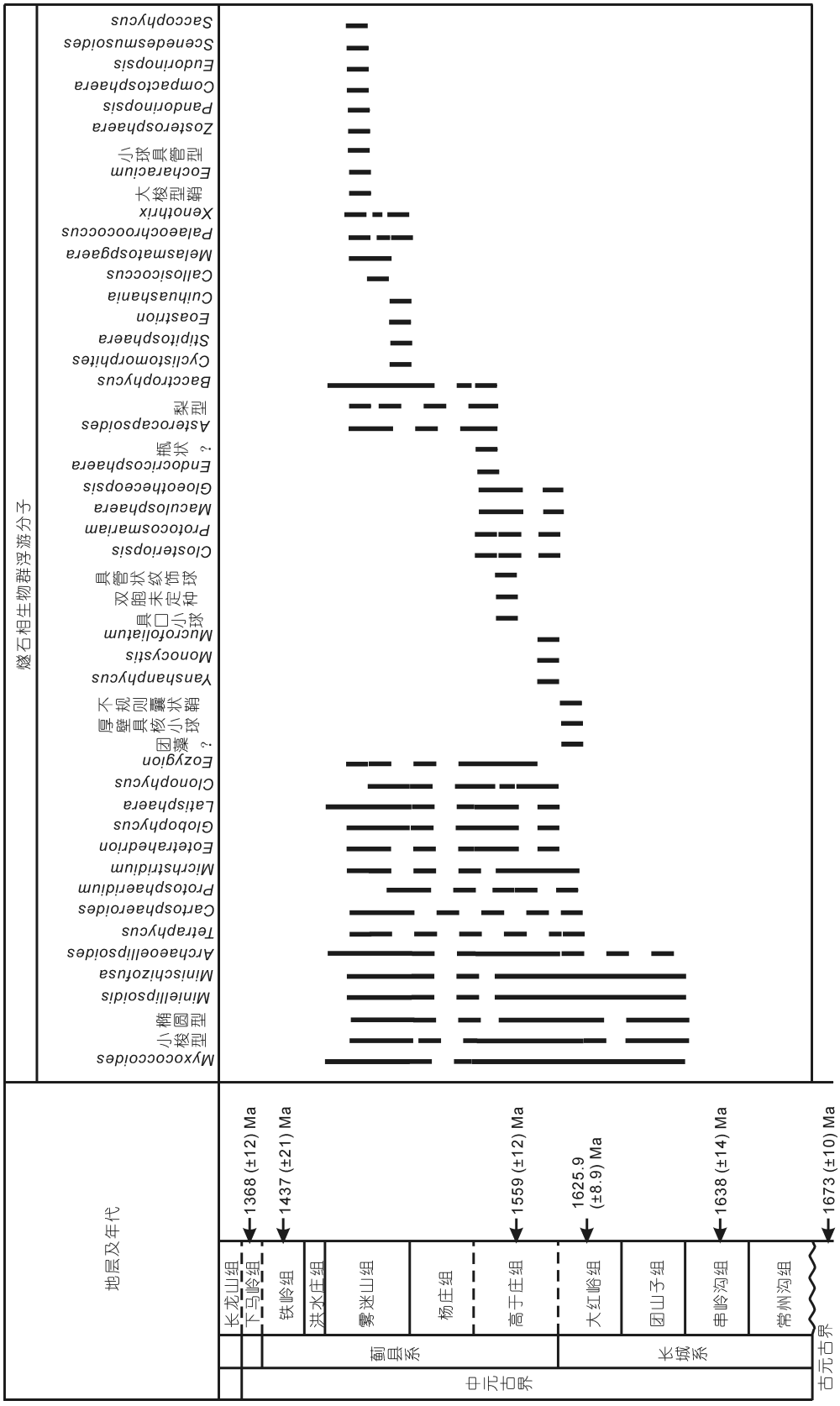

图 3　华北燕山盆地燧石相生物群浮游生物分布

化石资料引自 Golubic 和 Lee(1999); Lee 和 Golubic(1998, 1999); Schopf 等(1984); Zhang 等(1989); Zhang(1981, 1984, 1985); Zhang(1986b); 曹芳(1987, 1992, 2005); 曹瑞骥(1984); 李承洲等(1999); 李培菊和罗其玲(1994); 刘志礼等(1982); 徐兆良(1984a, 1984b); 徐兆良和 Awramik(2001, 2002); 徐兆良和高建平(1991a, 1991b); 尹磊明(1981); 张鹏远(1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1987, 1990); 张鹏远和谷淑琴(1986); 张鹏远和严晓丽(1984); 张昀(1978a, 1978b); 张昀和 Golubic (1987); 张昀等(1995); 张忠英和李正惠(1984, 1985); 张忠英和刘双(1990); 周小平(1990, 1991); 周小平和张忠英(1991); 朱浩然等(1980); 朱士兴(1982)

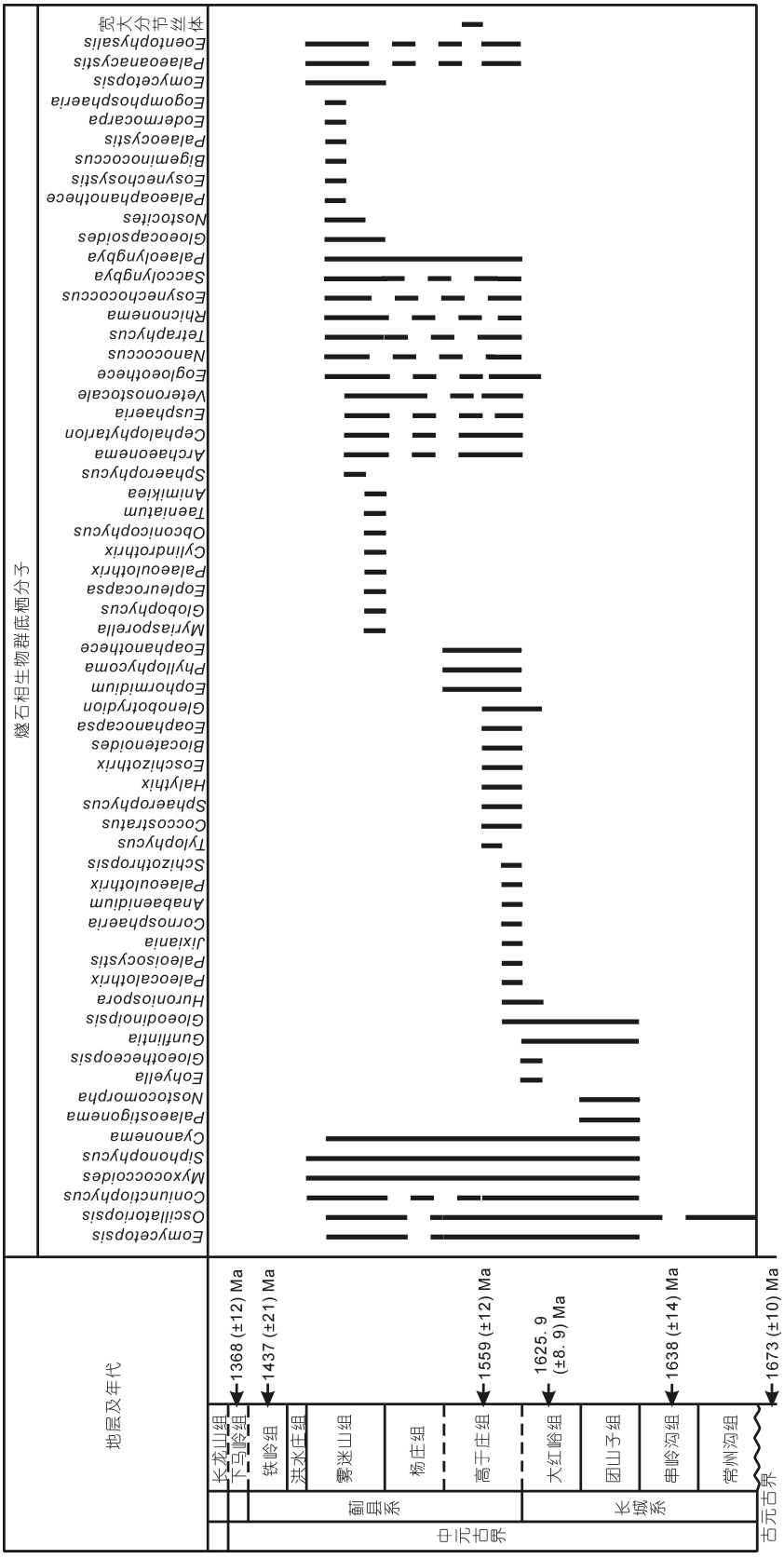

图 4　华北燕山盆地燧石相生物群底栖生物分布

化石资料引用文献同图 3

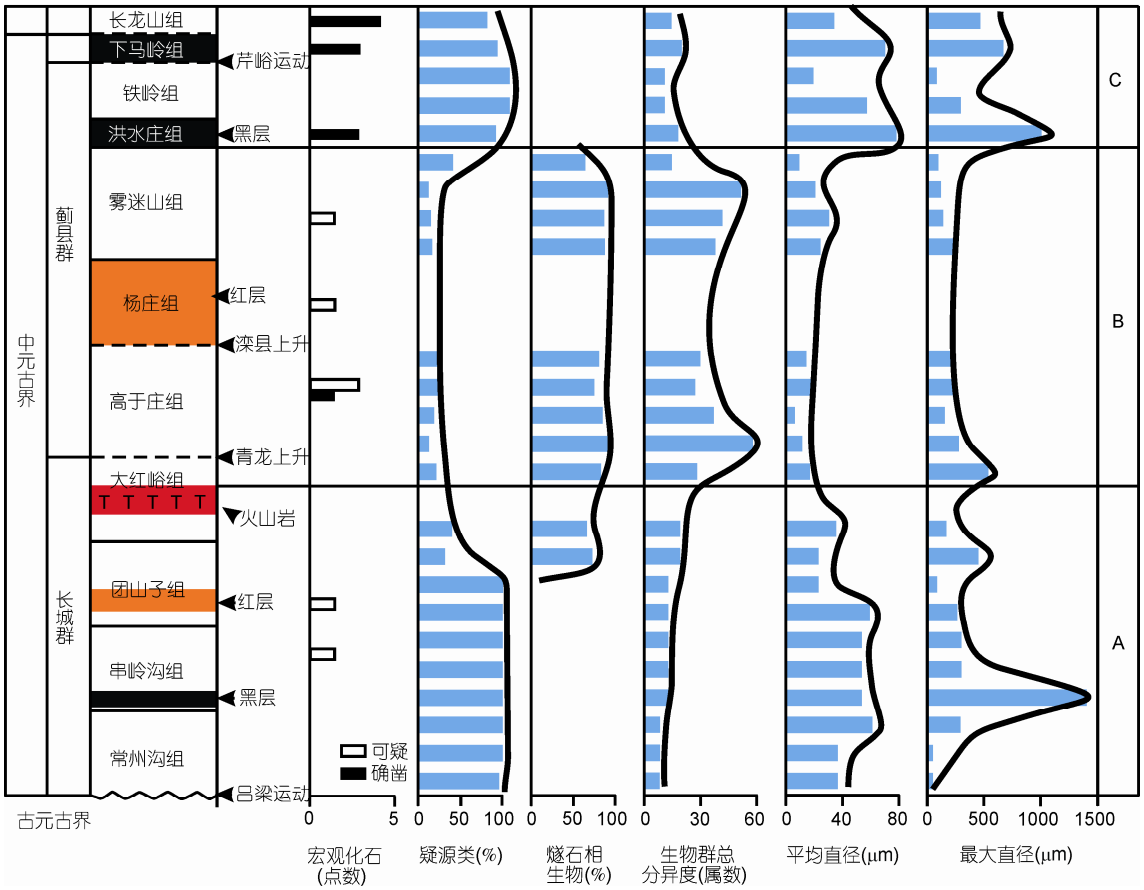

图 5　华北燕山盆地化石群变化规律图

1991, 1995a)曾经将长城系发现的船型类化石, 建立了 10 多个属, 并认为这一时期的真核生物具有很高的分异度. 但 Peng 等(2009)的研究认为, 这类化石并不是一个沿着长轴方向从中间开裂的个体, 而是扣在一起的两瓣分开之后卷曲成的半个个体. 此前阎玉忠所认为的复杂的开口结构, 可能只是细胞壁卷曲形成的假象. 经过细微结构的研究, Peng 等(2009)认为此前所建立的 *Schizofusa*, *Schizospora*, *Schizovalvia*, *Thecatovalvia*, *Diplomembrane*, *Coniocystis*, *Leiovalia*, *Valvimorpha*, *Leioarachnitum*, *Scaphita* 和 *Trachyarachnitum* 等 10 多个属均属于同一类型. 同样, 彭永波等(2007)还对长城系的另一类主要化石类型球形化石进行了形态研究, 发现球形化石在电镜下都是表面平滑的类型, 阎玉忠(1982, 1985, 1991, 1995a)描述的 *Leiosphaeridia*, *Dictyosphaera*, *Trachypherium*, *Kildinella*, *Pseudozonosphaeridium*, *Favososphaeridium*, *Stictospaeridium*, *Trematosphaeridium*, *Pterosperomopsimorpha* 和 *Nucellosphaeridium* 可能均属于同物异名的化石. 因此这一时期的化石分异度可能并没有曾认为的那么高. 彭永波等的研究还证实这一时期的绝大部分化石具有光滑的表面, 只有少数类型具有同心肋条状结构(Peng 等, 2009).

个体巨大的疑源类化石是这一时期生物群的一个重要的特征分子. 在长城群的常州沟组和串岭沟组, 个体大于 100 μm 的化石十分常见, 在串岭沟组出现了大量的超过 400 μm 的球状化石, 最大个体直径可高达 1400 μm(阎玉忠和刘志礼, 1993).

宏观碳质压型化石在本阶段有两例报道. 其中一个是常州沟组的球形、椭圆形及长棒状化石, 在后来的研究中已被证实并不是有机体, 而是某种成因的泥砾(Lamb 等, 2007; 朱士兴等, 1999). 另一个是出产于串岭沟组泥页岩中的 *Chuaria* 和 *Parachuaria* 化石, 但缺乏显微结构的证据, 因此还需要进一步的研究(Hofmann 和 Chen, 1981; 孙淑芬等, 2004).

总体来说, 本阶段生物群的化石类型十分单调, 其中泥页岩相生物群富含大个体化石, 以表面光滑的个体为主, 仅有少数类型具有肋条状纹饰.

3.2 阶段 B

本阶段的沉积以碳酸盐岩为主.所报道的生物群有燧石相生物群, 泥页岩相生物群和宏观碳质压型化石三类. 其中产自硅化碳酸盐岩或燧石中的燧石相生物群是本阶段的主要生物群.

从长城系上部的团山子组开始, 化石的总分异度出现了明显的增高(图 5), 燧石相生物群是这一增高的主要贡献者. 燧石相生物群是以微生物席(microbial mat)群落为主的生物群. 研究燧石中的生物群多采用岩石切片的方法, 岩石薄片中的化石呈立体保存状态, 因此通过镜下观察, 根据化石在岩石中的分布状态, 可以将微生物席的建造者、常驻者以及一些外来分子(allochthonous)区分开来. 首先微生物席的建造者含量最高且直接参与微生物席的建设, 因此在镜下是极易识别的类型, 它们基本是底栖类型的分子(图 6(a)). 微生物席的常驻者(dweller)通常呈群体出现, 或者沿着层面分布, 或者在同一薄层内含量较高, 并经常和微生物席的建造者共生, 这类分子也多为底栖类型的分子(图 6(d)). 外来分子(allochthonous)是指那些并不参与微生物席的建设, 也不常驻在席内的分子, 他们生活在微生物席上部的水体中, 死后落入生物席内保存, 这类外来分子在显微镜下通常呈单个或多个随机分散出现, 且不沿着层面分布, 他们绝大多数为浮游分子(Knoll, 1982). Schopf 总结中元古代的燧石相生物群, 并认为其是单调而乏味的(Schopf 和 Klein, 1992). 燧石相生物群中的化石类型多是原核生物, 形态简单, 且变化小, 因此在地层对比和进化上的意义不明显(张鹏远, 1983; 朱士兴, 1982). 但是近年来, 作者在燧石中发现了诸如具刺化石 *Baltisphaeridium*, 具有环纹状纹饰球状化石, 表面具有管状结构的厚壁小球状化石, 表面具有细管状纹饰的球状化石, 具有不规则出芽特征的皮囊状化石, 由多个细胞组成的疑似团藻化石, 小型的船型化石, 椭圆形化石, 肾状化石和大型船型胶鞘化石, 梨状化石等, 其中的多种类型可能是真核生物(图 6(b), (c), (e)~(l))). 定型群体化石也是燧石相生物群中十分具有特色的类型, 例如 *Bigeminococeus*, *Tetraphycus*, *Myriasporella*, *Pandorinopsis*, *Compactosphaera*, *Eudorinopsis*, *Scenedesmusoides* 和 *Saccophycus* 等多个属(图3). 浮游类分子(外来分子)形态多种多样, 相对微生物席建造者和常驻者来说丰度不高, 但是具有很高的分异度. 燧石相生物群中丰富的浮游类分子是这一时期生物群的特色类群, 且相对于微生物席的建造者和常驻者来说, 浮游类分子的形态和纹饰更复杂.

泥页岩相生物群类型相对比较单调, 小型的光面球状化石是主要类型. 报道于本阶段的泥页岩相生物群多个体小而形态简单, 表面特征不明显(邢裕盛和刘桂芝, 1973). 但是和阶段 A 的生物群相比, 这一时期具有粗糙表面或者颗粒状表面的化石明显增多. 朱士兴近年来在高于庄组和雾迷山组发现了大量的具有粗糙表面或者颗粒状表面的泥页岩相生物化石类型, 可能表示这一时期的化石外表纹饰趋于复杂化. 另外这一阶段的末期出现了一些具有复杂形态的四角形 *Quadratimorpha*, 多角形 *Cornutosphacra* 等化石(邢裕盛和刘桂芝, 1973), 也说明这一时期的泥页岩相生物群趋于多样性.

与阶段 A 以及阶段 C 的化石相比, B 阶段的化石个体大小发生了显著的变化. B 阶段微体化石主要有两个来源, 分别为切片法所得的燧石相生物群和泥页岩相生物群. 在这两类岩相中均缺乏大个体(大红峪组三段除外), 化石以小于 50 μm 的个体为主, 大于50 μm的个体稀少. 中元古代的大个体微体化石主要出产于泥页岩等细粒碎屑岩中, 例如我国常州沟组、串岭沟组、洪水庄组、下马岭组、汝阳群以及澳洲的 Roper 群中出产的大型疑源类均产自黑色泥页岩中(Javaux 等, 2001; Xiao 等, 1997; 罗其玲等, 1982; 孙淑芬, 2000; 阎玉忠和刘志礼, 1993), 而 B 阶段缺少富含大型疑源类的黑色泥页岩沉积. 因此 B 阶段微体化石普遍个体较小可能并不是选择保存的结果, 其反映的是沉积环境的变化.

宏观压型化石在 B 阶段有多处报道和发现. 而仅有发现于高于庄组三段的 *Grypania* 是可靠的宏观化石. *Grypania* 在印度, 北美等的多个元古代层位有过报道(Han 和 Runnegar, 1992; Kumar 和 Srivastava, 1995; Walter 等, 1976), 但是它的系统归属仍然存在很多的争议, 有学者认为其可能是真核生物(Han 和 Runnegar, 1992; Knoll, 1992; Walter, 1990; Walter 等, 1976; Xiao 和 Dong, 2006), 也有学者认为除了个体巨大这一特征之外, *Grypania* 的其他外型特征均指示其

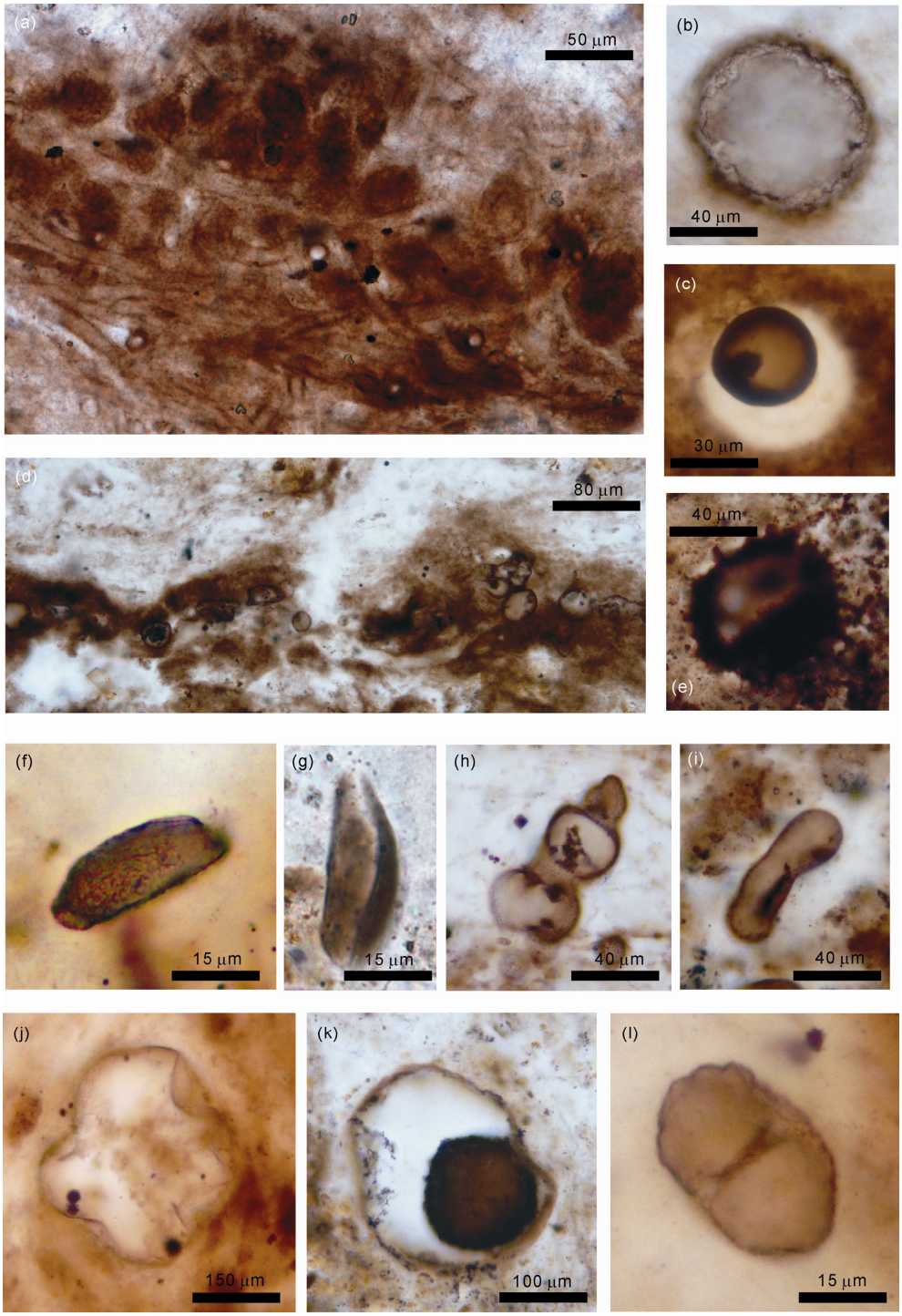

图 6　华北燕山盆地特征燧石相生物群化石图版

为蓝细菌丝体(Kumar 和 Srivastava, 1995). 除此之外, 团山子组的 *Chuaria* 等压型化石(Hofmann 和 Chen, 1981; 刘敏, 1990; 阎玉忠和刘志礼, 1997; 朱士兴和陈辉能, 1995), 高于庄组三段的大型叶片状碳质压型化石, 杨庄组的类水母化石(牛绍武, 1987), 雾迷山组的多核体绿藻化石 *Tempuma*(张鹏远, 1979)等, 均

由于尚缺乏进一步的证据, 有待于后续的求证.

本阶段的生物群分异度显著上升, 这一定程度上是因为硅化保存是一种特异保存的方式. 但同时燧石相生物群中大量具有复杂形态的浮游分子的出现, 泥页岩相生物群中具有粗糙表面的化石所占比例增高以及可靠的宏观化石的出现, 都说明这一时期的生物群较下部长城系阶段出现了分化.

3.3 阶段 C

本阶段是以碎屑岩沉积为主的阶段, 化石主要产于泥页岩中, 主要化石类型有宏观碳质压型化石和泥页岩相生物群两大类.

宏观化石 *Chuaria-Tawuia* 组合在洪水庄组, 下马岭组和长龙山组频繁出现. 这一化石组合在印度, 北美, 西伯利亚以及我国华南等中元古代晚期至新元古代的地层中具有十分广泛的分布(Gussow, 1973; Kumar, 2001; Kumar 和 Srivastava, 2003; Vidal 等, 1993). 由于 *Chuaria* 化石的形态较为简单, 且关于其分类位置的争议不断, 有学者运用揭片技术研究发现 *Chuaria* 是由丝体蓝细菌组成的群体(Sun, 1987), 也有学者通过对 *Chuaria* 进行电镜下的微细结构的研究认为其是真核多细胞生物(王鑫等, 2011), 因此对待不同层位不同地区出产的 *Chuaria* 应该进一步的研究求证. 著名的龙凤山生物群主要出现在长龙山组, 出现了器官分化的 *Longfengshania*(Du 和 Tian, 1985a, 1985b; Du 等, 1995; 杜汝霖和田立富, 1982, 1985).

泥页岩相微生物群在本阶段含量也十分丰富, 以球形化石为主, 有少量的船型化石, 个体表面粗糙的化石类型明显增多. 这一时期的部分疑源类化石个体巨大,洪水庄组的部分化石个体直径可以高达 1000 μm, 并出现了多种类型的多面体化石, 包括多角形 *Cornutosphaera*, 四角形 *Quadratimorpha*, 三角形 *Triangumorpha* 和二角形 *Anguloplanica* 等化石类型(孙淑芬, 2000; 邢裕盛和刘桂芝, 1973).

总体来说, 这一时期的生物群化石类型多样, 有多种类型的宏观植物出现, 泥页岩相生物群分异度增高, 出现多种新类型化石.

4 生物群演替及其与地质事件的耦合关系

燕山盆地内, 自团山子组至雾迷山组的碳酸盐岩, 是长约 2 亿年沉积的产物.在这 2 亿年中, 燧石相生物群一直是世界范围内的主导生物群. 由于年代久远, 岩石变质程度高, 大部分化石已经随着岩石的变质而降解, 因此对生物群面貌纵向上的演变大多只能进行定性的研究, 部分纵向上的统计由于尺度单位较大, 仅能提供大尺度上的参考, 难以发现较清晰的变化规律. 在燕山盆地以碳酸盐岩沉积为主的阶段 B 中, 经过硅化作用保存的燧石相生物群不但在空间上有广泛的调查研究, 在不同层位上也有较详细的调查发现. 本次统计发现, 燧石相生物群并不是一成不变的, 虽然大部分化石的形态在时间纵向上缺少变化, 但是随着时间的变化生物群落的组成却在不断的演变. 统计的结果显示生物群的丰度、分异度、浮游生物和底栖生物分异度比例、底栖球状化石平均直径、球形化石最大直径在纵向上均有大幅度的变化(图 7). 对这些燧石相生物群的统计提供了目前中元古代最高精度的生物群变化信息. 结合近年来燕山盆地内中元古代地层越来越精确的年代地层学研究成果, 这一统计具有重要的全球对比价值. 尽管硅化作用是一种特异埋藏, 化石保存相对较好, 但受后期改造以及研究区调查程度差异的影响, 使得这些指标蕴含了一些噪音, 我们需要对这些指标进行一些去伪存真的分析和讨论.

张昀等曾经对高于庄组和雾迷山组两个组的球形化石的直径进行统计和比较, 并认为雾迷山组的球状化石直径明显升高. 张昀将这一直径的升高与 Schopf 的统计相比较, 并认为与真核生物的出现有关(Schopf, 1977; Zhang, 1981, 1985). 经过对张昀所统计的化石类型的分析, 发现大部分参与统计的化石是底栖原核生物化石, 因此这一统计反映的是底栖造席生物优势分子的变化. 由于张昀的统计以组为单位, 尺度较大, 因此难以识别这一优势分子变化所发生的具体层位. 笔者以段(或亚组)为单元对球形化石的直径进行详细统计, 从化石直径的分区间统计图中可以看出, 从高于庄组第四段开始, 出现了大量的大直径个体, 这种现象一直延续至雾迷山组第三段, 并在有的层位表现为多个峰值, 底栖球状化石平均直径从高于庄组第四段开始达到 10 μm 以上(图 8). 以高于庄组第三、四段为界限, 我们对小于 50 μm 的球状化石的直径进行分段统计, 从团山子组至高于庄组第三段的化石直径主要分布在 10 μm 以下, 峰值 4~5 μm(图 9(b)). 从高于庄组第四段至雾迷山组的化石直径存在两个主要的峰值, 分别为 4~5 μm 和

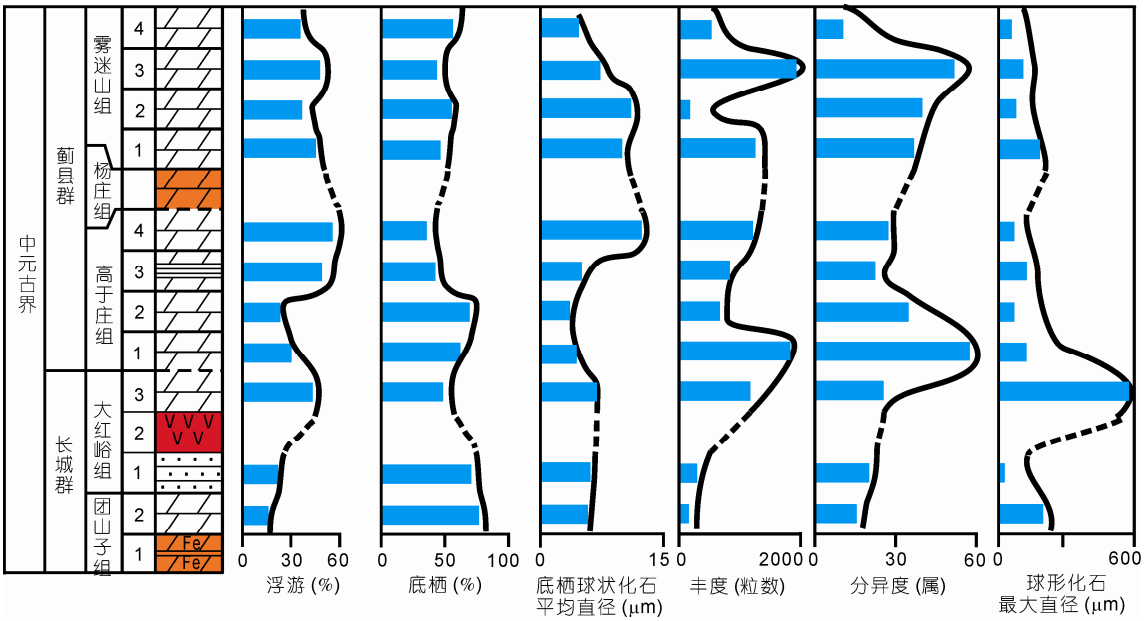

图 7　华北燕山盆地燧石相生物群变化规律图

14~20 μm(图 9(a)). 从高于庄组第四段开始, *Myxococcoides* 成为主要的造席生物之一, 也是 14~20 μm 峰值的主要贡献者. 底栖球状化石平均直径升高, 反映了造席生物的主导类型发生了变化.

需要说明的是, 高于庄组第三段的燧石沉积极为稀少, 目前所统计的燧石相生物化石全部来自高于庄组第三段零星出现的硅质球状结核内. 由于统计量的影响, 大个体单细胞化石在高于庄组第三段的分布规律以及球状化石的直径分布规律, 还需要更深入的、更广泛的调查.

浮游分子和底栖分子的相对变化是反映化石生物群落变化的重要指标. 但是在燧石相生物群中底栖分子是占据绝对优势地位的群体, 而浮游分子的数量极少. 底栖分子多为蓝细菌, 其外部胶鞘和胞外聚合物使得其易于保存为化石, 甚至有的矿化作用在其还活着的时候就已经开始(Bartley, 1996; Renaut 等, 1998), 因此可能比浮游分子更加易于保存. 底栖分子和浮游分子在生物群内的数量悬殊较大, 同时差异保存使得这一悬殊加大, 因此它们丰度的比值不具有参考价值. 因此, 我们选用二者分异度比值变化来进行分析和讨论. 总体来说, 浮游生物和底栖生物分异度比值最明显的变化发生在高于庄组第二段与高于庄组第三段之间, 以此为界往上, 浮游分子的分异度比例明显增高, 并一直保持到雾迷山组第三段, 这一变化指示生物群落结构发生了明显的变化(图 7).

Guo 等(2012)的有机碳同位素值在高于庄组第二段顶部达到最低值之后开始上升, 在第三段整体处于上升趋势, 一直到高于庄组第四段到达高值之后即一直保持至雾迷山组. 浮游分子和底栖分子分异度的比值所指示的群落结构变化发生于高于庄组第二段和第三段之间. 生物群群落的变化和有机碳同位素的变化表现出高度的一致性.

高于庄组第二段的有机碳同位素低值, Guo 等(2012)认为是由非光合作用生物群主导的结果, 而高于庄组三段开始升高则是光合作用生物开始占主导作用的结果. 由于本次所统计的大部分化石类型可能都是光合作用类型, 所表现出的变化是光合作用生物群内部的变化. 所以, 虽然生物群的变化趋势与有机碳同位素的变化趋势十分一致, 有机碳同位素变化是否由光合作用生物群控制仍无法下结论. 但是, 生物群和有机碳同位素的共同变化指示在高于庄组的中上部发生了重要的地质事件. 这一事件大致从高于庄组的第二段和第三段界限开始, 至高于庄组第三段和第四段界限处实现了整个生物群的更替.

元素地球化学研究也显示多个指标在高于庄组的第三段发生了明显的变化, Sr/Ba 比值和 B 含量降低, Rb/K 比值升高, 从高于庄组第三段盐度明显降低(罗顺社和汪凯明, 2010). 同时高于庄组第三段叠层

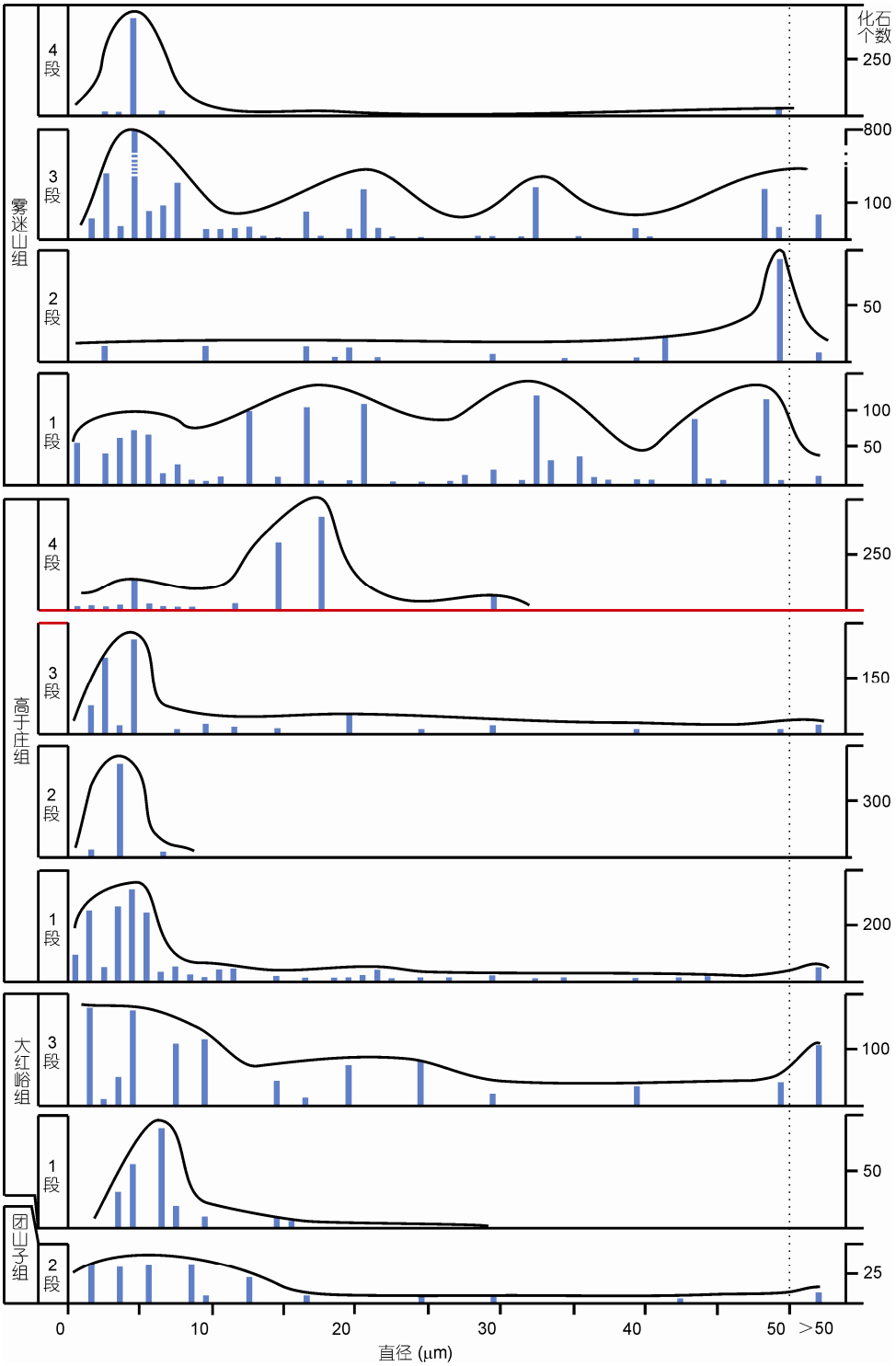

图 8　燧石相生物群细胞直径分布频率图

石的缺失, 被某些学者认为可能代表了一次叠层石衰减事件(梅冥相, 2007, 2008), 而且这次叠层石衰减事件很可能是全球性的. 叠层石的衰减被科学家认为具有复杂的原因, 可能是海水化学条件和大气环

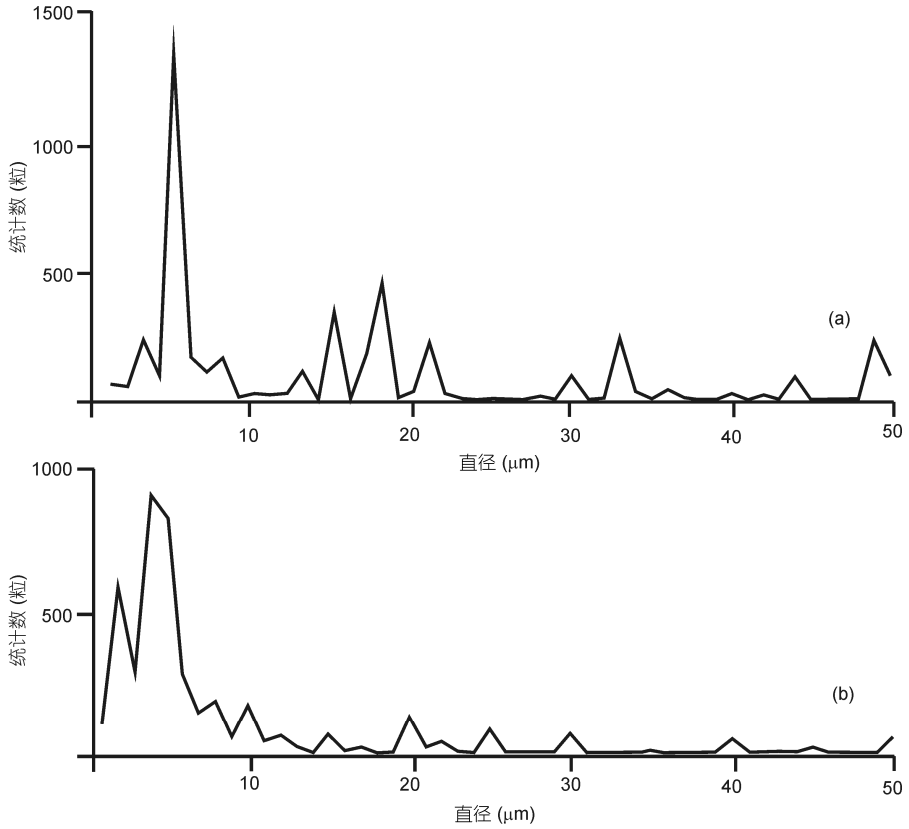

图 9　燧石相生物群化石直径峰值分布图

境在长尺度上变化的结果(Grotzinger, 1990).

高于庄组第三段经历了高于庄组最大的一次海侵, 是水深最深的时期, 组内发育泥质碳酸盐和黑色的泥岩等深水沉积, 且极少发育叠层石. 上述事件的某些指标的变化可能受到水深的影响, 但是从上述生物群落的特征来看, 特别是浮游生物和底栖生物分异度的比值变化和底栖球状化石平均直径的变化, 本次事件并不是一个单纯受水深控制的事件. 叠层石衰减事件、二氧化碳分压的下降以及氧气的上升均发生于这一时期(Guo 等, 2012; Li 等, 2003; 梅冥相, 2007, 2008), 因此我们认为发生于高于庄组第二段与第三段界限处的生物群更替事件可能受海水化学条件和大气环境的共同作用.

和阶段 A, 阶段 C 相比, 阶段 B 的微体化石(包括燧石相生物和泥页岩相生物)中缺乏大直径个体, 化石个体普遍较小, 小于 50 μm 的化石占绝对优势地位, 大于 50 μm 的化石十分稀少. 燧石相生物群的化石直径的统计显示大部分的化石个体直径集中在 50 μm 以下, 而大红峪组三段却是个例外. 对直径进行分区统计显示大于 50 μm 的个体在大红峪组三段出现了峰值, 并出现了大量的个体巨大的化石个体, 200~400 μm 的球形化石十分常见, 最大的个体直径可以高达 600 μm 以上(图 8). 在燧石相生物群中最大直径反映的主要是浮游分子. 因此, 大红峪组三段的浮游分子中大个体十分繁盛. 影响生物个体大小的环境因素有很多, 包括温度、营养物质、盐度、氧含量以及动物捕食等. 这些因素通过影响生物的代谢、进食、繁殖速率等影响群落的体型大小分布. 因此生物群落内部的大小分布影响因素错综复杂. 而这一现象在大红峪组三段的出现可能与这一时期的沉积环境的特殊性有关. 火山活动在大红峪组沉积时期十分活跃, 除了下部常见的凝灰岩层以及中部厚达 80 m 的粗面岩, 在大红峪组上部的岩石光片中也发现有大量的晶型完整的火山成因矿物颗粒, 这说明在大红峪组三段沉积时期仍然存在广泛的火山活动. 科学家对现代火山活动对生态系统影响的研究表明, 火山活动所带来的营养物质对生态系统的繁盛起到了肥料的作用, 特别是对浮游生态系的繁盛具有极

大的促进作用(Duggen 等, 2007; Frogner 等, 2006, 2001). 在此我们初步推测大直径个体在大红峪组三段的繁盛可能与火山活动有关. 而火山活动如何影响大红峪组生物群落则需要进一步的研究.

5 结论

本研究对中元古代生物群进行高精度的连续统计, 并分别对生物群发展不同阶段面貌进行了总结. 三个阶段生物群面貌的变化与岩相以及盆地的演化相对应.

以碳酸盐岩沉积为主的阶段 B 是本次研究的重点. 我们对阶段 B 生物群的丰度、分异度、浮游生物和底栖生物分异度比例、底栖球状化石平均直径、球形化石最大直径、单细胞化石平均直径(非丝体)、化石直径的分区间分布等情况进行了统计. 结果显示, 从团山子组到雾迷山组生物群的群落结构、优势分子及特征分子等都表现出明显的变化. 通过对统计指标的分析, 取得了多个对生物群演替的重要认识, 在其中识别出了两个重要的生物群演替事件, 这两个事件分别位于大红峪组三段和高于庄组三段.

大个体的浮游生物化石繁盛是大红峪组三段的重要特征, 这一时期的生物群的面貌十分特殊, 大个体的生物化石繁盛, 并且最大直径明显增高, 推测该现象可能与火山活动有关.

高于庄组三段是生物群发生转变的重要时期, 这一时期的底栖生物(非丝体)平均直径明显变大, 浮游类型的分异度比例明显增高, 生物群发生了整体面貌的变化, 这一变化和叠层石衰减、海洋元素地球化学指标以及碳同位素等多个因素的变化相一致, 指示高于庄组三段内发生了重要的地质事件.

本研究在纵向上提供了燕山盆地发育时期生物群更替的连续变化规律, 首次从生物信息的基础上提出生物群演变事件, 并对生物事件与地质事件的关系做了初步的探讨. 结合燕山盆地内高精度的年代控制, 本研究为全球对比提供了重要的参考.

致谢 感谢沈俊、郭华、雷勇和张磊在文章写作方面给予的建议和意见. 感谢审稿人给予的宝贵建议和意见.

参考文献

曹芳. 1987. 试论前寒武纪微体藻类 *Myxococcoides grandis* 的裂殖. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, 18: 147–154
曹芳. 1992. 北京平谷中元古界高于庄组藻类微化石. 地质论评, 38: 382–387
曹芳. 2005. 蓟县高于庄组燧石中原位保存的单细胞微体化石新类型. 地球学报, 26: 547–551
曹瑞骥. 1984. 北京十三陵地区前寒武纪雾迷山组叠层石和藻席中的藻类群落. 微体古生物学报, 1: 193–200
陈孟莪. 1989. 中国晚前寒武纪的宏体化石概观. 地质科学, (3): 244–255
陈孟莪. 2000. 评中元古界常州沟组发现碳质压型化石及多细胞组织结构. 地质论评, 46: 21
陈孟莪, 陈其英, 萧宗正. 2000. 试论宏体植物的早期演化. 地质科学, 35: 1–15.
杜汝霖. 1982. 冀西北青白口系 *Chuaria* 等化石的发现及其意义. 地质论评, 28: 1–7
杜汝霖, 田立富. 1982. 华北晚前寒武纪藻类化石的一个特殊类型——*Longfengshania*. 河北地质学院学报, (增刊 1): 7–13
杜汝霖, 田立富. 1985. 燕山青白口系宏观藻类龙凤山藻属的发现和初步研究. 地质学报, 59: 183–190
杜汝霖, 田立富, 李汉棒. 1986. 蓟县长城系高于庄组宏观生物化石的发现. 地质学报, 55: 115–120
杜汝霖, 余耀基, 任振纪, 等. 1983. 冀西北青白口系 *Chuaria* 类化石的撕片观察及生物归属. 河北地质学院学报, (2): 37–40
杜汝霖, 郑学信, 李培菊. 1980. 冀西北怀来震旦亚界青白口系长龙山组 *Chuaria* 等多种藻类化石的发现及其意义. 河北地质学院学报, (1): 19–27
高建华, 蔡克勤, 杨式溥, 等. 1993. 蓟县长城系中发现最古老的遗迹化石. 科学通报, 38: 1891–1895
高林志, 张传恒, 尹崇玉, 等. 2008. 华北古陆中、新元古代年代地层框架 SHRIMP 锆石年龄新依据. 地球学报, 29: 366–376
高林志, 张传恒, 刘鹏举, 等. 2009. 华北–江南地区中、新元古代地层格架的再认识. 地球学报, 30: 433–446
高林志, 丁孝忠, 庞维华, 等. 2011. 中国中、新元古代地层年表的修正锆石 U-Pb 年龄对年代地层的制约. 地层学杂志, 35: 1–7
高维, 张传恒, 史晓颖, 等. 2008. 北京密云环斑花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其构造意义. 地质通报, 27: 793–798
李承洲, 高留比奇, 张昀. 1999. 华北高于庄组硅化微体化石组合的古环境(英文). 微体古生物学报, 16: 237–258
李怀坤, 陆松年, 李惠民, 等. 2009. 侵入下马岭组的基性岩床的锆石和斜锆石 U-Pb 精确定年对华北中元古界地层划分方案的制约. 地质通报, 28: 1396–1404
李怀坤, 朱士兴, 相振群, 等. 2010. 北京延庆高于庄组凝灰岩的锆石 U-Pb 定年研究及其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束.

岩石学报, 26: 2131–2140
李怀坤, 苏文博, 周红英, 等. 2011. 华北克拉通北部长城系底界年龄小于 1670 Ma: 来自北京密云花岗斑岩岩脉锆石 LA-MC-ICPMS U-Pb 年龄的约束. 地学前缘, 18: 108–120
李怀坤, 李惠民, 陆松年. 1995. 长城系团山子组火山岩颗粒锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地球化学, 24: 43–48
李培菊, 罗其玲. 1994. 河北赤城古子房蓟县系雾迷山组燧石相微古植物新资料. 河北地质学院学报, 17: 213–227
刘洪福, 刘池洋. 1992. 蓟县中元古界长城群串岭沟组中发现最古老的后生动物遗迹化石. 西北大学学报(自然科学版), 22: 268
刘敏. 1990. 蓟县中元古代长城纪宏体化石初步研究及有关问题探讨. 河北地质学院学报, 13: 398–404
刘鹏举. 2003. 燕山地区中元古代常州沟组潜穴化石. 地质论评, 49: 522–524
刘志礼. 1982. 河北蓟县雾迷山组微体藻类化石群及其地质意义. 南京大学学报, (藻类专辑): 121–166
刘志礼, 杜汝霖. 1991. *Longfengshania* 的形态学特征和归属. 古生物学报, 30: 106–114
刘志礼, 朱浩然, 刘雪娴, 等. 1982. 蓟县雾迷山组藻化石群的初步报告. 植物学报, 24: 191–193
陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 等. 2004. 新元古时期中国古大陆与罗迪尼亚超大陆的关系. 地学前缘, 11: 515–523
陆松年, 李惠民. 1991. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年. 中国地质科学院院报, 22: 137–146
陆松年, 李清波, 戴金星, 等. 1992. 蓟县中–上元古界剖面同位素地质年代学进展. 现代地质学研究文集(上). 南京: 南京大学出版社. 122–129
陆松年, 杨春亮, 李怀坤, 等. 2002. 华北古大陆与哥伦比亚超大陆. 地学前缘, 9: 225–233
罗其玲. 1990. 燕山西段上前寒武系长龙山组微古植物新资料. 地层古生物论文集, 23: 186–198
罗其玲, 孙淑芬, 张月琳. 1982. 蓟县青白口系下马岭组微古植物新资料. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (3): 125–136
罗其玲, 张月琳, 孙淑芬. 1985. 燕山地区长城系底部的真核生物化石. 地质学报, 59: 12–16
罗顺社, 汪凯明. 2010. 元素地球化学特征在识别碳酸盐岩层序界面中的应用——以冀北坳陷中元古界高于庄组为例. 中国地质, 37: 430–437
梅冥相. 2007. 燕山地区中元古代高于庄组非叠层石碳酸盐岩序列的沉积特征及其重要意义. 现代地质, 21:45–56
梅冥相. 2008. 北京延庆千沟中元古代高于庄组第三段: 一个典型的前寒武纪非叠层石碳酸盐岩沉积序列. 沉积学报, 26: 565–574
牛绍武. 1987. 类水母化石在蓟县蓟县系中的发现及意义. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (18): 83–99
牛绍武. 1998. 卷曲藻 *Grypania* 属在蓟县高于庄组中的确认及其意义. 前寒武纪研究进展, 21: 36–46
牛绍武. 2002. 燕辽地区中、晚元古代宏观藻类化石研究. 前寒武纪研究进展, 25: 28–35
彭永波, 王丹, 袁训来. 2007. 长城系串岭沟组球形疑源类的超微结构. 微体古生物学报, 24: 194–204
宋天锐, 高健. 1985a. 最古老的后生动物痕迹化石? 对北京十三陵前寒武系常州沟组充填管状构造的探讨. 沉积学报, 3: 85–96
宋天锐, 高健. 1985b. 这些是中国发现的最古老的后生动物痕迹化石吗? 科学通报, 30: 926–928
苏文博, 李怀坤, Huff D., 等. 2010. 铁岭组钾质斑脱岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究及其地质意义. 科学通报, 55: 2197–2206
孙淑芬. 1989. 河北宽城长城系下统微古植物群. 地质科学, (3): 235–243
孙淑芬. 2000. 天津蓟县洪水庄组微古植物群. 前寒武纪研究进展, 23: 165–172
孙淑芬. 2002. 中国晚前寒武纪微古植物研究. 前寒武纪研究进展, 25: 86–92
孙淑芬. 2005. 燕山地区青白口系疑源类. 微体古生物学报, 22: 225–242
孙淑芬. 2006. 中国蓟县中、新元古界微古植物. 北京: 地质出版社
孙淑芬, 朱士兴. 2000. 华北地区古元古代真核生物化石. 地质学报, 74: 116–122
孙淑芬, 牛绍武, 辛后田. 2001. 开展华北地台古元古代早期微古植物群与真核生物研究. 前寒武纪研究进展, 24: 111–115
孙淑芬, 朱士兴, 黄学光. 2002. 天津蓟县常州沟组(约 1800 Ma)微古植物的发现及其意义. 前寒武纪研究进展, 25: 48–51
孙淑芬, 朱士兴, 黄学光. 2005. 天津蓟县高于庄组(约 1450 Ma)遗迹化石的新发现. 地质调查与研究, 28: 65–70
孙淑芬, 朱士兴, 黄学光. 2006. 天津蓟县中元古界高于庄组宏观化石的发现及其地质意义. 古生物学报, 45: 207–220
孙淑芬, 朱士兴, 黄学光, 等. 2004. 燕山长城系串岭沟组 *Parachuaria* 化石的发现及其意义. 地质学报, 78: 721–725
唐烽. 1995. 北京地区青白口纪长龙山期宏观藻类的新发现. 地层古生物论文集, 26: 24–34
唐烽, 高林志. 1999. 北京及邻区青白口纪化石生物相研究. 地质论评, 45: 50–58
王鑫, 袁训来, 周传明, 等. 2011. *Chuaria* 的解剖结构及其植物属性. 科学通报, 56: 693–699
王曰伦, 陆宗斌, 邢裕盛, 等. 1980. 中国上前寒武系的划分和对比. 中国震旦亚界. 天津: 天津科技出版社. 1–31
萧宗正. 1990. 北京西山宏观藻类化石的发现. 地质科学, (4): 403–407
邢裕盛. 1987. 前寒武纪微古植物学在我国的发展和应用. 地层古生物论文集, (1): 8–28
邢裕盛, 刘桂芝. 1973. 燕辽地区震旦纪微古植物群及其地质意义. 地质学报, 47: 1–51
邢裕盛, 刘桂芝. 1982. 中国晚前寒武纪微古植物群及其地层意义. 中国地质科学院院报, 4: 55–67
邢裕盛, 刘桂芝, 尹崇玉, 等. 1990. 中国末前寒武纪生物群演变及其地质意义. 中国地质科学院院报, 20: 11–13

徐兆良. 1984a. 华北蓟县高于庄组原核生物化石的研究. 植物学报, 26: 216–222
徐兆良. 1984b. 华北蓟县高于庄组原核生物化石的研究(续). 植物学报, 26: 312–319
徐兆良, Awramik S. 2001. 华北太行山北段高于庄组微古植物的新发现. 植物学报, 43: 295–311
徐兆良, Awramik S. 2002. 高于庄古生物学(英). 植物学报, 44: 617–627
徐兆良, 高建平. 1991a. 华北中元古代黑色条带燧石中的真核藻类. 植物学报, 33: 188–198
徐兆良, 高建平. 1991b. 华北晚前寒武纪叠层状藻席建造者新知. 植物学报, 33: 757–762
阎玉忠. 1982. 蓟县长城系串岭沟组裂梭藻. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (6): 1–7
阎玉忠. 1985. 蓟县串岭沟组微古植物群初介. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (12): 137–168
阎玉忠. 1991. 河北庞家堡常州沟组页岩相微古植物. 微体古生物学报, 8: 183–191
阎玉忠. 1995a. 河北宽城长城系下部页岩相微体古植物群及其与邻区的对比. 微体古生物学报, 12: 349–373
阎玉忠. 1995b. 中国蓟县团山子组(17 亿年)宏观藻类的发现和初步研究. 微体古生物学报, 12: 107–126
阎玉忠, 刘志礼. 1993. 论长城系微化石群的真核生物意义. 微体古生物学报, 10: 167–180
阎玉忠, 刘志礼. 1997. 中国蓟县长城系团山子宏观藻群. 古生物学报, 36: 20–43
阎玉忠, 刘志礼. 1998a. 中国北方燕山盆地长城纪生物群落和古环境关系探讨. 微体古生物学报, 15: 29–46
阎玉忠, 刘志礼. 1998b. *Sangshuania* 是真核藻类还是遗迹化石? 微体古生物学报, 15: 105–114
尹磊明. 1981. 河北曲阳地区震旦系高于庄组的微体化石和假化石. 古生物学报, 20: 188–198
尹磊明. 1985. 蓟县前寒武系大红峪组微体植物化石的新资料. 古生物学报, 24: 111–115
袁鄂荣. 1993. 怀来县长城系团山子组内发现潜穴. 地球科学, 18: 597–601
张鹏远. 1979. 蓟县蓟县系雾迷山组多核体绿藻化石. 地质学报, 53: 87–90
张鹏远. 1980. 蓟县震旦亚界雾迷山组真核生物——管状绿藻 *Siphonales*. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (1): 44–48
张鹏远. 1981. 蓟县雾迷山组蓝藻化石. 地质学报, 55: 253–257
张鹏远. 1982. 蓟县雾迷山组微化石. 地质学报, 56: 34–41
张鹏远. 1983. 蓟县雾迷山组燧石相微生物群. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (8): 223–207
张鹏远. 1987. 冀东宽城中元古界燧石相微化石群. 地层古生物论文集, (17): 263–276
张鹏远. 1990. *Nuia* 属微化石在我国的发现. 地质论评, 36: 183–188
张鹏远, 谷淑琴. 1986. 北京十三陵蓟县系雾迷山组微体化石群. 地质学报, 60: 321–331
张鹏远, 严晓丽. 1984. 河北涞水高于庄组微化石群. 地质学报, 58: 196–204
张昀. 1978a. 十三亿年前的单细胞真核生物. 科学通报, 23: 230–235.
张昀. 1978b. 震旦纪的单细胞真核生物化石. 植物学报, 20: 293–304
张昀, Golubic S. 1987. 冀北早元古宙叠层石内的穿石蓝藻化石. 微体古生物学报, 4: 1–12
张昀, 杨承运, 殷纯嘏, 等. 1995. 河北庞家堡长城群微生物席群落与相关的沉积环境. 微体古生物学报, 12: 221–240
张忠英, 李正惠. 1984. 河北长城系高于庄组丝状蓝藻可能的昼夜节律的发现. 科学通报, 29: 640
张忠英, 李正惠. 1985. 燕山西段长城系高于庄组微体植物群. 微体古生物学报, 2: 219–230
张忠英, 刘双. 1990. 前寒武纪疑源类埋藏后收缩裂缝. 科学通报, 35: 1572–1574
周小平. 1990. 北京十三陵雾迷山组微体植物群落. 江苏地质, (3): 27–32
周小平. 1991. 北京十三陵雾迷山组几种特殊微化石的发现及其意义. 地质论评, 37: 456–459
周小平, 张忠英. 1991. 北京十三陵雾迷山组微体植物群及沉积环境分析. 微体古生物学报, 8: 289–300
朱浩然, 刘志礼, 刘雪娴, 等. 1980. 蓟县震旦系微体化石的初步研究. 南京大学学报(自然科学版), (2): 75–82
朱士兴. 1982. 燕山区震旦亚界下部迭层石中微生物化石的初步研究. 中国地质科学院天津地质矿产研究所文集, (5): 1–26
朱士兴, 孙淑芬, 黄学光, 等. 1999. 燕山常州沟组(约 1800 Ma)碳质压型化石及其多细胞组织的发现. 科学通报, 44: 1552–1557
朱士兴, 陈辉能. 1995. 华北蓟县长城群团山子组叶状宏观化石的发现和意义. 科学通报, 40: 1122–1125
Bartley J. 1996. Actualistic taphonomy of cyanobacteria: implications for the Precambrian fossil record. Palaios, 11: 571–586
Buick R, Knoll A. 1999. Acritarchs and microfossils from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia. J Paleontol, 73, 744–764
Du R, Tian L. 1985a. Algal macrofossils from the Qingbaikou system in the Yanshan range of north China. Precambrian Res, 29: 5–14
Du R, Tian L. 1985b. Discovery and preliminary study of megaalga Longfengshania from the Qingbaikou System of the Yanshan Mountain area. Acta Geologica Sinica, 59: 183–190
Du R, Wang Q, Tian L. 1995. Catalogue of algal megafossils from the Proterozoic of China. Precambrian Res, 73: 291–298
Duggen S, Croot P, Schacht U, et al. 2007. Subduction zone volcanic ash can fertilize the surface ocean and stimulate phytoplankton growth: Evidence from biogeochemical experiments and satellite data. Geophys Res Lett, 34: 1–5

Frogner P, Herbert R, Gislason S. 2006. A diverse ecosystem response to volcanic aerosols. Chem Geol, 231: 57–66
Frogner P, Gíslason S, Óskarsson N. 2001. Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water. Geology, 29: 487–490
Golubic S, Lee S. 1999. Early cyanobacterial fossil record: Preservation, palaeoenvironments and identification. Eur J Phycol, 34: 339–348
Grotzinger J. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. Am J Sci, 290: 80–103
Guo H, Du Y, Kah L, et al. 2012. Isotopic composition of organic and inorganic carbon from the Mesoproterozoic Jixian Group, North China: Implications for biological and oceanic evolution. Precambrian Res, 224: 169–183
Gussow W. 1973. *Chuaria* sp. cf. *C. circularis* Walcott from the Precambrian Hector Formation, Banff National Park, Alberta, Canada. J Paleontol, 47: 1108–1112
Han T, Runnegar B. 1992. Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee Iron-Formation, Michigan. Science, 257: 232–235
Hofmann H, Chen J. 1981. Carbonaceous megafossils from the Precambrian(1800 Ma) near Jixian, northern China. Can J Earth Sci, 18: 443–447
Horodyski R, Donaldson A. 1980. Microfossils from the Middle Proterozoic Dismal Lakes Groups, Arctic Canada. Precambrian Res, 11: 125–159
Javaux E, Knoll A, Walter M. 2001. Morphological and ecological complexity in early eukaryotic ecosystems. Nature, 412: 66–69
Knoll A. 1982. Microfossils from the late Precambrian Draken Conglomerate, Ny Friesland, Svalbard. J Paleontol, 56: 755–790
Knoll A. 1992. The early evolution of eukaryotes: A geological perspective. Science, 256: 622–627
Knoll A, Javaux E, Hewitt D, et al. 2006. Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. Philos Trans R Soc B-Biol Sci, 361: 1023–1038
Kumar S. 2001. Mesoproterozoic megafossil *Chuaria-Tawuia* association may represent parts of a multicellular plant, Vindhyan Supergroup, Central India. Precambrian Res, 106: 187–211
Kumar S, Srivastava P. 1995. Microfossils from the Kheinjua Formation, Mesoproterozoic Semri Group, Newari area, Central India. Precambrian Res, 74: 91–117
Kumar S, Srivastava P. 2003. Carbonaceous megafossils from the Neoproterozoic Bhander Group, Central India. J Palaeontol Soc Ind, 48: 139–154
Lamb D. 2008. Evidence and significance of Eukaryotic diversification in the 1800 million-year-old Changzhougou Formation, North China. Doctoral Dissertation. Santa Barbara: University of California
Lamb D, Awramik S, Zhu S. 2007. Paleoproterozoic compression-like structures from the Changzhougou Formation, China: Eukaryotes or clasts? Precambrian Res, 154: 236–247
Lamb D, Awramik S, Chapman D, et al. 2009. Evidence for eukaryotic diversification in the 1800 million-year-old Changzhougou Formation, North China. Precambrian Res, 173: 93–104
Lee S, Golubic S. 1998. Multi–trichomous cyanobacterial microfossils from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation, China: Paleoecological and taxonomic implications. Lethaia, 31: 169–184
Lee S, Golubic S. 1999. Microfossil populations in the context of synsedimentary micrite deposition and acicular carbonate precipitation: Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation, China. Precambrian Res, 96: 183–208
Li C, Peng P, Sheng G, et al. 2003. A molecular and isotopic geochemical study of Meso to Neoproterozoic (1.73–0.85 Ga) sediments from the Jixian section, Yanshan Basin, North China. Precambrian Res, 125: 337–356
Licari G. 1978. Biogeology of the late pre–Phanerozoic Beck Spring Dolomite of eastern California. J Paleontol, 52: 767–792
Muir M. 1976. Proterozoic microfossils from the Amelia Dolomite, McArthur Basin, Northern Territory. Alcheringa, 1: 143–158
Oehler D. 1978. Microflora of the middle Proterozoic Balbirini Dolomite (McArthur Group) of Australia. Alcheringa, 2: 269–309
Peng Y, Bao H, Yuan X. 2009. New morphological observations for Paleoproterozoic acritarchs from the Chuanlinggou Formation, North China. Precambrian Res, 168: 223–232
Renaut R, Jones B, Tiercelin J. 1998. Rapid in situ silicification of microbes at Loburu hot springs, Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. Sedimentology, 45: 1083–1103
Rogers J, Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Res, 5: 5–22
Schopf J. 1977. Biostratigraphic usefulness of stromatolitic Precambrian microbiotas: A preliminary analysis. Precambrian Res, 5: 143–173
Schopf J, Klein C. 1992. The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study. Cambridge: Cambridge University Press
Schopf J, Zhu W, Xu Z, et al. 1984. Proterozoic stromatolitic microbiotas of the 1400–1500 Ma old Gaoyuzhuang formation near Jixian, northern China. Precambrian Res, 24: 335–349
Sun W. 1987. Palaeontology and biostratigraphy of Late Precambrian marcoscopic colonial algae: *Chuaria* Walcott and *Tawuia* Hofmann. Palaeontographica Abteilung B, 203: 109–134
Vidal G, Moczydtowska M, Rudavskaya V. 1993. Biostratigraphical implications of a *Chuaria-Tavuia* assemblage and associated acritarchs from

the Neoproterozoic of Yakutia. Palaeontology, 36: 387–387
Walter M. 1990. Coiled carbonaceous megafossils from the Middle Proterozoic of Jixian (Tianjin) and Montana. Am J Sci, 290-A: 133–148
Walter M, Oehler J, Oehler D, 1976. Megascopic algae 1300 million years old from the Belt Supergroup, Montana: A reinterpretation of Walcott's *Helminthoidichnites*. J Paleontol, 50: 872–881
Xiao S, Dong L. 2006. On the Morphological and Ecological History of Proterozoic Macroalgae Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology. Berlin: Springer. 57–90
Xiao S, Knoll A, Kaufman A, et al. 1997. Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform. Precambrian Res, 84: 197–220
Zhang P, Zhu M, Song W. 1989. Middle Proterozoic (1200–1400 Ma) microfossils from the Western Hills near Beijing, China. Can J Earth Sci, 26: 322–328
Zhang S, Li Z, Evans D, et al. 2012. Pre–Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China. Earth Planet Sci Lett, 353: 145–155
Zhang Y. 1981. Proterozoic Stromatolite Microfloras of the Gaoyuzhuang Formation (Early Sinian: Riphean), Hebei, China. J Paleontol, 55: 485–506
Zhang Y. 1984. A Gunflint type of microfossil assemblage from early Proterozoic stromatolitic cherts in China. Nature, 309: 547–549
Zhang Y. 1985. Stromatolitic microbiota from the Middle Proterozoic Wumishan Formation (Jixian Group) of the Ming Tombs, Beijing, China. Precambrian Res, 30: 277–302
Zhang Z. 1986a. Clastic facies microfossils from the Chuanlinggou Formation (1800 Ma) near Jixian, North China. J Micropalaeontol, 5: 9–16
Zhang Z. 1986b. Solar cyclicity in the Precambrian microfossil record. Palaeontology, 29: 101–111
Zhang Z. 1997. A New Palaeoproterozoic Clastic-facies Microbiota From the Changzhougou Formation, Changcheng Group, Jixian, North China. Cambridge: Cambridge University Press. 145–150
Zhu S, Chen H. 1995. Megascopic multicellular organisms from the 1700-million-year-old Tuanshanzi Formation in the Jixian area, North China. Science, 270: 620–622