

华北地台中元古代串岭沟组页岩中的砂脉构造： 17亿年前甲烷气逃逸的沉积标识？

史晓颖^{1,2}, 蒋干清³, 张传恒¹, 刘娟¹, 高林志⁴

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

3. 美国内华达大学地球科学系, Las Vegas, NV 89154-4010

4. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

摘要: 华北地台中元古界串岭沟组暗色页岩中发育一种特殊的砂质脉状构造; 层面上表现为不规则密集分布的细砂脊, 垂向上由不连续薄砂层和近于直立的“肠状”砂脉体相交互组成。浅色砂脉由较纯的石英粉砂—细砂组成, 含微量自生白云石、菱铁矿及微晶碳酸盐岩斑块, 与黑色泥质围岩边界截然。研究表明, 砂脉构造可能是在早期成岩阶段前由来自薄砂层的细—粉砂灌入甲烷缓慢逃逸通道而成, 并由于压实缩短而褶皱成“肠状”。薄砂层与黑色页岩形成的能量条件完全不同, 可能系由风暴将海岸带或砂坝细砂带入低能环境而形成; 甲烷源自沉积中埋藏的微生物席腐烂分解。围岩层面有微生物席成因微皱痕和气体逃逸形成的气泡构造, 围岩中发现有细菌化石和草霉状黄铁矿。串岭沟组中密集发育的砂脉构造是目前地层中识别的最古老的甲烷排放证据, 并有可能作为指示地质时期陆源碎屑沉积环境甲烷逃逸的沉积标识。大量高效温室气体进入大气圈可能是导致元古宙地球表层高温气候和无冰川发育的重要原因。

关键词: 砂脉构造; 甲烷逃逸; 微生物席; 串岭沟组; 中元古界; 华北地台。

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2008)05-0577-14

收稿日期: 2008-02-27

Sand Veins and Microbially Induced Sedimentary Structures from the Black Shale of the Mesoproterozoic Chuanlinggou Formation (*ca.* 1.7 Ga) in North China: Implications for Methane Degassing from Microbial Mats

SHI Xiao-ying^{1,2}, JIANG Gan-qing³, ZHANG Chuan-heng¹, LIU Juan¹, GAO Lin-zhi⁴

1. School of the Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. State Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Beijing 100083, China

3. Department of Geosciences, University of Nevada, Las Vegas, NV 89154-4010, USA

4. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

Abstract: The Mesoproterozoic Chuanlinggou Formation (*ca.* 1.7 Ga) consists of up to 900 m thick, dark-gray to black shale and fine-grained sandstone that are widespread in the North China platform. Abundant centimeter-scale sand veins are present within the black shale layers of this unit, particularly in the central part. Sand veins display ptygmatic shapes, perpendicular or with a high angle to sedimentary bedding. They penetrate the black shale layers but are vertically discontinuous and often terminated by thin, lenticular sandstone beds, forming small-scale ‘tepee-like’ structures. On bedding planes, sand veins are expressed as small sand ridges with 1–3 mm positive relief. Lack of polygonal shapes and their occurrence in thinly laminated, deep-water shale prevent an origin from sand-filled desiccation cracks. Instead, their close association with microbially induced sedimentary structures (MISS), such as micro-wrinkles and gas blisters, and putative bacteria fossils

基金项目: 国家创新研究群体基金(No. 40621002); 教育部创新团队发展计划基金(No. IRT00546); 中国石油化工股份有限公司海相油气勘探前瞻性项目(G0800-06-ZS-319).

作者简介: 史晓颖(1956—), 男, 教授, 主要从事古生物学与地层学及沉积学研究. E-mail: shixyb@cugb.edu.cn

(possibly coccoidal cyanobacteria) and framboidal pyrites, suggests that they were formed by degassing of methane from microbial mat decay. Methane gas disrupted overlying sedimentary layers, creating fractures open to seawater. Fine-grained quartz sands, which were transported into the depositional environment by storm events, filled the open fractures. Sand-filled fractures were shortened and deformed during burial compaction, forming pygmatic shapes. The presence of dispersed dolomite and siderite in these sand veins suggests authigenic carbonate precipitation from anaerobic oxidation of methane (AOM). Sand veins are mainly distributed within the Chuanlinggou Formation and are spatially widespread in the North China platform. If their methane origin is confirmed, they may have important implications for the Mesoproterozoic paleoclimate. With a low seawater sulfate concentration during the Mesoproterozoic, methane release from microbial mat decay and/or microbial methanogenesis during shallow burial may have been proportionally higher than that of the modern marine environments, with resultant increase in the relative importance of methane in maintaining the Mesoproterozoic greenhouse climate.

Key words: sand veins; methane degassing; microbial mats; Chuanlinggou Formation; Mesoproterozoic; North China platform.

0 引言

元古宙(2.5~0.54 Ga)是地球演化史上一个特殊时期。从 2.4~0.78 Ga 地球经历了长达 16 亿年的无冰期(Kasting, 2004),地球表层平均温度高达 40~55 °C(Knauth, 2005; Robert and Chaussidon, 2006),构成了地质史上罕见的漫长高温时期(Holland, 2006; Kasting *et al.*, 2006)。根据近年的研究,早期地球辐射较弱,早—中元古代期间太阳光照度(Solar luminosity)仅相当于现代的 75%~85% (Catling and Claire, 2005; Kasting *et al.*, 2006),而大气中主要温室气体 CO₂ 的浓度仅相当于现代(约 380×10⁻⁶)的 5~25 倍(Sheldon, 2006),甚至小于 10 倍(Kah and Riding, 2007),远低于早期估计的 100~900 倍浓度(Pavlov *et al.*, 2000)。在这种条件下,大气圈至少需要有 100~300 ppmv 的甲烷气体浓度(现代仅为 1.7 ppmv)才能维持地球表层不被冰冻(Pavlov *et al.*, 2003; Kasting *et al.*, 2006; Catling *et al.*, 2007)。自然界的甲烷绝大部分由生物产生(约 3.3×10¹³ mol/a),是非生物成因甲烷量(约 1×10¹¹ mol/a)的 330 倍(Kasting *et al.*, 2006; Catling *et al.*, 2007),故一般认为后者对全球气候变化的影响很小。生物成因甲烷源自 2 个主要途径:(1) 甲烷菌的微生物代谢过程(CO₂ + 4H₂ → CH₄ + 2H₂O);(2) 有机质在缺氧条件下的腐烂分解(2CH₂O → CH₄ + CO₂)。在前寒武纪早期,地球上尚无陆生高等植物,也缺乏陆地微生物,故一般认为甲烷主要源于海洋环境的微生物作用。甲烷在现代大气中的驻留时间(resident time)仅约 10 年(Pavlov *et al.*, 2003; Kasting *et al.*, 2006)。因此,元古宙海洋环境应有很高的甲烷产量并持续

不断地排入大气,才能维持足够的温室气体浓度。

近年的研究认为,元古宙海洋总体处于高盐度、低硫酸盐浓度、永久分层,表层适度氧化、深部无氧、硫化(sulfidic)的特殊状态(Anbar and Knoll, 2002; Canfield, 2005; Holland, 2006)。甲烷菌主要繁盛于缺氧环境,元古宙这种海洋环境有利于产甲烷古菌类的发展和有机质分解形成甲烷(Claire *et al.*, 2006; Catling *et al.*, 2007),必然导致甲烷的大量排放。然而在实际研究中,前寒武系除在新元古代晚期“盖帽碳酸盐岩”(约 635 Ma)中发现有大量的甲烷释放证据外(Jiang *et al.*, 2003, 2006; Wang *et al.*, 2008),其他地层中尚未发现有甲烷排放的直接证据。本文报道华北中元古代串岭沟组(约 1.7 Ga)暗色页岩中广泛发育的一种特殊沉积构造——砂脉构造(图 1)。这种构造很可能系由甲烷排在泥质沉积中产生的裂隙在同沉积期被细砂质充填而形成。它们将为进一步认识地球早期微生物群活动、古全球变化以及古海洋环境特征提供一种新的沉积学证据。

串岭沟组是华北地台中元古界下部以黑—灰黑色粉砂质页岩为主的岩石地层单位(图 1),主要分布于燕辽地区,自北向南厚度有减薄趋势。该组在以天津蓟县一带发育较好,研究最详(图 1),与下伏常州沟组厚层石英砂岩以及上覆团山子组厚层白云岩之间均为整合接触(陈晋镛等, 1980; 朱士兴等, 1994; 陆松年, 1998; 武铁山, 2002)。串岭沟组产较丰富的微古植物化石,代表性分子包括: *Margominuscula*, *Dictyosphaera*, *Scaphomorphida* 等属(陈晋镛等, 1980; 阎玉忠和刘志礼, 1998; 孙淑芬和朱士兴, 2000),并发现有宏观藻类 *Chuarina*, *Parachuarina* 等(阎玉忠和刘志礼, 1998; 牛绍武,

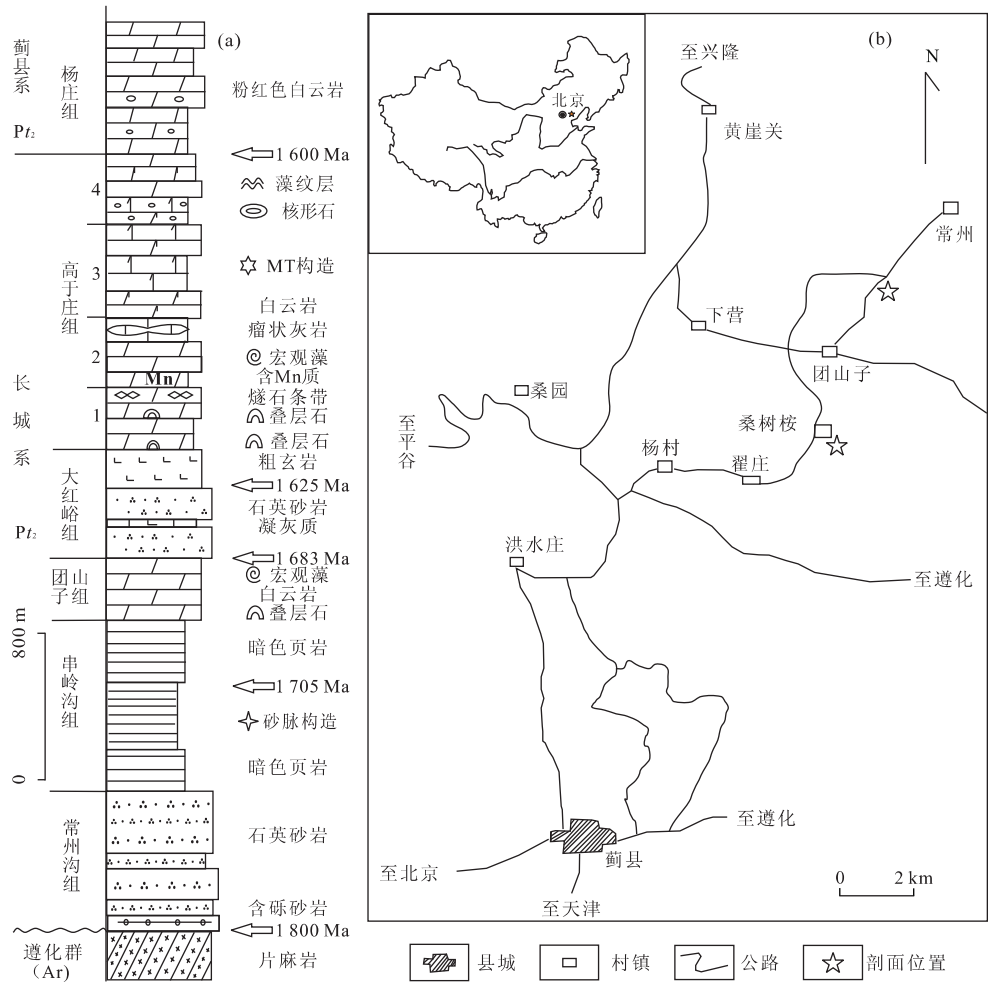


图 1 天津蓟县中元古界下部地层序列及研究剖面位置图

Fig. 1 Localities of studied sections and stratigraphic succession of the Lower Mesoproterozoic in Jixian, Tianjin, North China
a. 天津蓟县中元古界下部地层序列及标志性沉积构造和生物化石产出层位; b. 研究的剖面位置及交通图

2002;孙淑芬等, 2004)和疑源类化石(彭永波等, 2007). 据同位素测年资料,串岭沟组中部伊利石 Pb-Pb 等时年龄为 1705 ± 42 Ma(李怀坤等, 1995; 陆松年, 1998; 张巧大等, 2002; Gao *et al.*, 2007), 按国际地层委员会(Gradstein *et al.*, 2005)年代地层划分方案,应属古元古代晚期,大致与印度 Vindhyan 群下部、北美 Belt 超群下部以及澳大利亚 Roper 群下部对比,代表古元古代晚期形成的 Columbia 超大陆(Rogers and Santosh, 2002; Santosh *et al.*, 2006)开始裂解,华北地台发生裂陷(宋天锐等, 2000; Lu *et al.*, 2002; Zhao *et al.*, 2003; 宋天锐, 2007)、快速海进背景条件下的较深水沉积体系。

在蓟县一带,串岭沟组以暗色泥页岩为主,含有较多的不连续粉砂—细砂质条带,构成似脉状层理。沉积中发现有较特殊的矿物组分,如独居石、草莓状

黄铁矿和陨石球粒(宋天锐等, 2000; 宋天锐, 2007)及丰富的自生伊利石粘土矿物(王欢等, 2005)。黑色页岩含有机质较高,在不同地区与层位有机碳(TOC)含量达 $5\% \sim 13\%$,但一般成熟度过高,镜反射率(R_0)达 5.7(王杰等, 2004);生物标志物的研究(李超和阎玉忠, 2001)表明曾有活跃的微生物活动,可能包括硫细菌、喜盐古菌类和其他菌类。串岭沟组地层中沉积构造相对简单,粉砂岩夹层中见沙纹层理;暗色泥岩中除细水平纹层和个别地点见有浪成波痕外,少见其他构造。故一般认为串岭沟组主要形成于水体相对较深的静水环境(徐德斌等, 2002; 王杰等, 2004; 宋天锐, 2007)。

据本文对天津蓟县、北京西山和昌平及河北兴隆、宽城等地串岭沟组的观察与研究,地层中普遍发育一种形态特殊的砂质脉状构造,尤其在中下部层段相当密集。为方便讨论,本文称之为“砂脉构造”

(sand veins),以区别于砂岩中常见的一种微生物席成因构造——“砂片构造”(sand chips)(Pflüger and Gresse, 1996; Schieber, 1999, 2004; Noffke *et al.*, 2001, 2003; Sankar *et al.*, 2006; Shi and Chen, 2006; Eriksson *et al.*, 2007),后者由再沉积微生物席碎片而形成,两者在成因与表现形式上有明显的不同。

1 串岭沟组暗色页岩中的砂脉构造

串岭沟组中砂脉构造产出层位较多,尤其在距底约 250~350 m 的黑色泥岩—灰黑色粉砂质页岩段中相当密集,特征清楚。从地层分布特征看,砂脉构造主要集中于海进体系域(TST)层段,特别在薄层砂质条带发育的副层序中比较丰富。在缺乏细砂质条带的层位,较少发育特征显著的砂脉构造。在串岭沟组下部与上部灰黄色粉砂质页岩中,砂脉构造往往也不明显。

砂脉构造在层面上表现为不规则密集分布的细长砂脊或弯曲的砂质条带,但很少交错构成网状,与泥裂构造明显不同。在垂直断面上,多呈近直立或“肠状”弯曲的小型脉状体。形态与中—新元古界碳酸盐岩中广泛发育的臼齿构造(molar tooth structures,以下简称 MT)颇为相似(Qiao *et al.*, 1994; Fairchild *et al.*, 1997; Furniss *et al.*, 1998; James *et al.*, 1998; Pratt *et al.*, 1998a; Qiao and Gao, 1999; Meng and Ge, 2002; Shields, 2002; Meng *et al.*, 2004; Bishop *et al.*, 2006; 孟祥化等, 2006; Pollock *et al.*, 2006; Mei, 2007; 乔秀夫和高林志, 2007)。但砂脉构造规模较小,在纵断面上较细短,层面上很少呈现放射状和次级分支构造。在有关华北地台中—新元古界碳酸盐岩中“液化脉”构造(= MT)的研究中曾对类似的砂质脉状构造有过记述(Qiao *et al.*, 1994; 宋天锐等, 2000; Meng and Ge, 2002; 宋天锐, 2007),但研究者重点关注碳酸盐岩中的微晶方解石脉,认为这类脉状构造可能与燕辽裂谷带形成期活跃的地震事件相关,属震动液化成因(Qiao *et al.*, 1994; Fairchild *et al.*, 1997; Qiao and Gao, 1999; 宋天锐等, 2000; 乔秀夫和高林志, 2007; 宋天锐, 2007)。相似的构造曾见于北美前寒武系碎屑沉积中,被解释为地震或压实导致的沉积物水下脱水裂缝(Pratt, 1998b)。

本文根据对天津蓟县、北京昌平、西山串岭沟组

以及河北涞水下马岭组黑色页岩(约 1 368 Ma, Gao *et al.*, 2007)中同类构造的形态、产出特征及宏观、微观结构与矿物组成的分析对比研究,提出砂脉构造由砂质灌入气体缓慢逃逸形成的通道而成。最可能的气源是由泥质沉积中埋藏的微生物席腐烂分解而产生的甲烷。形成砂脉的浅色石英砂与富有机质黑色泥质围岩特征迥异,反映了两种不同的动力条件与形成机制。砂脉中的砂可能来自风暴等事件将海岸带或障壁砂坝的砂质带入静水环境形成的不连续砂层。在砂脉构造发育的层段,发现有微生物席成因的微皱痕(MISS, microbially induced sedimentary structures, Gerdes *et al.*, 2000; Noffke *et al.*, 2001, 2003; Sarkar *et al.*, 2006; Gerdes, 2007; 或 microbially induced features, Schieber, 2004; Eriksson *et al.*, 2007; Gerdes, 2007)。围岩中发现有疑似球状细菌化石和草莓状黄铁矿;砂脉中见有微量白云石、菱铁矿和不规则隐晶质碳酸盐岩斑块,可能属甲烷厌氧氧化(AOM, anaerobic oxidation of methane)产生的自生碳酸盐岩沉淀(authigenic carbonate precipitation, Peckmann and Thiel, 2004; Peckmann and Goedert, 2005, Reitner *et al.*, 2005; Pierre and Fouquet, 2007)。

1.1 砂脉的形态特征

砂脉构造在层面上表现为不规则的低砂脊状,略突出于围岩 1~3 mm,直或弯曲(图 2a, 2b),略向两端收尖,风化后可呈浅沟状;曾被误认为遗迹化石(刘洪福和刘池洋, 1992)。大多数砂脉宽 2~5 mm,个别达 8 mm;长 4~14 cm,个别可达 20 cm。砂脉色浅,多呈灰黄—灰白色;主要由石英质细—粉砂组成,含少量长石及微量暗色矿物。而围岩黑色—黑灰色,泥质为主,含少量粉砂与白云母片。两者在成分与颜色上均形成鲜明的对比。砂脉在层面上密集散乱排列,无明显方向选择性。虽然个别情况下可相交呈似网状结构,但在形态与结构特征上与泥裂完全不同。

在垂直于岩层层面的断面上,砂质脉状构造以两种形式出现。一种表现为平行于层理的薄砂层或砂质条带,厚 3~9 mm,个别达 15 mm,长度可达 30 cm,但很少穿层且横向上不连续(图 2c, 2f; 图 3b, 3c, 3e, 3f);薄砂层在垂向上密度较高,间距 2~10 cm 不等,厚度不均,并向两侧变薄,与暗色泥质层交互构成似层理状或脉状层理结构,其内偶见低角度砂纹层理(图 3c)。薄砂层本身很少构成层理面,在

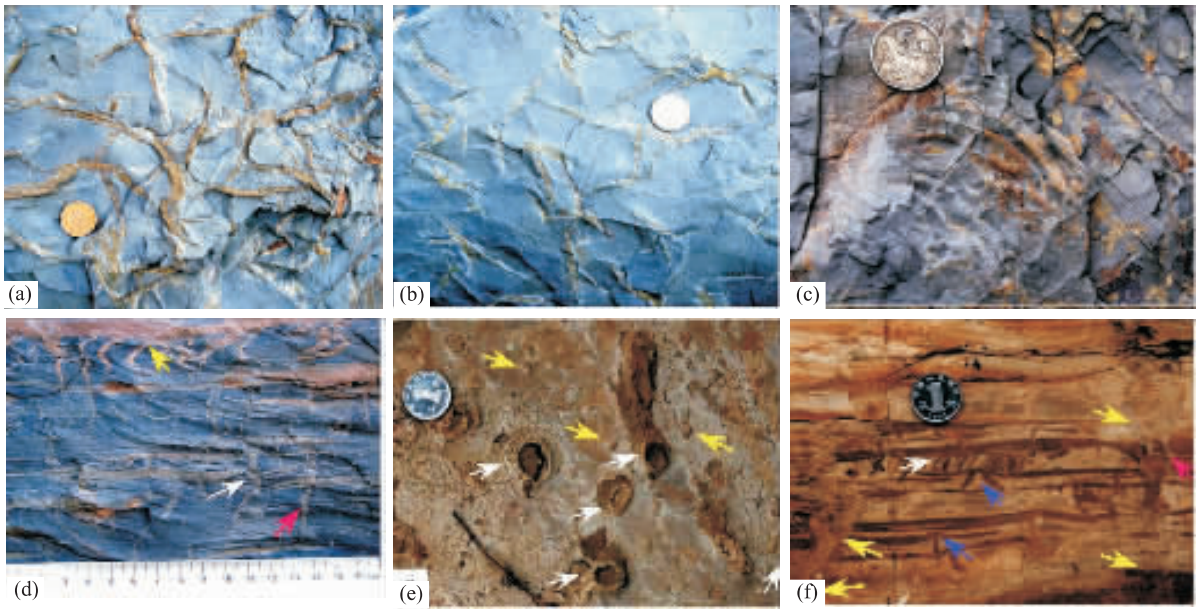


图2 砂脉构造在剖面上的形态特征

Fig. 2 Photographs showing morphology of the sand vein structures on outcrops

a. 层面上砂脊交织的复杂形态(硬币直径 2.1 cm)。b. 层面上简单的砂脊形态。c. 与砂脉共生围岩面的皱痕构造(wrinkles, 一种微生物席成因构造)。d. 砂脉多发育在薄砂层之下, 砂脉向上不能穿越较厚砂层(黄色箭头), 但可穿越薄砂层(白色箭头), 或形成尖顶构造(红色箭头)。e. 发育在层面上的气泡构造(gas blister), 硬币直径 2.1 cm; 破顶的大气泡(白色箭头)和未破顶的小气泡(黄色箭头); 由气体缓慢逃逸上拱表层微生物席而形成。f. 砂脊上顶薄砂层形成的尖顶隆起(蓝色箭头)以及气体逃逸形成的“烟雾状”扰动构造(黄色箭头); 在上穿薄砂层的砂脉两侧, 存在可见的缝隙(红色箭头)。硬币直径 2.1 cm

层面上实际表现为大小不一、厚度不匀的砂质斑块。由于砂层厚度小, 风化后很少能完整保存, 这可能是层面上很少观察到完整砂层的重要原因。另一种表现为小型砂脉体, 与层理面近垂直或斜交。大多数砂脉体由于后期压实而褶曲缩短, 呈“肠状”形态(图 2c, 3b, 3c, 3e, 3f), 一般宽 2~7 mm, 高 2~6 cm 不等; 穿达层面时表现为略凸的砂脊。砂脉体多发育于薄砂层之下, 密集程度或脉体间距变化很大。多数砂脉(92%)具下窄上宽的特征, 顶端与上部砂层接触, 或向上穿越砂层(约 2%), 但延伸不远。在不发育上砂层的部位, 一般很少出现砂脉构造。当砂脉向上穿越薄砂层时(图 2f, 3c, 3e, 3f), 砂脉两侧往往存在宽 0.5~2.0 mm 的间隙。由于成岩期压实作用, 常见砂脉上端刺穿上砂层(多发生于较薄砂层之下)或向上顶起砂层(常见于较厚砂层之下)形成小的帐篷状尖顶构造(图 2f, 3c, 3e, 3f)。这表明砂脉形成早于早期成岩阶段, 虽与上砂层密切相关, 但形成机理不同、固结较快。砂脉下端明显较细, 并向下尖灭。肠状弯曲更为显著; 绝大多数(96%)不与其下方的砂层相连, 并常独立出现在不发育下砂层的部位。这表明砂脉的形成与下方的先成砂层不直接相关, 即形成

砂脉体的砂质主要源于上方的砂层, 而不是下方砂层; 因此砂脉不应是含砂流体的上窜所形成。

1.2 砂脉的矿物学组成

野外观察与室内镜下研究表明, 砂脉的成分相对较纯, 由较均一的细粒—粗粉砂级石英颗粒(60%~80%)和泥质(10%~30%)组成, 含少量长石(<5%)、云母片(<5%)和微量暗色矿物(<1%), 偶见岩屑。总体上颗粒分选较好, 而磨圆较差。砂脉与薄砂层在矿物成分上无显著不同。但相对而言, 砂脉与其上方的薄砂层在矿物成分和结构上具有更强的相似性, 尤其在砂粒大小与磨圆特征方面, 而与下方的先成薄砂层则有较明显差别。对不同层位砂脉的研究表明, 发育于同一层面上的砂脊(同期)在矿物成分与结构特征上完全一致, 而与不同层面上的砂脊(不同世代)则往往有差别。砂脉在成分与结构方面表现的特征也与形态分析得到的结论一致, 即每组砂脉在成因、物源与形成时间上与其上方的薄砂层具有更密切的关系, 属同期构造组合; 而与下方的薄砂层属不同世代的相邻构造关系。岩石薄片的镜下观察在个别砂脉中发现有微量碳酸盐岩矿物, 如白云石、菱铁矿和黄铁矿(图 4a, 4d), 具有较好的自形

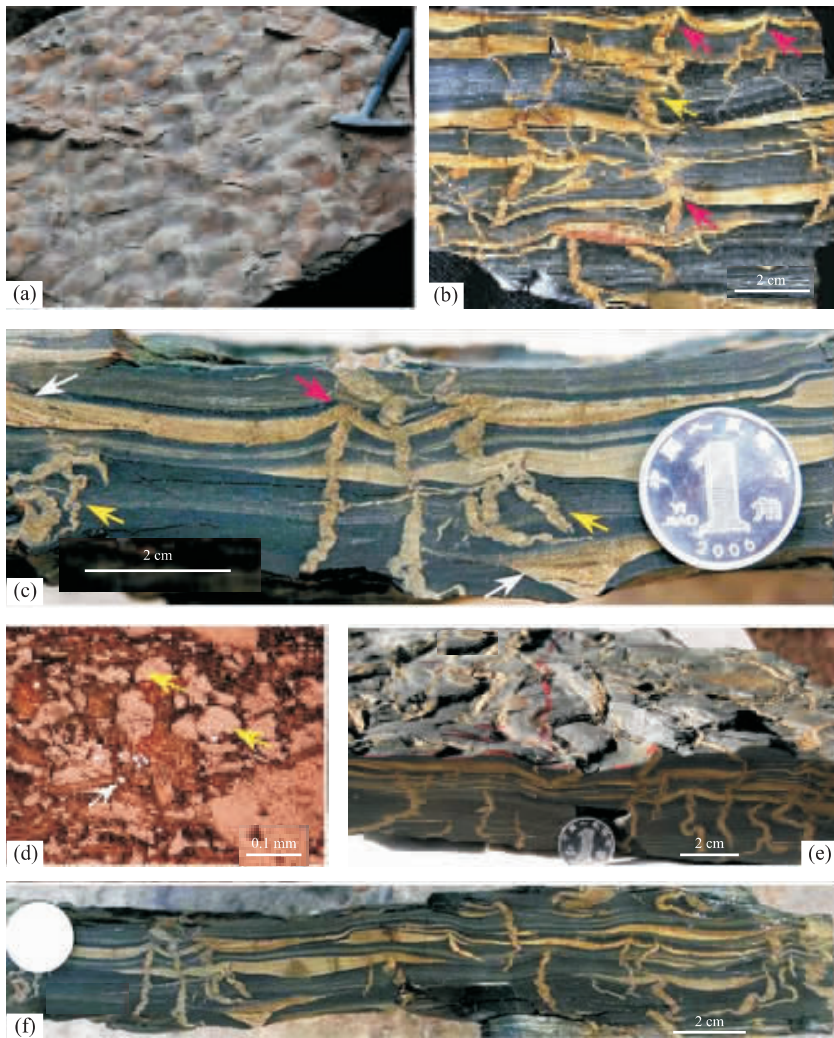


图 3 砂脉在磨光断面上的特征

Fig. 3 Photographs showing characteristics of the sand vein structures on polished slabs

a. 砂脉产出围岩层面上的干涉波痕,由两组不同方向波痕相交形成。b—c. 密集发育的肠状砂脉(黄色箭头)与透镜状薄砂层相交;砂层中见低角度砂纹层理(白色箭头),砂脉上顶形成的小帐篷(红色箭头)。d. 砂脉中发育的微-隐晶质自生碳酸盐岩斑块。e. 砂脉在断面上呈肠状,延至层面表现为低砂脊状。f. 抛光的纵切面,示砂脉与薄砂层形态与相互关系

特征;此外还见有少量形态不规则的微晶碳酸盐岩斑块(图 3d),可能属自生碳酸盐岩沉淀。这表明在砂脉形成过程中,裂隙中仍有甲烷活动;由于甲烷的厌氧氧化(AOM)作用, $(\text{CH}_4 + \text{SO}_4^{2-} + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{S})$ 必然导致自生碳酸盐岩沉淀(Peckmann and Thiel, 2004; Peckmann *et al.*, 2005; Reitner *et al.*, 2005; Pierre and Fouquet, 2007),这可能是砂脉固结较快的原因之一。

砂脉的围岩为黑—黑灰色泥岩或页岩,含丰富的自生伊利石粘土矿物(王欢等, 2005);有机质(TOC)含量可达 5%。镜下研究表明,泥质岩成分不纯;不同层位粉砂含量 5%到 10%变化不等,局部达

20%,以细—中粉砂为主。但与直立的砂脉和水平的薄砂层相比,两者在成分与结构上有显著不同,反映的能量条件差别很大。黑色泥岩中见有较多代表微生物席(或膜)存在的富有机质纹层(Schieber, 1999, 2004),以及由于微生物席选择性粘结、捕获矿物颗粒(Noffke *et al.*, 2001, 2003; Gerdes *et al.*, 2007; Porada and Hafid, 2007)所形成的微纹层状结构(图 4b, 4c)。此外,泥岩中含有黄铁矿颗粒,在微生物席层附近以及砂脉与围岩接触带附近更加明显(图 4a, 4d, 4f),其中草莓状黄铁矿并非鲜见(宋天锐等, 2000; 宋天锐, 2007);反映了相对缺氧的沉积背景条件(Schieber, 1999, 2004)。

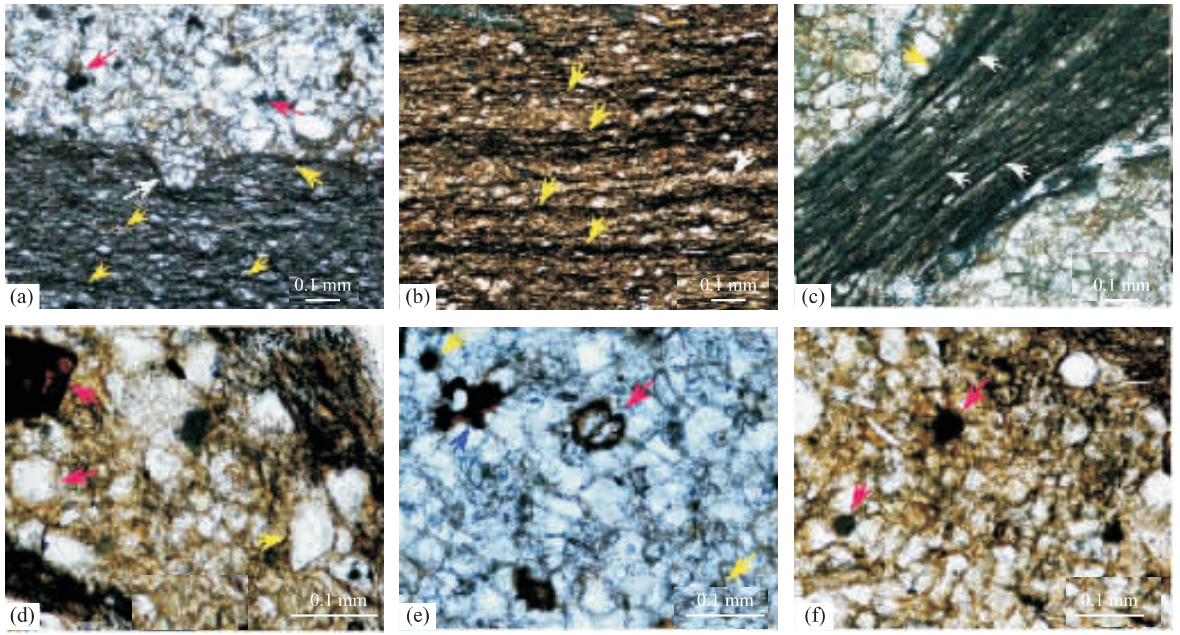


图 4 砂脉构造的显微特征

Fig. 4 Photographs showing microscopic features of the sand veins

a. 砂脉与围岩接触界线截然,泥岩富有机质纹层(黄色箭头),砂脉中含黄铁矿(红色箭头); b. 围岩中发育微生物席(膜,黄色箭头)以及选择性粘结形成的粉砂层(白色箭头); c. 微生物膜(白色箭头)构成的复合微生物席层(暗色)与砂脉形成鲜明对比; d. 砂脉由石英粉砂英组成,分选较好,含自生白云石(黄色箭头)和菱铁矿(红色箭头); e. 砂脉中有疑似微生物化石(红色箭头)与草莓状黄铁矿(黄色箭头); f. 砂脉中草莓状黄铁矿(红色箭头)

从沉积物的性质与结构分析,以黑色含粉砂质泥、页岩为主体的围岩反映了低能的静水环境条件,而薄砂层则反映了相对高能的环境特征。两者岩性差别显著,但接触带边界截然,不发育混染带,表明薄砂层是在非均匀条件下快速形成的。考虑到薄砂层厚度很小(<1.5 cm),纵向上密集重现但横向上不连续的分布特征,很可能是由风暴或其他周期性重复发生的高能事件将海岸带或障壁砂坝附近的砂质带入受限的低能泻湖环境而形成。薄砂层中砂质颗粒显示的较好分选性与相对较差磨圆度、泥质围岩中混杂的少量粉砂颗粒以及岩层中发育的浪成波痕构造与这种成因模式要求的条件相吻合。但必须指出,这个解释仅适用于水平分布的不连续薄砂层的成因以及垂直于层面分布的砂脉中砂的来源,而不是对砂脉体的成因解释。

1.3 伴生的其他沉积构造

总体上看,串岭沟组黑色页岩中除细纹层外其他沉积构造比较少见。在砂脉产出层位附近见有较好的浪成干涉波痕(图 3a),以及由沉积物表层微生物席形成的微皱痕(wrinkles,属 MISS 构造的一种,图 2c)。表明原始沉积水深位于浪基面附近,距海岸

带不很远,可能位于砂坝或其他障壁之后的泻湖环境(徐德斌等,2002;宋天锐等,2007)。在岩石切片中见有机质相对富集和矿物定向排列形成的微细纹层(图 4b,4c)。这种特征被认为是微生物席(膜)及其丝状体选择性捕获矿物颗粒的结果,是识别泥页岩中微生物席的重要标志(Schieber, 1999, 2004; Noffke *et al.*, 2001, 2003; Gerdes, 2007)。此外在层面上见有气泡构造(gas blister 或 gas domes;图 2e),这种构造被解释为已埋藏微生物席腐烂形成的气体(甲烷为主)缓慢逃逸而使覆于沉积物表层不透气微生物席上拱所形成(Noffke *et al.*, 2001; Erickson *et al.*, 2007; Gerdes, 2007; Porada and Hafid, 2007),属微生物腐烂成因构造(MISS 的一种类型, Schieber, 2004)。在纵向断面上还发现有“烟雾状”构造(图 2f)与砂脉共生,可能由气体逃逸扰动未固结沉积物而形成。虽然在串岭组中下部发现有与微生物席成因构造,但缺乏在潮间带上部一潮上带下部沉积中常见、由微生物席破坏而产生的脱水裂痕(syneresis)和席片等构造(Gerdes *et al.*, 2000; Noffke *et al.*, 2001; Schieber, 2004; Erickson *et al.*, 2007; Gerdes, 2007)。这从另一方面表

明串岭沟组的沉积水深大部分位于潮下环境. 由于缺乏基底间歇性暴露的条件, 微生物席一般较薄, 不发育脱水干裂、破碎或再沉积产生的相关构造 (Schieber, 1999, 2004; Gerdes *et al.*, 2000; Noffke *et al.*, 2001, 2003; Erickson *et al.*, 2007; Gerdes, 2007; Porada and Hafid, 2007). 微生物席及 MISS 构造的存在表明在串岭沟组沉积期微生物群相当发育, 沉积物中较高的有机质主要源于埋藏的微生物席, 提供了形成甲烷气体的物质基础.

2 砂脉构造成因模式及其地质意义

串岭沟组发育的砂脉构造从形态特征、矿物组成、与围岩相互关系以及伴生的沉积构造分析, 应属准同生期沉积构造. 砂脉的三维形态特征显示其原始形态应是发育于泥质岩中的缝隙. 如前所述, 在砂脉发育的地层中缺乏沉积基底暴露的证据与相应的沉积构造, 故不太可能是由于基底暴露、泥质沉积物脱水收缩而形成. 地层中也不存在突发性外动力事件 (如地震) 引发的沉积变形特征 (Qiao *et al.*, 1994; James *et al.*, 1998; Qiao and Gao, 1999). 砂脉构造在串岭沟组中下部厚达百米的地层中密集发育, 代表了较长的地质时期, 且砂脉体规模不大, 不应是由地震事件所致. 缝隙最有可能是沉积物中有机质腐烂而产生的气体持续缓慢排放形成的通道. 绝大多数砂脉宽度小于 5 mm, 向下延伸很少超过 6 cm, 侧向延伸一般不超过 20 cm; 考虑到岩层压实导致的肠状褶皱, 恢复后原始的砂脉高度约为 13 cm. 因此也不应是水合物迅速分解、导致巨量甲烷突发性逃逸所形成. 相反, 这种狭长的缝隙形态要求在砂脉形成过程中有气体的持续排放才不致封闭, 未固结砂层中的砂才能持续进入缝隙, 最终形成砂脉构造. 据野外对砂脉特征的统计, 绝大部分砂脉与其下方的薄砂层不相连 (约 92%), 并常出现在不发育下砂层的部位 (约 76%), 很少出现下宽上窄的形态 (约 4%), 故不应是饱水泥质沉积物压实脱水 (dewatering) 形成的泄水裂缝 (Pratt, 1998b); 若是后者, 砂脉应主要发育在有下砂层的部位或与之相连、下宽上窄, 成分与下砂层更相似. 此外, 串岭沟组的沉积特征与古地理背景 (阎玉忠和刘志礼, 1998; Lu *et al.*, 2002; 徐德斌等, 2002; 乔秀夫和高林志, 2007; 宋天锐, 2007) 也不支持快速堆积的饱水沉积模式; 而良好的层理结构却表明沉积速率相对较低.

有机质腐烂产生气体排放是自然界的一个普遍现象. 现代生物成因的甲烷气体排放量高达 5.35×10^{15} g/a (或 3.3×10^{13} mol/a), 约为无机成因甲烷的 330 倍 (Pavlov *et al.*, 2000; Kasting and Catling, 2003), 其中海洋环境排放约占总量的 40% 以上 (Canfield, 2005; Kasting *et al.*, 2006), 海岸沼泽与湿地占大半. 由于前寒武纪缺乏陆生植物与陆相微生物, 甲烷主要来自海洋微生物及其有机质的缺氧分解. 虽然前寒武纪海洋环境总的生物量小于现代, 但由于缺乏后生动物的捕食消耗, 由微生物产生的有机质积累总量仍然可能很大 (Knoll, 2003; Schieber, 2004; Riding, 2006). 元古宙早期大气含氧量仅相当于现代大气水平 (PAL) 的 1%~10% (Kasting and Catling, 2003; Kasting, 2004; Catling and Claire, 2005; Holland, 2006; Kasting *et al.*, 2006), 海洋环境总体处于表层部分氧化、底层缺氧的分层状态 (Anbar and Knoll, 2002; Kasting, 2004; Canfield, 2005; Catling and Claire, 2005), 海洋氧化界面深度仅有 5~20 m (Brooks *et al.*, 2005), 有利于有机质大量积聚与埋藏. 有机质在缺氧条件下的腐烂分解, 形成甲烷并发生逃逸是必然的. 串岭沟组沉积的古水深不大, 不具备现代大陆架以下深水环境的低温、高压条件. 因而甲烷也不会以固体水合物的形式大量储存 (Peckmann and Goedert, 2005; Pierre and Fouquet, 2007), 并由于温压条件的突然变化而导致水合物迅速分解而巨量释放 (Jiang *et al.*, 2003, 2006); 而更可能类似现代海岸带以及湿地环境, 形成的甲烷气体是持续缓慢释放的. 串岭沟组中下部地层中能够形成大量标识甲烷气体逃逸的砂脉构造, 最重要的条件可能是密集薄砂层的发育, 它们为细砂质及时灌入甲烷气体逃逸通道提供了物源. 没有砂质的适时灌入, 在沉积物压实过程中这些狭窄的通道和裂缝会完全消失, 并因均一的成分而不留下可辨识的痕迹. 这可能是在薄砂层不发育的层段和部位少见砂脉的主要原因.

综上所述, 串岭沟组砂脉构造的密集发育可能要求沉积环境具备下述条件: (1) 有丰富的微生物群发育和足够的有机质积聚, 并处于相对缺氧的静水环境, 能形成大量的甲烷气体; (2) 沉积环境水深不大, 温压条件不足以使甲烷以固体水合物形式长期储存于沉积物中, 而是以持续、缓慢的形式自然排放; (3) 甲烷排放量较大, 有足够的气压在粘滞的泥质沉积中形成有效的裂缝状通道, 并不因沉积物的

侧向压力而迅速封闭;(4)有频繁发生的风暴等较强动能条件将陆源砂快速带入盆地形成薄砂层,并在未固结前进入持续活动的气体排放通道。虽然前寒武纪海洋环境中甲烷的生成与排放可能是普遍的,但能以砂脉沉积构造形式保存下来仍属少见。它们应该能够被用作指示远古时期甲烷气体缓慢排放的重要沉积标识。

前寒武纪微生物因缺乏钙化外壁而很少能保存为实体化石(Knoll, 2003; Riding, 2006; Kah and Riding, 2007),故以往对前寒武纪微生物群落的认识主要来自碳酸盐岩地层中保存的生物—沉积构造(如叠层石、核形石、凝块石及部分微生物席),而对碎屑岩沉积条件下微生物群的发育与分布知之甚少(Noffke *et al.*, 2003; Schieber, 2004)。串岭沟组页岩中识别的微生物席成因构造(MISS)以及由甲烷气体逃逸构造充分表明在中元古代早期,浅海细碎屑岩沉积环境中也发育着丰富的微生物群落。微生物群通过生命活动及其与沉积物相互作用而形成的微生物席不仅对碎屑沉积表层有良好的保护、平滑(smoothing)和稳固(stabilization)作用(Gerdes *et al.*, 2000; Noffke *et al.*, 2001, 2003; Schieber, 2004; Eriksson *et al.*, 2007; Porada and Hafid, 2007),而且通过多样的生物化学过程对表层沉积性质与海水的物理、化学成分产生重要影响(Knoll, 2003; Peckmann and Goedert, 2005; Riding *et al.*, 2006; Gerdes, 2007),进而改变海底环境与沉积过程。而这些过程对于其他生物,如真核生物、藻类、微古植物、凝源类和后生动物的演化与生态方式均有重要意义(Seilacher, 1999; Knoll, 2003; Eriksson *et al.*, 2007)。

砂脉构造的密集出现表明,在中元古代早期华北陆表海碎屑环境活跃的微生物作用能够形成丰富的有机质积累与埋藏。甲烷的形成与排放表明埋藏有机质发生过成烃作用,具有形成烃源岩的良好潜力。砂脉构造形成的环境要求表明蓟县地区串岭沟组暗色页岩形成于相对缺氧的静水环境,主体属有障壁砂坝发育的泻湖环境体系,距海岸带不很远。为进一步认识华北地台早元古代晚期—中元古代早期的沉积古地理与古构造演化提供了古环境方面的约束。

早元古中期(约 2.4 Ga)至新元古代晚期(约 0.78 Ga),地球表层经历了长达 15 亿年的无冰(ice-free)期,既无全球性冰川活动,也没有显著的碳、氧同位素波动(Anbar and Knoll, 2002; Hoffman and

Schrag, 2002; Chu *et al.*, 2004; Canfield, 2005; Holland, 2006)代表了地球史上罕见的温暖期(Kasting, 2004; Catling and Claire, 2005; Kasting *et al.*, 2006),地球表层平均气温高达 40~55 °C (Knauth, 2005; Robert and Chaussidon, 2006)。在地球早期阶段,太阳光照度(luminosity)仅约相当于现代的 75%~85% (Kasting and Catling, 2003; Kasting, 2004; Catling and Claire, 2005; Holland, 2006),必须有足够的温室气体补偿才能维持表层不发育冰川。较早的研究认为大气 CO₂ 的浓度至少应是现代的 50~900 倍(Pavlov *et al.*, 2000, 2003; Kasting and Catling, 2003)。近年发现中元古代地球大气圈 CO₂ 浓度至多不超过现代的 200 倍(Kaufman and Xiao, 2003)、33 倍(Riding, 2006)、5~25 倍(Sheldon, 2006)或小于 10 倍(Kah and Riding, 2007)。在这种 CO₂ 浓度条件下,大气圈必须保持(100~300)×10⁻⁶的甲烷浓度才能补偿低太阳辐射而保持地球表层不发生冰冻(Pavlov *et al.*, 2003; Kah and Riding, 2007)。因而,理论上要求在古元古代雪球地球(约 2.4 Ga, Kirschvink *et al.*, 2000; Kopp *et al.*, 2005)和新元古代雪球地球时期(780~635 Ma, Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman and Schrag, 2002)之间的地质时期应有持续不断的足量甲烷进入大气圈。然而实际研究中,目前除在新元古代晚期盖帽碳酸盐岩(cap carbonate, 约 635 Ma)中发现有广泛存在的甲烷排放证据,如低达-47‰的碳同位素值,扇状重晶石簇、针状文石集合体、草莓状黄铁矿等自生碳酸盐岩矿物,以及平底晶洞(stromatolites, stromatoloids)、层状裂隙(sheet cracks)和管岩(tubestone)等特殊沉积构造外(Fraiser and Corsetti, 2003; Jiang *et al.*, 2003, 2006; Corsetti and Grotzinger, 2005),在更老的地层,尤其是碎屑沉积中还没有发现与甲烷排放相关的证据。有研究者认为,中—新元古代碳酸盐岩中广泛发育的 MT 构造可能由 CO₂ 水合物分解(Marshall and Anglin, 2004)、有机质产生的气体(Pollock *et al.*, 2006)或其他气泡扩张(Furniss *et al.*, 1998)所形成。但在 MT 微晶方解石脉中未发现碳同位素负异常(Frank and Lyon, 1998; Pollock *et al.*, 2006),未确认形成气泡的“有机质产生气体”的性质。

串岭沟组页岩中密集发育的砂脉构造很可能提供了认识早元古代晚期—中元古代早期浅海环境甲

烷气体排放的沉积学证据,这也是目前已知最早的甲烷气体排放地质记录.其中存在的微量自生碳酸盐岩沉淀(authigenic carbonate precipitation)可能与甲烷厌氧氧化有关(AOM).因此,砂脉构造可以做为泥质碎屑沉积中甲烷气体逃逸的沉积标识,判定地质时期甲烷缓慢排放活动的存在.

3 结论与讨论

串岭沟组黑色页岩中密集发育的砂脉构造是远古时期浅海细碎屑沉积背景下细砂质灌入气体逃逸通道而形成的特殊沉积构造.气体可能主要源于埋藏微生物席在硫酸盐还原条件下分解产生的甲烷.多变的褶曲—肠状形态系由沉积物压实缩短所致.地层中密集发育的薄砂层是砂脉能够形成并保存为可识别沉积构造的重要条件.

串岭沟组密集的砂脉构造提供了认识甲烷缓慢排放活动的最早地质记录.表明在地球发展的早期阶段,浅海碎屑沉积环境中同样发育活跃的微生物群落,能够形成丰富的有机质积累足以分解形成大量甲烷气体,也有可能形成烃源岩.这种高效温室气体持续进入大气圈可能是保持元古宙在太阳光照度低于现代 20%~15%的条件下地球表层长期不发育冰川的重要原因(Pavlov, 2003; Kasting, 2004; Catling and Claire, 2005; Holland, 2006; Kasting *et al.*, 2006; Kah and Riding, 2007).

串岭沟组发育的砂脉构造与华北(Qiao *et al.*, 1994; Fairchild *et al.*, 1997; Qiao and Gao, 1999; Meng and Ge, 2002; Meng *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2005; 孟祥化等, 2006; Mei, 2007; 乔秀夫和高林志, 2007)及世界其他地区(Frank and Lyon, 1998; Furniss *et al.*, 1998; James *et al.*, 1998; Pratt, 1998a; Shields, 2002; Marshall and Anglin, 2004; Bishop *et al.*, 2006; Pollock *et al.*, 2006)中—新元古界碳酸盐岩中广泛出现的 MT 构造在形态上颇为相似. MT 构造被定义为:形态多变的微晶方解石带状(ribbon)、板状(bleb)、球状(sphaeroid)或肠状(ptygmatical)构造;脉体边界截然,由均一的等粒微晶方解石组成;主要发育于潮间至潮下带或缓坡相碳酸盐岩沉积环境,在碎屑岩中缺失或罕见(James *et al.*, 1998; Meng and Ge, 2002; Marshall and Anglin, 2004; Pollock *et al.*, 2006).虽然砂脉构造与 MT 构造的物质组成与沉

积环境明显不同,但它们在形态与流变学特征方面的相似性很可能表明在成因上有可比性,或具有相近的形成机制.有关 MT 构造的成因是当前研究中的热点问题,分歧很大,已提出的解释有 10 余种;近年有代表性的认识可概括为:(1)地震成因与震动液化导致的流体上窜有关(Qiao *et al.*, 1994; Fairchild *et al.*, 1997; James *et al.*, 1998; Pratt, 1998a; Qiao and Gao, 1999; 宋天锐等, 2000; Liu *et al.*, 2005; 乔秀夫和高林志, 2007);(2)与生物或生物活动相关(James *et al.*, 1998; Meng and Ge, 2002; Meng, 2004; Mei, 2006, 2007);(3)与前寒武特殊的海洋化学条件及其变化相关(Frank *et al.*, 1998; Shields, 2002; 刘为付等, 2004; 孟祥化等, 2006);(4)与 CO₂ 水合物分解或生物气体(Marshall and Anglin, 2004; Pollock *et al.*, 2006)或气泡扩张(Furniss *et al.*, 1998)、逃逸相关;(5)与风暴或海啸等高能事件活动相关(Bishop *et al.*, 2006).本文对串岭沟组砂脉的成因解释可能在一定程度上也适用于 MT 构造.但在 MT 构造的微晶碳酸盐岩脉及围岩中迄今未发现明显的碳同位素异常(Frank *et al.*, 1998; Chu *et al.*, 2004; 刘为付等, 2004; Pollock *et al.*, 2006)的确值得深入思考.现代海洋环境中由甲烷参与形成的碳酸盐岩大都具有显著的碳同位素负值(Peckmann and Goeder, 2005; Reitner *et al.*, 2005; Pierre and Fouquet, 2007),在新元古代盖帽碳酸盐岩中也有发现(Jiang *et al.*, 2003, 2006; Corsetti and Grotzinger, 2005).中元古代不出现碳同位素异常是否与这个时期特殊的大气与海洋化学条件相关,或由全球碳循环过程中的碳同位素分馏差异所致,可能将是进一步认识早期地球系统演变的良好切入点.

致谢:本研究得到了教育部创新团队计划(IRT00546)、国家自然科学基金创新团队基金(40621002)、中石化有限公司海相油气勘探前瞻性研究(G0800-06-ZS-319)、高校引智计划(B07011)的支持.胡雪燕、王议、程长清、王新强等研究生参加了部分野外工作.一些认识是在与乔秀夫、谢树成、张世红、龚一鸣教授等的学术讨论中受到启发而产生的,在此一并致谢!

References

Anbar, A. D., Knoll, A. H., 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution: A bioinorganic bridge. *Science*, 297

(5584):1137—1142.

- Bishop, J. W., Sumner, D. Y., Huerta, N. J., 2006. Molar tooth structures of the Neoproterozoic Monteville Formation, Transvaal Supergroup, South Africa: A wave-induced fluid flow model. *Sedimentology*, 53(5):1069—1082.
- Brooks, J. J., Love, G. D., Summons, R. E., et al., 2005. Biomarker evidence for green and purple sulphur bacteria in a stratified Palaeoproterozoic sea. *Nature*, 437(7060):866—870.
- Canfield, D. E., 2005. The early history of atmospheric oxygen: Homage to Robert A. Garrels. *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, 33:1—36.
- Catling, D. C., Claire, M. W., 2005. How earth's atmosphere evolved to an oxic state: A status report. *Earth Planet Sc. Lett.*, 237(1—2):1—20.
- Catling, D. C., Claire, M. W., Zahnle, K. J., 2007. Anaerobic methanotrophy and the rise of atmospheric oxygen. *Philos. Trans. Roy. Soc. A.*, 365(1856):1867—1888.
- Chen, J. B., Zhang, H. M., Zhu, S. X., et al., 1980. Study of the sinian suberathem of Jixian. The sinian suberathem of China. Science and Technology Press, Tianjin, 55—109 (in Chinese).
- Chu, X., Zhang, T., Zhang, Q., et al., 2004. Carbon isotopic variations of Proterozoic carbonates in Jixian, Tianjin, China. *Science in China (Ser. D)*, 47(2):160—170.
- Claire, M. W., Catling, D. C., Zahnle, K. J., 2006. Biogeochemical modelling of the rise in atmospheric oxygen. *Geobiology*, 4(4):239—269.
- Corsetti, F. A., Grotzinger, J. P., 2005. Origin and significance of tube structures in neoproterozoic post-glacial cap Carbonates; Example from noonday dolomite, death valley, United States. *Palaios*, 20(4):348.
- Eriksson, P. G., Schieber, J., Bouougri, E., et al., 2007. Classification of structures left by microbial mats in their host sediments. In: Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., et al., eds., Atlas of microbial mat features preserved with the clastic rock record. Elsevier, Amsterdam, 39—52.
- Fairchild, I. J., Einsele, G., Song, T. R., 1997. Possible seismic origin of molar-tooth structures in Neoproterozoic carbonate ramp deposits, North China. *Sedimentology*, 44(4):611—636.
- Fraiser, M. A., Corsetti, F. R., 2003. Neoproterozoic carbonate shrubs: Interplay of microbial activity and unusual environmental conditions in Post-Snowball earth oceans. *Palaios*, 18(4—5):378—387.
- Frank, T. D., Lyons, T. W., 1998. "Molar-tooth" structures: A geochemical perspective on a Proterozoic enigma. *Geology*, 26(8):683—686.
- Furniss, G., Rittel, J. F., Winston, D., 1998. Gas bubble and expansion crack origin of "molar-tooth" calcite structures in the Middle Proterozoic belt supergroup, western Montana. *J. Sediment. Res.*, 68(1):104—114.
- Gao, L., Zhang, C., Shi, X., et al., 2007. A new SHRIMP age of the Xiamaling Formation in the North China plate and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 81(6):1103—1108.
- Gerdes, G., Klenke, T., Noffke, N., 2000. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: A catalogue. *Sedimentology*, 47(2):279—308.
- Gerdes, S., 2007. Structures left by modern microbial mats in their host sediments. In: Schieber, J., Bose, P. K., Eriksson, P. G., et al., eds., Atlas of microbial mat features preserved with the clastic rock record. Elsevier, Amsterdam, 5—38.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., et al., 2004. A geological time scale 2004. *Episodes*, 27(2):1—11.
- Hoffman, P. F., Kaufman, A. J., Halverson, G. P., et al., 1998. A neoproterozoic snowball earth. *Science*, 281(5381):1342—1346.
- Hoffman, P. F., Schrag, D. P., 2002. The snowball earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14(3):129—155.
- Holland, H. D., 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Phil. Trans. Roy. Soc. B-Biol. Sci.*, 361(1470):903—915.
- James, N. P., Narbonne, G. M., Sherman, A. G., 1998. Molar-tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the mid- to Late Neoproterozoic. *J. Sediment. Res.*, 68(5):716—722.
- Jiang, G., Kennedy, M. J., Christie-blick, N., 2003. Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, 426(6968):822—826.
- Jiang, G., Shi, X., Zhang, S., 2006. Methane seeps, methane hydrate destabilization, and the Late Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Chinese Sci. Bull.*, 51(10):1152—1173.
- Kah, L. C., Riding, R., 2007. Mesoproterozoic carbon dioxide levels inferred from calcified cyanobacteria. *Geology*, 35(9):799—802.
- Kasting, J. F., 2004. When methane made climate. *Sci. Am.*, 291(1):78—85.
- Kasting, J. F., Catling, D., 2003. Evolution of a habitable planet. *Annu. Rev. Astron. Astr.*, 41:429—463.
- Kasting, J. F., Howard, M. T., Wallmann, K., et al., 2006.

- Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 252(1-2):82-93.
- Kaufman, A. J., Xiao, S., 2003. High CO₂ levels in the Proterozoic atmosphere estimated from analyses of individual microfossils. *Nature*, 425:279-282.
- Kirschvink, J. L., Gaidos, E. J., Bertani, L. E., et al., 2000. Paleoproterozoic snowball earth; Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *P. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 97(4):1400-1405.
- Knauth, L. P., 2005. Temperature and salinity history of the Precambrian ocean; Implications for the course of microbial evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219(1-2):53-69.
- Knoll, A. H., 2003. The geological consequences of evolution. *Geobiology*, 1(1):3-14.
- Kopp, R. E., Kirschvink, J. L., Hilburn, I. A., et al., 2005. The Paleoproterozoic snowball earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *P. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 102(32):11131-11136.
- Li, C., Yan, Y. Z., 2001. Characteristics of the biomarkers in the Proterozoic, Jixian. *Earth Science Frontiers*, 8(4):453-462 (in Chinese with English abstract).
- Li, H. K., Li, H. M., Lu, S. N., 1995. The SHRIMP age for the Tuanshanzi Formation of the Changcheng system and its significance. *Chin. Jour. Geochem.*, 24(1):43-51 (in Chinese with English abstract).
- Liu, H. F., Liu, C. Y., 1992. The oldest possible metazoan trace fossils discovered from the Chuanlinggou Formation of the Changcheng System, Jixian. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 22(3):268-270 (in Chinese with English abstract).
- Liu, W. F., Meng, X. H., Ge, M., et al., 2004. Origin of the Neoproterozoic molar-tooth carbonates in the Xuzhou-Huainan area. *Geological Review*, 50(5):454-463 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. Q., Gao, L. Z., Liu, Y. X., 2005. Neoproterozoic molar-tooth structure and constraint of depositional facies and environment in the North China platform in Jiangsu, Anhui and Liaoning, eastern China. *Acta Geologica Sinica*, 79(4):533-539.
- Lu, S. N., 1998. Discussion on some problems in the geochronologic subdivision of the Proterozoic in China. *Progress in Precambrian Research*, 21(4):1-9 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S., Yang, C., Li, H., et al., 2002. A group of rifting events in the terminal Paleoproterozoic in the North China craton. *Gondwana Research*, 5(1):123-131.
- Marshall, D., Anglin, C. D., 2004. CO₂-clathrate destabilization; A new model of formation for molar tooth structures. *Precambrian Res.*, 129(3-4):325-341.
- Mei, M. X., 2006. Origin of molar-tooth structure based on sequence-stratigraphic position and macroscopic features; Example from Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation at Jixian Section, Tianjin, North China. *Journal of China University of Geosciences*, 17(3):201-208.
- Mei, M. X., 2007. Implications of the Precambrian non-stromatolitic carbonate succession making up the third member of mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation in Yanshan area of North China. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 18(3):191-209.
- Meng, X. H., Ge, M., Kuang, H. W., 2006. Origin of Microsparite carbonates and the significance in the evolution of the earth in Proterozoic. *Acta Petrologica Sinica*, 22(8):2133-2143 (in Chinese with English abstract).
- Meng, X. H., Ge, M., 2002. The sedimentary features of Proterozoic microspar (Molar-tooth) carbonates in China and their significance. *Episodes*, 25(3):185-196.
- Meng, X. H., Ge, M., Liu, Y. X., et al., 2004. Molar-tooth carbonate sequences and Sr isotopes in the Neoproterozoic for stratigraphic correlation; Research in the Jilin, Liaoning, Xuzhou, Huaiyang areas of the Sino-Korean plate and its correlation with the Yangtze plate. *Acta Geologica Sinica*, 78(3):775-783.
- Niu, S. W., 2002. Study of the macroalgal fossils from the Middle and Late Proterozoic of the Yan-Liao area, North China. *Progress in Precambrian Research*, 25(1):28-35 (in Chinese with English abstract).
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., et al., 2001. Microbially induced sedimentary structures; A new category within the classification of primary sedimentary structures. *Palaios*, 71:649-656.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., 2003. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic). *Earth Science Reviews*, 62(1-2):163-176.
- Pavlov, A. A., Hurtgen, M. T., Kasting, J. F., et al., 2003. Methane-rich proterozoic atmosphere? *Geology*, 31(1):87-90.
- Pavlov, A. A., Kasting, J. F., Brown, L. L., et al., 2000. Greenhouse warming by CH₄ in the atmosphere of early earth. *Journal of Geophysical Research*, 105(E5):11981-11990.

- Peckmann, J., Goedert, J. L., 2005. Geobiology of ancient and modern methane-seeps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227(1-3): 1-5.
- Peckmann, J., Thiel, V., 2004. Carbon cycling at ancient methane-seeps. *Chem. Geol.*, 205(3-4): 443-467.
- Peng, Y. B., Wang, D., Yuan, X. L., 2007. Ultrastructure of spheroidal acritarchs from the Chuanlinggou Formation of the Changcheng System. *Acta Micropaleontologica Sinica*, 24(2): 194-204. (in Chinese with English abstract).
- Pflüger, F., Gresse, P. G., 1996. Microbial sand chips—A non-actualistic sedimentary structure. *Sediment. Geol.*, 102(3-4): 263-271.
- Pierre, C., Fouquet, Y., 2007. Authigenic carbonates from methane seeps of the Congo deep-sea fan. *Geo-Mar. Lett.*, 27(2): 249-257.
- Pollock, M. D., Kah, L. C., Bartley, J. K., 2006. Morphology of molar-tooth structures in Precambrian carbonates; Influence of substrate rheology and implications for genesis. *J. Sediment. Res.*, 76(2): 310-323.
- Porada, H., Hafid, B. E., 2007. Wrinkle structures—A critical review. *Earth Science Reviews*, 81(3-4): 199-215.
- Pratt, B. R., 1998a. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks; Origin from synsedimentary earthquakes, and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110(8): 1028-1045.
- Pratt, B. R., 1998b. Syneresis cracks: Subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake induced dewatering. *Sediment. Geol.*, 117(1-2): 1-10.
- Qiao, X. F., Gao, L. Z., 2007. Mesoproterozoic seismic events and paleogeography in the Yanliao Aulagogen. *Journal of Paleogeography*, 9(4): 337-352 (in Chinese with English abstract).
- Qiao, X. F., Song, T. R., Gao, L. Z., 1994. Seismic sequences in carbonate rocks by vibrational liquefaction. *Acta Geologica Sinica*, 7(2): 243-265.
- Qiao, X. F., Gao, L. Z., 1999. Mesoproterozoic, Neoproterozoic and early Paleozoic earthquake events in North China and its relationship with supercontinental Rodinia. *Chinese Sci. Bull.*, 44(16): 1753-1757.
- Reitner, J., Peckmann, J., Reimer, A., et al., 2005. Methane-derived carbonate build-ups and associated microbial communities at cold seeps on the lower Crimean shelf (Black Sea). *Facies*, 51(1): 66-79.
- Riding, R., 2006. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, 4(4): 299-316.
- Robert, F., Chaussidon, M., 2006. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature*, 443(7114): 969-973.
- Rogers, J. J., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.*, 5(1): 5-22.
- Santosh, M., Sajeed, K., Li, J. H., 2006. Extreme crustal metamorphism during Columbia supercontinent assembly: Evidence from North China Craton. *Gondwana Res.*, 10(3-4): 256-266.
- Sarkar, S., Banerjee, S., Samanta, P., et al., 2006. Microbial mat-induced sedimentary structures in siliciclastic sediments: Examples from the 1.6 Ga chorhat sandstone, vindhyan supergroup, MP, India. *Journal of Earth System Science*, 115(1): 49-58.
- Schieber, J., 2004. Microbial mats in the siliciclastic rock record; A summary of the diagnostic features. In: Eriksson, P. G., Altermann, W., Nelson, D. R., et al., eds., The precambrian earth: Tempos and events. Elsevier, Amsterdam, 12: 663-673.
- Schieber, J., 1999. Microbial mats in terrigenous clastics, the challenge of identification in the rock record. *Palaios*, 14(1): 3-12.
- Seilacher, A., 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios*, 14(1): 86-93.
- Sheldon, N. D., 2006. Precambrian paleosols and atmospheric CO₂ levels. *Precambrian Res.*, 147(1-2): 148-155.
- Shi, X. Y., Chen, C. Q., 2006. Microbially induced sedimentary structures (MISS) from the Changcheng Group (Pt₂, ca. 1.6 Ga), North China platform, and their implications for an oxygen-deficient shallow sea environment. In: Yang, Q., Weldon, E. A., Wang, Y. D., eds., Ancient life and modern approaches. University of Science and Technology of China Press, Hefei, 188-189.
- Shields, A. S., 2002. Molar-tooth microspar: A chemical explanation for its disappearance—700 Ma. *Terra Nova*, 14(2): 108-113.
- Song, T. R., 2007. The sedimentary facies indicators and depositional environmental model for the Mesoproterozoic Changcheng system in the Shisanling area, Beijing. *Journal of Paleogeography*, 9(5): 461-472 (in Chinese with English abstract).
- Song, T. R., He, Z. J., Ding, X. Z., 2000. A study of geological event records in the Proterozoic Chuanlinggou Formation of the Ming Tombs district, Beijing. *Geological Review*, 46(4): 400-406 (in Chinese with English abstract).

- Sun, S. F., Zhu, S. X., 2000. Palaeoproterozoic eucaryotic fossils from North China. *Acta Geol. Sinica*, 74(2): 116—122 (in Chinese with English abstract).
- Sun, S. F., Zhu, S. X., Huang, X. G., et al., 2004. Discovery of *Parachuarua* fossils from the Chuanlinggou Formation in the Changcheng System, Yanshan region and its significance. *Acta Geologica Sinica*, 78(6): 721—725 (in Chinese with English abstract).
- Wang, H., Wang, H. J., Chen, T., et al., 2005. Study of two-dimensional nanometer illite in Jixian County, Tianjin City. *Geological Review*, 51(3): 319—324 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J., Chen, J. F., Dou, Q. L., 2004. Evaluation of the hydrocarbon-generating potential the Middle-Upper Proterozoic in North China. *Petroleum Geology and Experiment*, 26(2): 206—211 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J., Jiang, G., Xiao, S., et al., 2008. Carbon isotope evidence for widespread methane seeps in the ca. 635 Ma Doushantuo cap carbonate in South China. *Geology*, 36(5): 347—350.
- Wu, T. S., 2002. Late Precambrian (Meso- to Neoproterozoic) lithostratigraphic units in North China and their multiple division and correlation. *Geology in China*, 29(2): 147—154 (in Chinese with English abstract).
- Xu, D. B., Wang, D. Z., Bai, Z. D., et al., 2002. Sedimentary environment and facies model of the Mesoproterozoic Chuanlinggou Formation in the Xinglong area, Hebei. *Geology in China*, 29(2): 167—171 (in Chinese with English abstract).
- Yan, Y. Z., Liu, Z. L., 1998. Discussion on the relationships between bio-community and paleoenvironment in the Mesoproterozoic Changcheng System, Yanshan area, North China. *Acta Micropaleontologia Sinica*, 15(3): 249—266 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Q. D., Song, T. R., He, Z. J., et al., 2002. Pb-Pb Age determination of Meso- to Neoproterozoic carbonates in the Ming Tombs district, Beijing. *Geological Review*, 48(4): 416—423 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, G. C., Sun, M., Wilde, S. A., et al., 2003. Assembly, accretion and breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia supercontinent; Records in the North China craton. *Gondwana Res.*, 6(3): 417—434.
- Zhu, S. X., Xing, Y. S., Zhang, P. Y., et al., 1994. Biostratigraphic succession in the Meso- and Neoproterozoic of North China platform. Geological Publishing House, Beijing, 119—125 (in Chinese).
- ### 附中文参考文献
- 陈晋镛, 张惠民, 朱士兴, 等, 1980. 蓟县震旦亚界研究. 中国震旦亚界. 天津: 科学技术出版社, 1—219.
- 李超, 阎玉忠, 2001. 蓟县剖面元古宙沉积物(1.8~0.85 Ga)中的生物标志化合物特征. 地学前缘, 8(4): 453—462.
- 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(1): 43—48.
- 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(3): 268—270.
- 刘为付, 孟祥化, 葛铭, 等, 2004. 徐州—淮南地区新元古代白齿碳酸盐岩成因探讨. 地质论评, 50(5): 454—463.
- 陆松年, 1998. 关于中国元古宙地质年代划分几个问题的讨论. 前寒武纪研究进展, 21(4): 1—9.
- 孟祥化, 葛铭, 旷红伟, 2006. 微亮晶(白齿)碳酸盐成因及其在元古宙地球演化中的意义. 岩石学报, 22(8): 2133—2143.
- 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(1): 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(2): 194—204.
- 乔秀夫, 高林志, 2007. 燕辽裂陷槽中元古代古地震与古地理. 古地理学报, 9(4): 337—352.
- 宋天锐, 2007. 北京十三陵地区中元古界长城系沉积相标志及沉积环境模式. 古地理学报, 9(5): 461—472.
- 宋天锐, 和政军, 丁孝忠, 等, 2000. 北京十三陵中元古代串岭沟期地质事件的探索. 地质论评, 46(4): 400—406.
- 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(2): 116—122.
- 孙淑芬, 朱士兴, 黄学光, 等, 2004. 燕山长城系串岭沟组 *Parachuarua* 化石的发现及其意义. 地质学报, 78(6): 721—725.
- 王欢, 王河锦, 陈涛, 等, 2005. 天津蓟县二维纳米级伊利石研究. 地质论评, 51(3): 319—324.
- 王杰, 陈践发, 窦启龙, 2004. 华北北部中、上元古界生烃潜力特征研究. 石油实验地质, 26(2): 206—211.
- 武铁山, 2002. 华北晚前寒武纪(中—新元古代)岩石地层单位及多重划分对比. 中国地质, 29(2): 147—154.
- 徐德斌, 王敦则, 白志达, 等, 2002. 河北兴隆地区中元古界串岭沟组沉积环境与相模式. 中国地质, 29(2): 167—171.
- 阎玉忠, 刘志礼, 1998. 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(3): 249—266.
- 张巧大, 宋天锐, 和政军, 等, 2002. 北京十三陵地区中—新元古界碳酸盐岩 Pb-Pb 年龄研究. 地质论评, 48(4): 416—423.
- 朱士兴, 邢裕盛, 张鹏远, 1994. 华北地台中、上元古界生物地层序列. 北京: 地质出版社, 119—125.