

doi:10.3799/dqkx.2012.093

陕南奥陶系宝塔组灰岩网状裂缝成因

王安东¹, 周瑶琪¹, 仲岩磊², 段 竟¹, 王子阳¹, 张振凯¹

1. 中国石油大学地球科学与技术学院, 山东青岛 266555

2. 中国石化胜利油田采油工艺研究院, 山东东营 257000

摘要: 为了研究奥陶系宝塔组灰岩网状裂缝的形成原因, 利用古生物鉴定、野外露头对比及镜下薄片观察等方法进行分析。古生物以头足类、三叶虫、介形类和棘皮类为主, 偶见腕足类, 未见藻类。裂缝延伸到生物化石时停止, 贯穿地层顶底面但未穿透相邻地层, 平面呈瘤状、龟裂纹和 S 曲线等, 锯齿状缝合线切穿裂缝。镜下发现灰质基块内散布着泥质团块, 泥质团块通过微裂隙互相连通或连通主裂缝, 泥质内夹的灰质碎屑长轴沿裂缝展布, 新鲜剖面灰质基块与泥质裂缝无明显界限。提出宝塔期扬子板块处于稳定克拉通沉积环境, 网状裂缝是在较深水缓慢沉积的低能开阔台地环境下, 由于化学分异作用灰质质点聚集、压实作用胶态粘土矿物脱水收缩、泥质随水排出时充填裂缝而形成的, 为非构造成因裂缝。

关键词: 宝塔组灰岩; 网状裂缝; 泥质含量; 收缩裂缝; 沉积学; 构造。

中图分类号: P588.2

文章编号: 1000-2383(2012)04-0843-08

收稿日期: 2012-03-05

Causes of Reticular Cracks in Ordovician Baota Formation Limestone in Southern Shaanxi

WANG An-dong¹, ZHOU Yao-qi¹, ZHONG Yan-lei², DUAN Jing¹, WANG Zi-yang¹, ZHANG Zhen-kai¹

1. School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao 266555, China

2. Shengli Oil Production Research Institute of SinoPec, Dongying 257000, China

Abstract: Through Paleontology appraisal, outcrop contrast and under mirror slice observation methods, this paper analyzes the causes of reticular cracks, Baota Formation limestone, Ordovician. Paleontology is mainly of cephalopods (*Sinoceras chinensis*), trilobites, ostracoda and echinodermata (*Metacrinus*), occasionally including Brachiopoda, noalga. The formation is divided into two units: the lower purple and the upper celadon. The crack, stretching from the surface and bottom without penetrating the adjacent formation, stops when extended to the biological fossils. The patterns are of nodular, tortoise shell and the S curve, etc; dentate suture lines cut through the crack. Microscopic study shows that shale mass spreads in the limy matrices, with shale mass connected each other or connected to the main crack by the micro crack, the macroaxis of the limy chipping in shale exhibited along the crack. There are no obvious boundaries between limy matrices and shale crack in fresh profile. It is concluded that the Yangtze plate, Baota period was in a stable craton sedimentary environment, and reticular cracks formed due to limy particles by chemical differentiation and clay mineral syneresis in compressions with shale filling cracks with no-flow periods in a deep water (more than euphotic zone) slow deposition low-energy open platform environment, which indicates that cracks formed because of the non-structural causes.

Key words: Baota Formation limestone; reticular cracks; shale content; shrinkage cracks; sedimentology; tectonics.

奥陶系宝塔组灰岩以表面发育网状裂缝而闻名, 最早由丁文江于 1929 年在川黔地区作地质考察时提出“马蹄纹灰岩”概念(黄汲清等, 1993), 王钰(1945)又称之为“龟裂纹灰岩”, 前期地质学家把网状裂缝看作一种特殊的沉积构造, 并未深入研究其

成因。进入 20 世纪 80 年代, 陆续提出了几种成因: (1)干燥裂缝成因; (2)姬再良(1985)提出水下脱水凝缩成因; (3)沈建伟(1989)提出沉积一成岩构造成因; (4)方少仙等(1994)研究得出中薄层灰泥沉积物在弱固结状态时, 在上覆压力下由泥质胶体脱水形

基金项目: 国家自然科学基金(No. 40872095)。

作者简介: 王安东(1980—), 男, 博士研究生, 地质学专业。E-mail: 738625341@qq.com

成;(5)王尧(1995)认为其是构造—成岩作用产物;(6)王泽中(1996)认为马蹄纹是海底硬地收缩的结果;(7)周传明和薛耀松(2000)提出密度大的灰岩侵入泥岩,被泥岩呈火焰状包裹,是一种成岩早期准同生变形构造;(8)许效松等(2001)提出多因素综合成因,即构造—沉积环境相、生态相和成岩相产物。现对成因理论尚无统一定论。研究区裂缝种类多样,前人称为“马蹄纹灰岩”、“龟裂纹灰岩”或“瘤状灰岩”都不足以完全描述裂缝形态,本文统称为网状裂缝。

国内外专家对水下收缩裂缝进行过深入研究。Juengst(1934)初次提出水下脱水收缩裂缝的地质意义;Wheeler and Quinlan(1951)认为水下收缩裂缝是在水下沉积物—流体界面处形成的;后期假设在沉积物—流体界面形成的前提下,Picard(1966)、Donovan and Foster(1972)做了大量水槽实验,结果与古沉积物裂缝形态吻合;Donovan and Foster(1972)在解释奥卡汀盆地泥岩裂缝成因时,除了明显的干燥裂缝外,提出了水下收缩成因(syneresis);Astin and Rogers(1991)则对其提出质疑,认为没有明显证据证明水下裂缝存在;Barclay *et al.* (1993)重新评价了奥卡汀盆地裂缝,支持 Donovan and Foster(1972)水下收缩裂缝观点;Rich(1951)和Glaessner(1969)提出收缩裂缝在沉积层下,由于压实作用或上覆沉积物入侵也会促使其形成;Maloofa *et al.* (2002)研究冰期事件时发现多年冻土在收缩作用下形成深 1 m 的龟裂缝;Vogel *et al.* (2005)首次通过裂缝动力学建立模型,模拟裂缝动态形成过程;周瑶琪等(2006)和赵振宇等(2007a,2007b)研究有关水下收缩裂缝时,首次提出了 3 种开裂方式、分叉角度存在范围区间、裂缝级别量化以及裂缝受异常高压影响等;成玮等(2011)根据不同类型泥质沉积物非构造裂缝建立了多种形成模式;梅廉夫等(1995)研究发现泥岩裂缝的演化与油气藏演化匹配好可以形成裂缝性油气藏。

1 沉积相特征

1.1 地层特征

陕南龙山地处南郑黎平县内,位于扬子板块北缘秦岭—大巴山构造带(32°48.340'N,106°38.567'E),地层产状 240°∠10°,厚达 50 m,与上下地层水平整合接触,主要由奥陶系宝塔组生物泥晶灰岩组成,个别层位含细粉砂陆源碎屑。地层厚度变化较大,10~80 cm 层间钙质泥岩夹层平行于

地层,极少出现弯曲变形构造。钙质泥岩夹层比灰岩抗风化,呈帽檐状突出于灰岩层。宝塔组灰岩分布范围广阔(图 1),中上扬子板块约 50~60 万 km² 发育稳定的宝塔组网状裂缝,厚度从十几米到几十米不等,是非常理想的地层对比标志层。中奥陶统扬子板块与华北板块相距较远,中间隔着大洋,此时扬子板块属于克拉通沉积,为大面积稳定沉积宝塔组灰岩提供了大的地质背景。

本区宝塔组灰岩分为紫红色和灰色 2 种颜色单元,下部紫红色单元厚度大,35 m 左右,上部灰色单元厚约 10 m,中间有过渡带(图 2,3a)。切开新鲜面观察到泥质含量高的区域颜色深。根据地化实验,紫红色是因为泥岩中含有 Fe³⁺ 离子,颜色的变化与 Fe³⁺/Fe²⁺ 比值有关,而与含铁量无关,地层从下至上的颜色变化反映了其从氧化环境过渡到还原环境、海水深度逐渐变大和海平面上升过程。陕南位于上扬子板块的北缘,向南追踪,地层对比发现紫红色地层与灰色地层比例逐渐变小,说明从沉积中心到边缘水体变浅。戎嘉余和陈旭(1987)认为较强的冰期与间冰期活动引起宝塔期海平面升降。

1.2 沉积环境

1924 年李四光发现灰岩中含形似宝塔的巨大直壳的头足类化石——中华震旦角石(*Sinoceras chinensis*)(图 3b),将其命名为宝塔灰岩。*Sinoceras chinensis* 生活在 100 m 以下的深水底层爬行或者浮游,在宝塔期盛极一时,但随后灭亡,*Sinoceras chinensis* 产于中国宝塔组灰岩,是中国特有的化石,是很好的生物标志相。宝塔组灰岩含有丰富的生物碎屑,常见介形类、三叶虫和棘皮类(海百合茎为主,当前海百合生活在 50~130 m 的热带、亚热带环境)碎屑(图 3c,3h),其次为苔藓虫、腹足类薄壳生物碎屑,偶见腕足类碎屑,未见藻类化石。底栖生物

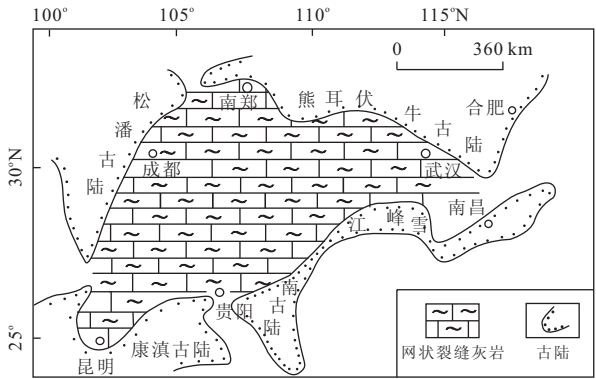


图 1 宝塔组灰岩分布(据姬再良,1985 修改)
Fig.1 Baota Formation limestone distribution

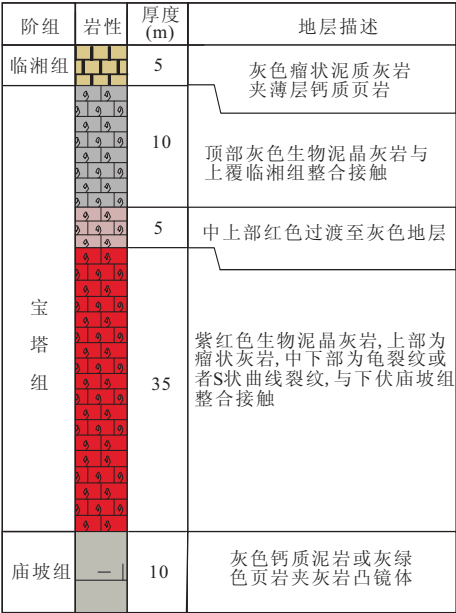


图 2 陕南地层柱状图

Fig. 2 Stratigraphic column in southern Shaanxi

化石稀缺说明光线不足、水体较深;大于透光带生物碎屑杂乱无章、化石分选差、无磨圆说明海底水动力弱,总体反映沉积环境为浪基面以下的低能开阔台地,深度 60~200 m 之间(戎嘉余和陈旭,1987;方少仙等,1994;王尧,1995;王泽中,1996;周传明和薛耀松,2000;冯增昭等,2001,2003;张志斌和刘建波,2005). 虽然网状裂缝(龟裂纹)成因一直未有定论,但是其沉积环境大家意见基本一致. 李志明等(1997),江茂生(1998)研究南方奥陶纪水深变化时

得出宝塔期为水深最大时期.

2 网状裂缝特征

裂缝被钙质泥岩充填,差异风化作用使裂缝呈桔梗状凸起或沟槽状凹陷. 裂缝 Y 形分叉或者合并交接处光滑,次级裂缝不发育,这与干燥裂缝的尖角状接触和多级别裂缝发育区别明显. 虽然网状裂缝的几何尺寸差别很大,但是同一地层内的裂缝规模基本相同.

2.1 宏观裂缝几何学特征

本文将裂缝包围的灰岩称为基块,根据裂缝和基块的几何尺寸,从下至上可以分为 4 种类型:(1)最下部地层具有瘤状灰岩特征,地层厚约 10 cm,基块小(2~5 cm),裂缝宽(1~2 cm),灰质基块被泥岩充填的裂缝包裹;(2)中下部地层裂缝表现出龟裂纹特征,地层厚度变大至 10~20 cm,裂缝呈不规则多边形或近似圆形,基块直径中等(5~15 cm),裂缝较宽(1.0~1.5 cm);(3)随着中上部地层厚度增大,最厚达 80 cm,裂缝几何尺寸也达到最大,基块直径范围大(20~50 cm),裂缝宽度中等(1 cm 左右). 裂缝呈 S 形、正弦曲线形和凹凸透镜状,拐角圆润,宽度均匀,绝大多数闭合,偶见不闭合或条带状泥岩裂缝(图 3d);(4)最上部基块变小(小于 5 cm),裂缝最窄(1~3 mm),且表现为龟裂缝特征. 以上统计表明单地层厚度和泥质含量控制着裂缝与基块规模的大小.

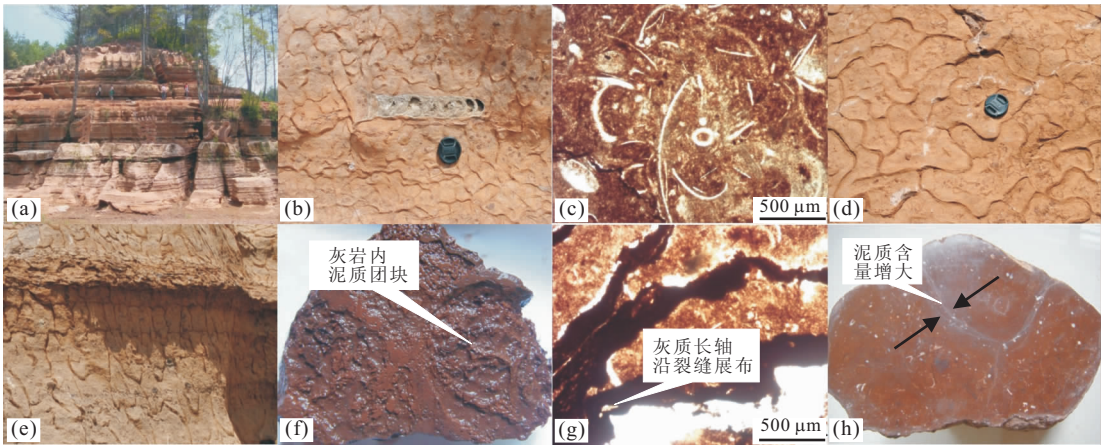


图 3 野外剖面及镜下薄片特征

Fig. 3 Outcrop and microscopic flakes characteristics

a. 龙山宝塔组灰岩下部紫红色露头;b. 中华震旦角石,裂缝与角石高角度相交时终止;c. 镜下古生物碎屑;d. S 形曲线,拐弯处光滑等轴状;e. 垂向裂缝贯穿单地层,但是不切穿相邻地层;f. 灰质基块内部泥质团块分布;g. 镜下微裂缝,灰质碎屑长轴沿裂缝展布;h. 岩样抛光剖面,裂缝与灰质界限不明显,散布生物碎屑

断面垂向裂缝微弯曲,贯穿地层顶底面,但不穿透相邻的地层.薄地层垂向裂缝不分叉,厚地层则有几组垂向裂缝组合连接,基块内夹有泥质条带,网状裂缝组成的立体空间呈单层鸡笼或多层鸡笼状.层内裂缝连接面有水平和中心向下弯曲 2 种形状(图 3e),在斜坡面下弯裂缝有序排列,形似龙鳞,故当地百姓称其为龙鳞石,山为龙山.断面还发育平行地层的锯齿状缝合线,缝合线切穿早期形成的垂向网状裂缝,宽度为 2 mm 左右,泥质充填,易识别.

2.2 微观裂缝特征

微观裂缝分为 2 种,一种是非构造成因的收缩缝,另一种是锯齿状缝合线.基块内部含有很多泥质团块,泥质团块被毫米级或者微米级的收缩微裂缝连接到网状裂缝,以达到排水的目的.将基块剖光出平整面,用 5% 盐酸做溶蚀实验,发现灰岩溶蚀后,泥质团块散布在基块上(图 3f).镜下微米级收缩微裂缝有的呈扫帚状发散,有的宽度时大时小,呈豆角状,最终也都是汇合到网状裂缝.裂缝被泥质充填,泥纹始终沿裂缝展布,泥岩内部偶见包裹的灰质碎屑,碎屑长轴沿裂缝展布,都反映了脱水收缩时泥质夹带灰质碎屑一起被携带至裂缝的过程(图 3g).缝合线切穿生物化石和收缩缝,是成岩后期构造作用的结果.切开岩样观察新鲜面发现裂缝与基块无明显分界线,基块至裂缝中心泥质含量增大(图 3h),这与风化后的裂缝与基块完全分离不同.

3 网状裂缝成因

整个地层未发现任何暴露成因(雨痕、冰雹痕、

泡沫痕、流痕)的沉积构造,裂缝特征与干燥裂缝特征(多级发育,垂向 V 形、U 形)差别明显,因此地质学家完全排除了暴露干燥成因.成岩后期在上覆地层压力或构造应力作用下,泥晶灰岩的长轴顺层面优势重排,在水平方向形成锯齿状缝合线,宽度 1~2 mm,泥质充填,缝合线切穿前期形成的网状裂缝,证明网状裂缝的形成早于缝合线形成时期.角石化石与网状裂缝高角度相交时,裂缝终止或者围绕角石化石发育、镜下收缩缝未切穿生物碎屑、垂向网状裂缝不贯通相邻地层等,都反映网状构造裂缝是非构造成因裂缝.由镜下观察到裂缝中泥岩条带内生物碎屑很少,基块和裂缝界限不清可以判断充填的泥质不是来自后期上部物源,而是沉积物脱水时携带的泥质在裂缝中再沉积形成的.

虽然基块与裂缝组合种类多样,但是同一地层的裂缝有很高的统一性,规模和形态基本相似,主要是化学沉积分异作用的结果.宝塔期构造运动频繁,陆相河流发育,将大量粘土物质带到浅海中,形成含泥量很高的沉积物.粘土矿物物质由陆相物源搬运至含盐度高的海相环境时发生絮凝作用,快速形成胶体.灰岩与粘土矿物胶体混合沉积后,由于化学沉积分异作用,灰质质点向某一中心(如钙质生物碎屑)聚集,基质中其他区域泥质含量相对增大.在上覆水体和沉积物的压实作用下,泥质胶体开始脱水收缩,局部产生张力并且形成微裂缝.水分子从裂缝周围汇聚到裂缝中,在压实作用影响下沉积物进一步脱水收缩,立体空间中微裂缝开始互相连通,最终水分子顺着裂缝排出,沉积物体积继续收缩,微裂缝逐渐合并变宽,更多的水沿裂缝排出(图 4).钙质生

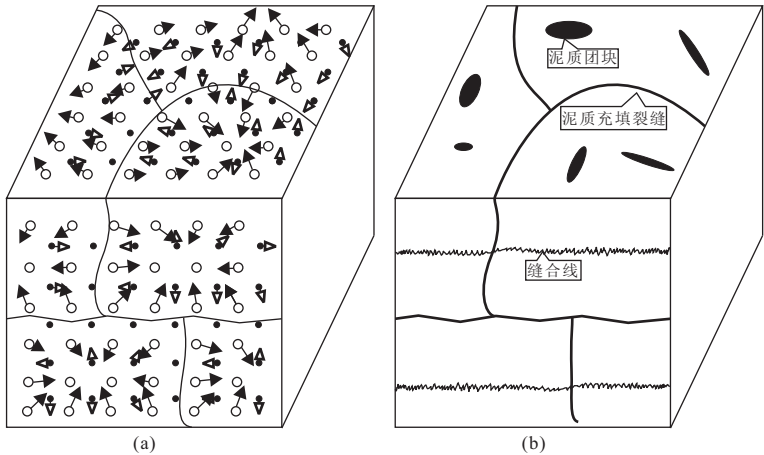


图 4 裂缝形成过程示意
Fig. 4 Schematic diagram of crack formation
• 代表泥质质点; o 代表灰质质点; 箭头代表运动方向

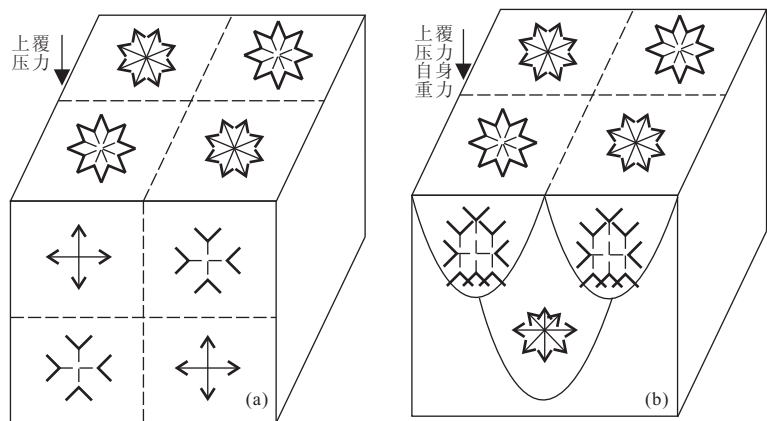


图 5 受力及脱水方向示意

Fig. 5 Direction of the force and dehydration schematic diagram

a. 水平裂缝; b. 中心向下弯曲裂缝; 实线向外箭头代表脱水方向; 虚线向里箭头代表受力方向; 线的长度代表受力大小

物碎屑作为中心加快了灰质质点聚集成团块, 生物碎屑和沉积物间存在的天然裂隙为最初脱水提供了良好的通道. White(1961)证实纯非膨胀粘土(高岭石、伊利石、绿泥石)絮凝在上覆压力引发的压实作用下会脱水产生裂缝. 脱水是一个脉冲式过程, 水分子夹带大量泥质和少量灰质, 在裂缝中重新沉积充填, 最后灰质聚集成基块, 剩下的部分泥质仍保存在基块中, 少部分在基块中聚集成泥质小团块, 最终形成立体式鸡笼状泥质充填裂缝包裹灰质基块的状态.

水平方向沉积物自某一中心向周围脱水, 产生的内聚收缩力近似同心圆状, 不受其他力的影响, 因此形成的裂缝近似圆形、等边多边形或 S 形, 且 S 曲线拐弯处多为等轴. 垂向上薄地层沉积物所受上覆压力和沉积物本身重力远远大于产生同心圆状的内聚收缩力, 因此脱水以横向为主, 垂向裂缝近似垂直, 顶底面水平状压缩(图 5a). 厚层内除上覆压力外, 自身重力也开始发挥作用, 脱水以横向和向下脱水为主. 当上下压力平衡时, 水平状泥质裂缝的中心会在重力作用的影响下向下弯曲, 垂向形成 U 型龙鳞状裂缝, 这是只发育中心向下弯曲而少见向上弯曲泥质条带的原因(图 5b). 自身重力是厚地层内部力, 所以厚地层顶底面也是水平状压实.

4 影响因素分析

通过宝塔组灰岩的横向对比及与其他组纵向对比总结了影响裂缝发育的主要因素. Glaessner(1969)提出粘土矿物组份、压实作用、沉积速率、水介质的化学组成和其他因素对水下脱水收缩裂缝的

产生都有重要影响.

4.1 泥质含量

通过溶蚀实验及化学分析, 基块内部泥质含量在 10%~20% 之间, 下部紫色岩层泥质含量略高, 但对大块岩样(含基块和泥质裂缝)的实验分析得出, 下部紫色瘤状灰岩的泥质含量最高达 35%~40%, 上部灰色灰岩含量为 15%~23%(去除少量未溶解白云岩团块), 纵向上泥岩含量差别很大. 裂缝形成的根本原因是脱水, 沉积物中原始含水率取决于泥质含量, 泥质含量高沉积物含水量则高, 脱水体积收缩率大, 裂缝相应变宽, 并有足够的泥质充填, 所以泥质含量对裂缝形态、规模起着至关重要的作用.

4.2 沉积环境

根据前面对地层特征的分析得知, 宝塔期处于奥陶纪海水深度逐步增大的高水位体系域, 沉积环境为较深水(透光带以下)低能开阔台地. 2 种颜色的地层单元和生物碎屑的分布不均, 反映了沉积环境的不尽相同. 在广元—南江地区, 向北(台地边缘)一些灰色层渐变为紫红色层, 继续向北追踪, 出现潮间带沉积的层纹石、叠层石, 暴露环境形成的多边形裂纹, 最边缘相变为白云岩(方少仙等, 1994). 同一时期的贵阳乌当黄花冲组上部有藻类出现, 表明黄花冲组海水变浅, 水动力相对变强, 导致该地区没有出现宝塔组“龟裂纹”灰岩(张志斌和刘建波, 2005). 下扬子区早三叠世个别层位(如青龙组沧波门段中下部)发生最大海侵事件时, 沉积了瘤状灰岩(程日辉等, 2004). 网状裂缝的发育不受沉积环境严格控制, 但是要符合较深水的低能环境, 沉积环境是裂缝形成的主要控制因素.

4.3 沉积速率

碳酸盐岩台地沉积环境中,海平面上升导致沉积速率降低,容易产生凝缩作用.中奥陶至晚奥陶地质时限约 30 Ma,沉积总厚度 40~80 m,估算出平均沉积速率(压实后)为 1~3 mm/ka,其中宝塔组比例最大,沉积速率略大于平均值,与最大海泛期凝缩层的沉积速率(1~10 mm/ka)相当.王泽中(1996)根据宝塔组具有凝缩段沉积环境水体相对较深、沉积速率极缓慢、分布广泛且可作为地层对比标志层的性质,将网状裂缝当作海底密集段收缩结果.凝缩层还具有厚度极薄(一般小于 1 m)、富含有机质及缺乏陆源物质的重要特点,这些都是宝塔组所不具备的,因此本文认为不应将宝塔组简单地划分为凝缩层.沉积速率慢有助于化学沉积分异作用,是形成网状裂缝的重要条件.

4.4 生物相与构造成岩作用

下部紫色地层泥质或陆源碎屑含量高于上部灰色地层,陆源物质有助于生物碎屑的保存,下部地层生物碎屑含量(50%左右)相应大于上部地层生物碎屑含量(30%).钙质生物碎屑有利于灰质质点向中心聚集成瘤状(姜在兴,2010),生物碎屑与基质的间隙可以促使裂隙水排出,所以生物是网状裂缝形成的次要因素.

奥陶纪晚期构造运动非常活跃,板块的活动可以诱发泥质脱水收缩,通过地层横向对比,在大致相同的构造和埋藏环境下,广元向北至川陕交接处和乌当地区黄花冲组这 2 个地区不发育网状裂缝,前面分析得出网状裂缝为非构造成因,所以构造成岩对网状裂缝的形成贡献不大.

5 结论

(1)网状裂缝是在半深水(大于透光带)低能沉积环境下,胶态粘土矿物与灰质以缓慢的沉积速率沉积,化学沉积分异作用使灰质聚集,上覆压力造成胶态粘土矿物脱水收缩,形成非构造裂缝.

(2)粘土矿物是沉积物的重要组成部分,粘土矿物脱水收缩是形成裂缝的根本机制,所以泥质含量是控制裂缝的形成、规模和形态的重要因素.

(3)虽不受沉积环境严格控制,但是必须符合一定的水深、低能环境和缓慢的沉积速率这些条件.生物是裂缝形成的次要因素,构造成岩作用则对网状裂缝形成贡献不大.

References

- Astin, T. R., Rogers, D. A., 1991. "Subaqueous shrinkage cracks" in the Devonian of Scotland reinterpreted. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(5): 850–859. doi: 10.1306/D42677E4-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Barclay, W. J., Glovers, B. W., Mendum, J. R., 1993. "Subaqueous shrinkage cracks" in the Devonian of Scotland reinterpreted-discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(3): 564–565. doi: 10.1306/D4267B72-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Cheng, R. H., Wang, P. J., Liu, W. Z., et al., 2004. The maximum flooding event of transgression during the Triassic and collision between Yangtze plate and North China plate in lower Yangtze area. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 24(2): 55–59 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, W., Zhou, Y. Q., Yan, H., 2011. Spatial distribution research on contemporary non-tectonic cracks in mud sediment at Yellow River delta. *Acta Sedimentologica Sinica*, 29(2): 363–373 (in Chinese with English abstract).
- Donovan, R. N., Foster, R. J., 1972. Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness flagstone series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(2): 309–317. doi: 10.1306/74D72531-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Fang, S. X., Hou, F. H., Lan, G., et al., 1994. Genesis of "horse heely crack" texture and its hydrocarbon potential in Middle Ordovician Baota limestones in Sichuan and Guizhou. *South China Petroleum Geology*, 1(1): 36–42 (in Chinese with English abstract).
- Feng, Z. Z., Peng, Y. M., Jin, Z. K., 2001. Lithofacies palaeogeography of the Middle and Late Ordovician in South China. *Journal of Palaeogeography*, 3(4): 10–27 (in Chinese with English abstract).
- Feng, Z. Z., Peng, Y. M., Jin, Z. K., 2003. Lithofacies palaeogeography of the Middle Ordovician in China. *Journal of Palaeogeography*, 5(3): 263–278 (in Chinese with English abstract).
- Glaessner, M. F., 1969. Trace fossils from the Precambrian and basal Cambrian. *Lethaia*, 2(4): 369–393. doi: 10.1111/j.1502-3931.1969.tb01258.x
- Huang, J. Q., Pan, Y. T., Xie, G. L., 1993. Selected Works of Ding Wenjiang. Peking University Press, Beijing, 145 (in Chinese).
- Ji, Z. L., 1985. On the depositional environment of the Pagoda Formation in central and southwestern China. In: Rong, L. B., ed., *Stratigraphy and palaeontology pro-*

- ceedings (12). Geological Publishing House, Beijing, 91—100 (in Chinese).
- Jiang, M. S., 1998. Sedimentary response to sea level rise during Middle Ordovician in the Guizhou and Hunan regions. *Chinese Journal of Geology*, 33(1): 93—101 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, Z. X., 2010. Sedimentology. Petroleum Industry Press, Beijing (in Chinese).
- Jüngst, H., 1934. Zur geologischen Bedeutung der Synärese Ein Beitrag Zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. *Geol Rundschau*, 25(5): 312—325. doi: 10.1007/BF01803141
- Li, Z. M., Chen, J. Q., Gong, S. Y., et al., 1997. Migrate of carbonate platform margin and sea level changes of Ordovician in the northwestern Hunan. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 22(5): 479—483 (in Chinese with English abstract).
- Maloofo, A. C., Kellogg, J. B., Anders, A. M., 2002. Neoproterozoic sand wedges: crack formation in frozen soils under diurnal forcing during a snowball earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1—2): 1—15. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00960-3
- Mei, L. F., Xu, S. H., Li, C. M., et al., 1995. Fracture evolution and simulation of mudstone reservoirs in Wangchang area, Jiangnan basin. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 20(3): 256—263 (in Chinese with English abstract).
- Picard, M. D., 1966. Oriented, linear-shrinkage cracks in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge area, Uinta basin, Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36(4): 1050—1057. doi: 10.1306/74D715F5-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Rich, J. L., 1951. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Geol. Soc. American Bull.*, 62(1): 1—20. doi: 10.1130/0016-7606(1951)622.0.CO;2
- Rong, J. Y., Chen, X., 1987. Faunal differentiation, biofacies and lithofacies pattern of Late Ordovician (Ashgillian) in South China. *Journal of Paleontology*, 26(5): 507—535 (in Chinese with English abstract).
- Shen, J. W., 1989. New observations of the origin of Baota limestone in Guizhou and its adjacent regions. *Geology of Guizhou*, 18(6): 35—38 (in Chinese with English abstract).
- Vogel, H. J., Hoffmann, H., Leopold, A., et al., 2005. Studies of crack dynamics in clay soil: II. a physically based model for crack formation. *Geoderma*, 125(3—4): 213—223. doi: 10.1016/j.geoderma.2004.07.008
- Wang, Y., 1995. Middle Ordovician cracked limestones of polygonal structure in the Upper Yangtze River area, South China, a new interpretation of their origin. *Chinese Journal of Geology*, 30(3): 268—274 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y., 1945. Three Gorges Lower Paleozoic strata of layered. *Geological Review*, 10(Z1): 9—14 (in Chinese).
- Wang, Z. Z., 1996. Baota Formation: a Middle Ordovician condensed section. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, 16(5): 18—21 (in Chinese with English abstract).
- Wheeler, H. E., Quinlan, J. J., 1951. Pre-cambrian sinuous mud cracks from Idaho and Montana. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21(3): 141—146. doi: 10.1306/D426944A-2B26-11D7-8648 000102C1865D
- White, W. A., 1961. Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(4): 560—570. doi: 10.1306/74D70BE6-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Xu, X. S., Wan, F., Yi, F. G., et al., 2001. Environment facies, ecological facies and diagenetic facies of Baota Formation, of Late Ordovician. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 21(3): 64—68 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. B., Liu, J. B., 2005. Sedimentary study of the Middle and Late Ordovician in Wudang, Guiyang. *Journal of Precious Metallic Geology*, 14(4): 251—255 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z. Y., Zhou, Y. Q., Ma, X. M., et al., 2007a. Some discoveries on researching subaqueous mud-shrinkage cracks in present muddy sediments. *Geological Review*, 53(3): 306—317 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z. Y., Zhou, Y. Q., Ma, X. M., et al., 2007b. Genesis of underwater shrinkage cracks and geological models of their filling. *Earth Science Frontiers*, 14(4): 215—221 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, C. M., Xue, Y. S., 2000. On polygonal reticulate structure of the Ordovician Pagoda Formation of the western Hunan Hubei area. *Journal of Stratigraphy*, 24(4): 307—309 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, Y. Q., Zhao, Z. Y., Ma, X. M., et al., 2006. The Sedimentary model and quantitative analysis of the subaqueous shrink-cracks. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24(5): 672—679 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 程日辉, 王璞珺, 刘万洙, 等, 2004. 扬子区三叠纪最大海侵事件与扬子板块和华北板块碰撞的关系. 海洋地质与第

四纪地质,24(2):55—59.

成玮,周瑶琪,闫华,2011. 黄河三角洲现代泥质沉积物非构造裂缝空间展布研究. 沉积学报,29(2):363—373.

方少仙,侯方浩,兰贵,等,1994. 川黔地区中奥陶统宝塔组灰岩中“马蹄纹”构造的成因及含油气性. 南方油气地质,1(1):36—42.

冯增昭,彭勇民,金振奎,2001. 等中国南方中及晚奥陶世岩相古地理. 古地理学报,3(4):10—27.

冯增昭,彭勇民,金振奎,2003. 中国中奥陶世岩相古地理. 古地理学报,5(3):263—278.

姬再良,1985. 华中、西南地区上奥陶统宝塔组的沉积环境初探. 见:荣灵璧编,地层古生物论文集(第十二辑). 北京:地质出版社,91—100.

江茂生,1998. 湘黔地区中奥陶世海平面上升的沉积响应. 地质科学,33(1):93—101.

姜在兴,2010. 沉积学. 北京:石油工业出版社.

黄汲清,潘云唐,谢广连,1993. 丁文江选集. 北京:北京大学出版社,145.

李志明,陈建强,龚淑云,等,1997. 湘西北奥陶系 碳酸盐岩台缘的变迁与海平面升降. 地球科学——中国地质大学学报,22(5):479—483.

梅廉夫,徐思煌,李春梅,等,1995. 江汉盆地王场地区泥岩储层裂缝演化及其模拟. 地球科学——中国地质大学学报,20(3):256—263.

戎嘉余,陈旭,1987. 华南晚奥陶世的动物群分异及生物相、岩相分布模式. 古生物学报,26(5):507—535.

沈建伟,1989. 贵州及邻区宝塔组灰岩成因的新观察. 贵州地质,18(6):35—38.

王尧,1995. 上扬子地台中奥陶统“龟裂纹”灰岩成因的新解释. 地质科学,30(3):268—274.

王钰,1945. 三峡式下部古生代地层之分层. 地质论评,10(Z1):9—14.

王泽中,1996. 宝塔灰岩——中奥陶统密集段. 岩相古地理,16(5):18—21.

许效松,万 方,尹福光,等,2001. 奥陶系宝塔组灰岩的环境相、生态相与成岩相. 矿物岩石,21(3):64—68.

张志斌,刘建波,2005. 贵阳乌当地区中、上奥陶统沉积学研究. 地质与资源,14(4):251—255.

赵振宇,周瑶琪,马晓鸣,等,2007a. 水下收缩裂隙天然实验研究中获得的新认识. 地质论评,53(3):306—317.

赵振宇,周瑶琪,马晓鸣,等,2007b. 水下收缩裂隙形成过程及裂缝充填模式研究. 地学前缘,14(4):215—221.

周传明,薛耀松,2000. 湘鄂西奥陶纪宝塔组灰岩网纹构造成因及沉积环境探讨. 地层学杂志,24(4):307—309.

周瑶琪,赵振宇,马晓鸣,等,2006. 水下收缩裂隙沉积模式及定量化研究. 沉积学报,24(5):672—679.