

doi: 10.12029/gc20180201

陈孝红, 危凯, 张保民, 李培军, 李海, 刘安, 罗胜元. 2018. 湖北宜昌寒武系水井沱组页岩气藏主控地质因素和富集模式[J]. 中国地质, 45(2): 207–226.

Chen Xiaohong, Wei Kai, Zhang Baoming, Li Peijun, Li Hai, Liu An, Luo Shengyuan. 2018. Main geological factors controlling shale gas reservoir in the Cambrian Shuijingtuo Formation in Yichang of Hubei Province as well as its and enrichment patterns[J]. *Geology in China*, 45(2): 207–226(in Chinese with English abstract).

## 湖北宜昌寒武系水井沱组页岩气藏主控地质因素和富集模式

陈孝红 危凯 张保民 李培军 李海 刘安 罗胜元

(中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北 武汉 430223)

**摘要:** 湖北宜昌地区埃迪卡拉纪—寒武纪界线附近地层格架显示宜昌地区埃迪卡拉纪晚期—早寒武世时期的构造古地理格局具有隆、凹相间的特点。凹陷区是寒武系水井沱组下段富有机质页岩发育的有利区带。凹陷区内水井沱组下段页岩微量元素 V/Cr、Ni/Co、V/(V+Ni) 的比值和化学蚀变指数(CIA)指示水井沱组下段页岩总体上形成于缺氧或硫化环境,但自下而上氧化还原条件有逐步改善的趋势。与氧化还原环境变化对应,出现了总有机碳(TOC)和生源钼(Moxs)的同步减小,证明 TOC 受氧化还原环境和海底有机碳通量的双重影响。TOC 与 Moxs 的相关性明显高于 TOC 与生源镍(Nixs)的相关性,据此,并结合同期地层有机碳同位素组成特征,推测寒武纪早期海底可能发生了天然气水合物的溶解和甲烷释放。宜昌地区寒武系水井沱组页岩 TOC 与页岩的含气量、石英和黄铁矿等脆性矿物含量的高度相关性证明 TOC 是页岩气储层品质评价的最重要参数之一,具有相对较高 TOC 含量的水井沱组下段中—下部无疑是水井沱组页岩气的最优质储层。宜昌地区海相地层埋藏演化史研究,揭示宜昌地区下寒武统储层中的有机质在晚三叠世中期进入生气高峰之后,再未发生二次生烃,黄陵隆起及其演化有效防止了有机质的过度热演化和页岩气储层的破坏。寒武系水井沱组页岩气富集受控于总有机碳含量和黄陵隆起及其演化。

**关键词:** 页岩气;地质条件;富集模式;黄陵隆起;水井沱组;寒武纪;宜昌

中图分类号:P542.3 文献标志码:A 文章编号:1000-3657(2018)02-0207-20

### Main geological factors controlling shale gas reservoir in the Cambrian Shuijingtuo Formation in Yichang of Hubei Province as well as its and enrichment patterns

CHEN Xiaohong, WEI Kai, ZHANG Baoming, LI Peijun, LI Hai, LIU An, LUO Shengyuan

(Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430223, Hubei, China)

**Abstract:** According to the stratigraphic framework across late Ediacaran–Early Cambrian boundary in Yichang, western Hubei, there existed uplifts alternating with sags during the Precambrian–Cambrian transition. The sags were favorable for the deposition

收稿日期:2018-03-04; 改回日期:2018-03-18

基金项目:中国地质调查局项目(DD20179615)和国家重大科技专项(2016ZX05034-001-2)联合资助。

作者简介:陈孝红,男,1964年生,研究员,地层古生物专业,从事地层古生物研究和页岩气地质调查;E-mail:yccxiaohong@163.com。

of the rich organic shale of the Lower member of Cambrian Shuijingtuo Formation. V/Cr, Ni/Co, V/(V+Ni) and chemical indexes of alteration (CIA) indicate that these shales were formed in an anoxic or euxinic environment. However, a relatively oxic water and a synchronous decrease in total organic carbon (TOC) and biogenic Mo (Moxs) were found in the Lower Member Shuijingtuo Formation, which demonstrates that TOC was affected by both redox environment and marine organic carbon flux. The correlation between TOC and Moxs is much better than that of the TOC and biogenic Ni (Nixs). This phenomenon, together with the composition of the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in the same interval strata, indicates that there might exist dissociation of gas hydrate or release of methane. The high correlation between TOC and shale gas content and brittle minerals, (e.g. quartz, pyrite and some other minerals) indicates that TOC is one of the most important factors for evaluating the quality of shale gas reservoirs. Thus the lower-middle part of the Lower member of Shuijingtuo Formation characterized by high TOC should be the best reservoir of the shale gas in the Shuijingtuo Formation. The study of burial and evolution history of the marine sedimentary in Yichang area indicates that the source rock of the Lower Cambrian had not gone through secondary hydrocarbon generation after reaching its gas generation peak in middle Late Triassic because of the restriction from the Huangling uplift, and thus avoided the excessive thermal evolution of the organic matter and the destruction of the shale gas reservoirs. Enrichment of the shale gas in the Cambrian Shuijingtuo Formation in Yichang was controlled by TOC, Huangling uplift and its evolution.

**Key words:** shale gas; geological control; enrichment mode; Huangling uplift; Shuijingtuo Formation, Cambrian, Yichang

**About the first author:** CHEN Xiaohong, male, born in 1964, master candidate, senior researcher, majors in stratigraphy and paleontology; E-mail: yccxiaohong@163.com.

**Fund support:** Supported by China Geological Survey Program (No. DD20179615) and National Key Science and Technology Research Program of China (No. 2016ZX05034-001-2).

## 1 引 言

随着湖北宜昌鄂宜页1井寒武系水井沱组和鄂宜页2井奥陶系五峰组—志留系龙马溪组页岩气调查的重大发现和突破(陈孝红等, 2017, 2018), 黄陵隆起东南斜坡带(简称宜昌斜坡带)已经被证明是中国南方复杂构造区十分罕见的, 集多目标页岩气勘探层系于一体的页岩气勘探区。由于宜昌位于长江经济带的中部, 且具有打通南北, 连接东西的特殊地理位置, 因此, 这个地区绿色能源页岩气一经发现和突破就引起了社会各界的广泛关注, 并迫切希望把宜昌建设成为继重庆涪陵焦石坝、四川长宁—威远之后中国南方又一个大型页岩气勘探示范基地。但迄今为止, 人们对宜昌地区页岩气勘查成果的认识仍然停留在单井评价上, 缺乏系统性和整体性认识。本文的目的是, 在系统分析宜昌地区寒武系富有机质页岩形成的古地理、古气候和古环境基础上, 结合页岩气储层特征及其制约因素的分析, 初步总结宜昌地区寒武系页岩气形成和分布的主控地质因素和富集模式, 为宜昌地区寒武系页岩气的勘探开发提供理论依据。

## 2 区域地质概况

宜昌位于湖北省西部, 武陵山山脉和江汉盆地过渡地带, 长江中游与上游结合部, 交通发达, 水资源丰富, 页岩气勘探开发自然条件好。其在大地构造位置上位于中扬子地台中部黄陵隆起东南缘斜坡上, 故有宜昌斜坡带之称。宜昌斜坡带内发育有由古元古代崆岭杂岩和侵入其中的新元古代黄陵花岗岩和晓峰基性—超基性岩组成的双层基底, 且挟持于鄂西褶皱带宜都—鹤峰复向斜带与巴洪冲断带前缘当阳滑脱褶皱带之间, 构造相对稳定, 因此, 宜昌斜坡带亦有宜昌构造稳定带之称, 页岩气保存条件好。覆于基底之上, 环绕黄陵隆起成环带状出露南华纪—三叠纪和白垩纪地层(图1), 发育震旦系陡山沱组、寒武系水井沱组、奥陶系五峰组—志留系龙马溪组等多套厚度大、分布广, 有机质成熟度和埋深适中的富有机质页岩, 页岩气资源基础好。

## 3 页岩气分布发育的主控地质因素

### 3.1 页岩的厚度与时空分布

宜昌地区寒武系富有机质页岩主要集中分布

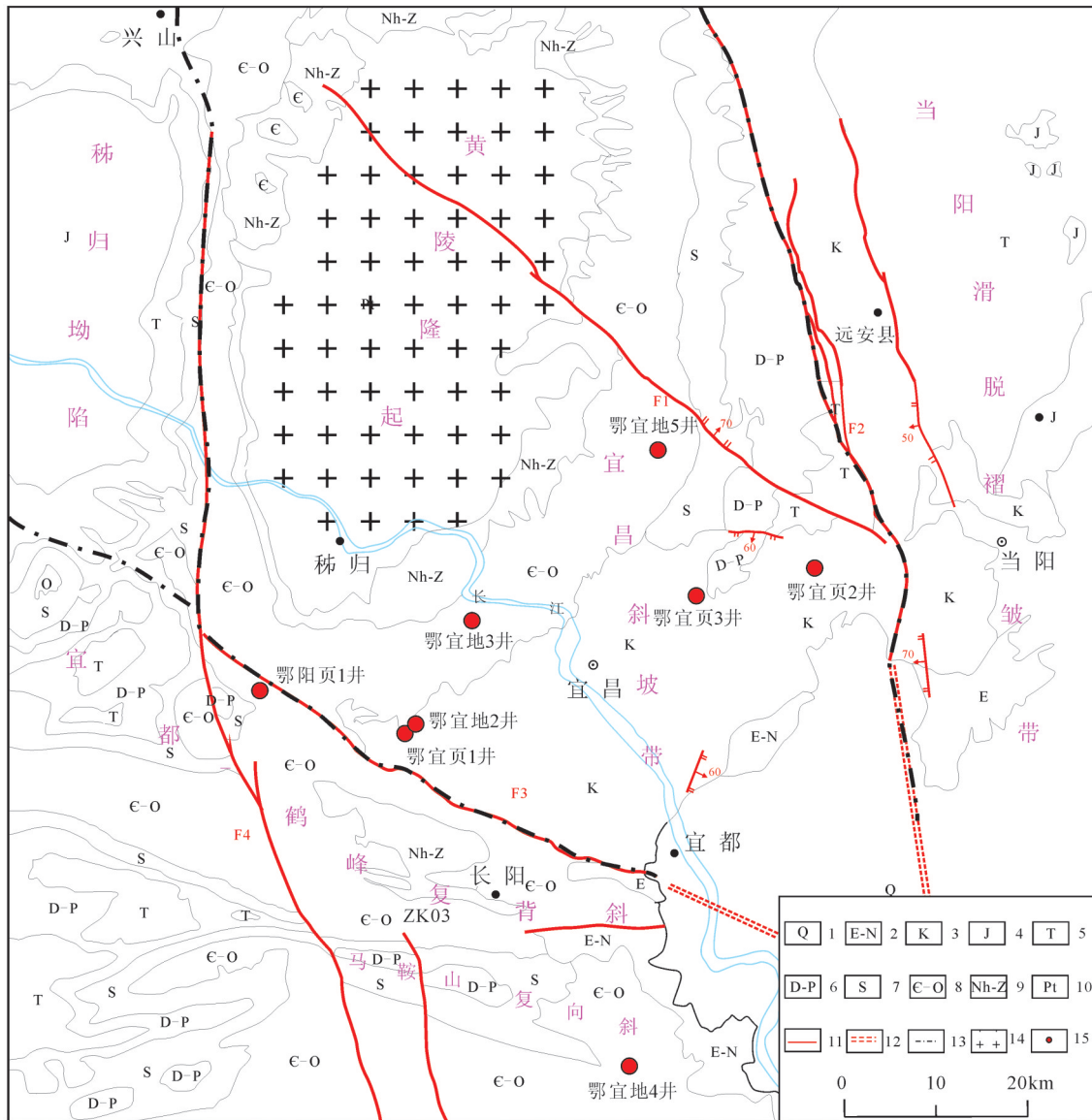


图1 宜昌地区地质构造简图和重要页岩气井位置

1—第四系;2—古近系—新近系;3—白垩系;4—侏罗系;5—三叠系;6—泥盆系—二叠系;7—志留系;8—寒武系—奥陶系;9—南华系—震旦系(埃迪卡拉系);10—元古宇;11—主要断裂(F1—雾渡河断裂;F2—通城河断裂;F3—天阳坪断裂;F4—仙女山断裂;12—推测断层;13—构造边界;14—基底;15—页岩气井

Fig. 1 Generalized geological map of Yichang area and locality of important shale gas well

1—Quaternary;2—Paleogene—Neogene;3—Cretaceous;4—Jurassic;5—Triassic;6—Devonian—Permian;7—Silurian;8—Cambrian—Ordovician;9—Nanhuaia+Sinian(Ediacaran);10—Proterozoic;11—Fault: F1—Wuduhe fault;F2—Tongchenghe fault;F3—Tianyangping fault;F4—Xiannvshan fault);12—Inferred fault;13—Tectonic boundary;14—Basement;15—Shale gas well

在下寒武统水井沱组。该组源于张文堂等(1957)命名的水井沱页岩,标准剖面位于宜昌灯影峡水井沱。在命名剖面上该组上被石碑组黄绿色泥岩覆盖,下与灯影组白云岩平行不整合接触。西部见水井沱组与下伏岩家河组灰岩呈平行不整合接触。根据岩性可将水井沱组进一步划分为上部深灰色中—薄层状泥质条带灰岩段和下部黑色含灰质页岩、含炭质页岩

段。其中后者为富有机质页岩发育层段。

生物地层学研究显示,鄂西地区寒武系水井沱组富有机质页岩底部化石稀少,中上部产浮游三叶虫,自下而上分为: *Tsunyidiscus*, *Wangzishia* 和 *Hunanocephalus—Hupeidiscus* 三个带(汪啸风等, 1987)。鉴于 *Hunanocephalus—Hupeidiscus* 带中伴生有 *Sinodiscus*, 因此,该带应该与南皋阶第二个三

叶虫化石带 *Hupeidiscus*-*Sinodiscus* 带对比, 而 *Tsuniyidiscus* 带和 *Wangzishia* 带则可能和南皋阶第一个三叶虫化石带 *Tsuniyidiscus niutitangensis* 带或其上部相当(彭善池, 2009)。换言之, 鄂西地区寒武系富有机质页岩的上限应该与寒武纪南皋期中期相当(图2)。

水井沱组底部缺乏具有区域对比的标志化石, 其底界年代的划分对比主要来源于下伏地层的证据。由于宜昌西部岩家河一带水井沱组下伏岩家河组的下段和上段顶部含硅磷质砾屑白云岩中分别产有与云南寒武系下部晋宁阶 *Anabarites trisulcatus*-*Protohertzina anabarica* 组合带和梅树村阶 *Paragloborilus subglobosus*-*Purella squamulosa* 组合带对比的小壳化石组合(陈平, 1984), 故这个地区通常被认为是宜昌地区早寒武世发育最全的地区。但从该区岩家河组与上覆产 *Hupeidiscus* 和 *Tsuniyidiscus* 的寒武系水井沱组页岩夹薄层灰岩的地层之间至少缺失了梅树村阶第 III 组合带(薛耀松等, 2006), 且岩家河组与水井沱组之间岩性突变, 存在沉积相缺失的可能, 推测宜昌地区水井沱组与

岩家河组之间为假整合接触。据此, 并结合岩家河组上部发育一个与全球寒武系纽芬兰统幸阶之顶到第2阶之底对比的  $\delta^{13}C$  正漂移事件(Zhu et al., 2006; 樊如等, 2008), 其上含第二小壳化石组合的含砾泥晶灰岩与下伏岩家河组顶部硅化灰岩, 上覆水井沱组底部硅质岩之间界线清晰, 小壳化石赋存的硅磷质角砾具有搬运特点, 推测宜昌地区寒武系岩家河组在地质年代上主要相当于寒武纪纽芬兰统下部第一阶, 寒武系第二阶的地层在宜昌地区不发育或缺失(图2)。这在灯影组天柱山段的地层和化石组合特点上表现得更为明显。灯影组顶部天柱山段, 厚度从不足1 m到几米, 顶部产小壳化石的地层分布不稳定, 且小壳化石不能清楚地分出 I 组合带和 II 组合带, 具有 I + II 组合混合特点(陈平, 1984; 薛耀松等, 2006), 指示灯影组天柱山段顶部沉积时期, 相当于第 I, 或第 I+II 组合的化石被风化剥蚀出来接受了再沉积。按照这一地层划分对比方案, 以往在南方埃迪卡拉纪晚期识别的桐湾运动, 在宜昌地区可能一直延续到寒武纪初期, 并直接影响宜昌地区寒武系水井沱组富有机质页岩的空间

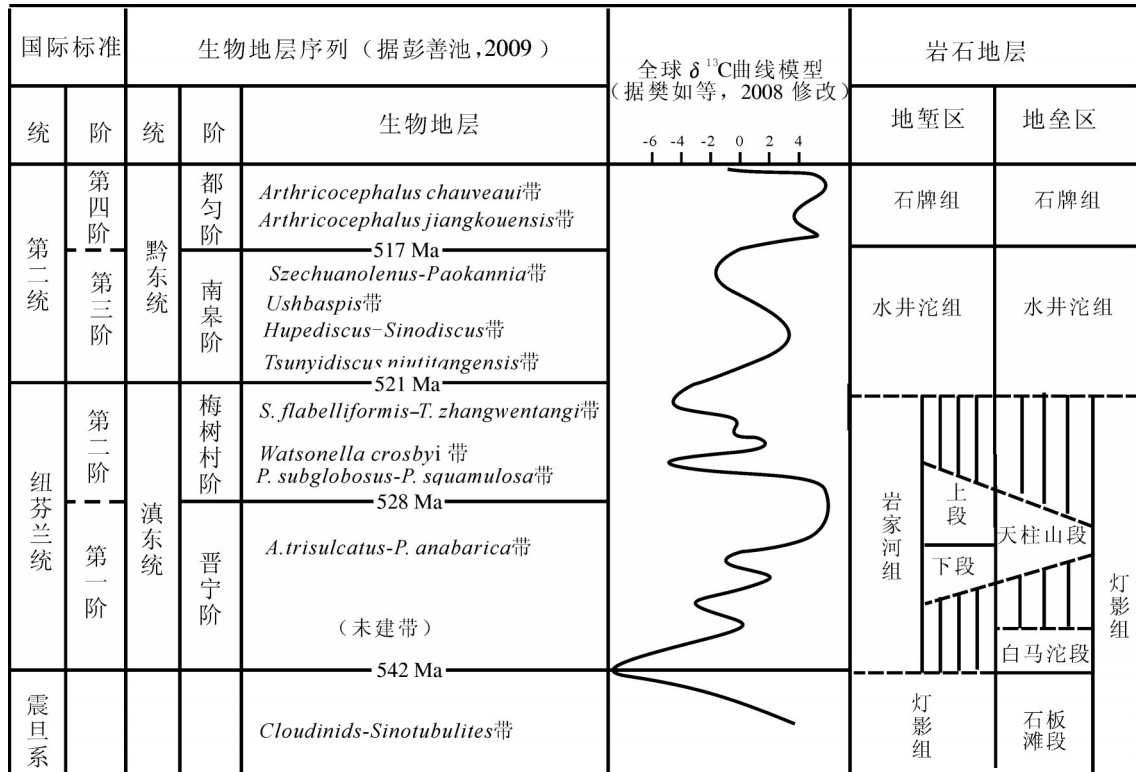


图2 宜昌地区寒武系纽芬兰统一第二统地层划分对比

Fig.2 Subdivision and correlation of the Cambrian Newfoundland Series and Series 2 in Yichang area



分布特点。

穿越宜昌斜坡的鄂宜地5井、宜页3井、宜地3井、宜地2井、宜页1井的钻探成果,证实寒武系水井沱组及其富有机质页岩的厚度与下伏灯影组残留的厚度呈相互消长的关系(图3)。其中西部鄂宜页1井寒武系水井沱组厚137 m,富有机质页岩厚86 m,灯影组厚度为236 m。该处灯影组以薄层状灰岩为主,灯影组与水井沱组间发育厚约75 m的岩家河组,两者之间为低角度不整合接触,证明埃迪卡拉纪末期发生了不明显的造山作用(桐湾运动)。中部鄂宜地3井水井沱组厚度则减薄至8.9 m,富有机质页岩厚度不足3 m,灯影组则厚达626 m。该处灯影组顶部天柱山段为4.5 m的细晶白云岩,

其下伏灯影组白马沱段厚377.9 m,主要为喀斯特缝洞十分发育的台地边缘浅滩相灰白色鲕粒白云岩、粉晶白云岩,暗示在埃迪卡拉纪末期曾经历了长期的陆上暴露和喀斯特化,灯影组白马沱段是此次喀斯特化的剥蚀残留产物。北部宜地5井灯影组厚612 m,水井沱组厚18 m,沉积相特点与宜地3井相似。宜地3井与宜地5井之间的鄂宜页3井灯影组未钻穿,但从灯影组顶部天柱山段泥晶白云岩中发育黄铁矿结核,为局限台地相沉积。其上覆水井沱组上段厚38 m,为深灰色-灰黑色瘤状灰岩,下段为灰黑色-黑色页岩夹瘤状灰岩厚47 m,推测该地在寒武纪早期位于一个台内凹陷的边缘。宜昌地区埃迪卡拉系上部-寒武系下部上述岩石地层分布

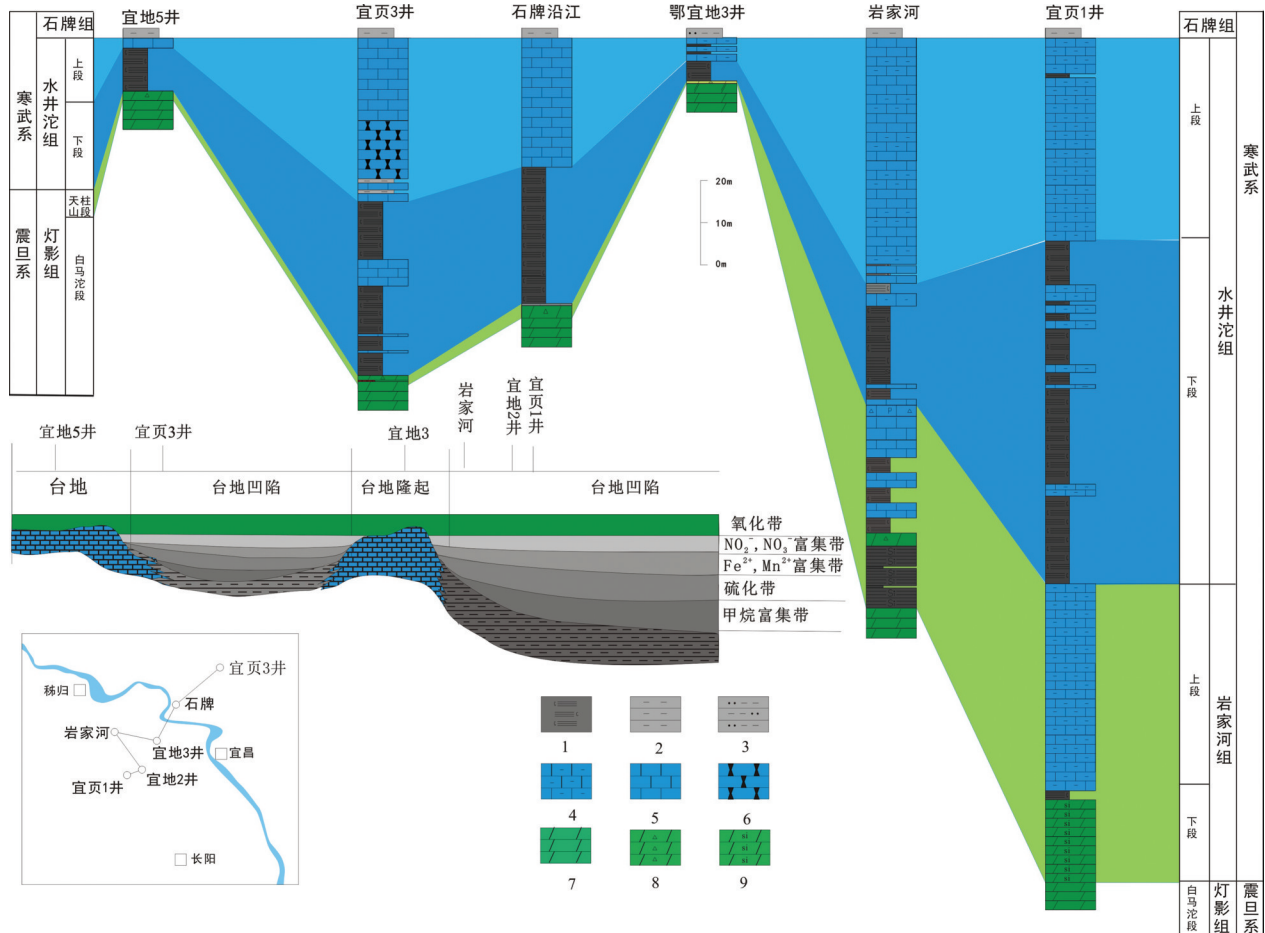


图3 宜昌地区下寒统系水井沱组地层和古地理格架

1—硅质页岩;2—炭质页岩;3—泥岩;4—粉砂岩;5—灰岩;6—泥质灰岩;7—瘤状灰岩;8—泥灰岩;9—角砾状白云岩;  
早寒武世海水化学分带据李超等(2015)修改

Fig.3 Stratigraphic and paleogeographic framework of the Cambrian Shuijingtu Formation in Yichang area  
1—Siliceous shale; 2—Carbonaceous; 3—Mudstone; 4—Siltstone; 5—Limestone; 6—Agillaceous limestone; 7—Nodular limestone; 8—Marlstone; 9—Breccia dolomite; Chemical zonation in Early Cambrian ocean modified after Li et al. (2015)

发育特点,表明宜昌地区寒武系水井沱组富有机质页岩的分布受埃迪卡拉纪晚期—寒武纪初期桐湾运动所形成的古隆起和“隆”、“凹”相间的构造古地理格局制约。在西南部车溪、中部官庄一带埃迪卡拉纪晚期—寒武纪初期台内“凹陷”区,寒武系水井沱组岩石组合具有台地边缘斜坡—深水陆棚相沉积特点,富有机质页岩发育。与之相间的桥边、和东北部晓峰一带迪卡拉纪晚期—寒武纪初期台内“隆起区”,则表现为浅水台地相沉积,富有机质页岩缺失或不发育(图3)。

### 3.2 有机质含量及其影响因素

有机质含量是页岩气形成富集的基础,而页岩沉积时期的古海洋生物生产力和生物遗体埋藏保存条件又是有机质含量和分布发育的基础,为此,为查明寒武系水井沱组富有机质页岩中有机质含量、分布发育特点及其影响因素,本文以宜地2井寒武系岩家河组和水井沱组下段富有机质页岩为重点,开展全岩氧化物和碳酸盐碳同位素组成分析以确定古气候变化等。开展微量元素(Ni, Cr, V, U, Th, Cu, Ba, Mo)和总有机碳含量的分析测试以确定海洋氧化还原环境和生物生产力水平。样品测试由中国地质调查局武汉地质调查中心国土资源部中南岩矿测试中心完成。其中全岩氧化物含量测试分析在X射线荧光光谱仪(AXIOS)上进行。微量元素在高电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS-X Series II)上进行。碳同位素测试在MAT-251质谱仪上进行,参考标准为Pee Dee组的箭石(PDB)。重复分析的结果表明碳酸盐岩 $^{13}\text{C}$ 的分析精度均为 $\pm 0.1\%$ 。

古气候是影响古海洋生物生产力和生物遗体埋藏保存的关键因素之一。根据宜地2井寒武系岩家河组和水井沱组页岩全岩氧化物含量(表1),按照Nesbitt and Young(1982,1989)和Yang et al.(2010)给出的地层风化指数(CIA)计算公式,获得寒武系岩家河组和水井沱组页岩CIA指数变化特点(表1,图4)。参考上地壳和各类的岩石和矿物的CIA值(Nesbitt and Young(1982,1989),从岩家河组下段上部页岩的CIA值基本介于50~65,且自下而上有升高的趋势,推测岩家河组下段沉积形成于寒冷干燥的气候,向上有向温暖潮湿转变的趋势。水井沱组底部页岩的CIA值与岩家河组下段上部的CIA值 and 变化趋势接近,上部逐步增大到75左右,推测水井

沱组下段黑色页岩沉积时期的古气候与岩家河组下段一样,为寒冷干燥气候,向上逐步转化为温暖潮湿气候(图4)。

为进一步揭示这一时期古气候变化原因及其与古海洋生产力变化特点。本次研究按照0.3~0.5 m不等的间距,系统开展了鄂宜地2井灯影组顶部至水井沱组上部碳酸盐岩样品的系统采集和分析(表2)。结果显示鄂宜地2井岩家河组—水井沱组碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-5.82\%$ ~ $5.38\%$ ,平均值为 $2.30\%$ 。 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-8.85\%$ ~ $-3.58\%$ ,平均值为 $-6.83\%$ 。纵向变化上, $\delta^{13}\text{C}$ 在灯影组白马沱段相对稳定,在 $1.08\%$ ~ $1.62\%$ 小幅波动。从岩家河组下段底部开始, $\delta^{13}\text{C}$ 从 $1.79\%$ 逐渐降低,至岩家河组下段近顶部达到最低值 $-5.82\%$ ,形成宜昌地区寒武系第一次 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏离(NE1)(图4)。进入岩家河组上段, $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速回升,并在较长时间内维持相对稳定和较高 $\delta^{13}\text{C}$ 值(变化于 $4.01\%$ ~ $5.29\%$ )。直到岩家河组上部才振荡下降,至岩家河组顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 达到最低值 $-2.47\%$ ,在岩家河组—水井沱组界线附近形成寒武纪早期的第二次碳同位素负偏离(NE2)。宜地2井这一碳同位素组成变化特点与近年来其他学者利用露头或钻孔样品在同期地层中获得的碳同位素组成特点基本一致(Ishikawa et al., 2008; Jiang et al., 2012; 王新强等, 2014),对比分析碳同位素组成与古气候变化关系来看(图4),两次碳同位素强烈负偏离的出现可能与海平面下降,海洋中陆地生物降解形成的有机碳输入量增加,导致生物有机碳相对富集 $^{12}\text{C}$ 有关(Ishikawa et al., 2008)。由于黑色页岩刚好出现在海平面快速下降之后,且与寒冷干燥气候相伴,据此,结合寒武纪早期的海水仍具有早期海洋普遍存在的分层显现(王新强等, 2014, 李超等, 2015),且同期沉积的岩家河组上部至水井沱组底部页岩中具有指示化能自养或甲烷氧化微生物参与页岩沉积的有机质碳同位素组成特点(Jiang et al., 2012; 王新强等, 2014)。推测岩家河组下段顶部和水井沱组底部黑色页岩的出现可能与海平面快速下降造成海底天然气水合物溶解和甲烷释放有关。由于海底甲烷释放,海水底部甲烷层浓度增大打破早寒武世可能存在的海水化学分层(图3),甲烷向上运移穿透缺氧甲烷氧化带进入含氧海水和大气有关。由于宜昌斜坡在早寒武世时期位于扬

表1 黑色页岩样品全岩氧化物含量分析结果(%)和CIA值

Table 1 Chemical analyses of whole rock and CIA values (%) of the black shale samples

序号	井深/m	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CIA
1	1669.2	52.96	17.66	2.88	3.4	4.82	2.7	4.3	0.757	0.81	0.23	0.04	71
2	1671.6	35.94	11.4	2.3	2.4	20.6	2	2.8	0.504	0.55	0.19	0.03	71
3	1672.6	37.99	12.55	2.58	2.5	16.3	2.1	3.1	0.498	0.59	0.2	0.04	72
4	1673.0	30.26	8.64	1.32	2.4	26.1	2.1	2.1	0.488	0.43	0.12	0.04	69
5	1675.9	39.87	12.62	2.21	2.7	16.2	2.2	3.1	0.462	0.57	0.16	0.04	72
6	1676.7	31.11	9.27	1.34	2.4	25.3	2	2.3	0.399	0.42	0.15	0.05	71
7	1677.35	48.06	17.18	3.1	3.2	6.39	2.5	4.3	0.592	0.8	0.21	0.04	72
8	1678.15	39.71	13.01	2.38	2.7	15.6	2.1	3.2	0.46	0.6	0.18	0.04	72
9	1680.2	47.56	16.8	3.21	2.8	6.21	2.4	4.3	0.668	0.75	0.19	0.03	71
10	1682.1	39.42	11.2	2.06	2.5	17.8	2.1	2.7	0.48	0.53	0.16	0.05	71
11	1683.1	40.03	10.36	2.11	2.6	17.5	2.2	2.5	0.567	0.51	0.14	0.04	70
12	1684.0	35.38	9.6	1.68	2.6	22.5	2.1	2.4	0.42	0.47	0.14	0.05	71
13	1685.1	39.65	11.76	2.19	2.8	16.5	2.3	2.9	0.506	0.56	0.14	0.05	71
14	1686.1	40.58	12.25	2.39	2.8	15.2	2.3	3	0.512	0.57	0.15	0.05	71
15	1687.1	40.78	12.93	2.04	3.4	14.5	2.4	3.2	0.466	0.61	0.17	0.06	72
16	1688.1	43.1	13.17	2.13	3.4	12.8	2.3	3.2	0.508	0.62	0.19	0.05	72
17	1689.1	41.68	11.4	2	2.9	16.7	2.3	2.8	0.502	0.55	0.19	0.05	71
18	1690.0	49.98	16.17	2.79	3.9	5.41	2.6	4	0.581	0.78	0.2	0.05	72
19	1691.0	48.34	14.38	2.58	3.7	8.14	2.5	3.4	0.629	0.67	0.17	0.04	71
20	1691.5	49.6	15.29	2.57	3.4	6.66	2.5	3.7	0.693	0.74	0.19	0.04	71
21	1692.4	43.84	11.7	2.51	3.2	13.9	2.4	2.8	0.57	0.57	0.14	0.05	71
22	1693.4	49.36	13.6	2.16	3.1	9.48	2.4	3.2	0.786	0.67	0.16	0.04	69
23	1694.4	17.69	5.29	0.77	2.1	38.3	2.1	1.4	0.225	0.25	0.1	0.08	71
24	1695.4	45.32	14.8	2.49	3	9.88	2.5	3.7	0.581	0.66	0.15	0.04	71
25	1696.4	38.84	11.84	1.89	3.1	17.1	2.7	2.9	0.405	0.49	0.14	0.05	73
26	1697.5	48.32	14.59	2.54	3.5	8.04	2.6	3.6	0.533	0.69	0.15	0.05	72
27	1698.6	47.98	14.6	2.38	3.3	8.7	2.8	3.6	0.68	0.69	0.14	0.04	70
28	1699.55	51.2	15.95	2.62	3.5	4.92	2.6	3.9	0.703	0.77	0.16	0.04	71
29	1700.6	52.37	12.9	2.36	2.8	7.4	2.4	3	0.846	0.66	0.17	0.04	68
30	1701.4	51.78	12.64	2.98	2.2	8.02	2.4	2.9	0.812	0.65	0.16	0.04	68
31	1702.4	52.5	13.19	2.39	3	7.05	2.4	3	0.922	0.7	0.17	0.04	68
32	1703.6	48.06	12.44	2.44	2.7	11	2.5	3	0.712	0.61	0.14	0.04	69
33	1704.6	34.14	8.85	2.97	2.1	21.8	2.4	2.2	0.442	0.42	0.1	0.05	70
34	1705.6	53.57	15.26	2.35	3	4.61	2.4	3.7	0.82	0.75	0.14	0.03	70
35	1706.6	44.74	11.49	4.74	2.2	10.9	2.2	2.8	0.698	0.57	0.13	0.04	68
36	1707.7	24.39	6.61	1.19	2	31.3	2.3	1.7	0.355	0.32	0.09	0.05	69
37	1708.6	37.81	10.84	2.03	2.2	18.5	2.9	2.8	0.64	0.52	0.09	0.04	68
38	1709.6	46.95	13.08	4.27	2.4	8.61	2.4	3.3	0.856	0.69	0.11	0.04	67
39	1710.6	46.86	11.69	3.32	2.4	10.1	2.7	3	0.745	0.61	0.13	0.04	67
40	1711.6	50.19	11.37	2.46	2.3	9.99	2.1	2.8	0.83	0.61	0.11	0.04	66
41	1712.6	47.75	13.21	3.25	2.1	9.93	2.5	3.5	0.934	0.69	0.12	0.04	66
42	1713.6	34.18	8.84	2.1	2.3	22.2	3.5	2.4	0.579	0.46	0.1	0.06	66
43	1714.6	35.73	9.84	2.84	2.2	20.5	2.8	2.7	0.651	0.49	0.11	0.05	66
44	1715.6	53.42	13.77	3.08	2.3	6.28	2.1	3.6	1.05	0.68	0.1	0.05	65
45	1716.6	54.51	12.94	2.97	2.2	6.84	2.2	3.4	1.13	0.67	0.17	0.04	64
45	1717.6	50.49	8.85	2.86	1.7	13.3	2	2.4	0.752	0.41	0.16	0.05	64
47	1718.5	54.16	9.07	2.32	1.9	10.7	2.5	2.5	0.714	0.41	0.14	0.06	64
48	1719.5	57.48	8.89	3.02	1.2	9.42	1.6	2.5	0.74	0.42	0.17	0.04	63
49	1720.5	59.48	8.93	2.7	1.4	7.8	1.8	2.5	0.732	0.43	0.13	0.03	63
50	1721.4	55.92	9.28	4.14	1.2	8.63	1.8	2.6	0.822	0.44	0.12	0.04	63

续表 1

序号	井深/m	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CIA
51	1722.3	52.57	9.54	4.73	1.4	8	2.5	2.6	0.903	0.44	0.13	0.05	62
52	1723.2	56.84	8.22	3.94	1.1	7.97	1.8	2.4	0.688	0.38	0.18	0.03	63
53	1723.9	30.3	5.83	1.18	1.4	29.4	1.3	1.7	0.412	0.38	12.8	0.04	65
54	1724.55	57.15	13.48	3.17	1.4	3.84	2.2	3.8	1.62	0.78	0.2	0.04	59
55	1724.8	57.68	13.45	3.2	1.5	3.37	2.3	3.8	1.61	0.77	0.18	0.03	59
56	1725.05	54.32	12.45	3.56	1.4	5.62	2.4	3.4	1.59	0.89	0.15	0.05	58
57	1725.5	52.12	12.19	3.54	1.9	6.14	2.2	3.3	1.56	0.98	0.17	0.05	58
58	1725.95	55.89	12.79	4.06	1.7	3.71	2	3.5	1.71	0.98	0.15	0.04	58
59	1726.45	52.4	11.99	2.58	1.9	6.48	2.4	3.3	1.55	1.08	0.15	0.05	58
60	1726.85	56.88	13.24	3.42	1.4	3.56	2	3.6	1.7	0.98	0.14	0.03	58
61	1727.25	55.72	12.51	3.56	1.2	5.51	1.7	3.5	1.64	0.71	0.17	0.03	58
62	1727.55	52.06	11.99	2.53	1.5	8.49	2.2	3.3	1.48	0.68	0.17	0.04	59
63	1727.75	54.9	12.64	2.74	1.5	6.81	2.1	3.5	1.62	0.71	0.16	0.04	58
64	1728.0	56.72	14.11	3.78	2	2.61	1.8	3.9	1.71	0.78	0.2	0.02	59
65	1768.85	51.84	8.64	2.57	1.3	12.9	2.4	3.9	0.308	0.57	2.31	0.03	62
66	1769.6	50.2	8.25	2.94	1.4	14.5	2.1	3.9	0.305	0.54	1.2	0.03	61
69	1770.3	59.05	6.76	2.68	1.8	10.3	2.4	3	0.282	0.48	1.1	0.03	62
68	1770.8	60.67	9.09	2.67	1.5	6.77	2.3	4.9	0.284	0.61	2.08	0.03	59
69	1771.0	9.4	0.406	0.03	0.7	29.5	18	0.2	0.065	0.05	1.19	0.05	51
70	1771.6	58.88	8.46	2.64	1.4	8.32	2.8	4.7	0.273	0.55	1.94	0.03	59
71	1771.9	60.6	4.94	1.8	2.4	10.3	3.4	2.8	0.201	0.33	1.91	0.04	57
72	1772.9	73.83	3.87	0.94	2.4	7.7	1	2.1	0.171	0.27	0.37	0.03	58

注:序号1~64样品采自水井沱组下段,其他采自岩家河组下段上部。

子台地内部凹陷中,海水中的Ca<sup>2+</sup>、Fe<sup>3+</sup>含量较高,在甲烷释放早期,缺氧甲烷氧化与海水中的Ca<sup>2+</sup>、Fe<sup>3+</sup>结合分别形成白云石、方解石等具有富<sup>13</sup>C贫<sup>18</sup>O冷水碳酸盐和黄铁矿,因此,这个阶段形成的地层不仅发育有黄铁矿,而且在碳酸盐岩地层中具有δ<sup>13</sup>C正偏和δ<sup>18</sup>O负偏的碳同位素组成特点(图4蓝色层)。但随着甲烷释放强度的增加,甲烷进入海洋表层富氧海水中发生有氧甲烷氧化时,甲烷与水中的氧气结合形成CO<sub>2</sub>,引起海洋缺氧和碳酸盐的溶解,促进黑色泥岩的沉积。但若甲烷释放迅速,缺氧甲烷氧化和有氧甲烷氧化不足以消耗海底释放的甲烷时,甲烷进入大气与空气混合,当空气中甲烷含量超过5%~15%时就会发生爆炸,产生大量的烟雾和CO<sub>2</sub>,引起天空变暗和全球变冷(Ryskin, 2003;陈忠等,2006)(图4红色层)。

为进一步评估寒武纪早期海洋海水分层和氧化还原条件,以及海底甲烷和天然气水合释放的可能性,本次研究还对寒武系水井沱组下段富有机质页岩中的TOC和具有古海洋环境氧化-还原条件指示作用的微量元素V、Cr、Ni、Co、U、Th,以及表征古海洋生产力的微量营养元素Cu、Ni和表征水体有机

碳通量的痕量元素Ba和Mo含量等进行了系统测试。为消除陆源物质输入对古海洋生物生产力和有机碳通量计算结果的影响,采用了Ti校正,以确定生源Cu、Ni、Ba和Mo含量(表3)。

V/Cr、V/(V+Ni)、U/Th、Ni/Co比值是近年广泛用于古海洋底部氧化-还原条件判别的重要指标(Hatch and Leventhal, 1992; Jones and Manning, 1994; Rimmer, 2004; 周炼等, 2011, 胡亚和陈孝红, 2016)。对比分析不同环境中上述微量元素比值的已有研究成果来看,水井沱组下段下部黑色页岩总体形成于缺氧或硫化环境中。向上海底氧化还原条件逐步改善,至水井沱组下段顶部时海底水体可能已经达到或接近富氧条件(表3,图5)。但值得指出的是,上述不同元素比值所指示的水井沱组下段页岩沉积水体底层氧化还原状况不完全一致。如V/(V+Ni)值显示水井沱组下段页岩自下而上均形成于贫氧环境, U/Th比值则具有从硫化、贫氧到富氧演化的三分性特点,而V/Cr和Ni/Co比值则介于上述两者之间。不同元素比值的这种差别在很大程度上可能与沉积环境有机质的类型、沉积速率变化以及后期成岩作用对V、Cr、Ni、Co、U、Th赋存状



表2 宜地2井寒武系岩家河组和水井沱组碳酸盐样品 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 

Table 2 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonate rocks of the Cambrian Yangjiahe and Shuijingtu Formations at Yidi 2 well											
样号	井深/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	样号	井深/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	样号	井深/m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$
660	1669.4	2.64	-8.76	762	1737.5	4.54	-7.16	797	1754.5	4.55	-7.59
662	1671.2	2.94	-8.74	763	1738.0	4.64	-7.31	798	1755.0	4.64	-7.64
667	1674.1	2.21	-8.78	764	1738.4	1.11	-7.16	799	1755.6	4.39	-7.52
669	1675.15	2.89	-7.73	765	1738.7	1.81	-6.56	800	1756.0	4.61	-7.40
675	1679.3	3.20	-8.14	766	1739.2	2.28	-7.25	801	1756.5	4.50	-7.53
677	1681.2	2.15	-8.85	767	1739.5	2.74	-6.13	802	1757.0	4.39	-7.27
722	1724.2	-0.78	-7.47	768	1740.0	4.34	-6.33	803	1757.5	4.09	-6.68
734	1728.7	-2.09	-6.47	769	1740.5	4.36	-6.75	804	1758.0	4.04	-6.22
735	1728.95	-2.47	-7.22	770	1741.0	4.70	-7.09	805	1758.5	4.38	-5.91
736	1729.25	2.65	-6.69	771	1741.5	4.25	-6.99	806	1759.0	4.65	-5.82
737	1729.55	2.92	-6.88	772	1742.0	4.26	-6.87	807	1759.5	3.44	-6.68
738	1729.85	3.41	-6.54	773	1742.5	4.08	-6.83	808	1760.0	4.46	-6.82
739	1730.2	-1.31	-7.07	774	1743.0	4.73	-6.64	809	1760.5	4.52	-6.97
740	1730.55	3.11	-6.24	775	1743.5	4.73	-7.52	810	1761.0	4.94	-6.76
741	1730.85	3.01	-6.30	776	1744.0	4.84	-7.66	811	1761.4	4.83	-7.06
742	1731.05	2.39	-6.83	777	1744.5	4.83	-7.51	812	1762.0	4.97	-7.52
743	1731.3	3.06	-6.52	778	1745.0	4.71	-7.23	813	1762.5	5.09	-7.47
744	1731.6	3.02	-6.23	779	1745.5	5.38	-6.79	814	1763.0	4.99	-7.37
745	1731.8	2.60	-6.36	780	1746.0	4.61	-7.31	815	1763.5	5.15	-7.50
746	1732.1	2.19	-6.34	781	1746.5	4.70	-7.45	816	1764.0	5.21	-7.62
747	1732.4	0.66	-6.72	782	1747.0	4.64	-7.55	817	1764.5	5.21	-7.53
748	1732.8	3.73	-6.42	783	1747.5	4.02	-7.64	818	1765.0	5.26	-7.74
749	1733.25	3.09	-6.57	784	1748.0	4.53	-7.69	819	1765.5	5.19	-7.66
750	1733.45	1.28	-6.83	785	1748.5	4.61	-7.75	820	1766.0	5.01	-7.61
751	1733.7	2.59	-6.71	786	1749.0	4.66	-7.48	821	1766.5	4.92	-7.59
752	1733.9	2.87	-6.81	787	1749.5	4.60	-7.70	822	1767.0	4.87	-7.64
753	1734.2	3.52	-5.36	788	1750.0	4.57	-7.71	823	1767.5	3.23	-6.58
754	1734.45	1.35	-6.91	789	1750.5	4.65	-7.66	824	1768.0	4.19	-7.67
755	1734.7	3.62	-6.68	790	1751.0	4.86	-7.00	825	1768.7	0.13	-6.29
756	1735.0	3.93	-6.42	791	1751.5	4.97	-7.10	827	1769.0	2.37	-6.87
757	1735.25	3.74	-5.74	792	1752.0	4.69	-7.53	829	1770.15	2.58	-6.80
758	1735.45	3.21	-7.11	793	1752.5	4.74	-7.57	831	1770.4	2.41	-7.04
759	1735.9	2.46	-7.06	794	1753.0	4.69	-7.61	832	1770.7	3.35	-5.38
760	1736.3	3.14	-6.77	795	1753.5	4.78	-7.68	835	1771.3	-0.20	-6.79
761	1736.9	1.18	-7.15	796	1754.0	4.78	-7.62	837	1771.8	-5.82	-7.81
839	1772.4	1.14	-6.51	871	1786.5	-1.71	-4.45	889	1797.5	-0.01	-5.74
844	1774.9	-2.58	-6.93	873	1787.0	-1.93	-4.71	890	1798.5	0.68	-6.34
845	1775.2	-0.21	-5.39	875	1788.0	-1.66	-5.00	892	1800.5	1.79	-5.59
850	1777.8	-3.88	-4.67	877	1789.0	-2.10	-5.98	893	1801.5	1.59	-5.97
854	1779.8	-4.12	-4.71	878	1789.5	-2.14	-7.36	895	1803.4	1.08	-5.46
857	1780.9	-3.25	-4.52	879	1790.5	-2.07	-7.45	897	1803.9	1.22	-5.83
859	1781.3	-2.97	-3.58	880	1791.5	-1.89	-6.05	899	1804.6	1.01	-5.94
861	1782.2	-3.79	-4.77	882	1792.5	-1.88	-6.06	900	1805.0	1.20	-5.93
863	1782.6	-3.32	-4.17	884	1793.6	-1.45	-5.85	901	1805.6	1.55	-5.47
865	1783.2	-3.81	-4.63	885	1794.5	-1.28	-6.28	902	1806.0	1.62	-5.20
867	1784.1	-4.57	-5.68	886	1795.5	-0.72	-6.40	903	1806.5	1.49	-5.22
869	1785.0	-3.35	-5.43	888	1796.5	-0.29	-5.43				

态的影响不同,而使V/(V+Ni)、U/Th、V/Cr和Ni/Co等指标在进行氧化-还原的判别时出现一定偏差有关(Rimmer,2004;周炼等,2011),但从目前上述比值的对比结果来看,上述偏差总体上不影响其比值对页岩氧化-还原环境变化趋势的判断。

页岩中总有机碳含量(TOC)是反映页岩有机质富集程度的直观指标。从TOC与U/Th和Ni/Co比值以及生源Ni和Mo的明显相关性上看(图6),

分层和硫化的海洋环境和高的古海洋生产力无疑都有利于有机质的埋藏和富集。但进一步的研究发现,TOC与表征水体营养水平的生源Ni含量的相关性远不如与表征水体有机碳通量的生源Mo含量的相关性明显(图6c,d),这在一定程度上暗示寒武系水井沱组黑色页岩中的有机质除了一部分来自表层水体的生物外,还有一部分可能来自化能或自养生物的贡献。这一结论与前面古气候与碳同位

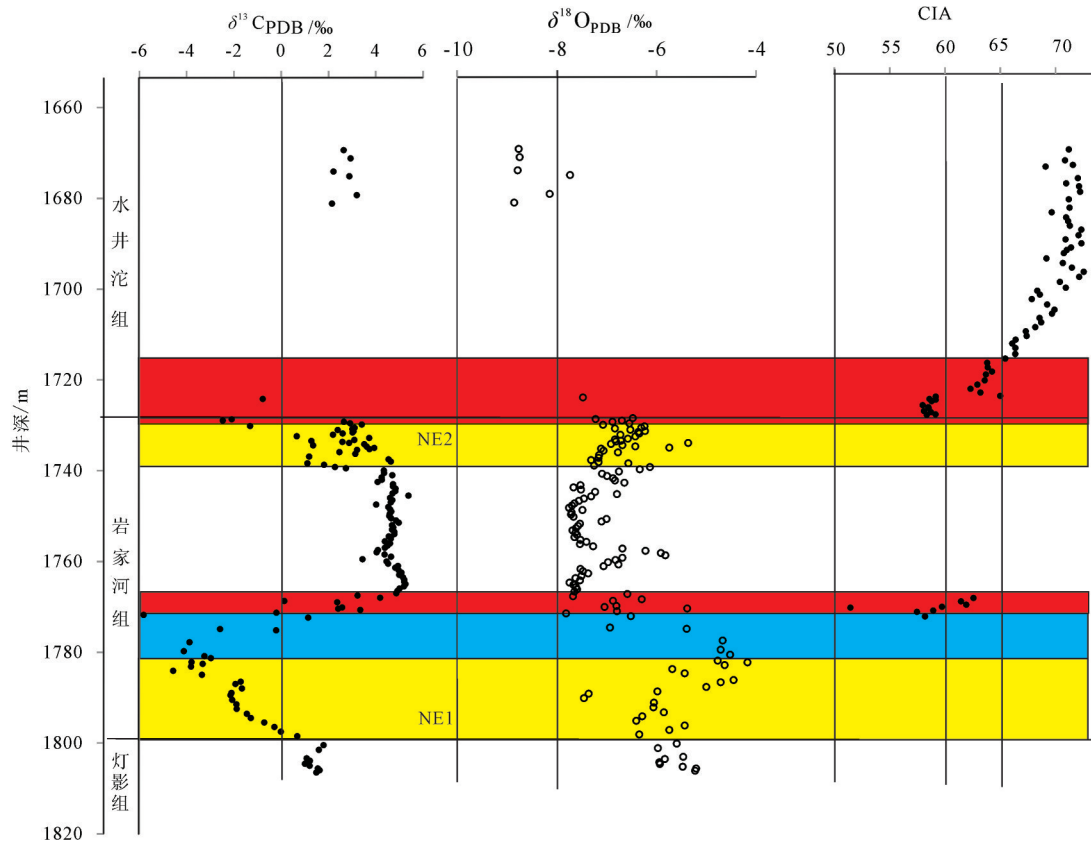


图4 宜地2井早寒武世岩家河组和水井沱组 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和CIA曲线

Fig.4 The profiles of the  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and CIA in the Early Cambrian Yanjianhe and Shuijingtuo Formations at Yidi 2 well

组成变化关系推测寒武系水井沱组下部黑色页岩沉积时,因海平面下降引起海底天然气水合物溶解和大量甲烷释放的结论相一致。

### 3.3 岩石矿物、物性和含气性

为了便于对比以及与页岩气勘探开发接轨,本文按照页岩样品现场解析结果,总含气量连续大于 $1\text{ m}^3/\text{t}$ 的页岩视为页岩气储层,其中总含气量连续大于 $2\text{ m}^3/\text{t}$ 的页岩为页岩气优质储层。按照这个限定,宜地2井和鄂宜页1井寒武系水井沱组页岩气储层的厚度约为52 m(对应宜地2井井深1676~1728 m,鄂宜页1井1820~1872 m)。对宜地2井页岩气储层岩心进行样品系统采集,交江汉油田勘探开发研究实验室进行测试,获得了该井寒武系页岩气储层TOC、有机质成熟度和类型、孔隙度和岩石矿物成分特点(表4)。结合鄂宜页1井、鄂阳页1井测、录井的储层解释结果,相对重庆涪陵焦石坝及其周边寒武系、志留系页岩气储层,宜昌地区寒武系水井沱组页岩气储层总体上具有高钙低硅,孔隙度、有机质成熟和脆性指数较低,TOC和含气量中

等,且具有常压和水平应力差大的特点(表5)。

对宜地2井表征页岩气储层的重要参数(总有机碳含量,孔隙度、岩石矿物成分和含气性)进行相关性分析,结果表明页岩气储存的含气性与总有机碳含量、自生石英、长石、白云石、黄铁矿含量呈明显的正相关性,与孔隙度和黏土矿物关系不明显,与碳酸盐矿物含量呈负相关。总有机碳含量与石英、长石、白云石和黄铁矿含量呈明显的正相关性,与孔隙度的相关性不明显。孔隙度与总有机碳、石英和碳酸盐含量的相关性不明显,与黏土矿物含量具有弱的相关性(图7)。页岩气储层含气性、矿物特征和储层物性之间的上述相互关系,一方面证明页岩中有机质含量不仅影响页岩的含气性,而且影响自生石英、黄铁矿、长石和白云石等脆性矿物的含量,自生石英、白云石、长石和黄铁矿等矿物可能与有机质具有同源的特点。另一方面证明页岩气储层孔隙,特别是有机质热解所形成的孔隙对页岩含气性的影响并不明显,页岩气可能主要赋存于脆性矿物缝间以及微裂缝或水平层理中。

表3 宜地2井寒武系水井沱组下段黑色页岩部分微量元素含量  
Table 3 Some trace elements values in the black shale of the Lower Member Shuijingtuo Formation at Yidi 2 well

序号	井深/m	Cu/10 <sup>-6</sup>	Cr/10 <sup>-6</sup>	Ni/10 <sup>-6</sup>	Co/10 <sup>-6</sup>	Mo/10 <sup>-6</sup>	V/10 <sup>-6</sup>	U/10 <sup>-6</sup>	Th/10 <sup>-6</sup>	TOC/%	U/Th	V/(V+Ni)	Ni/Co	V/Cr	Ni <sub>xs</sub> */10 <sup>-6</sup>	Mo <sub>xs</sub> */10 <sup>-6</sup>
1	1669.2	51	103	88.2	17.2	10.4	196	4.54	13.4	1.04	0.339	0.69	5.13	1.903	37.6	9.48
2	1671.6	47	106	93	17.8	9.74	191	4.81	14.3	0.56	0.336	0.67	5.22	1.802	38.83	8.76
3	1672.6	31.4	66.8	46	12.6	4.16	101	4.02	10.8	1.05	0.372	0.69	3.65	1.512	6.58	3.44
4	1686.1	39.3	76	59.9	12.4	10.4	134	5.45	11.3	0.6	0.482	0.69	4.83	1.763	3.98	9.38
5	1687.1	42.6	76	68.6	13.9	10.4	131	5.15	11.1	1.06	0.464	0.66	4.94	1.724	11.68	9.37
6	1692.4	49.4	98	95.5	18.3	11.5	202	6.06	15.3	1.58	0.396	0.68	5.22	2.061	34.27	10.4
7	1693.4	45.2	74.6	68.7	15	11	150	5.37	11.4	1.14	0.471	0.69	4.58	2.011	45.78	10.6
8	1694.4	50.9	86.9	65.4	17.2	16.8	164	7.23	13.6	1.16	0.532	0.71	3.8	1.887	4.9	15.7
9	1699.55	53.3	85.2	86.4	17	23.4	178	7.4	14.6	1.52	0.507	0.67	5.08	2.089	25.99	23.3
10	1700.6	59.4	96.8	96.2	19.8	20.9	182	6.92	15.6	1.92	0.444	0.65	4.86	1.88	36.98	19.8
11	1702.4	58.3	93.7	94.4	15.4	25.6	311	8.35	12.8	2.29	0.652	0.77	6.13	3.319	38.67	24.6
12	1703.6	66.2	92.9	103	17.2	29.3	336	8.95	13.5	1.48	0.663	0.77	5.99	3.617	64.32	28.6
13	1706.6	64.3	96.8	82.5	18.1	13.1	214	6	14.4	2.06	0.417	0.72	4.56	2.211	53.44	12.6
14	1711.6	59.3	76.2	120	22.3	55.8	235	13.9	12.3	0.99	1.13	0.66	5.38	3.084	56.93	54.7
15	1712.6	66.3	90.2	97.6	17.2	46.8	420	10.3	11.8	2.75	0.873	0.81	5.67	4.656	55.8	46
16	1713.6	57.6	77.2	82.8	25.9	65.2	204	18.2	13	3.35	1.4	0.71	3.2	2.642	38.16	4.4
17	1716.6	69.2	73.5	47.9	17.6	39.4	137	15.5	13.6	3.99	1.14	0.74	2.72	1.864	10.04	38.7
18	1717.6	91.8	87	135	19.9	109	627	25.2	12.7	3.54	1.984	0.82	6.78	7.207	97.05	108
19	1718.5	111	71.5	221	15.5	110	1060	32.2	7.41	3.03	4.345	0.83	14.3	14.83	182.6	109
20	1719.5	104	77.6	173	13.4	87.8	1240	23.1	7.3	4.14	3.164	0.88	12.9	15.98	133.4	87.1
21	1720.5	122	65.8	210	18.4	105	1060	32.2	7.6	2.53	4.237	0.83	11.4	16.11	169.9	104
22	1721.4	133	83.7	222	16.9	119	1500	26.4	7.83	4.91	3.372	0.87	13.1	17.92	181.6	118
23	1722.3	120	66.4	188	20.7	120	777	39.6	8.16	5.18	4.853	0.81	9.08	11.7	152.8	119
24	1723.2	109	62.2	234	22.1	179	547	63.6	8.19	5.96	7.766	0.7	10.6	8.794	199.3	178
25	1725.05	38.4	87.1	135	13.9	86.6	178	51.5	9.93	5.23	5.186	0.57	9.71	2.044	45.35	85
26	1725.95	49.4	92.9	111	13	59.8	144	43.8	9.36	3.8	4.679	0.56	8.54	1.55	12	58
27	1726.85	44.9	80.2	122	12.7	56.6	624	39.9	9.57	3.88	4.169	0.84	9.61	7.781	57.28	55.4
28	1728.0	36.5	81.1	165	14.7	126	433	77.3	9.89	5.66	7.816	0.72	11.2	5.339	112.9	125

注: \*Ni, Mo, Ti校正公式为 $X_{xs} = X_{total} - Ti_{total} \times (X/Ti)_{PAAS}$ 。其中 $X_{xs}$ 表示元素X的过剩值,该值是利用澳大利亚太古代平均页岩(PAAS)中微量元素含量(表3-1-4)对样品微量元素含量进行Ti校正后得到。 $X_{total}$ 为所测试的岩石样品的元素总含量,(X/Ti)PAAS为澳大利亚后太古代平均页岩中元素含量与Ti比值,所用(X/Ti)PAAS引自Taylor和McLennan(1985)。 $X_{xs}$ 为正,说明该元素相对PAAS呈海相自生富集或火山热液富集,其值为负,说明样品中该元素含量主要由陆源物质贡献,这一部分样品在本表格已经剔除。

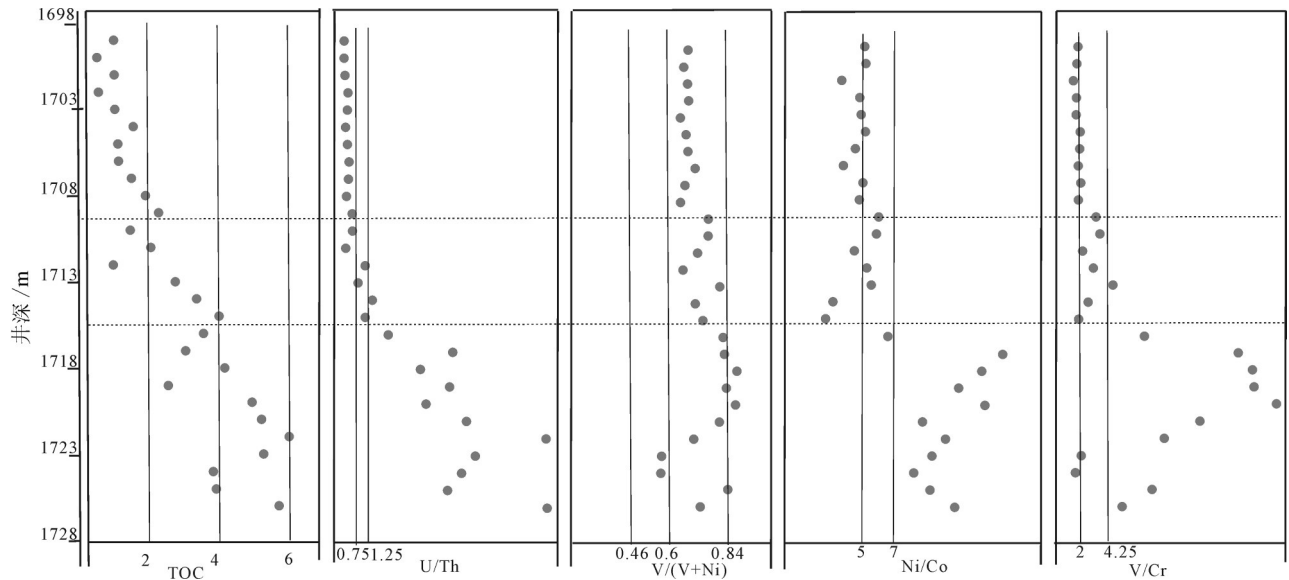


图5 宜地2井寒武系水井沱组页岩 TOC、U/Th、V/(V+Ni)、Ni/Co 曲线

Fig.5 The profiles of the TOC, U/Th, V/(V+Ni), Ni/Co in the Early Cambrian Shuijingtuo Formation at Yidi 2 well

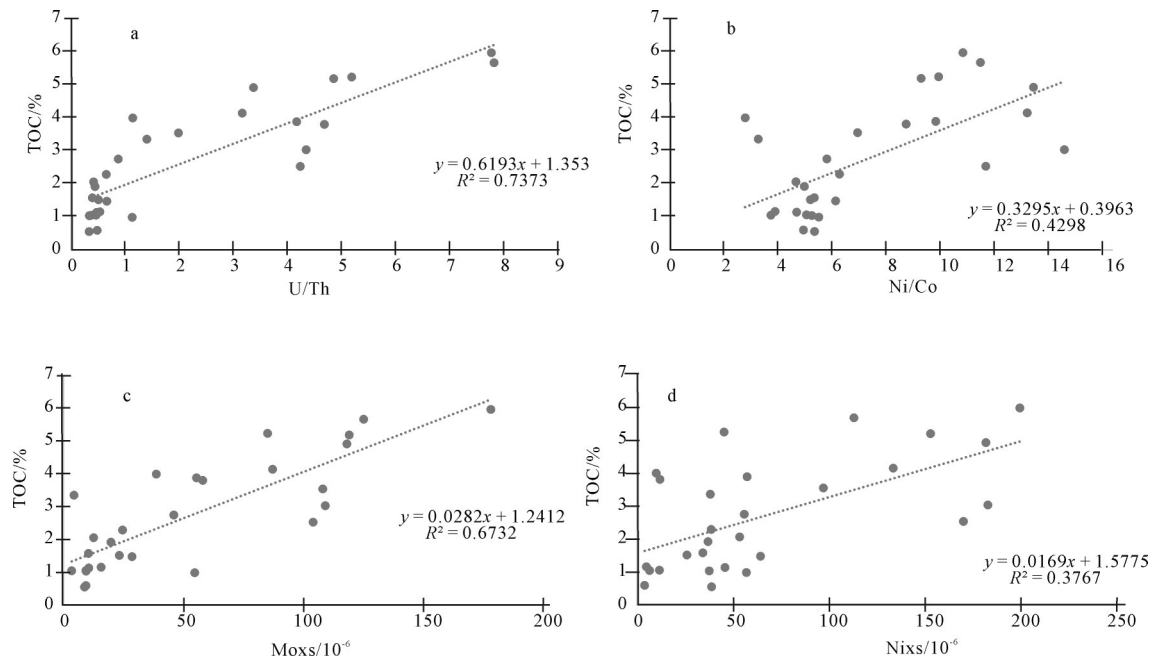


图6 黑色页岩中 TOC 与 U/Th、Ni/Co、Moxs 和 Nixs 的相关分析

Fig.6 Correlation analyses between TOC and U/Th, Ni/Co, Moxs and Nixs in the black shale

现代海洋调查研究成果证明,富含  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{2+}$  的氧化物的沉积环境中,缺氧甲烷氧化可以形成白云石、方解石等碳酸盐矿物和黄铁矿等(陈忠等, 2015)。长石类自生矿物和白云石的形成可以在一些微生物作用下,通过蒙皂石的伊利石化来实现(谢树成等 2016)。事实上,宜地2井页岩气储层样

品的扫描电镜观察结果,证实寒武系水井沱组页岩中的有机质主要以沥青质体为主,此外还常见有少量的后生菌类。从沥青质体与自生石英、黄铁矿、黏土矿物和方解石相伴生,且呈条带状或包裹状分布上看(图8),这些沥青质体与自生矿物在很大程度上可能具有同源关系,它们可能是母质烃源岩在成



岩或成岩期后发生化学分异的结果(张慧, 2017)。从后生菌类体保存完整,生物体与岩层面垂直或斜交生长,且富集在页岩气储层中,推测它们应该是沉积或成岩期后岩层中自生的、喜甲烷的化能或自养生物。这些生物可能对成岩期后地层中甲烷(惠荣妞等, 1991)以及部分自生矿物,如石英、黄铁矿、长石和白云石的形成具有催化作用(陈骏等, 2004; 谢树成等 2016),但本身并未完全热解形成天然气,因此,它们的含量并不影响有机质含量与页岩含气量及其中自生矿物含量的正相关性,但它降低了有机质含量对储层孔隙度的贡献率。

### 3.4 沉积构造演化

地球物理勘探资料显示,宜昌黄陵基底上的古老变质岩系和侵入其中的新元古代酸性和基性-超基性岩体除了构成黄陵隆起的主体外,还广布于宜昌斜坡带白垩系覆盖区(潘仲芳等, 2015),证明宜昌斜坡与黄陵隆起具有一致的双层基底。这个统一的基底不仅有利于宜昌斜坡带在南方中、新生代发生的多期次强烈构造活动中免遭构造改造和破坏(肖开华等, 2005),而且它的抬升为页岩气的形成富集发挥了关键性的作用。

虽然目前对宜昌地区上述新元古代岩体的成因机制尚存在不同看法,但都普遍认为740 Ma前后区内基性-超基性岩的侵入活动与Rodinia超大陆裂解相关联,是岩石圈伸展减薄和软流圈上涌,板块拉张的产物(Li et al., 1999; Zhou et al., 2002; 李再会等, 2007)。从宜昌晓峰一带出露的晓峰基性-超基性岩套之上,依次发育含火山碎屑的南华系红色碎屑岩、埃迪卡拉系一下寒武统黑色页岩以及中、上寒武统膏盐的沉积建造序列与坳拉槽沉积建造序列相似,可以大致推测宜昌地区开始于新元古代的板内拉张活动一直延续到早寒武世。区域内埃迪卡拉系陡山沱组、寒武系水井沱组富有机质页岩是板内拉张或构造热沉降所形成的台内凹陷沉积产物。从晚奥陶世开始的加里东运动,伴随华夏板块向扬子板块的逆冲推覆,扬子板块东南被动大陆边缘挠曲变形,宜昌南部长阳-松滋一带隆升,宜昌及其以西地区再次沉降转化为隆后盆地,直至早志留世末期海相沉积结束,宜昌地区总体上处于持续沉降、埋深的过程。

早志留世末期之后宜昌地区接受了长期的隆

升剥蚀,直到中泥盆世的海侵,海水才再次进入鄂西宜昌地区,在区内沉积滨浅海碳酸盐、碎屑岩,直至中三叠世之后,海水永远从宜昌地区退出。由于宜昌地区海相沉积结束的时间与黄陵地区隆起的起始时间接近(沈传波等, 2009),因此,在一定程度上暗示宜昌斜坡带在中三叠世之后的沉积盆地演化主要受控于黄陵地区基底的升降活动。即除了在白垩纪发生过小规模沉降,接受相对较厚的河湖相碎屑沉积之外,其他时期,尤其是中晚侏罗世一早白垩世早期和晚白垩世以后以隆升为主,沉积地层缺失或不发育(沈传波等, 2009)。

综上,从震旦纪末期的桐湾运动以来,中国南方虽然发生了加里东、海西、印支、喜山和燕山等多次构造活动,但由于受黄陵刚性基底的影响,各期次构造活动在宜昌地区均表现以垂直升降运动为主。因此,构造运动并未引起宜昌地区寒武系页岩气储层变形和破坏,页岩气的保存富集主要受控于埋深和储层品质。由于桐湾运动形成的古隆起,不仅制约早寒武世沉积相分异,影响寒武系水井沱组页岩气储层分布和品质,而且它伴随基底的隆升而隆升,转化为继承性隆起,成为油气运移的指向区,有利于油气的富集成藏。因此,桐湾运动形成的古隆起是影响寒武系页岩气形成富集的关键因素。这与鄂宜页1井寒武系水井沱组页岩气主要富集保存在水井沱组底部,受沉积相控制明显的特点一致(陈孝红等, 2016)。为使用方便,这里把这种以继承性构造古隆起为主控因素的页岩气保存富集模式简称为古隆起型页岩气控藏模式(图9)。

## 4 页岩形成富集模式

### 4.1 台内凹陷是基础

发生在新元古代晚期的区域拉张和构造热沉降使宜昌地区发育的浅水台地发生凹陷沉降,形成了规模不等的凹陷,继而在埃迪卡拉纪末期桐湾运动影响下演化发展成寒武纪早期隆、坳相间的构造古地理格局。隆起区海水较浅,营养物质丰富,生物繁盛,为海洋沉积提供丰富的有机质来源。坳陷区转化为凹陷盆地、盆地内部海水则具有分层、硫化-贫氧的海洋环境特点,十分有利于有机质的沉积保存,易于沉积形成厚度大,有机质丰富的泥岩,为尔后页岩气的形成富集奠定良好的物质基础。

表4 宜地2井寒武系水井沱组页岩含气性、沥青反射率、总有机碳、孔隙度和矿物组成分析结果  
 Table 4 Analytical results of gas-bearing, Rb, TOC, porosity and mineral composition in shale of the Lower Cambrian Shujingtuo Formation at Yidi 2 Well

深度/m	总含气量/(m <sup>3</sup> /t)	解析气/(m <sup>3</sup> /t)	孔隙度/%	黏土/%	碳酸盐岩/%	石英/%	长石/%	黄铁矿/%	白云石/%
1676			0.9	18.6	62.6	14	1.3	3.5	3
1677.3			2.4	61.3	6.4	23.5	3	5.8	0
1678.2	1.607	1.18	1.8	28.8	54.8	11.4	1.3	3.7	0
1679			2.7	8.3	84	6.9	0.8		2.9
1680			1.8	37	39.1	17.8	2.5	3.6	4.3
1681.2	1.976	1.43	1.2	18.4	68.3	10.7	0.7	1.9	3.8
1682.2			1.2	38.4	29.2	25.7	4.2	2.5	4
1683.9			2.7	41.7	29.5	22	3.8	3	3.8
1685			1.7	36.3	34.9	21.9	1.7	5.2	2.9
1686			1.6	10.2	79	8.1	0.7	2	3.3
1687.2			1.6	40.7	28.3	23.5	2.6	4.9	1.5
1688.2	1.971	1.64	2.4	46.9	24.9	21.3	3.3	3.6	1.2
1689			1.8	45.3	26.3	24.1	2	2.3	1.2
1690			2.7	54.5	11.8	26.5	3.4	3.8	2.3
1691	4.51	3.5	2.5	46.6	19.2	24.9	3.6	5.7	3.3
1692.4			1.5	40.3	24.8	27.5	2.6	4.8	3.1
1693.1			2.8	44.5	36.5	14.1	1.9	3	6.1
1694.5			1.8	28.1	51.5	15	1.2	4.2	5.5
1696.3			1.8	41.8	33.1	16.9	2	6.2	6.1
1697.7			4.5	37.6	37	18.1	2	5.3	7
1698.6			1.6	41.8	27.5	24	3.2	3.5	6
1699.4	1.384	1.13	2	47	19.8	23.7	3.4	6.1	3.7
1700.6			2	41.5	17.6	33.2	5.3	2.4	3.5
1702.4	5.411	3.65	2.1	40.7	19.5	30.6	6	3.2	2.7
1703.7			2	37.6	30.2	25.2	2.9	4.1	5
1704.6			2	43.7	25.4	24	3.4	3.5	4.5
1705.6			2.2	39.5	25.9	27.9	4	2.7	4.3
1706.7			2.1	35.4	30.3	28.1	4.2	2	5.3
1707.3			4.6	24	54	16.5	1.9	3.6	6.4
1709.6			3.9	46	14.8	28.2	4.3	6.7	3.2
1710.7			7.7	38.5	28.1	23.5	4.5	5.4	10.7
1711.4			5.5	33.1	41.2	18.8	2.5	4.4	11.5
1712.5			3.2	36.6	33.2	21.1	3.5	5.6	12.7
1713.5			2.6	32.7	42.2	17.5	2.8	4.8	21.4
1714.7			2.7	29.5	43.1	18.8	3.2	5.4	15.4
1716.6	5.577	3.23	2.6	38.6	18.1	32.7	4.9	5.7	9.3
1717.6			4.4	30.6	27.7	35.6		2.9	6.7
1718.5			1.6	27.5	31.5	31.7	2.9	6.4	16
1719.5			2.5	30	22.3	39.1	3.8	4.8	6.1
1720.5			1.3	32.6	20	38.6	4	4.8	9.8
1721.4			2.2	33.4	18.4	37.4	3.9	6.9	8.4
1722.3			2	20.2	39.1	22.7	3.1	14.9	30.6
1723.3	3.812	2.59	1.1	11.5	27.3	54	1.7	5.5	6.1
1725			2	35.6	15.7	32.6	9.9	6.2	8.6
1726			3.9	41.8	17.5	30.6		4.2	7.9
1726.9	2.758	1.59	9.1	41.1	13.8	30.5		6	7.7
1728	3.245	1.79	1.6	35.3	13.1	36.5	11.2	3.9	7.2

表5 宜昌地区寒武系水井沱组页岩气储层特征及其对比  
Table 5 The characteristics of the shale gas reservoirs of the Cambrian Shuijingtuo Formation in Yichang area and their correlation with other areas

井号	埋深/m	优质页岩厚度/m*	基础地质参数				矿物组成				岩石力学参数				水平应力差异		
			孔隙度/%	TOC/%	Ro/%	压力系数	含气量/(m <sup>3</sup> /t)	脆性矿物含量/%	硅质含量/%	碳酸盐岩含量/%	黏土含量/%	杨氏模量/GPa	泊松比	力学脆性指数/%	差异系数	差值/MPa	
宜地2井	1728	28	0.5~9.1/2.5	0.52~5.96/2.05	2.18~2.30/2.26	1.38~5.58/3.32	5.1~55.7/25.57	6.4~87.9/36.97	2.7~61.3/33.3	5.1~19.3	5.1~19.3	5.1~19.3	5.1~19.3	5.1~19.3	5.1~19.3	5.1~19.3	5.1~19.3
鄂宜页岩1井	1860	36.7	1~3.9/2.9	0.2~6.9/3.8	2.25~2.35/2.31	0.33~5.5/3.3	19.3~81.17/68.59	5.6~39/20	21.6~47.3/31.3	25.21~59.97/36.27	0.167~0.305/0.24	52.3	0.51	17~25/21.9			
鄂阳页岩1井	3055	41	0~4.5/2.8	4.98~5.48/5.2	2.7	2.9	66.0~85.3/79.2	10.9~29.2/17.7	9.5~25.8/15.5	46.598~50.314	0.17~0.2	51.35	0.22	10~13/			
恩页岩1井	3855		0.71~3.14/1.94	1.1~11.15/5.59	3.2~4.04/3.52	0.12~0.35/0.25	5.8~80.7/60.72	1.3~91.6/14.58	3.3~25.7/14.5	20.11~23.2	0.177~0.280/0.226	47.97	0.29	14.12			
鄂宜页岩2井	2700	20.5	3	1.0~5.8/2.7	2.25~2.73/2.49	1.39	73.7~74.9/74.3	8.3	23.8/23.5	38	0.198	56.66	0.06~0.14/0.11	6.9/5.2			
焦页1	2415	38	2.5~7.1	2.0~6.0	2.42~2.8	1.35~4.74~5.69	31~83/65.38	0~39/9.72	16.6~49.1/34.6	29.46	0.212	55~57	0.18~0.22	11.0~13.0			
丁页3	2272	30	1.3~6.5/4.1	3.52		2.0~4.6/3.09	26~59.1/41	9.6~36.6/15.8	11.4~39.2/27.7								
灌页1	4235	34	1.2~3.9/2.5	1.5~5/4.2	2.4~2.9/2.9	1.06~4.52/2.4	40~90/69.2	8.5~56	13.7~31.3/23.86	19.1~24.5	0.25~0.27	62.9	0.19	9.94~10.1			

4.2 有机质富集区是利相带

与周边寒武系、志留系页岩气储层相比,鄂西宜昌地区寒武系水井沱组页岩气储层总体上具有高钙低硅,孔隙度和有机质成熟度较低,总有机碳含量和含气量中等特点。寒武系水井沱组下段页岩的地球化学特征研究表明,页岩的总有机碳含量受海洋氧化还原环境和海底有机碳通量双重因素的影响。硫化分层,并伴随海底甲烷释放的海洋环境最有利于有机质富集埋藏。电镜观察揭示寒武系水井沱组页岩气储层的有机质以沥青质为主,伴生有少量具有后生特点的菌藻体。由于页岩含气量与总有机碳含量和自生石英、黄铁矿等自生矿物的含量具有明显的相关性,而总有机碳含量又与自生石英、黄铁矿等自生矿物的含量呈正相关,且沥青质与自生石英、黄铁矿、黏土矿物和方解石等相互包裹成层出现,显示出同源的特点。因此,总有机碳含量不仅制约页岩的含气性,而且制约自生石英、黄铁矿、长石、白云石等脆性矿物含量,与孔隙度也有一定的相关性,是页岩气储层品质的决定性因素。制约有机质富集埋藏的古海洋环境是页岩气形成富集的有利环境,台地凹陷内有机质富集区是页岩气形成富集的有利相带。

4.3 构造隆升和有机质热演化匹配是关键

对比分析宜昌斜坡与周边地区海相地层埋藏演化史研究结果(沃玉进等,2007),下寒武统烃源岩在早奥陶世晚期进入生油高峰,晚三叠世中期进入生气高峰之后,在晚侏罗世一早白垩世早期经历了快速隆升,避免了下寒武统烃源岩的过度热演化。但与周边湘鄂西地区的埋藏史不同,宜昌斜坡带下寒武统烃源岩在经历晚侏罗世一早白垩世早期快速隆升之后,在白垩纪又发生了明显的沉降,避免了因为抬升剥蚀过渡而造成页岩气的大量逸散。但与江汉盆地南部地区的埋藏史相比,宜昌斜坡在白垩纪发生的沉降幅度相对较小,没有超过之前的最大埋深,因此,也未发生二次生烃,页岩生气的连续性和储层也未遭受破坏,有利于页岩气富集保存。因此,黄陵基底隆升和有机质演化相互匹配是页岩气形成富集的保障。

5 结论

(1)受埃迪卡拉纪末期桐湾运动的影响,宜昌

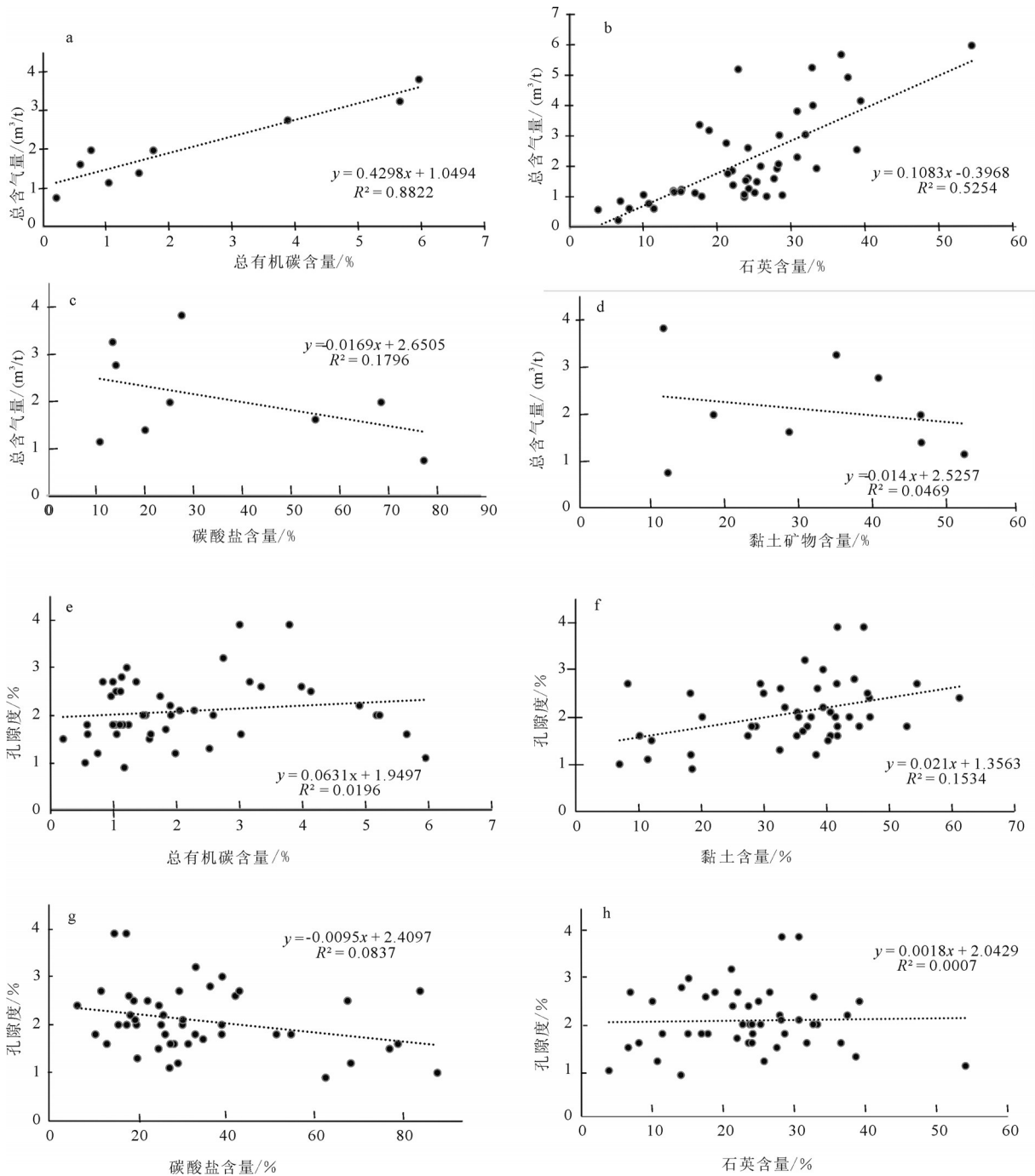


图7 宜地2井寒武系页岩总含气量和孔隙度分别与总有机碳、石英、碳酸盐和黏土含量的相关性分析

Fig.7 Correlation of total gas-bearing and porosity separately with TOC, quartz, carbonate and clay content in the shale of the Cambrian Shuijingtuo Formation at Yidi 2 well

地区早寒武世具有“隆”、“凹”相间的古地理格局。隆起区具有台地相特点,以浅水碳酸盐沉积为主,生物丰富。在台地凹陷内,海水具有分层、硫化-弱氧化还原环境特点,海底甲烷丰富,泥质沉积中有有机质含量高。

(2)发生在早寒武世晋宁期晚期和梅树村期晚期的两次海平面快速下降导致海底甲烷释放,其结果在海水表层发生有氧甲烷氧化释放大量 $\text{CO}_2$ ,引起海洋缺氧和碳酸盐溶解,促进黑色泥岩沉积。同时引起天空变暗和全球变冷,导致有机质在海底大



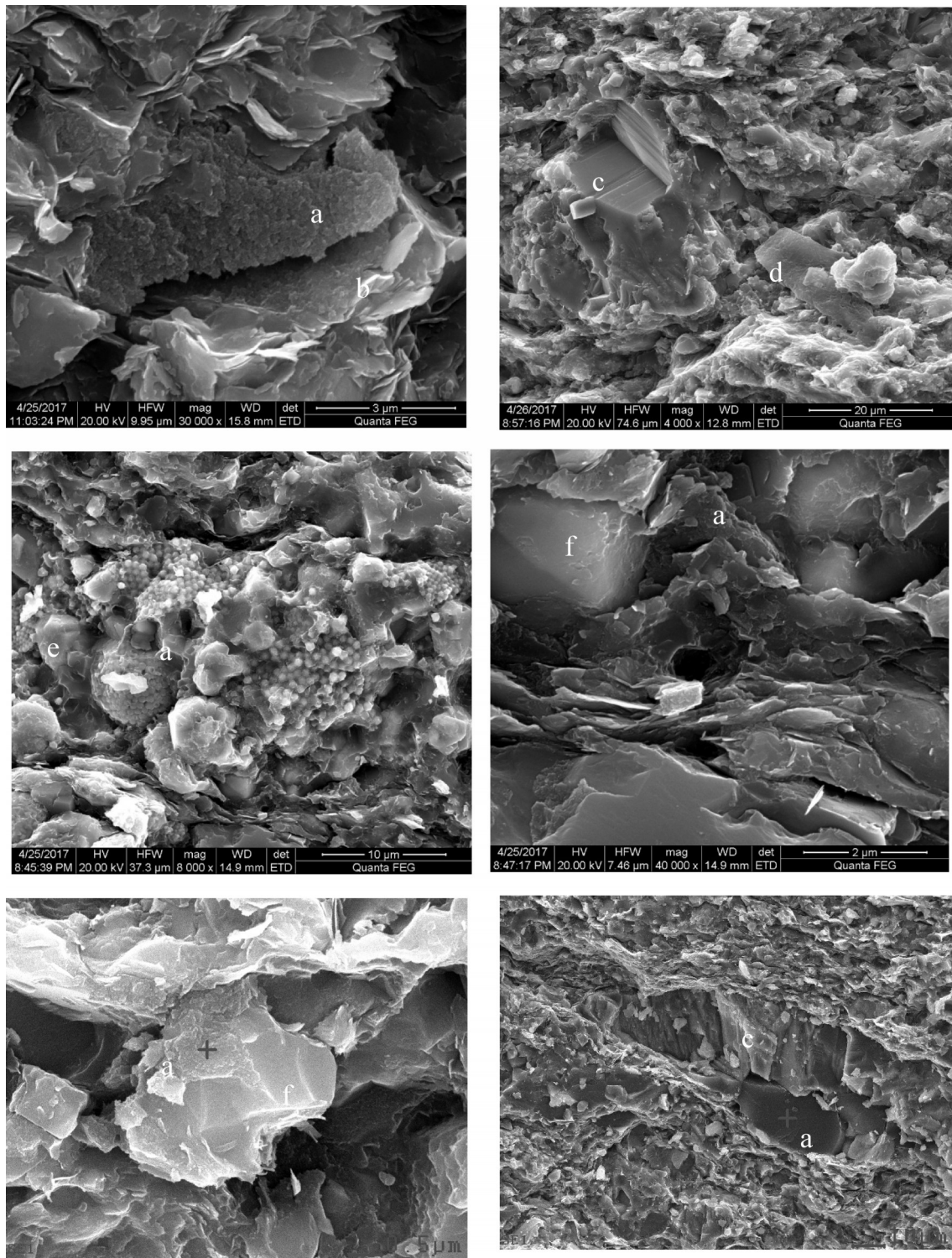


图8 下寒武统页岩中有机质与矿物质的成因关系

a—沥青质体;b—伊利石;c—方解石;d—菌藻体类;e—黄铁矿;f—石英

Fig.8 Genetic relationship between organic matters and minerals in the Lower Cambrian shales

a—Bituminite;b—Illite;c—Calcite;d—Bacteria and algae body;e—Pyrite ;f—Quartz

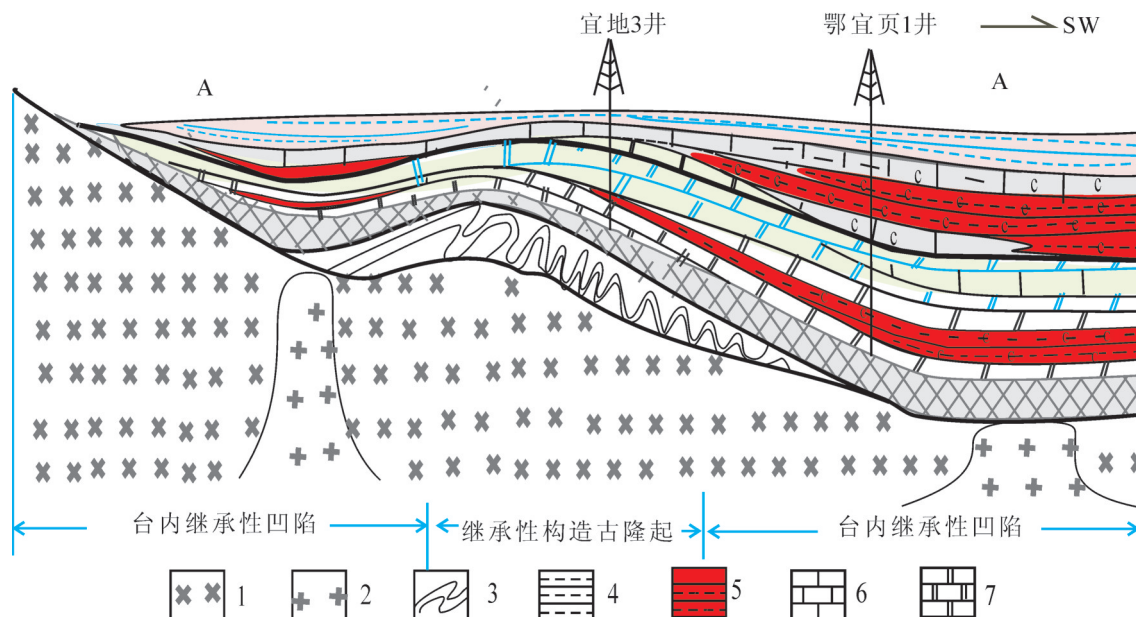


图9 宜昌斜坡古隆起型页岩气控藏模式示意图

1—花岗岩;2—基性岩;3—变质岩;4—泥岩;5—页岩气;6—灰岩;7—白云岩

Fig.9 Sketch map showing the shale gas distribution and enrichment controlled by old uplift

1-Granite;2-Basite;3-Metamorphic rock;4-Mudstone;5-Shale gas;6-Limestone;7-Dolostone

量储存。

(3)寒武系水井沱组页岩中的总有机碳含量与自生石英、白云石、黄铁矿等呈正相关性,且沥青质体与自生石英、黄铁矿紧密伴生,呈层状或包裹状产出,显示出同源的特点,一方面可能与甲烷释放过程中,甲烷与海水中 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$ 和 $\text{Mn}^{2+}$ 氧化物发生缺氧甲烷氧化,与海水中 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$ 结合,形成自生碳酸盐、黄铁矿有关。另一方面可能与大量储层的有机质在沉积成岩过程中分解形成甲烷,并发生甲烷缺氧氧化有关。

(4)寒武系水井沱组页岩的总有机碳含量不仅制约页岩的含气量,而且制约岩石中自生石英、白云石、长石、黄铁矿等脆性矿物,对孔隙度也有一定的影响,因此有机质含量是页岩气形成富集的保障。但页岩中的总有机碳含量受海底有机碳通量和氧化还原环境双重条件制约,因此,具有海水分层和硫化特点的台地内部凹陷是页岩气形成富集的基础,凹陷内有机质富集区是页岩气形成富集的有力相带。

(5)宜昌地区寒武系水井沱组富含有机质页岩,伴随扬子台地的不断沉降埋深,至晚三叠世中期有机质进入生气高峰。此后在黄陵基底隆起的

影响下,下寒武统烃源岩既未因为过渡深埋,有机质热演化过渡而使页岩气储层遭受破坏,也不至于因为过渡抬升剥蚀,使气藏遭受破坏。因此,构造隆升和有机质演化相匹配是寒武系页岩气富集成藏的关键。

**致谢:**审稿专家和编辑老师对本文的修改提出了大量有益的建议,谨此致谢。

## References

- Chen Jun, Yao Suping, Ji Junfeng, Zhang Chuanlun, Li Yiliang. 2004. The History and Advances of Microbial Geochemistry[J]. Geological review, 50(6): 620- 632(in Chinese with English abstract).
- Chen Ping. 1984. Discovery of Lower Cambrian small shelly fossils from Jijiapo, Yichang, west Hubei and its significance[J]. Prof. Pap. Stratigr. Palaeontol., 13:49- 66(in Chinese with English abstract).
- Chen Xiaohong, Wang Chuanshang, Li An, Luo Shengyuan, Li Hai, Wei Kai. 2017. The discovery of the shale gas in the Cambrian Shuijingtuo Formation of Yichang area, Hubei Province[J]. Geology in China, 44 (1):188-189(in Chinese).
- Chen Xiaohong, Zhang baoming, Zhang Guotao, Chen Lin, Li Peijun, Zhang Miao. 2018. High shale gas flow is obtained from the Ordovician Wufeng Formation and the Silurian Longmaxi



- Formation of Yichang area, Hubei Province [J]. *Geology in China*, 45(1):199–200 (in Chinese).
- Chen Zhong, Yan Wen, Chen Muhong, Wang Shuhong, Xiao Shangbin, Lu Jun, Yang Huaping. 2006. Advances in gas hydrate dissociation and Fate of methane in marine sediment [J]. *Advance in Earth Science*, 21 (4):394–400(in Chinese with English abstract).
- Fan Ru, Deng Shenghui, Zhang Xuelei. 2011. Significant carbon isotope excursions in the Cambrian and their implications for global correlations [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 54: 1686–1695.
- Hatch J R, Leventhal J S. 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missorian) Stark shale Member of the Dennis limestone, Wabaunsee County, Kansas, U. S. A. [J]. *Chemical Geology*, 99 : 65–82.
- Hu Ya, Chen Xiaohong. 2017. Geochemistry of Black shale During the Precambrian– Cambrian transition in Yangtze Gorges area and its implication for the paleoenvironment [J]. *Geological Science and Technology Information*, 36(1):61–71(in Chinese with English abstract).
- Hui Rongniu, Lian Liwen. 1994. The role of the methanogens and other microbes in the formation of the medium and shallow natural gas [J]. *Natural Gas Geoscience*, (2): 38– 39(in Chinese with English abstract).
- Ishikawa T, Ueno Y, Komiya T, et al. 2008. Carbon isotope chemostratigraphy of a Precambrian/ Cambrian boundary section in the Three Gorge area, South China: Prominent global– scale isotope excursions just before the Cambrian Explosion [J]. *Gondwana Res.*, 14: 193–208.
- Jiang G, Wang X, Shi X, et al. 2012. The origin of decoupled carbonate and organic carbon isotope signatures in the Early Cambrian (ca. 542– 520 Ma) Yangtze platform [J]. *Earth Planet Sci. Lett.*, 317–318: 96–110
- Jones B J , Maning A C . 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. *Chemical Geology*, 111: 111–129.
- Li Chao, Cheng Meng, Algeo T J, Xie Shucheng. 2015. A theoretical prediction of chemical zonation in early oceans (>520 Ma) [J]. *Science China: Earth Sciences*, 58: 1901–1909.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173: 171 –181.
- Li Zaihui, Wang Xiongwu, Wang Xiaodi. 2007. Recognition of the A– type granites from the Huangling granite batholith in western Hubei [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 27(3): 70–77(in Chinese with English abstract).
- Nesbitt H W, and Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 299(5885):715–717.
- Nesbitt H W, Young G M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles [J].*Journal of Geology*, 97(2): 129–147.
- Pan Zhongfang. 2015. Mineralization and Prospecting of Important Mineral Resources in Mid– South China [M]. Wuhan:Hubei People's Publishing House, 1–270(in Chinese).
- Peng Shanchi. 2008. Revision Cambrian Chronostratigraphy of south China and related remarks [J]. *Journal of Stratigraphy*, 32(3): 239–245(in Chinese with English abstract).
- Peng Shanchi. 2009. The newly–developed Cambrian biostratigraphic succession and chronostratigraphic scheme for South China [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 54: 2691–2698(in Chinese).
- Rimmer S M. 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian– Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA) [J]. *Chem. Geol.*, 206: 373–391.
- Ryskin G. 2003. Methane– driven oceanic eruptions and mass extinctions [J]. *Geology*, 31(9):741–744.
- Shen Chuanbo , Mei Lianfu, Liu Zhaoqian, Xu Shihuang. 2009. Apatite and zircon fission track data, evidence for the Mesozoic– Cenozoic uplift of Huangling Dome, central China [J]. *Journal Mineral Petrology*, 29(2):54–60(in Chinese with English abstract).
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution* [M]. Oxford: Blackwell. 31.
- Wang Xiaofeng, Ni Shizhao, Zeng Qinlua Xu Guanghong, Zhou Tian Mei, Li Zhihong, Xiang Liwen, Lai Caigen. 1987. *Biostratigraphy of the Eastern Yangtze Gorges (2), Early Paleozoic Era* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1– 640 (in Chinese with English summary).
- Wang Xinqiang, Shi Xiaoying, Jiang Ganqing, Tang Dongjie. 2014. Organic carbon isotope gradient and ocean stratification across the late Ediacaran– Early Cambrian in Yangtze Platform [J]. *Science China Earth Sciences*, 57: 919–929.
- Wo Yujin, Zhou Yan, Xiao Kaihua. 2007. The burial history and models for hydrocarbon generation and evolution in the marine strata in southern China [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 27(3): 94–100(in Chinese with English abstract).
- Xiao Kaihua, Chen Hong, Wo Yujin, Zhou Yan, Zhang Yunxia. 2005. Impact of tectonic evolution on Paleozoic and Mesozoic petroleum systems in Jiangnan plain [J]. *Oil and Gas Geology*, 26(5): 688–693 (in Chinese with English abstract).
- Xie Shucheng, Liu Deng, Qiu Xan, Huang Xiaoyu, Thomas J A. 2016. Microbial roles equivalent to geological agents of high temperature and pressure in deep Earth [J]. *Science China Earth Sciences*, 2016 doi: 10.1007/s11430–015–5442–1.
- Xue Yaosong and Zhou Chuanming. 2006. Resedimentation of the Early Cambrian phosphatized small shell fossils and correlation of the Sinian–Cambrian boundary strata in the Yangtze region, South China [J]. *Journal of Stratigraphy*, 30(1): 64– 74(in Chinese with English abstract).
- Yan D T, Chen D Z, Wang Q C. 2010. Large– scale climatic fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze block, south

- China [J]. *Geology*, 38(7): 599–602.
- Zhang Hui, Jiao Shujing, Lin Bowei, Hao Linshan, Yuan Liyin. 2017. Genetic relationship between organic matters and minerals in the Lower Cambrian shale in Yangze Plate [J]. *Natural Gas Exploration & Development*, 40(4): 25–33(in Chinese with English abstract).
- Zhang Wentang, Li Jijin, Qian Yiyuan, Zhu Zaoling, Chen Chuzhen, Zhang Shouxin. 1957. The stratigraphy of the Cambrian and Ordovician in eastern Yangtze Georges, Hubei [J]. *Chinese Science Bulletin*, (5):145–146(in Chinese).
- Zhou Lian, Su Jie, Huang Junhua, Yan Jiaxin, Xie Xinong, Gao Shan Dai Mengning, Teng Geer. 2011. A new paleoenvironmental index for anoxic events—Mo isotopes in black shales from Upper Yangtze marine sediments [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 41 (3): 309–319.
- Zhou M F, Kennedy A K, Sun M, Malpas J, Leshner C M. 2002. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the Northern margin of South China: Implications for the accretion of Rodinia [J]. *J. Geol.*, 110(5):611–618.
- Zhu Maoyan, Babcock L E, Peng Shanchi. 2006. Advances in Cambrian Stratigraphy and paleontology: integrating correlation techniques, palaeobiology, taphonomy and paleoenvironmental reconstruction [J]. *Palaeoworld*, 15: 217–222.
- 陈骏, 姚素平, 季峻峰, 张传伦, 李一良. 2004. 微生物地球化学及其研究进展[J]. *地质论评*, 50(6): 620–632.
- 陈忠, 颜文, 陈木宏, 王淑红, 肖尚斌, 陆钧, 杨华平. 2006. 海底天然气水合物分解与甲烷归宿研究进展[J]. *地球科学进展*, 21(4): 394–400.
- 陈平. 1984. 鄂西宜昌计加坡下寒武统小壳化石的发现及其意义[J]. *地层古生物论文集*, 13:49–66.
- 陈孝红, 张保民, 张国涛, 陈林, 李培军, 张森, 陈孝红, 张保民, 张国涛. 2018. 湖北宜昌地区奥陶系五峰组—志留系龙马溪组获高产页岩气工业气流[J]. *中国地质*, 45(1):199–200.
- 陈孝红, 王传尚, 刘安, 罗胜元, 李海, 危凯. 2017. 湖北宜昌地区寒武系水井沱组探获页岩气[J]. *中国地质* 44(1):188–189.
- 樊茹, 邓胜徽, 张学磊. 2011. 寒武系碳同位素漂移事件的全球对比性分析[J]. *科学通报*, 54: 1686–1695.
- 胡亚, 陈孝红. 2017. 三峡地区前寒武纪—寒武纪转折期黑色页岩地球化学特征及其环境意义[J]. *地质科技情报*, 36(1):61–71.
- 惠荣娟, 连莉文. 1994. 产甲烷菌等微生物群体在中浅层天然气藏形成中的作用[J]. *天然气地球科学*, (2): 38–39.
- 李超, 程猛, Thomas J. Algeo, 谢树成. 2015. 早期地球海洋水化学分带的理论预测[J]. *中国科学: 地球科学*, 45: 1829–1838.
- 李再会, 汪雄武, 王晓地. 2007. 黄陵岩基 A 型花岗岩的厘定[J]. *沉积与特提斯地质*, 27(3): 70–77.
- 潘仲芳, 等编. 2015. 中南地区重要矿产成矿作用与找矿方向[M]. 武汉: 湖北人民出版社, 270.
- 彭善池. 2008. 华南寒武系年代地层系统的修订及相关问题[J]. *地层学杂志*, 32(3): 239–245.
- 彭善池. 2009. 华南新的寒武纪生物地层序列和年代地层系统[J]. *科学通报*, 54: 2691–2698.
- 沈传波, 梅廉夫, 刘昭茜, 徐思煌. 2009. 黄陵隆起中—新生代隆升作用的裂变径迹证据[J]. *矿物岩石*, 29(2):54–60.
- 汪啸风, 倪士钊, 曾庆鑫, 徐光洪, 周天梅, 李志宏, 项礼文, 赖才根. 1987. 长江三峡地区生物地层学(2), 早古生代分册[M]. 北京: 地质出版社, 1–640.
- 王新强, 史晓颖, Jiang Ganqing, 等汤东杰. 2014. 华南埃迪卡拉纪—寒武纪过渡期的有机碳同位素梯度和海洋分层[J]. *中国科学: 地球科学*, 44(6): 1142–1154.
- 沃玉进, 周雁. 2007. 肖开华. 中国南海相层系埋藏史类型与生烃演化模式[J]. *沉积与特提斯地质*, 27(3): 94–100.
- 肖开华, 陈红, 沃玉进, 周雁, 张云霞. 2005. 江汉平原区构造演化对中、古生界油气系统的影响[J]. *石油天然气地质*, 26(5): 688–693.
- 谢树成, 刘邓, 邱轩, 黄咸雨, Thomas J. ALGEO 等. 2016. 微生物与地质温压的一些等效地质作用[J]. *中国科学: 地球科学*, 46: 1087–1094.
- 薛耀松, 周传明. 2006. 扬子区早寒武世早期磷质小壳化石的再沉积和地层对比问题[J]. *地层学杂志*, 30(1):64–74.
- 张慧, 焦淑静, 林伯伟, 郝临山, 袁立颖. 2017. 扬子板块下寒武统页岩有机质与矿物质的成因关系[J]. *天然气勘探与开发*, 40(4): 25–33.
- 张文堂, 李积金, 钱义元, 朱兆玲, 陈楚震, 张守信. 1957. 湖北峡东寒武纪及奥陶纪地层[J]. *科学通报*, (5):145–146.
- 周炼, 苏洁, 黄俊华, 颜佳新, 解习农, 高山, 戴梦宁, 腾格尔. 2011. 判识缺氧事件的地球化学新标志——钼同位素[J]. *中国科学地球科学*, 41 (3): 309–319.

## 附中文参考文献