

柴北缘鱼卡地区中侏罗统石门沟组 含煤层段沉积有机相分析

白悦悦¹⁾, 吕庆田¹⁾, 刘招君²⁾, Simon C GEORGE³⁾, 孙平昌¹⁾,
孟庆涛²⁾, 谢文泉⁴⁾, 宋青磊²⁾, 王君贤²⁾, 徐 川²⁾

1)中国地质调查局中国地质科学院地球深部探测中心, 北京 100037; 2)吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130061;
3)麦考瑞大学地球与行星科学系, 澳大利亚悉尼 2109; 4)中南大学地球科学与信息物理学院, 湖南长沙 410083

摘 要: 柴达木盆地北缘鱼卡地区中侏罗统石门沟组含煤层段中发育有油页岩、煤、碳质泥岩和泥岩等富有机质细粒沉积。为了研究其沉积有机相的类型及煤和油页岩形成的控制因素, 本文通过岩心观察、工业分析结合有机地球化学测试分析等方法将含煤段细粒沉积物划分为类型 A(三角洲平原沉积环境)、B(三角洲前缘-浅湖沉积环境)、C1(湖沼非油页岩亚相)及 C2(湖沼油页岩亚相)四种类型, 其中类型 C1 沉积物中发育煤, 类型 C2 中发育油页岩, 且煤较油页岩具有更高的含油率、水分、挥发分以及发热量值。有机质类型特征方面, 沉积有机相类型 A、B 及 C1 沉积物有机质类型均为 II₂-III 型、有机质来源均以陆源和混合来源两种有机质来源为主, 而类型 C2 中主要为 II₂ 型, 以混合有机质来源为主; 类型 A 及 C2 其沉积物有机质均处于未成熟阶段, 而类型 B 和 C1 中有机质均处于未成熟-低成熟阶段; 有机质保存条件方面, 类型 A 沉积物主要形成于缺氧的淡水环境, 类型 B 主要形成于贫氧-缺氧的淡水-半咸水环境, 类型 C1 形成于贫氧-缺氧的淡水-半咸水环境, 而类型 C2 则主要形成于缺氧的淡水-半咸水环境。其中类型 B 较类型 A, 类型 C2 较类型 C1, 其沉积物均形成于更为还原且盐度更高的水体环境中。石门沟组含煤层段是煤和油页岩的形成层位, 稳定的沉积环境、丰富的湖泊有机质来源、良好的保存条件及较少的陆源碎屑的稀释共同促进了类型 C2 中油页岩的形成, 而丰富的陆源植物供给及良好的保存条件则促进了类型 C1 中煤层的形成。

关键词: 油页岩; 煤; 沉积有机相; 有机质特征; 柴达木盆地

中图分类号: P593 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2020.061501

An Analysis of Sedimentary Organic Facies in the Coal-bearing Member of Middle Jurassic Shimengou Formation, Yuqia Area, Qaidam Basin

BAI Yue-yue¹⁾, LÜ Qing-tian¹⁾, LIU Zhao-jun²⁾, Simon C GEORGE³⁾, SUN Ping-chang¹⁾,
MENG Qing-tao²⁾, XIE Wen-quan⁴⁾, SONG Qing-lei²⁾, WANG Jun-xian²⁾, XU Chuan²⁾

1) SinoProbe Center-China Deep Exploration Center, China Geological Survey & Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

2) College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, Jilin 130061;

3) Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, Australia 2109;

4) School of Geosciences and Info-physics, Central South University, Changsha, Hunan 410083

Abstract: Organic matter-rich fine-grained sediments of oil shale, coal, carbonaceous mudstone and mudstone are developed in the coal-bearing member of Middle Jurassic Shimengou Formation of Yuqia area, northern Qaidam Basin. In order to study the sedimentary organic facies and the controlling factors of coal and oil shale, the authors divided sediments in coal-bearing member into type A (delta plain sedimentary environment), type B (delta

本文由中国地质科学院基本科研业务费项目(编号: JKY202012; YWFB201801)和中国地质调查局地质调查项目(编号: DD20189607)联合资助。

收稿日期: 2020-04-13; 改回日期: 2020-05-22; 网络首发日期: 2020-06-17。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 白悦悦, 女, 1988 年生。博士, 助理研究员。主要从事油页岩和煤成矿理论、石油地质学、地球化学等方面的研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街 26 号。E-mail: yueying0210@126.com。

front-shallow lake sedimentary environment), type C1 (lake-marsh non-oil shale subfacies) and type C2 (lake-marsh oil shale subfacies) based on core observation, industrial analysis and organic geochemical analysis. Coal is formed in type C1 and oil shale is formed in type C2. Coal has higher oil yield, water content, volatile matter and calorific value than oil shale. Sediments in types A, B and C1 are all mainly of type II₂-III organic matter types with terrestrial and mixed terrestrial and aquatic organic matter sources, whereas sediments in type C2 are of type II₂ organic matter type with mixed terrestrial and aquatic organic matter sources. Organic matter in type A and C2 sediments are all in the immature stage while organic matter in type B and C1 are in the immature to low-mature stage. Type A sediments are mainly formed in anoxic freshwater environment, Type B is formed in oxygen deficient-anoxic freshwater to brackish water environment, Type C1 is formed in oxygen deficient-anoxic freshwater to brackish water environment, and Type C2 is mainly formed in anoxic freshwater to brackish water environment. Among them, sediments in type B and C2 are formed in more reduced and saline water environment than type A and C1, respectively. Stable sedimentary environment, abundant aquatic organic matter sources, good preservation conditions and less dilution of terrigenous debris promote the formation of oil shale in type C2, while abundant terrigenous plant supply and good preservation conditions promote the formation of coal seams in type C1.

Key words: oil shale; coal; sedimentary organic facies; organic matter characteristics; Qaidam Basin

有机相是评价油气源岩和源区的有力手段,最早是由 Jones(1987)明确提出,它是从成因上认识烃源岩特征和展布的有效手段,已广泛应用于源岩的岩石学特征、烃源岩评价、有机质聚集和保存以及古沉积环境和古地理等方面(Boreham et al., 1994; Fowler et al., 2004; Ercegovic and Kostić, 2006; Lewan et al., 2006)。一些学者研究的过程中意识到沉积环境对有机质的性质影响较为重要,因而将有机相的概念扩大为沉积有机相(程顶胜, 1996; 姜文亚和柳飒, 2015)。细粒沉积岩是指由细粒物质(颗粒粒度级别小于 62 μm)所组成的岩石,细粒物质主要包括黏土矿物、碳酸盐、生物碎屑及有机质等(Aplin and Macquaker, 2011; 姜在兴等, 2013)。由于细粒沉积岩是非常规油气如油页岩、页岩油、页岩气和煤层气等能源资源的源岩,因而细粒沉积岩的研究仍具有很重要的意义。

柴达木盆地北缘中侏罗统石门沟组为富有机质层,含有丰富的煤炭及常规和非常规油气资源,国内外学者对其内优质烃源岩的地球化学评价、沉积特征、岩石学特征以及丰富的煤炭、页岩气和页岩油等资源已经进行了一系列的相关研究(陈迎宾和张寿庭, 2011; Cao et al., 2012; Zhang and Paul, 2012; Li et al., 2014)。关于中侏罗统烃源岩沉积有机相的研究已经取得了一定的成果,彭立才等(2001)将柴达木盆地侏罗系烃源岩划分为高位泥炭沼泽有机相、森林泥炭沼泽有机相、滨浅湖有机相及半深湖-深湖有机相四种类型;而刘云田等(2008)则结合烃源岩生烃显微组分及有机质的赋存特征和丰度等也对柴北缘侏罗系烃源岩进行了有机相类型的划分。

中侏罗统石门沟组是油页岩和煤层的赋存层位,前人对沉积有机相的研究主要集中在石门沟组上部

页岩段半深湖-深湖相的含油页岩层及下部含煤段湖沼环境中的煤层中,而忽视了含煤段中也存在油页岩这一情况(李猛, 2014; Meng et al., 2018, 2019; Bai et al., 2020)。本文通过野外露头、室内岩心观察、含油率测试及工业分析灰分产率测定等综合方法识别出石门沟组含煤段的油页岩,并结合地球化学测试分析对含煤段油页岩和非油页岩细粒沉积物进行沉积有机相类型的划分,并对不同类型沉积有机相特征进行分析,最终探讨不同类型沉积有机相的差异性及湖沼环境中油页岩和煤形成的控制因素。

1 区域地质概况

鱼卡地区位于柴达木盆地北缘中部,柴北缘鱼卡—红山断陷二级构造单元内,柴达木盆地北侧和东侧为达肯大坂山,南侧为绿梁山,为一呈北西向展布的狭长盆地(马新民等, 2013; 李猛, 2014)(图 1)。鱼卡煤田侏罗系地层由上侏罗统红水沟组 and 采石岭组及中侏罗统石门沟组和大煤沟组组成,下侏罗统在鱼卡煤田缺失。中侏罗统石门沟组可以分为两个岩性段,分别为下部的含煤段和上部的页岩段。上部页岩段地层厚度为 36.34~48.91 m,主要由深灰色页岩、粉砂质泥岩夹灰褐色、棕褐色油页岩等组成。油页岩页理极其发育,局部可见大量的碳酸盐薄层、菱铁矿结核及介形类和瓣鳃类化石,为典型的浅湖-深湖相沉积。含煤段地层厚度为 82.65~138.44 m,主要是由灰色、灰黑色粉砂岩、泥岩、油页岩及灰白色含砾粗砂岩等组成,含有多层煤层,煤层多为黑色、中-宽条带状结构,半暗-半亮型,多数煤层可见沥青光泽,阶梯状断口及贝壳状断口,多数煤层裂隙中充填有黄铁矿,含煤段地层为典型的三角洲前缘及滨湖沼泽相沉积(刘云田等, 2008; 马新民等, 2013; 李猛, 2014)。

2 样品采集与分析方法

本次研究共对鱼卡地区 YYY1 井含煤段 56 个样品(图 2)进行了总有机碳(TOC)含量、岩石热解、含油率、工业分析(包括水分、灰分、挥发分及发热量)、生物标志化合物、X 衍射以及微量元素等分析测试工作。

其中总有机碳(TOC)含量、岩石热解、含油率及工业分析(包括水分、灰分、挥发分及发热量)均是在吉林省油页岩及共生能源矿产重点实验室进行的。其中 TOC 含量是在 LECO CS-230 仪器中依据国家标准 GB/T 19145—2003 进行测试的; 岩石热解则是在 Rock-Eval 6 仪器中根据 Behar et al.(2001)提出的方法进行测试; 含油率则是依据行业标准 SH/T 0508—92 在低温干馏炉中进行; 灰分、水分和挥发分是在马弗炉 X1-2000 中依据国家标准 GB212—2008 进行测试; 而发热量则是根据国家标准 GB/T213—2008 在 DC5015 量热仪中进行的。

此外, 生物标志化合物分析是在澳大利亚麦考瑞大学有机地球化学实验室依据 Ahmed and George (2004) 提出的方法完成的; X 衍射和微量元素分析

均是在核工业北京地质研究院进行的, 其中 X 衍射通过 Panalytical X'Pert PRO X 衍射仪依据 SY/T 6201—2010 标准进行分析的, 而微量元素则是依据国家标准 GB/T 14506.30—2010, 通过仪器 NexION300D 等离子体质谱仪完成的。

3 结果与讨论

3.1 含油率及工业分析区分油页岩和煤

煤和油页岩均属于富有机质沉积岩, 其中油页岩是含油率大于 3.5% 的高灰分固体可燃有机沉积岩, 区分煤和油页岩最直接有效的方法是通过灰分产率, 含油率大于 3.5wt.% 且灰分大于 40% 的为油页岩, 而含油率大于 3.5wt.% 但灰分小于 40% 的则为煤(刘招君等, 2009)。本区含煤段湖沼沉积相中发现了一些含油率大于 3.5wt.% 的黑色富有机质沉积岩, 通过对其进行工业分析, 发现部分为煤, 部分为油页岩, 其中湖沼油页岩的含油率和灰分平均值分别为 6.6wt.% 和 65.47%, 煤的含油率和灰分平均值分别为 8.1wt.% 和 32.42%, 相比之下, 煤具有更高的含油率。此外, 从平均含量来看, 煤较油页岩也具有更高的水分、挥发分以及发热量值(表 1)。

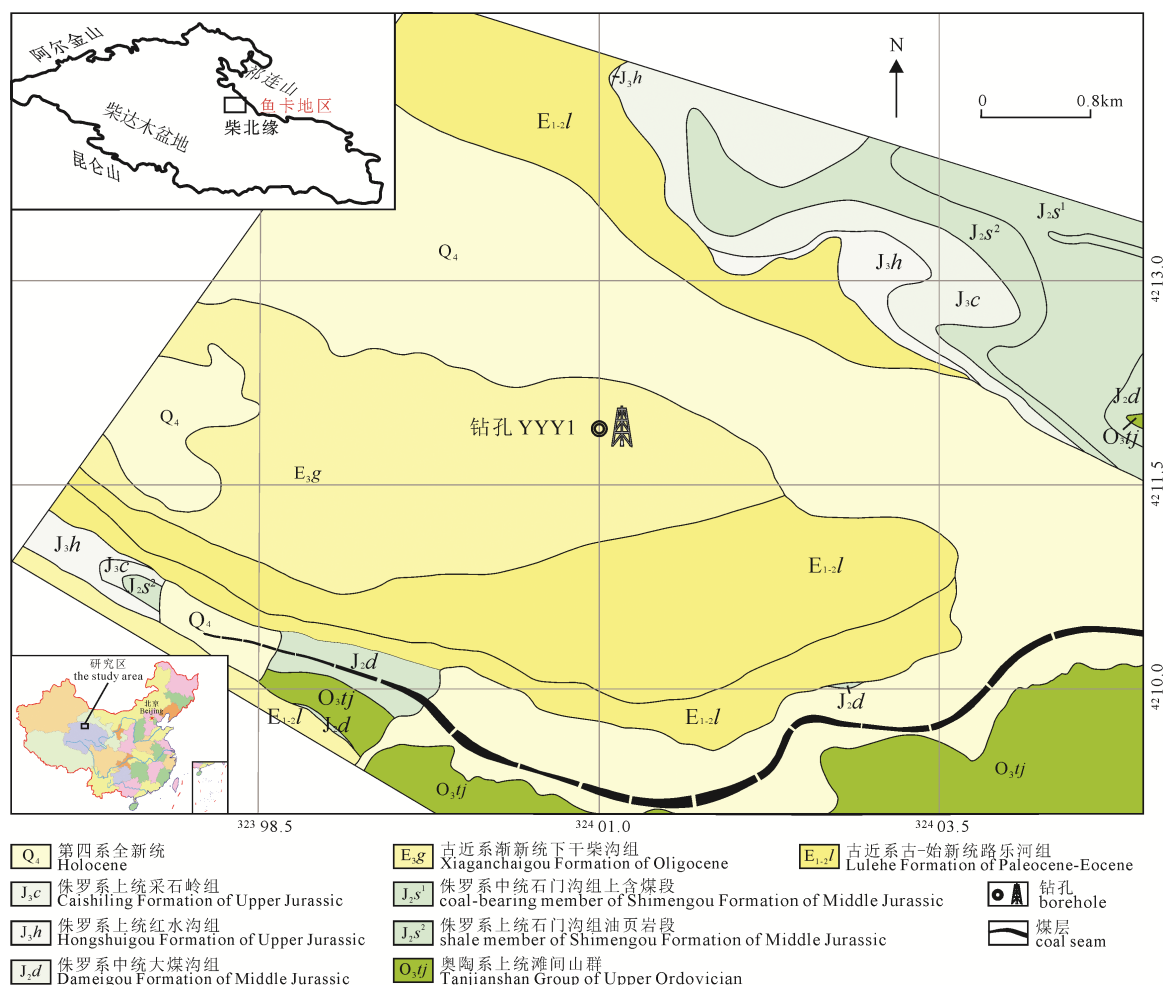


图 1 鱼卡地区地质图
Fig. 1 Geological map of Yuqia area

3.2 沉积有机相类型的划分

沉积环境分析是沉积有机相划分的基础，针对本区沉积相特征，前人已经进行了精细的研究，通过岩性组合、泥岩颜色、沉积结构和构造、含有物及接触关系等特征，结合显微镜下薄片鉴定、粒度分析和地球物理测井资料分析，发现了鱼卡地区石门沟组含煤段主要发育三角洲和湖泊沉积相，并进

一步识别出了三角洲平原、三角洲前缘、浅湖和湖沼四种亚相，并对其沉积组合和发育的微相特征进行了细致的描述(李猛, 2014; 白悦悦等, 2020)。其中富有机质沉积岩主要分布于三角洲平原的水上分流河道间、三角洲前缘的水下分流河道间、泥质浅湖以及湖沼亚相中，三角洲平原水上分流河道间的细粒沉积岩主要为紫红色及灰色泥岩和黑色碳质

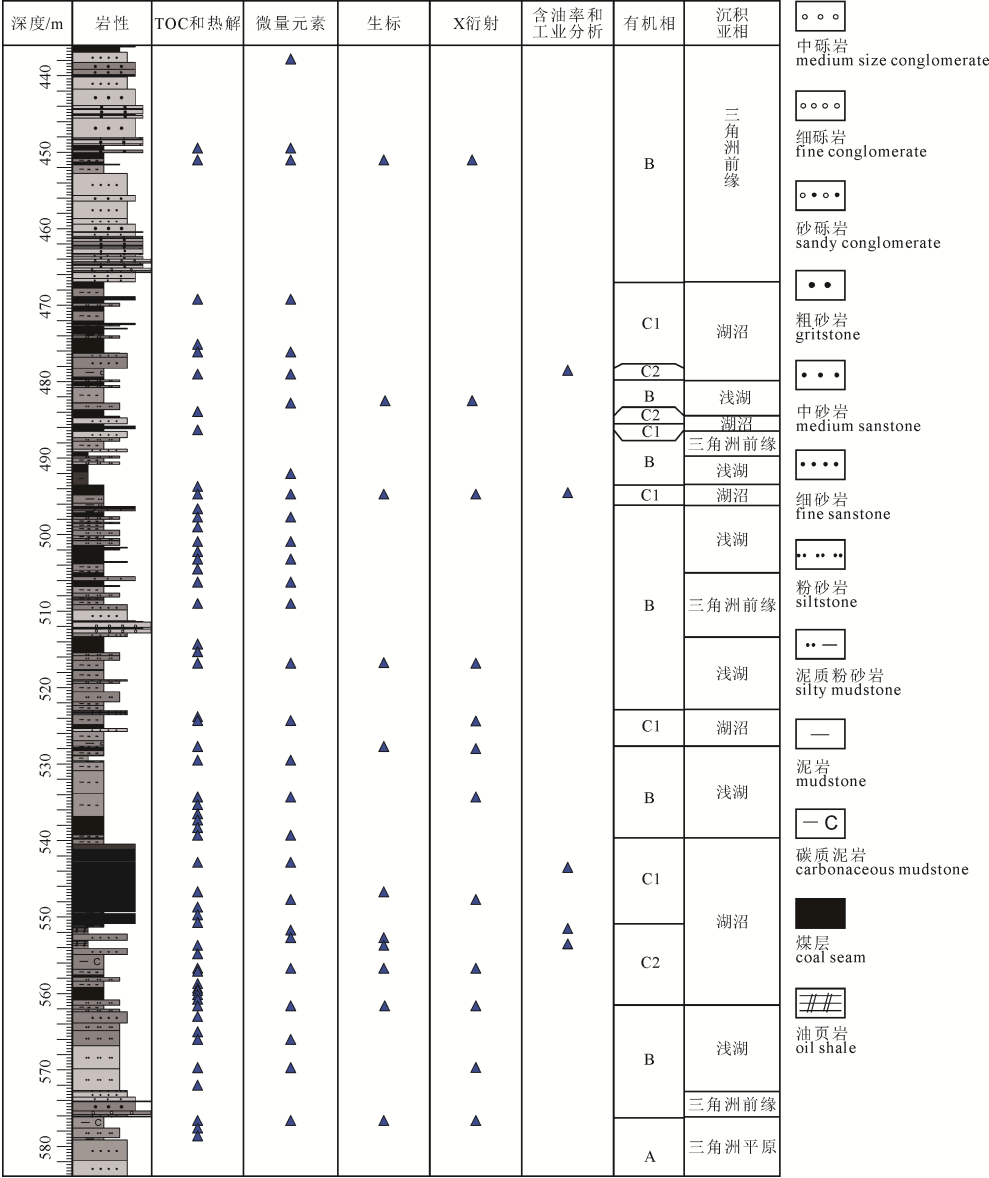


图 2 柴北缘鱼卡地区中侏罗统鱼油页 1 井石门沟组含煤段样品位置分布
Fig. 2 Distribution of samples of borehole YYY1 of the coal-bearing Member of Middle Jurassic Shimengou Formation of Yuqia Area

表 1 油页岩和煤工业分析参数特征
Table 1 Industrial analysis parameters of oil shale and coal

岩性	含油率/(wt.%)	灰分(Ad)	水分(Mad)	挥发分(Vdaf)	发热量(Qgr.ad)/(kJ/kg)
油页岩	4.7	67.17%	2.17%	18.77%	7 430
油页岩	4.6	65.07%	1.59%	21.17%	8 362
油页岩	10.4	64.16%	4.12%	38.23%	28 497
煤	7.0	31.66%	4.85%	34.86%	19 017
煤	9.3	33.17%	3.86%	59.32%	18 800

注: Ad 为干基灰; Mad 为空气干燥基水分; Vdaf 为干基无灰基挥发分; Qgr.ad 为分析基高位发热量。

泥岩、三角洲前缘的水下分流河道间和泥质浅湖均为灰绿色及灰色泥岩,而湖沼亚相中则为灰色泥岩、黑色煤、碳质泥岩及黑色油页岩(王君贤等, 2017; Meng et al., 2018; 白悦悦等, 2020)。值的说明的是,前人对本区研究也发现在三角洲平原河道间沼泽中也发现了大量的煤层(李猛, 2014),但本文的取样分析工作主要是针对鱼油页 1 井中岩心进行的,在详细的观察描述中,在本口井的河道间沼泽中未发现大量的煤层,因而本文中的煤层主要是针对湖沼环境中发育的煤层。根据各种细粒沉积岩所在的沉积环境的不同,对其进行有机相类型划分,由于三角洲前缘和浅湖细粒沉积岩的相似性,将二者合并为一种沉积有机相类型 B,三角洲平原沉积物整体划分为沉积有机相类型 A,湖沼沉积物整体划分为沉积有机相类型 C,由于在其内存在油页岩,根据研究需要,划分出两种亚相,一种为湖沼非油页岩亚相(C1),另一种为湖沼油页岩亚相 C2(表 2)。

3.3 总有机碳及岩石热解参数特征

总有机碳 TOC 及岩石热解参数 S_1+S_2 常被用来评价有机质特征(Peters, 1986; Rahman et al., 1994)。根据我国陆相生油岩有机质丰度评价标准,当 TOC 值大于 1.0wt.%、 S_1+S_2 大于 6.0 mg/g 的时候为好等级的生油岩。不同沉积有机相类型的 TOC 和 S_1+S_2 数值特征(表 2)表明,类型 A 及类型 C2 沉积物均属于极好的生油岩,而沉积有机相 B 和 C1 细粒沉积物则属于相当好-极好的生油岩。HI- T_{max} 交会图、 S_2 -TOC 交会图及 HI-OI 交汇图可用来判断沉积有机质类型(Espitalié et al., 1984; Langford and Blanc-Valleron, 1990; Mukhopadhyay et al., 1995),结果表明(图 3),沉积有机相 A、B 及 C1 的沉积物有机质类型均为 II₂-III 型,其 HI 值分别为 130~255 mg HC/g TOC, 33~266 mg HC/g TOC 和 45~235 mg HC/g TOC,而沉积有机相 C2 的沉积物有机质类型主要为 II₂ 型,其 HI

值为 189~255 mg HC/g TOC。热解参数 T_{max} 常被用来评价沉积岩的有机质成熟度,当 T_{max} 小于 435℃ 时,有机质处于未成熟阶段, T_{max} 为 435~440℃ 时为低成熟(Peter et al., 2005),但是 T_{max} 值用来反映成熟度时,其有机质类型为 II 型和 III 型结果更为可靠(Sachsenhofer et al., 2009)。上述分析可知本区沉积物总体类型属于 II-III 型,因此 T_{max} 可以很好地反映本区的成熟度。由于含煤段总厚不过 150 m,有机成熟度垂向变化幅度有限,因而整体处于未成熟-低成熟阶段(表 2)。

3.4 X 衍射结果

各种沉积有机相类型中,矿物组成及含量具有一定的差异(表 3),其中类型 A 沉积物矿物中黏土矿物为主,其次为陆源碎屑石英;类型 B 沉积物中仍以黏土矿物和陆源碎屑石英为主,但与类型 A 不同的是,多数沉积物中含有菱铁矿,部分含有黄铁矿和方解石;类型 C1 沉积物中主要为黏土矿物和陆源碎屑石英,而类型 C2 沉积物中除了含有大量的黏土矿物和石英外,还检测出大量的方解石和黄铁矿。

3.5 微量元素特征

微量元素 Ni 和 V 可以反映沉积环境的氧化还原条件, $V/(V+Ni)$ 比值 <0.46 代表富氧环境, 0.46~0.6 之间表示贫氧的沉积环境, $V/(V+Ni)$ 比值 >0.6 表示缺氧环境(Mongenot et al., 1996; 徐进军, 2015)。Wignall and Mayers(1988) 提出了用自生铀来反映氧化还原性, $U_{au}=(total\ U)+Th/3$, 而 $\delta U=2U/U_{au}$, 当 $\delta U>1$ 时指示缺氧环境(吴朝东等, 1999; Steiner et al., 2001)。此外, Sr/Ba 比值变化可以反应水体盐度的变化,比值越高水体盐度越高,通常认为 Sr/Ba 比值小于 0.5 为偏淡水环境,而大于 1 为海相沉积,当 Sr/Ba 比值介于 0.5~1 为半咸水相沉积(邓宏文和钱凯, 1993; Cao et al., 2012)。

表 2 不同沉积有机相类型有机质丰度及热解参数值
Table 2 TOC and rock-eval parameters of different sedimentary organic faices

沉积有机相	亚相	沉积环境	水动力条件	TOC /(wt.%)	S_1+S_2 /(mg/g)	HI /(mg HC/g TOC)	OI /(mg HC/g TOC)	T_{max} /℃
	A	三角洲平原	周期暴露、经受波浪、潮流作用	3.2~13.1	4~34	130~255	7~14	426~430
	B	三角洲前缘-浅湖	始终水下、经受波浪和潮流扰动	0.4~48.1	0.3~103	33~266	3~169	414~440
C	C1	湖沼非油页岩亚相	半封闭、水体流通不畅	0.6~74.4	0.4~162	45~235	2~116	420~438
	C2	湖沼油页岩亚相	半封闭、水体流通不畅	13.1~29.6	34~57	189~255	2~7	428~433

注: TOC 为总有机碳; S_1 表示生油岩中可溶烃量, 指在 300℃ 下单位质量生油岩中的液态烃含量; S_2 为岩石中热解烃潜量, 表示在 300~600℃ 下检测的单位质量生油岩中被加热而裂解的干酪根产量; S_3 为 CO_2 量; S_1+S_2 为烃源岩生烃潜量; HI 表示热解氢指数(烃质量/有机碳质量), $HI=[100 \times S_2]/TOC$; OI 为烃源岩原始热解氢指数(烃质量/有机碳质量), $[100 \times S_3]/TOC$; T_{max} 为岩石热解峰温, 指烃峰值对应的加热温度。

本区沉积有机相类型A的V/(V+Ni)值为0.69, 类型B为0.46~0.88(平均0.76), 而类型C1和C2分别为0.65~0.82(平均0.75)和0.71, 而类型A和B的 δU 分别为1.03和0.80~1.33(平均0.96), C1和C2分别为0.81~1.47(平均0.97)和1.33。综合表明类型A及C2沉

积物均形成于缺氧环境中, 而类型B和C1沉积物则均沉积于贫氧-缺氧的环境中。沉积有机相类型A和B的Sr/Ba分别为0.23和0.14~0.57(平均0.25), 类型C1和C2分别为0.13~0.94(平均0.35)和0.51, 综合表明沉积有机相类型A细粒沉积物沉积于淡水环境中,

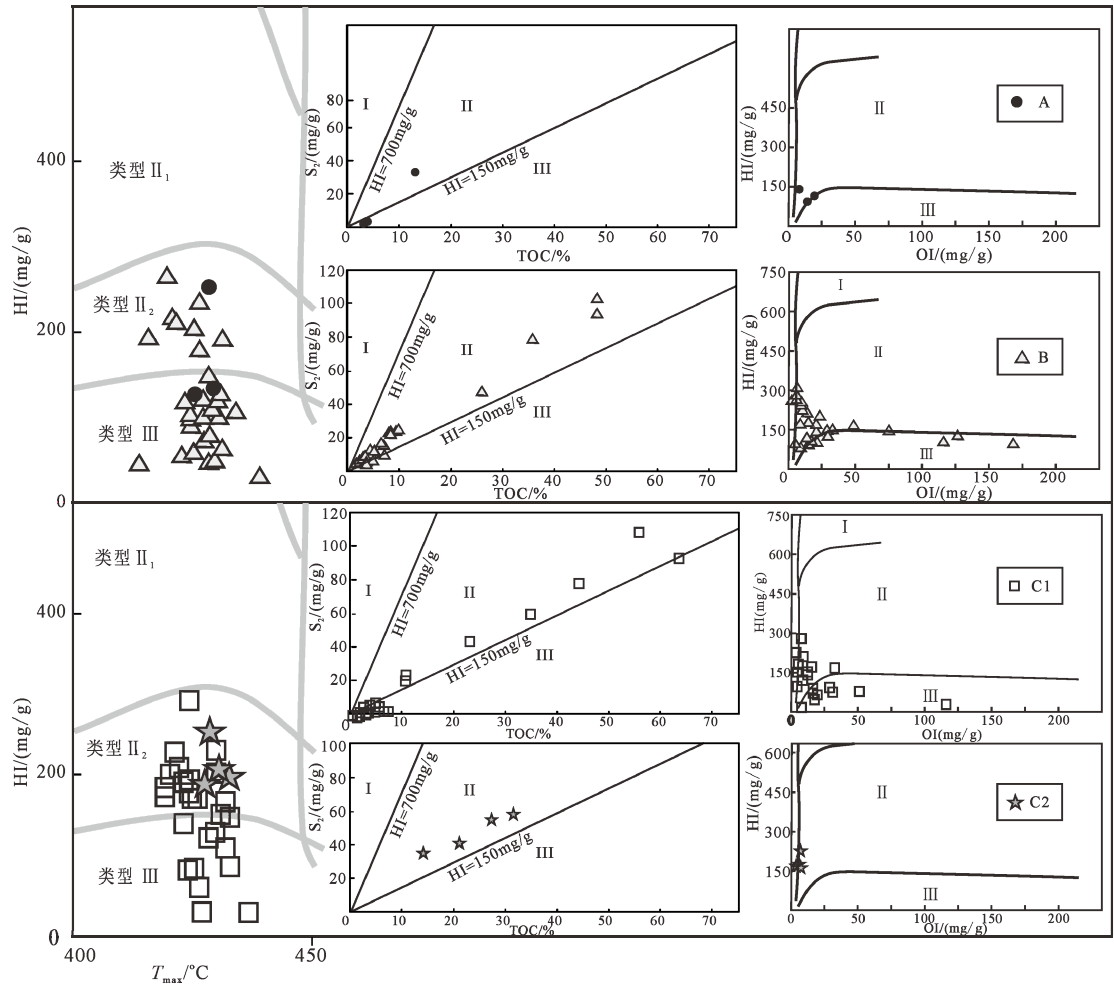


图 3 不同沉积有机相有机质类型图解

Fig. 3 Diagrams of organic matter types of different sedimentary organic facies

表 3 X-射线衍射结果
Table 3 X-ray diffraction results

类型	陆源碎屑		碳酸盐			重矿物		黏土矿物 /%	黏土矿物				
	石英 /%	斜长石 /%	方解石 /%	白云石 /%	文石 /%	菱铁矿 /%	黄铁矿 /%		蒙皂石 /%	伊蒙混层 /%	伊利石 /%	高岭石 /%	绿泥石 /%
A	29.1	0	0	0	0	0	0	70.9	0	9	16	75	0
	32.7	0	0	0	0	13.6	0	53.7	0	12	39	49	0
	40.8	0	0	0	0	3.8	0	55.4	0	7	36	57	0
	17.1	0	1.2	0	0	0	3.2	78.5	0	19	27	54	0
	36.1					11.8		52.1		12	27	61	
B	19.6	0	0	0	0	20.8	0	59.6	0	16	31	53	0
	31.3	0	0	0	0	21.4	0	47.3	0	21	38	32	9
	52.4	0	0	0	0	0	0	47.6	0	9	32	59	0
	23.6	0	0	0	0	0	0	76.4	0	12	28	60	0
C1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
C2	10.2	0	34	0	0	0	26.6	29.2	0	0	0	100	0

而类型B、C1和C2沉积物均沉积于淡水-半咸水环境中, 相比之下, 类型B较A、C2较C1沉积水体盐度均较大。

3.6 生物标记化合物特征

生物标记化合物是最初来自于生物体的, 与其母体的分子结构相差无几的有机化合物, 能够很好且准确地提供岩石和沉积物的成因信息, 因此用来判定生物有机质的生源信息最为可靠(邓宏文和钱凯, 1993; Sachsenhofer et al., 2009)。本次研究主要对正构烷烃、类异戊二烯烃、甾类、藿烷等化合物进行了识别和相对含量计算, 以研究不同沉积有机相类型样品的有机质成熟度、有机质来源和沉积水体保存条件等。

3.6.1 有机质成熟度

生物标志化合物中多种参数均可以指示有机质成熟度, 其中Ts/(Ts+Tm)是指示成熟度的有效指标, 其值小于0.5时, 指示有机质未成熟; 碳优势指数CPI高于1.0(奇碳优势)时表示有机质未成熟且其值随成熟度的增加而减弱; C31升藿烷的异构体参数C31homohopane 22S(22S+22R)也可以很好地反映成熟度, 随着热演化程度越高, 值越高。由于CPI值易受有机质来源的影响, 因本文主要用其来反映沉积物的相对成熟度(Peters et al., 2005)。Ts/(Ts+Tm)值表明本区四种类型的沉积物有机质多数位于未成熟阶段(表4)。

3.6.2 有机质类型及来源

正构烷烃以及甾类化合物的相对含量可以用来反映有机质类型及来源。其中正构烷烃C15-C19指示湖泊低等水生生物如藻类和微生物来源, C27-C31则指示陆源高等植物来源, 而C21-C25正构烷烃指示大型水生植物或泥炭藓等混合来源(Peters et al., 2005)。C27-C28-C29规则甾烷也是有机质来源的特征对比指标, C27规则甾烷指示细菌和藻类等

湖泊水生生物来源, C29规则甾烷指示陆源高等植物来源, 而C28规则甾烷则指示水生生物和陆源高等植物混合来源(Peters et al., 2005)。综合结果分析, 沉积有机相类型A、B和C1沉积物的C21-C25正构烷烃(平均值分别为0.50, 0.44和0.41)及C29规则甾烷(平均值分别为0.88, 0.59和0.57)含量均最高, 表明其均以陆源和混合来源两种有机质来源为主, 类型C2沉积物则是以混合有机质来源为主(C21-C25正构烷烃为0.49, C28规则甾烷含量为0.54)。比较而言, 类型B较类型A, 类型C1较类型C2, 其陆源有机质来源均更占优势(表4)。

3.6.3 有机质保存条件

生物标志化合物中类异戊二烯烃类姥鲛烷(Pr)和植烷(Ph)的比值是很好的氧化还原指示剂。当Pr/Ph的比值大于2.0时指示有机质形成于氧化-次氧化环境, 比值为1.0~2.0时指示弱氧化-弱还原环境, 而比值小于0.8时候则指示缺氧的还原环境(Peters et al., 2005), 由于不同区域沉积物都具有其独特性, 此范围值并不是固定的, 通常用Pr/Ph的来反映氧化还原性的相对变化。此外C27重排甾烷/C27规则甾烷以及19+20/23三环藿烷其低值均可以指示缺氧环境, 而高值则均指示氧化环境(Peters et al., 2005)。C27重排甾烷/C27规则甾烷相对值(表4)结合Pr/Ph-V/Ni(图4a)及19+20/23 Tric-V/Ni交汇图(图4b)综合可知沉积有机相类型B较类型A, 类型C2较类型C1, 其沉积物均形成于更为还原的水体环境中。

此外, 生物标志化合物中伽马蜡烷的出现是高盐度的指示, 且伽马蜡烷与C30藿烷的比值(gammacerane/C30 hopane)可以用来指示盐度的高低, 比值越高, 盐度越高(邓宏文和钱凯, 1993; Grice et al., 1998)。Sr/Ba与伽马蜡烷/C30藿烷交汇图(图5, 表4)显示类型B较A, 类型C2较C1, 其沉积物水体盐度更高。

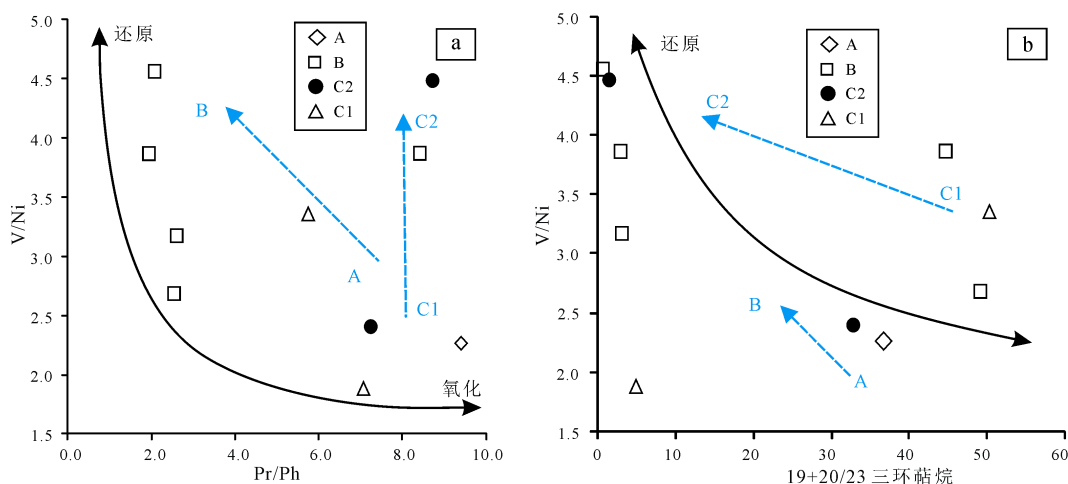


图4 不同沉积有机相氧化还原性变化趋势

Fig. 4 The trend of oxidation reduction of different sedimentary organic facies

表 4 生物标志化合物参数特征
Table 4 Characteristics of biomarker compounds

有机质 类型	Ts/ (Ts+Tm)	17 α , 21 β -C31 升霍烷 22S/22(S+R)	碳优势指数 CPI (22-32)	C15-C19 正构烷烃 /%	C21-C25 正构烷烃 /%	C27-C3 正构烷烃 /%	C27($\alpha\alpha\alpha$ + $\alpha\beta\beta$) 规则甾烷 (S+R)/%	C28($\alpha\alpha\alpha$ + $\alpha\beta\beta$) 规则甾烷 (S+R)/%	C29($\alpha\alpha\alpha$ + $\alpha\beta\beta$) 规则甾烷 (S+R)/%	Pr/Ph	C27($\alpha\beta$ + $\beta\alpha$) 重排甾烷(S+R) /C27($\alpha\alpha\alpha$ + $\alpha\beta\beta$) 规则甾烷(S+R)	(C19 $\beta\alpha$ +C20 $\beta\alpha$) 三环甾烷/ C23 $\beta\alpha$ 三环甾烷	C30 伽马蜡烷/ (C30 $\alpha\beta$ 霍烷 $\times$ 10)
A	0.00	0.49	1.73	0.16	0.50	0.32	7.33	4.84	87.83	9.38	0.51	36.58	0.05
average	0.00	0.49	1.73	0.16	0.50	0.32	7.33	4.84	87.83	9.38	0.51	36.58	0.05
B	0.04	0.34	2.00	0.23	0.51	0.23	13.19	23.03	63.78	2.58	0.15	2.94	0.11
B	0.09	0.23	2.27	0.19	0.39	0.40	23.75	19.73	56.53	2.05	0.25	0.50	0.43
B	0.03	0.23	2.15	0.17	0.40	0.41	5.85	17.93	76.21	8.39	0.99	44.56	0.12
B	0.15	0.28	2.36	0.22	0.42	0.32	20.13	21.97	57.90	1.92	0.45	2.76	0.66
B	0.07	0.20	2.19	0.19	0.47	0.29	36.91	21.14	41.94	2.86	0.44	2.40	0.62
average	0.08	0.26	2.20	0.20	0.44	0.33	19.97	20.76	59.27	3.56	0.46	10.63	0.39
C1	0.04	0.48	1.94	0.23	0.54	0.21	29.45	12.95	57.61	7.05	0.04	4.75	2.15
C1	0.07	0.89	1.48	0.26	0.34	0.33	43.94	43.21	12.85	1.90	0.43	10.62	2.40
C1	0.09	0.38	1.37	0.41	0.36	0.17	7.21	11.13	81.66	5.72	1.08	50.19	0.30
C1	0.01	0.36	1.86	0.23	0.42	0.31	5.53	17.05	77.42	7.18	0.37	32.39	0.21
average	0.05	0.53	1.67	0.28	0.41	0.26	21.53	21.08	57.39	5.46	0.48	24.49	1.27
C2	0.07	0.89	1.89	0.25	0.49	0.21	40.18	53.63	6.19	8.69	0.18	1.30	2.40
average	0.07	0.89	1.89	0.25	0.49	0.21	40.18	53.63	6.19	8.69	0.18	1.30	2.40

注: Ts指18 α -C27, 三降霍烷; Tm指17 α -C27, 三降霍烷; Pr-姥鲛烷; Ph-植烷。

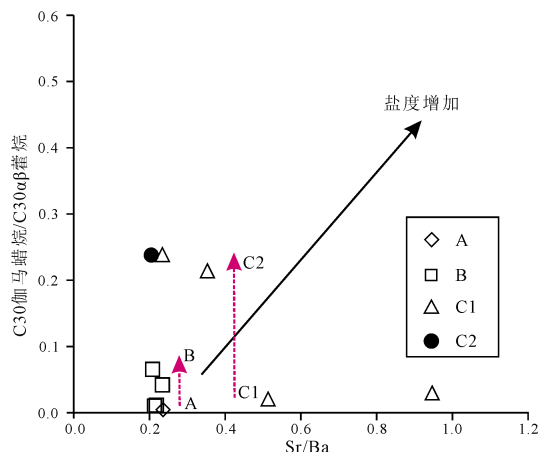


图 5 不同沉积有机相盐度变化趋势
Fig. 5 Salinity variation trend of different sedimentary organic facies

3.7 沉积有机相类型特征

3.7.1 沉积有机相 A 与 B

从TOC与热解参数 S_2 交汇图可以看出(图3), 有机相类型A沉积物TOC与 S_2 值几乎呈直线分布, 表明其有机质来源基本一致, 但类型B部分样品处于直线之外, 表明类型B沉积物有机质富集受其他因素控制。

此外, 岩石热解参数 T_{max} 值为热解 S_2 峰值温度, 为热解生烃速率最大时的温度, 可以用来评价成熟度(Peters et al., 2005), 但是 T_{max} 值用来反映成熟度时, 其有机质类型为II型和III型结果更为可靠(Sachsenhofer et al., 2009), 正好可以很好的用来反映本文沉积物的有机质成熟度。此外, T_{max} 值还与矿物类型及沉积保存条件均有关(Sachsenhofer et al., 2009; Gao et al., 2019)。类型A沉积物的 T_{max} 值与OI值无相关性(图6a), 而类型B沉积物的 T_{max} 值整体随着OI值的增高而增高, 但是并无正相关性, 这里说明, 类型A和类型B沉积物 T_{max} 值的差异变化受沉积保存条件中氧化还原性的影响。

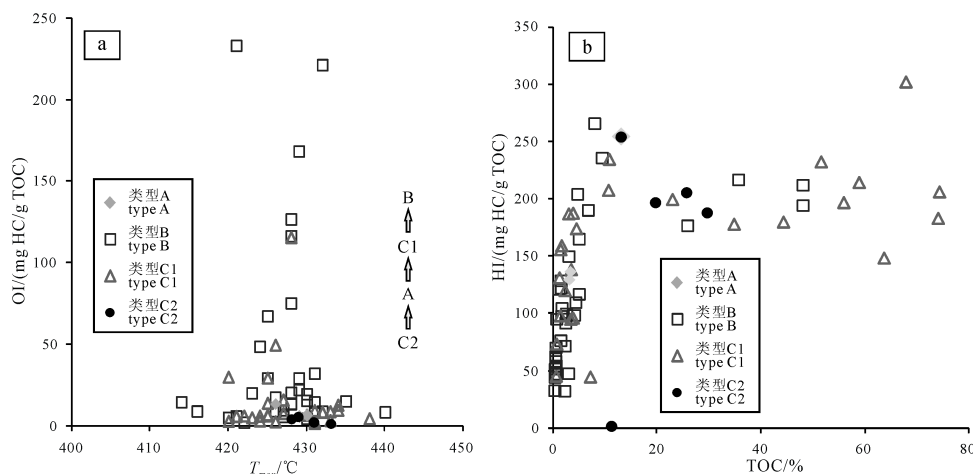


图 6 不同沉积有机相有机质丰度随着 OI 及 HI 的变化趋势
Fig. 6 Variation trend of TOC versus OI and HI of different sedimentary organic facies

热解参数HI不仅可以指示沉积物的干酪根有机质类型, 还可以反映湖泊水体的贫氧或者充氧程度方面的保存能力, 一般情况下, 高HI值代表较好的还原保存条件, 而较低的HI值则反映相对氧化的较差的保存条件(张平等, 1995)。前述研究知, 沉积有机相A和B沉积物有机质类型均为II₂-III型, 且类型A沉积物的TOC值随HI值的增加而增加(图6b), 表明类型A沉积物的有机质富集程度与有机质类型(有机质来源)及保存条件有关。而类型B沉积物的HI值小于200 mg/g TOC时, TOC含量随HI值的增加而增加, 而当HI值大于200 mg/g TOC时, TOC值的变化则与HI值无关, 这种结果表明, 类型B的有机质富集不仅与有机质类型(有机质来源)及保存条件都有关, 而且还受其他因素影响。

黏土矿物对有机质的影响也不容忽视, 由于黏土矿物是除有机质之外泥质烃源岩的主要组成部分, 二者相互共存(蔡进功等, 2009), 而且黏土矿物还具有很好的有机质吸附性能(卢龙飞等, 2013), 一般蒙皂石吸附能力最好, 其次为伊利石和绿泥石, 高岭石吸附能力最弱(蔡进功等, 2009)。TOC与矿物相关性图解表明, 类型A和类型B沉积物与陆源碎屑矿物均无相关性或负相关性(图7a), 类型B沉积物的有机质丰度与黏土矿物具有较好的相关性(相关性系数为0.76)(图7b), 表明黏土矿物对其较好的吸附性, 导致其有机质富集。而且从X衍射结果知, 类型A黏土矿物中以吸附性最差的高岭石为主, 而类型B中伊利石具有较高的含量(表3), 从这一方面也可以看出类型B对有机质的吸附性好于类型A, 黏土矿物造成的对有机质吸附能力的差异也是类型A和B有机质富集程度差异性的一个主导因素。

有机质的富集程度不仅与有机质的含量有关, 还与其性质有关, 前者主要与有机质及无机矿物的输入平衡有关, 而后者则主要受控于湖泊自身生产

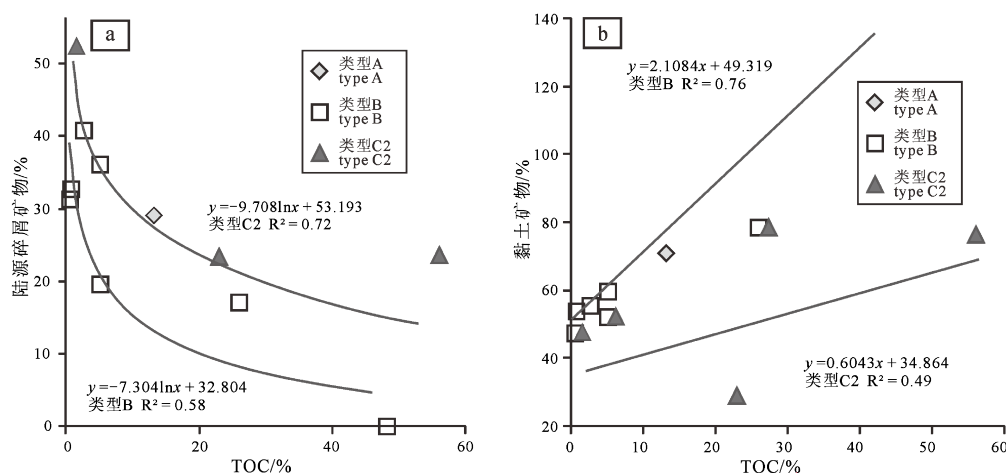


图 7 不同沉积有机相矿物对有机质富集的影响
Fig. 7 The influence of TOC versus minerals of different sedimentary organic facies

的有机质与陆源有机质的输入平衡(Katz, 2003; Kelts, 2015)。沉积有机相A主要形成于三角洲平原的沉积环境中,而沉积有机相B沉积物则主要形成于浅湖-三角洲前缘沉积环境中,二者相比,类型A沉积环境离岸距离较近,受波浪和湖流影响较大,环境中的一些植物、鱼骨及介壳等碎屑可以为有机相A中细粒沉积物提供有机质来源,同时陆源碎屑矿物及外源元素输入仍对其有机质富集具有一定的稀释作用。而沉积有机相B沉积物始终处于水下,但是仍然会遭受波浪和湖流的影响,而且此处水体循环良好,透光性较好,氧气充足,适合于各种生物生长,因此,生物的作用可能会对有机质的富集造成一定程度的破坏作用。此外,三角洲前缘较三角洲平原沉积速率要大(邓宏文和钱凯, 1993),有机质更易于受到陆源碎屑的稀释,这些也可能是其部分细粒沉积中低有机质丰度的原因之一。虽然如此,前述分析知,类型B细粒沉积岩较类型A沉积于更加还原且盐度更大的沉积水体中,这个较好的水体环境可以促进其沉积有机质的富集。

3.7.2 沉积有机相 C1 与 C2

类型C1和类型C2的TOC和S₂均呈近似线型分布,个别样品分布在直线之外,表明C1和C2沉积物的有机质丰度不仅受有机质类型和来源的控制,还受其他因素如有机质保存条件及矿物等的影响。 $T_{\max}$ 与OI(图6a)交汇图推测,无论沉积有机相C1还是C2沉积物, $T_{\max}$ 与OI均无较好的相关性,C1沉积物整体的OI值要大于C2沉积物,表明C1沉积物较C2沉积物形成于更加氧化的环境中,而且 $T_{\max}$ 的变化与氧化还原性无关。TOC与HI交汇图(图6b)表明,沉积有机相C1沉积物HI值小于200 mg HC/g TOC时,有机质丰度随着HI增加而增加,此时的沉积物有机质丰度主要受有机质类型、有机质来源及保存条件的控制,而HI大于200 mg HC/g TOC的沉积物

有机质丰度随HI的变化而变化不大,表明这些沉积物的有机质丰度不仅受到有机质类型、来源及有机质保存条件控制外,还受到其他因素的控制。而沉积有机相C2沉积物的有机质丰度的变化与HI无关,表明C2沉积物的有机质富集也受到多方面因素的控制。

3.8 湖沼环境中煤和油页岩的形成特征

沉积有机相C1和C2沉积物均形成湖沼环境中,前述分析知二者有相当大的差别。沉积有机相C1沉积物主要为泥岩、碳质泥岩和煤,有机质类型为II₂-III型,有机质来源以陆源高等植物为主,沉积有机相C2沉积物也形成于湖沼环境中,但沉积物主要为油页岩,有机质类型为II₂型,以陆源来源占优势的混合来源为主。生物标志化合物参数特征表明,沉积有机相C2沉积物较C1成熟度较高(表4)。而保存条件方面,类型C2的细粒沉积物较C1形成于更加还原且盐度更大的水体环境中。此外,沉积有机相C1沉积物较C2陆源碎屑矿物含量及黏土矿物含量均较高(表3),且C1中含有大量的伊蒙混层和伊利石等对有机质具有吸附性的矿物,虽然沉积物样品数量较少,无法进行相关性预测,但是根据样品中其相对含量可以推测,沉积有机相C1受到陆源碎屑矿物的影响较明显,从而导致一些较低有机质丰度的样品,但是由于黏土矿物对沉积有机相C1部分样品有机质的吸附作用,使得部分样品具有较高含量的有机质丰度。

沼泽成煤环境中油页岩的形成在国内外多有发现,如中国依兰煤炭达连河矿区的油页岩(刘志逊等, 2013)、中国抚顺第三纪煤层之上的油页岩、法国圣希莱尔二叠系煤层之上的油页岩(钱家麟等, 2008)及澳大利亚昆士兰Lowmead盆地Makawata段沼泽不完全氧化环境中的油页岩(Rahman et al., 1994)。湖沼环境一般是在湖泊环境垂直层序的顶部出现,

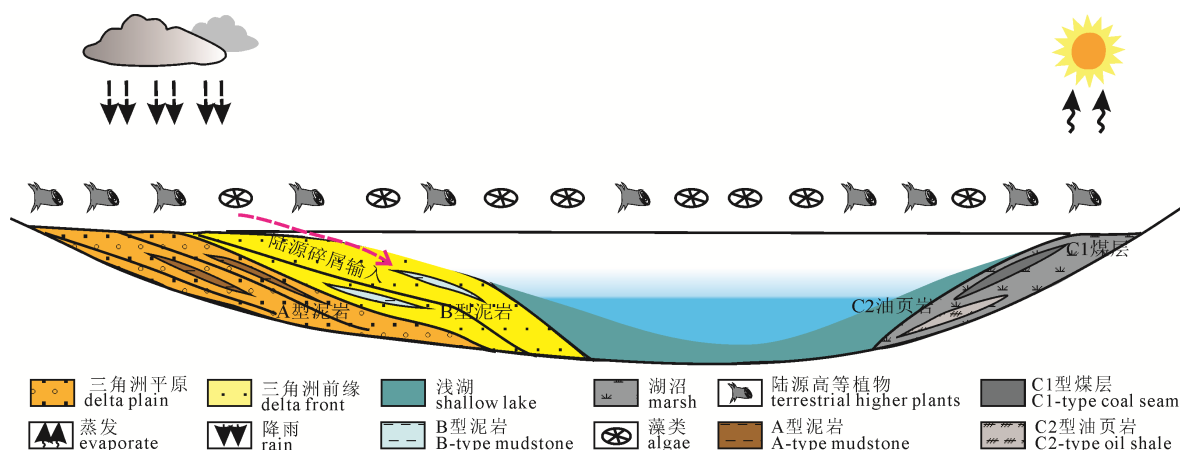


图8 湖沼环境油页岩有机质富集模式

Fig. 8 Oil shale enrichment model in the lake and swamp environment

是湖泊淤浅并沼泽化形成的。其内水源主要靠湖水补给, 水量充沛, 在陆源植物供给充足之处及良好的保存条件之处形成沉积有机相C1的煤层, 而湖泊来源丰富之处加之较好的保存条件及较少的陆源碎屑的稀释之处形成沉积有机相C2沉积物油页岩, 而在湖沼环境中其他条件中形成沉积有机相C1的其他沉积物(图8)。

4 结论

(1)柴达木盆地北缘鱼卡地区中侏罗统石门沟组含煤段细粒沉积物可以划分为A(三角洲平原沉积有机相)、B(三角洲前缘-浅湖沉积有机相)、C1(湖沼非油页岩亚相)及C2(湖沼油页岩亚相)四种沉积有机相类型; 其中类型C1沉积物中发育煤, 类型C2沉积物中发育油页岩, 且煤较油页岩具有更高的含油率、水分、挥发分以及发热量值; 含煤段总厚不过150 m, 有机成熟度垂向变化幅度有限, 整体处于未成熟-低成熟阶段。

(2)沉积有机相类型A、B及C1其沉积物有机质类型均为II₂-III型, 而类型C2沉积物有机质类型主要为II₂型; 类型A、B及C1其沉积物有机质来源均以陆源和混合来源两种有机质来源为主, 而类型C2沉积物则是以混合有机质来源为主。

(3)沉积有机相类型A沉积物主要形成于缺氧的淡水环境中, 类型B主要形成于贫氧-缺氧的淡水-半咸水环境中, 类型C1形成于贫氧-缺氧的淡水-半咸水环境中而类型C2则主要形成于缺氧的淡水-半咸水环境中。其中类型B较类型A, 类型C2较类型C1, 其沉积物均形成于更为还原且盐度更高的水体环境中。

(4)石门沟组含煤段为煤和油页岩的发育层段, 稳定的沉积环境、丰富的湖泊有机质来源、良好的保存条件及较少的陆源碎屑的稀释共同促进了类型

C2中油页岩的形成, 而丰富的陆源植物供给及良好的保存条件则促进了类型C1中煤层的形成。

Acknowledgements:

This study was supported by Central Public-interest Scientific Institution Basal Research Fund (Nos. JKY202012 and YWFCB201801), and China Geological Survey (No. DD20189607).

参考文献:

- 白悦悦, 刘招君, 孙平昌, 谢文泉, 宋青磊, 王君贤. 2020. 柴北缘鱼卡地区中侏罗统石门沟组沉积相特征研究[J]. 矿产勘查, 11(7): 1321-1333.
- 蔡进功, 卢龙飞, 丁飞, 樊馥. 2009. 烃源岩中黏土与可溶有机质相互作用研究展望[J]. 同济大学学报: 自然科学版, 37(12): 1679-1684.
- 陈迎宾, 张寿庭. 2011. 柴达木盆地德令哈拗陷中侏罗统烃源岩有机地球化学特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 38(2): 191-198.
- 程顶胜. 1996. 有机相在油气勘探中的应用[J]. 地质地球化学, (5): 59-62.
- 邓宏文, 钱凯. 1993. 沉积地球化学与环境分析[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社.
- 姜文亚, 柳飒. 2015. 层序地层格架中优质烃源岩分布与控制因素——以歧口凹陷古近系为例[J]. 中国石油勘探, (2): 51-58.
- 姜在兴, 梁超, 吴靖, 张建国, 张文昭, 王永诗, 刘惠民, 陈祥. 2013. 含油气细粒沉积岩研究的几个问题[J]. 石油学报, 34(6): 1031-1039.
- 李猛. 2014. 柴达木盆地北缘侏罗系沉积体系与页岩气富集规律[D]. 北京: 中国矿业大学(北京).
- 刘云田, 胡凯, 曹剑, 杨少勇, 边立曾, 汪立群, 陈琰. 2008. 柴达木盆地北缘侏罗系烃源岩生物有机相[J]. 石油勘探与开发, 35(3): 281-288.
- 刘招君, 杨虎林, 董清水, 朱建伟, 郭巍, 叶松青, 柳蓉, 孟庆涛, 张海龙, 甘树才. 2009. 中国油页岩[M]. 北京: 石油出版社.
- 刘志逊, 张鑫刚, 马腾, 葛佐, 代鸿章. 2013. 依兰盆地达连河组油页岩成矿模式及类型[J]. 中国地质, 40(6): 1872-1879.
- 卢龙飞, 蔡进功, 刘文汇, 腾格尔, 王杰. 2013. 泥岩与沉积物

- 中黏土矿物吸附有机质的三种赋存状态及其热稳定性[J]. 石油与天然气地质, 34(1): 16-26.
- 马新民, 郝海燕, 马峰, 段国禄, 程玉红. 2013. 柴北缘鱼卡大煤沟组七段油页岩开发价值[J]. 西南石油大学学报, 35(3): 52-58.
- 彭立才, 杨慧珠, 刘兰桂, 吕宗伦, 保吉成. 2001. 柴达木盆地北缘侏罗系烃源岩沉积有机相划分及评价[J]. 石油与天然气地质, 22(2): 178-181.
- 钱家麟, 尹亮, 王剑秋, 李术元, 韩放, 何永元. 2008. 油页岩: 石油的补充能源[M]. 北京: 中国石化出版社.
- 王君贤, 刘招君, 孙平昌, 白悦悦, 邓硕. 2017. 柴北缘鱼卡地区中侏罗统油页岩类型及成矿差异[J]. 大庆石油地质与开发, (4): 168-174.
- 吴朝东, 杨承运, 陈其英. 1999. 湘西黑色岩系地球化学特征和成因意义[J]. 岩石矿物学杂志, 18(1): 26-39.
- 徐进军. 2015. 松辽盆地北部上白垩统油页岩有机质富集机制的高精度刻画[D]. 长春: 吉林大学.
- 张平中, 王先彬, 陈践发, 王苏民. 1995. 湖相有机质的氢指数及碳同位素组成—湖面波动评价的指标—以 RH 孔为例[J]. 科学通报, 40(18): 1682-1685.
- References:**
- AHMED M, GEORGE S C. 2004. Changes in the molecular composition of crude oils during their preparation for GC and GC-MS analyses[J]. Organic Geochemistry, 35(2): 137-155.
- APLIN A C, MACQUAKER J H S. 2011. Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems[J]. AAPG Bulletin, 95(12): 2031-2059.
- BAI Yue-yue, LIU Zhao-jun, SUN Ping-chang, XIE Wen-quan, SONG Qing-lei, WANG Jun-xian. 2020. Sedimentary facies characteristics in Middle Jurassic Shimengou Formation, Yuqia Area, north Qaidam Basin[J]. Mineral Exploration, 11(7): 1321-1333(in Chinese with English abstract).
- BAI Yue-yue, LÜ Qing-tian, LIU Zhao-jun, SUN Ping-chang, XU Yin-bo, MENG Jing-yao, MENG Qing-tao, XIE Wen-quan, WANG Jun-xian, WANG Ke-bing. 2020. Major, trace and rare earth element geochemistry of coal and oil shale in the Yuqia area, Middle Jurassic Shimengou Formation, northern Qaidam Basin[J]. Oil Shale, 37(1):1-31.
- BEHAR F, BEAUMONT V, PENTEADO H L D B. 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments[J]. Oil & Gas Science and Technology, 56(2): 111-134.
- BOREHAM C J, SUMMONS R E, ROKSANDIC Z, DOWLING L M, HUTTON A. 1994. Chemical, molecular and isotopic differentiation of organic facies in the Tertiary lacustrine Duaringa oil shale deposit, Queensland, Australia[J]. Organic Geochemistry, 21(6/7): 685-712.
- CAI Jin-gong, LU long-fei, DING Fei, FAN Fu. 2009. Significance of interaction between soluble organic matter and clay minerals in muddy source rocks[J]. Journal of Tongji University: Natural Science Edition, 37(12): 1679-1684(in Chinese with English abstract).
- CAO Jian, WU Ming, CHEN Yan, HU Kai, BIAN Li-zeng, WANG Long-gang, ZHANG Ying. 2012. Trace and rare earth element geochemistry of Jurassic mudstones in the northern Qaidam Basin, northwest China[J]. Chemie der Erde-Geochemistry, 72(3): 245-252.
- CHEN Ying-bin, ZHANG Shou-ting. 2011. Organic geochemical characteristics of Middle Jurassic hydrocarbon source rocks in Delingha Depression of Qaidam Basin[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 38(2): 191-198(in Chinese with English abstract).
- CHENG Ding-sheng. 1996. Applications of organic facies in oil&gas exploration[J]. Geology and Geochemistry, (5): 59-62(in Chinese with English abstract).
- DENG Hong-wen, QIAN Kai. 1993. Sedimentary geochemistry and environmental analysis[M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Publishing House(in Chinese).
- ERCEGOVAC M, KOSTIC A. 2006. Organic facies and palynofacies: Nomenclature, classification and applicability for petroleum source rock evaluation[J]. International Journal of Coal Geology, 68(1): 70-78.
- ESPITALIE J, MAKADI K S, TRICHET J. 1984. Role of the mineral matrix during kerogen pyrolysis[J]. Organic Geochemistry, 6: 365-382.
- FOWLER M G, STASIUK L D, HEARN M, OBEMAJER M. 2004. Evidence for Gloeocapsomorpha prisca in Late Devonian source rocks from southern Alberta, Canada[J]. Organic Geochemistry, 35(4): 425-441.
- GAO Xiu-wei, WANG Peng-li, LI Ji, WANG Ming, MA Wang-yun. 2019. Influencing factors of the Tmax parameter in Rock-Eval pyrolysis[J]. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 360: 012011.
- GRICE A W, BRADLEY D D C, BERNIUS M T, BERNIUS M T, INBASEKARAN M, WU WU W W, WOO E P. 1998. High brightness and efficiency blue light-emitting polymer diodes[J]. Applied Physics Letters, 73(5): 629-631.
- JIANG Wen-ya, LIU Sa. 2015. Distribution and controlling factors of high-quality hydrocarbon source rock in sequential stratigraphic framework-taking Paleogene system in Qikou Depression for instance[J]. China Petroleum Exploration, (2): 51-58(in Chinese with English abstract).
- JIANG Zai-xing, LIANG Chao, WU Jing, ZHANG Jian-guo, ZHANG Wen-zhao, WANG Yong-shi, LIU Hui-min, CHEN Xiang. 2013. Several issues in sedimentological studies on hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks[J]. Acta Petrolei Sinica, 34(6): 1031-1039(in Chinese with English abstract).
- JONES R W. 1987. Organic facies[C]//WELTE D H. Advances in petroleum geochemistry. Great Britain, Pergamon Journals Ltd., 1-89.
- KATZ B J. 2003. Hydrocarbon shows and source rocks in scientific ocean drilling[J]. International Journal of Coal Geology, 54(1): 139-154.
- KELTS K. 2015. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction[J]. Geological Society, London, Special Publications, 40(1): 3-26.
- LANGFORD F F, BLANC-VALLERON M M. 1990. Interpreting Rock-Eval Pyrolysis Data Using Graphs of Pyrolyzable Hydrocarbons vs. Total Organic Carbon[J]. AAPG Bulletin, 74(6): 799-804.

- LEWAN M D, KOTARBA M J, CURTIS J B, WIECLAW D, KOSAKOWSKI P. 2006. Oil-generation kinetics for organic facies with Type-II and -IIS kerogen in the Menilite Shales of the Polish Carpathians[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(13): 3351-3368.
- LI Meng, SHAO Long-yi, LU Jing, SPIRO B, WEN Huai-jun, LI Yong-hong. 2014. Sequence stratigraphy and paleogeography of the Middle Jurassic coal measures in the Yuqia coalfield, northern Qaidam Basin, northwestern China Sequence Stratigraphy and Paleogeography of the Middle Jurassic Coal Measures[J]. *AAPG Bulletin*, 98(12): 2531-2550.
- LI Meng. 2014. Sedimentology and shale gas accumulation of the Jurassic in the northern Qaidam Basin[D]. Beijing: China University of Mining and Technology (Beijing)(in Chinese with English abstract).
- LIU Yun-tian, HU Kai, CAO Jian, YANG Shao-yong, BIAN Li-zeng, WANG Li-qun, CHEN Yan. 2008. Organic biofacies of Jurassic source rocks in northern Qaidam Basin, NW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 35(3): 281-288(in Chinese with English abstract).
- LIU Zhao-jun, YANG Hu-lin, DONG Qing-shui, ZHU Jian-wei, YE Song-qing, LIU Rong, MENG Qing-tao, ZHANG Hai-long, GAN Shu-cai. 2009. Oil shale in China[M]. Beijing: Petroleum Publishing House(in Chinese).
- LIU Zhi-xun, ZHANG Xin-gang, MA Teng, GE Zuo, DAI Hong-zhang. 2013. Ore-forming models and types of oil shale in Dalianhe Formation of Yilan Basin[J]. *Geology in China*, 40(6): 1872-1879(in Chinese with English abstract).
- LU Long-fei, CAI Jin-gong, LIU Wen-hui, TENG Ge-er, WANG Jie. 2013. Occurrence and thermostability of absorbed organic matter on clay minerals in mudstones and muddy sediments[J]. *Oil & Gas Geology*, 34(1): 16-26(in Chinese with English abstract).
- MA Xin-min, HAO Hai-yan, MA Feng, DUAN Guo-lu, CHENG Yu-hong. 2013. Developmental value of oil shale in the 7th Member of Middle Jurassic Yuqia Area, Qaidam Basin[J]. *Journal of Southwest Petroleum University(Science & Technology Edition)*, 35(3): 52-58(in Chinese with English abstract).
- MENG Qing-tao, BECHTEL A, SACHSENHOFER R F, LIU Zhao-jun, CROSS D, SUN Ping-chang, HU Fei, LI Li, WANG Ke-bing, XU Chuan, CHEN Ling-ling, ZENG Wen-ren. 2019. Hydrocarbon potential and palaeo-depositional environment of lacustrine source rocks: Middle Jurassic Shimengou Formation, northern Qaidam Basin, NW China[J]. *Journal of Petroleum Geology*, 42: 37-58.
- MENG Qing-tao, LIU Zhao-jun, SUN Ping-chang, XU Yin-bo, LI Feng, BAI Yue-yue, XIE Wen-quan, DENG Shuo, SONG Shuo, WANG Ke-bing, XU Chuan. 2018. Characteristics and accumulation of Middle Jurassic oil shale in the Yuqia area, northern Qaidam Basin, Northwest China[J]. *Oil Shale*, 35: 1-25.
- MONGENOT T, TRIBOVILLARD N P, DESPRAIRIES A, LALLIER-VERGES E, LAGOUN-DEFARGE F. 1996. Trace elements as palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous La Luna Formation of Venezuela[J]. *Sedimentary Geology*, 103(1-2): 23-37.
- MUKHOPADHYAY P K, WADE J A, KRUGE M A. 1995. Organic facies and maturation of Jurassic/Cretaceous rocks, and possible oil-source rock correlation based on pyrolysis of asphaltene, Scotian Basin, Canada[J]. *Organic Geochemistry*, 22(1): 85-104.
- PENG Li-cai, YANG Hui-zhu, LIU Lan-gui, LU Zong-lun, BAO Ji-cheng. 2001. Classification and estimation of organic facies in Jurassic source rocks from north margin, Qaidam Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 22(2): 178-181(in Chinese with English abstract).
- PETERS K E, WALTERS C C, MOLDOWAN J M. 2005. The biomarker guide: biomarkers and isotopes in the environment and human history[M]. Cambridge: Cambridge University Press.
- PETERS K E. 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis[J]. *AAPG Bulletin*, 70(3): 318-329.
- QIAN Jia-lin, YIN Liang, WANG Jian-qiu, LI Shu-yuan. 2008. Oil shale: supplementary energy source for oil[M]. Beijing: Sinopec Press(in Chinese).
- RAHMAN M, KINGHORN R R F, GIBSON P J. 1994. The organic matter in oil shales from the Lowmead Basin, Queensland, Australia[J]. *Journal of Petroleum Geology*, 17(3): 317-326.
- SACHSENHOFER R F, STUMMER B, GEORGIEV G, DELLMOUR R, BECHTEL A, GRATZER R, CORIC S. 2009. Depositional environment and hydrocarbon source potential of the Oligocene Ruslar Formation (Kamchia Depression; Western Black Sea)[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 57-84.
- STEINER M, WALLIS E, ERDTMANN B D, ZHAO Yuan-long, YANG Rui-dong. 2001. Submarine-hydrothermal exhalative ore layers in black shales from South China and associated fossils—insights into a Lower Cambrian facies and bio-evolution[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169(3): 165-191.
- WANG Jun-xian, LIU Zhao-jun, SUN Ping-chang, BAI Yue-yue, DENG Shuo. 2017. Types and mineralizing differences for Middle Jurassic oil shale in Yuqia region of north margin in Qaidam Basin[J]. *Petroleum Geology and Oilfield Development in Daqing*, (4): 168-174(in Chinese with English abstract).
- WIGNALL P B, MYERS K J. 1988. Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach[J]. *Geology*, 16(5): 452-455.
- WU Chao-dong, YANG Cheng-yun, CHEN Qi-ying. 1999. The origin and geochemical characteristics of Upper Sinian Lower Cambrian Black Shales in Western Hunan[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18(1): 26-39(in Chinese with English abstract).
- XU Jin-jun. 2015. High Resolution Depiction of Organic Matter Accumulation Mechanism in the Upper Cretaceous Oil Shale of the Northern Songliao Basin (NE China)[D]. Changchun: Jilin University(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Ming, PAUL P. 2012. Geochemical characteristics of saturate hydrocarbons in crude oils and source rocks of the Qaidam, Tarim, Tupran basins, NW China[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 31(3): 264-275.
- ZHANG Ping-zhong, WANG Xian-bin, CHEN Jian-fa, WANG Su-min. 1995. Hydrogen index and carbon isotope composition of lacustrine organic matter—indexes of lake fluctuation evaluation-taking RH hole as an example[J]. *Chinese Science Bulletin*, 40(18): 1682-1685(in Chinese with English abstract).