

甘肃平凉奥陶系平凉组深水沉积特征 及沉积环境分析

——以银洞官庄剖面为例

王季欣^{1,2}, 何幼斌^{1,2}, 李华^{1,2}, 郝焱^{1,2}, 张灿^{1,2}

1 长江大学地球科学学院; 2 长江大学油气资源与勘探技术教育部重点实验室

摘要 甘肃平凉上奥陶统平凉组深水沉积发育。对银洞官庄剖面进行实测, 出露地层厚146 m, 自下而上分为30个小层, 岩性以砂屑灰岩、泥晶灰岩、粉屑灰岩及页岩为主, 夹有砾屑灰岩及泥岩等, 伴有水平层理、平行层理、交错层理及波状层理等沉积构造, 按岩性变化由下到上可划分为3段。在前人研究成果的基础上, 通过野外实测、室内薄片鉴定和地球化学分析等综合研究, 认为银洞官庄剖面平凉组沉积环境为半深海, 主要发育深水原地沉积、等深流沉积、浊流沉积及碎屑流沉积等4种沉积类型。剖面深水原地沉积普遍发育, 下部主要发育碎屑流沉积与浊流沉积, 向上浊流与等深流相互作用, 等深流沉积逐渐增多。根据V含量、Sr含量、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、Sr/Ba、Sr/Cu、Rb/Sr、B/Ga、U/Th、V/Cr、Ni/Co、V/(V+Ni)、Ce_{anom}及Ce/La等地球化学指标的垂向变化特征对古沉积环境的反演表明: 平凉组沉积时期, 相对海平面整体呈上升趋势, 古气候由湿润向干旱转变, 古盐度逐渐增大, 沉积环境还原性逐渐增强。对剖面样品(中上部为主)的地球化学参数和沉积类型的统计分析表明, V含量、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、Rb/Sr可在一定程度上反映平凉组不同深水沉积类型的差异: 古水深较深、古气候较干旱、古盐度较大且还原性较强的沉积环境有利于等深流沉积的形成, 古水深较浅有利于重力流沉积的发育, 古水深较深、古气候较温湿且古盐度较小则有利于深水原地沉积的发育。

关键词 奥陶系; 平凉组; 深水沉积; 沉积环境; 地球化学; 甘肃

中图分类号: TE122.2

文献标识码: A

近年来, 随着科学技术的不断进步, 深水区逐渐成为全球研究的重点和热点之一^[1]。随着深海钻探计划和大洋钻探项目的持续开展, 深水沉积的研究取得了长足的进展^[2]。深水区可形成多种沉积类型, 如深水原地沉积、等深流沉积、重力流沉积、内波、内潮汐沉积等^[3], 其中, 等深流沉积和重力流沉积一直是深水沉积学研究的热点与重点^[4-6]。目前我国已开展深水沉积研究的露头主要分布在鄂尔多斯盆地西缘和南缘^[7-15]、贺兰山地区^[16]、内蒙古桌子山地区^[17]、西秦岭北带^[18]、皖中地区^[19]、湘北沅古坪地区^[20]、闽西南地区^[21]、赣西南地区^[22]、湘西—黔东南地区^[23]、桂平地区^[24]、广西钦州盆地^[25]、四川攀西地区^[26]以及珠穆朗玛峰地区^[27]等, 前人对这些露头不同深水沉积类型的鉴别标志、沉积过程、沉积模式及主控因素等进行了研究。

鄂尔多斯盆地位于华北地块西部, 是发育在华

北克拉通之上的一个稳定沉降、拗陷迁移、扭动明显的多旋回叠合盆地, 蕴藏有丰富的矿产资源^[28-30]。盆地奥陶系主要为碳酸盐岩台地沉积, 中奥陶世受北秦岭弧后盆地拉张与扩张的影响, 发生强烈沉降和沉积转换, 形成了一套深水沉积^[7-9]。关于鄂尔多斯盆地西缘、南缘的奥陶系深水沉积, 前人开展了一系列的研究: 吴胜和等^[7]讨论了鄂尔多斯盆地西缘及南缘中奥陶统平凉组重力流沉积的发育特征和分布规律; 高振中等^[8-10]在鄂尔多斯西缘中奥陶统中首次发现了等深岩丘, 识别出完整的和不完整的等深岩层序, 并对重力流沉积进行了研究; 何幼斌等^[11]在陕西陇县平凉组中发现了内潮汐沉积; 屈红军等^[12]、李华等^[13-14]根据露头资料、薄片资料以及室内分析资料对鄂尔多斯盆地南缘奥陶系等深流沉积进行了详细的研究; 严世帮等^[15]认为甘肃平凉奥陶系平凉组存在重力流与等深流的交互作用。前人对甘肃平凉

收稿日期: 2018-08-07; 改回日期: 2018-09-20

本文受国家自然科学基金项目“鄂尔多斯盆地西南缘中奥陶统等深流沉积及其主控因素研究”(编号: 41472096)、“鄂尔多斯盆地西南缘中奥陶统重力流与等深流交互作用沉积研究”(编号: 41502101)资助

王季欣: 女, 1993年生, 长江大学在读硕士研究生, 研究方向为沉积学。通信地址: 430100 湖北省武汉市蔡甸区大学路特1号(长江大学武汉校区); E-mail: wangjixin1993@126.com

银洞官庄剖面的地层和沉积特征做了相关的研究,但对深水沉积特征、沉积演化过程及其与古地理的耦合关系缺少深入分析。笔者在前人研究的基础上,结合露头剖面描述、薄片镜下观察以及地球化学分析,对甘肃平凉奥陶系平凉组的沉积环境、深水沉积类型和特征、沉积环境演化,以及不同深水沉积类型与古地理的耦合关系进行了研究。

1 概况

银洞官庄剖面(图 1)位于甘肃省平凉市崆峒区太统山庄附近,东经 $103^{\circ}36'31.1''$,北纬 $35^{\circ}29'31.9''$ 。剖面沿公路两侧展布,形成了较为理想的露头,出露地层走向近南北向,产状向西陡倾,倾角一般为 $55^{\circ}\sim 65^{\circ}$;剖面地质构造简单。



图 1 鄂尔多斯盆地地质简图及奥陶系深水沉积露头分布

构造位置上,研究剖面位于鄂尔多斯盆地西南缘台缘拗陷带。鄂尔多斯盆地在古生代早期处于稳定的克拉通盆地发育阶段,沉积了一套以海相碳酸盐岩夹碎屑岩为主的地层^[31]。晚奥陶世平凉早期,受加里东运动影响,秦祁海槽和兴蒙海槽长期持续地南北相向

挤压,盆地主体部分抬升为陆地,南部则快速沉降,中央古隆起的西南边缘形成南倾斜坡带,接受沉积^[32-34]。平凉—陇县一带为其中一个沉积中心,尤其中奥陶世为拗陷沉降最盛时期,最大地层厚度达 800m ^[10,33,35]。

鄂尔多斯盆地经历了多次大的构造事件,地层缺失严重。银洞官庄剖面平凉组对应于盆地西缘(内蒙古桌子山剖面)的公乌素组、拉什仲组和乌拉力克组^[36],是一套以砂屑灰岩、泥晶灰岩和页岩为主的沉积组合,实测剖面厚 146m ,根据岩性由下到上可划分为 3 段,厚度分别为 65.79m 、 37.66m 、 42.55m 。

2 样品采集与分析方法

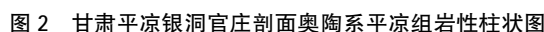
研究剖面出露较好,共采集样品 72 个,采样时避开了风化严重区域以及方解石脉,所采样品均为未经蚀变的新鲜样品,可以反映原始沉积特征。在室内对资料进行了整理,对样品进行了地球化学分析测试以及光学薄片的磨制,其中进行地球化学分析测试的样品均为新鲜的、受后期成岩作用影响小的石灰岩或页岩,可更好地挖掘物源信息,从而有助于反演古沉积环境。

本次样品的测试单位为中国核工业地质研究院分析测试研究中心。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值测试仪器型号为 Phoenix 热表面电离质谱仪,实验温度 30°C 、相对湿度 30% ,测试流程执行“岩石中铅、铍、铷同位素测定方法”(GB/T17672-1999),误差为 2σ 。微量元素测试仪器型号为 ELEMENT XR 等离子体质谱仪,实验温度 23.7°C 、相对湿度 43.5% ,测试流程执行“硅酸盐岩化学分析方法第 30 部分:44 个元素测定”(GB/T14506.30-2010)。

3 主要岩石类型及特征

银洞官庄剖面平凉组岩性以灰色薄层—中层砂屑灰岩、薄层泥晶灰岩、灰黑色页岩及灰色薄层粉屑灰岩为主,夹灰色厚层—块状砾屑灰岩(图 2)。

砂屑灰岩颜色为灰色,单层厚度变化明显,一般为 $4\sim 15\text{cm}$,常与泥晶灰岩及页岩伴生。部分砂屑灰岩层面为波状,局部呈透镜状,横向厚度变化明显,波状层理发育,内部可见小型波状侵蚀面(图 3a)。单层粒度变化从下至上具有细—粗—细的特征(图 3b)。部分砂屑灰岩层面较为平直,底部可见侵蚀面(图 3c)、槽模(图 3d),发育块状层理及平行层理等。局部砂屑灰岩单层底部含有砾屑,自下而上由粗变细呈正粒序(图 3e)。



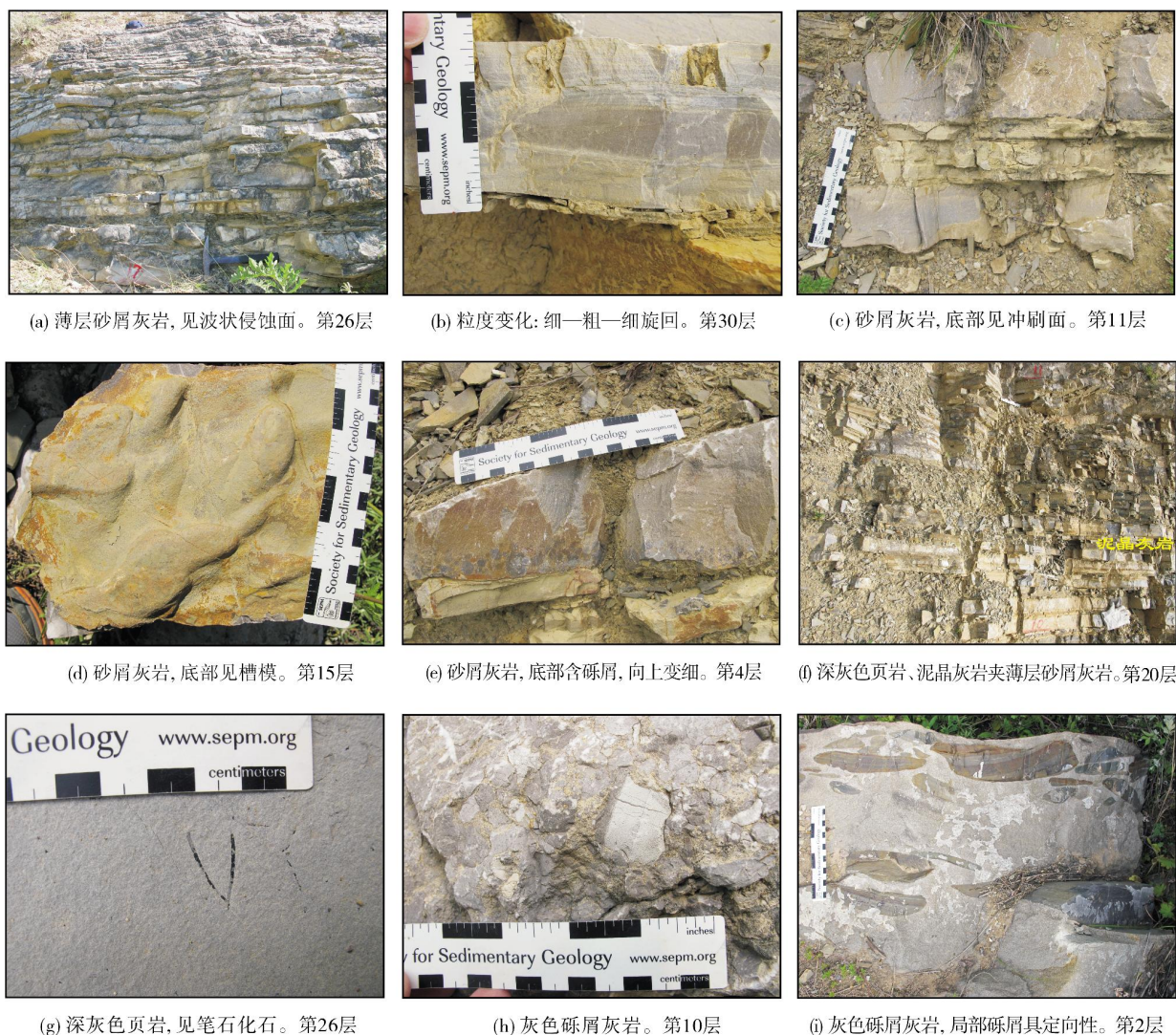


图 3 甘肃平凉银洞官庄剖面奥陶系平凉组露头照片

泥晶灰岩颜色为灰色(图3f),厚度一般为几厘米,发育水平层理,局部可见生物碎屑。页岩为深灰色—灰黑色或黄绿色,厚度较大,从几厘米至几十厘米,发育水平层理,可见笔石化石(图3g)。

粉屑灰岩为浅灰色—灰色,单层厚度一般为几厘米,常与深水原地沉积的页岩伴生,并与砂屑灰岩构成细—粗—细的沉积层序。

砾屑灰岩颜色多为浅灰色—灰色,单层厚度约为数十厘米,发育块状层理。砾屑成分包括泥质、硅质及泥晶灰岩。砾屑颗粒大小混杂(图3h,3i),磨圆和分选均较差,局部可见定向排列。

上述特征表明,银洞官庄剖面平凉组岩石的颜色主要为灰色—灰黑色,而且厚度较大的页岩连续沉

积,反映沉积环境水体较深、能量较低;页岩中可见笔石化石,反映沉积环境为缺氧—还原环境^[11]。结合前人研究成果^[10-11,13-14],综合分析认为银洞官庄剖面平凉组处于半深海沉积环境。

4 主要沉积类型及特征

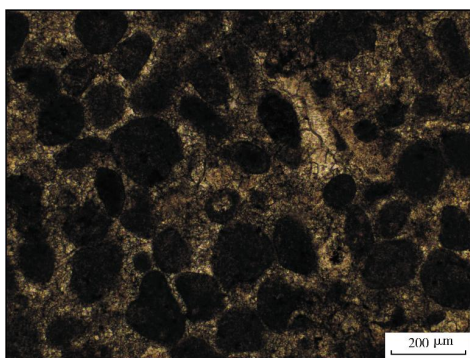
通过野外实际观测、室内资料整理,并结合前人研究成果,综合分析认为银洞官庄剖面平凉组主要发育4种沉积类型,分别为深水原地沉积、等深流沉积、浊流沉积及碎屑流沉积。

深水原地沉积的岩性以页岩、泥晶灰岩及薄层砂屑灰岩为主。页岩为灰色—深灰色,厚度较大,从几厘米至几十厘米,发育水平层理(图3f),可见笔石

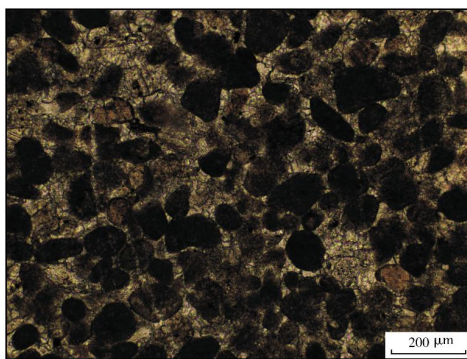
化石(图3g)。灰色泥晶灰岩中局部可见生物碎屑,如海绵骨针等,厚度一般为几厘米,发育水平层理。灰色砂屑灰岩单层厚度较小,从几厘米至数十厘米,侧向厚度无明显变化。

等深流沉积的岩性以砂屑灰岩为主。深灰色、灰色砂屑灰岩单层厚度变化明显,一般为几厘米至数十厘米,层面多为波状,局部呈透镜状,波状层理发育,横向厚度变化明显,单层厚度呈薄—厚—薄的旋回特征,内部可见小型波状侵蚀面(图3a)。单层从下至上

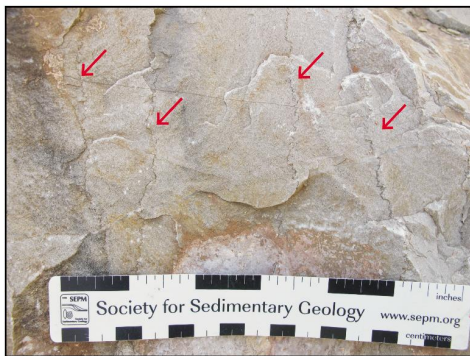
具有细—粗—细的特征(图3b),局部见波状交错层理及生物扰动构造。交错层理反映古水流方向大致为西北向,即平行斜坡运动,这为等深流沉积的典型特征^[13]。据镜下观察,砂屑一般为0.10~0.25 mm,分选中等,磨圆较好,呈次圆—圆状(图4a)。生物碎屑主要为海百合、介壳类及腕足类等。对第26层中的4块薄片进行了粒度分析(图5a),结果表明:粒度分布曲线总体呈1个沉积总体的正态分布,概率累积曲线为两段式,颗粒以跳跃搬运为主,具有明显的牵引流特征。



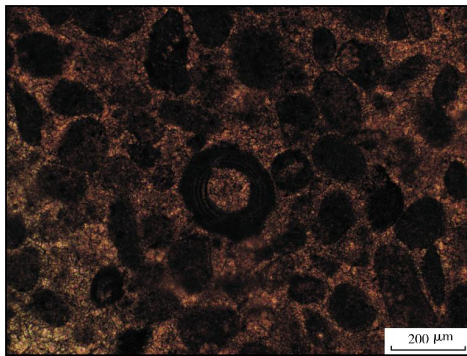
(a) 亮晶砂屑灰岩, 颗粒次圆状—圆状。样号26-3, 单偏光



(b) 亮晶砂屑灰岩, 颗粒次圆状—圆状。样号16-1, 单偏光



(c) 亮晶砂屑灰岩, 缝合线发育。第28层, 露头



(d) 亮晶砂屑灰岩, 见鲕粒。样号28-4, 单偏光

图4 甘肃平凉银洞官庄剖面奥陶系平凉组露头及显微照片

浊流沉积中的砂屑灰岩为灰色,单层厚度为几厘米至数十厘米,底部可见侵蚀面(图3c)、槽模(图3d),发育块状层理及平行层理等。局部砂屑灰岩单层底部含有砾屑,自下而上由粗变细呈正粒序(图3e);发育不完整的鲍马序列(A、B段);砂屑含量约为70%,颗粒大小一般为0.1~0.2 mm,分选中等,磨圆中等—较好,次圆—圆状(图4b)。对22层、25层及27层中的共6块薄片进行了粒度分析(图5b),结果表明:粒度分布曲线总体呈1个沉积总体的正态分布,概率累积曲线多为1~2段式,颗粒以悬浮搬运为主,也具有少量的

跳跃搬运及滚动搬运。

碎屑流沉积中的砾屑灰岩多为浅灰色—灰色,单层厚度约为数十厘米,多呈块状,发育块状层理。砾屑成分包括泥质、硅质及泥晶灰岩。砾屑大小混杂,磨圆和分选均较差,局部可见定向排列。

研究剖面平凉组下部(图2,1—10层)岩性以砂屑灰岩、砾屑灰岩、粉屑灰岩及页岩为主,砂屑灰岩底面可见侵蚀面,发育不完整的鲍马序列、粒序层理、水平层理、平行层理等,该段主要发育碎屑流沉积、浊流沉积、深水原地沉积及部分等深流沉积。中

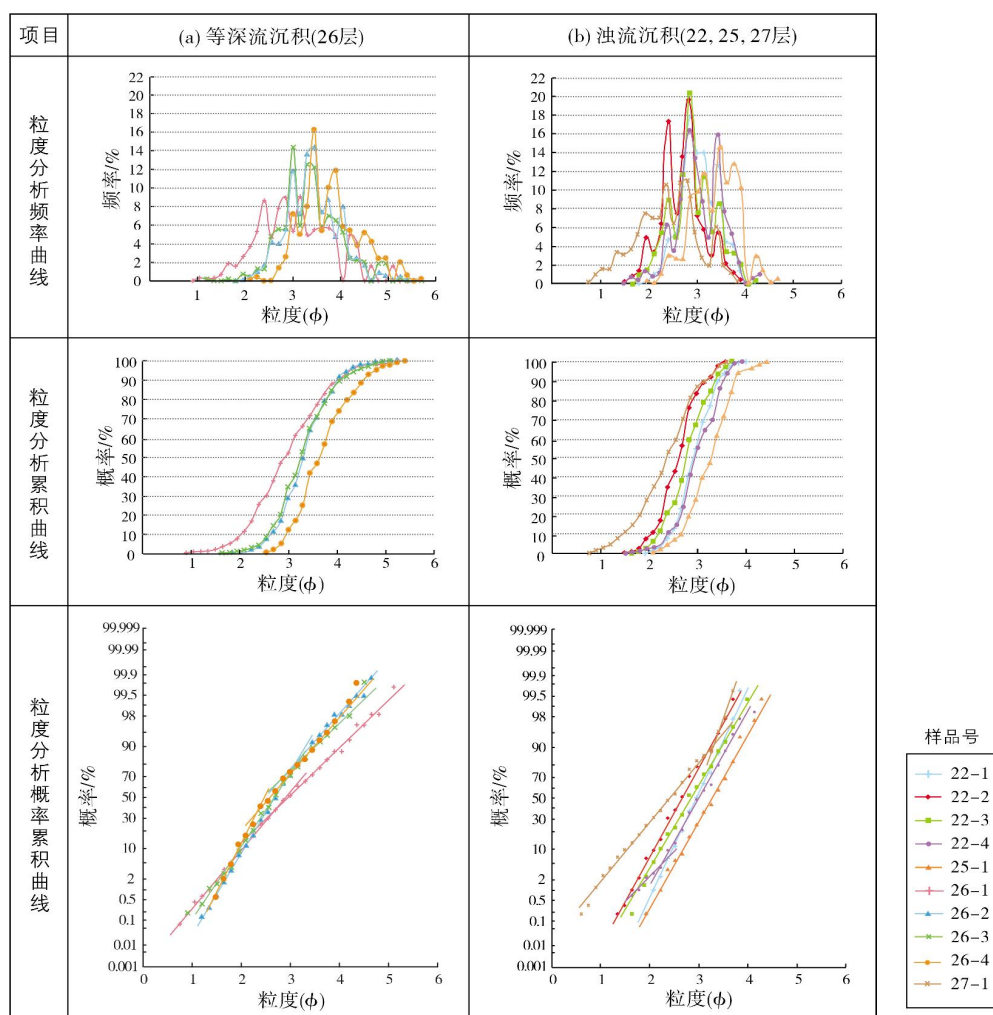


图5 甘肃平凉银洞官庄剖面奥陶系平凉组露头样品粒度分析

部(图2, 11—16层)以砂屑灰岩、泥晶灰岩及页岩最为发育, 伴有水平层理、平行层理、波状层理、交错层理及不完整的鲍马序列等沉积构造, 浊流沉积、等深流沉积较下部有增加的趋势。上部(图2, 17—30层)主要发育亮晶砂屑灰岩、页岩及泥晶灰岩, 可能经历了等深流与浊流的共同作用。剖面上部的亮晶砂屑灰岩以厚层、块状为主, 可以划分出多个细—粗—细的旋回; 岩石中多处发育缝合线, 大致平行层面分布(图4c); 镜下可见鲕粒(图4d)。综上所述, 银洞官庄剖面平凉组深水原地沉积普遍发育, 下部以碎屑流沉积和浊流沉积为主, 向上浊流与等深流相互作用, 等深流沉积逐渐增多, 浊流沉积规模逐渐减小。

5 沉积环境演化

为了恢复银洞官庄剖面平凉组沉积时期的古沉

积环境, 在对岩石类型及沉积类型研究的基础上, 结合地球化学指标变化, 对剖面的古水深、古气候、古盐度及古氧化-还原环境进行了相关分析, 这不仅可以增加对平凉组沉积环境的认识, 还可在一定程度上反映沉积环境的演化过程。

5.1 古水深

从浅水碳酸盐岩到深水碳酸盐岩, Sr的绝对含量有增加的趋势^[37-39], 且V含量与相对海平面升降具有明显的正相关性^[40-42]。根据图6, 排除凝灰质样品后(由于凝灰质样品会导致地化测试结果异常), 自下而上Sr含量与V含量整体呈上升趋势, 进一步可划分为3个阶段。剖面1—16层Sr含量与V含量在整个剖面较小, 在深水原地沉积处V含量变大, 反映水体变深; 在等深流沉积处Sr含量与V含量增大, 反映海平

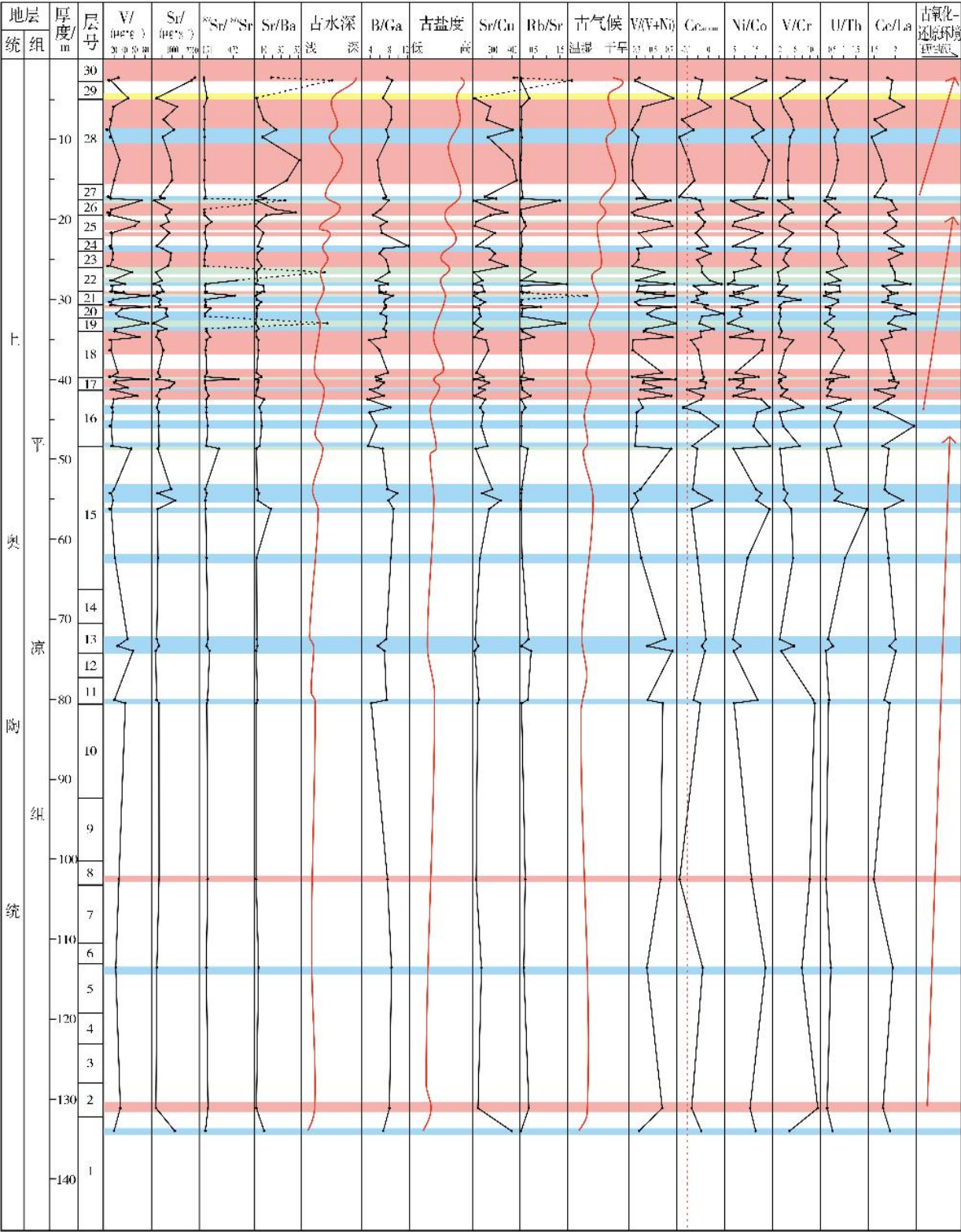


图 6 甘肃平凉奥陶系平凉组地球化学参数及古沉积环境演化图

面上升,水体加深;这一阶段古水深较小,且古水深经历了先变大、再变小、再变大的过程。剖面17—22层Sr含量与V含量在整个剖面较大,反映这一阶段古水深相对较大,在等深流沉积与原地沉积处可见明显的变大趋势;由于剖面17—22层等深流沉积、浊流沉积、原地沉积交替出现,Sr含量与V含量呈现多个先变大、再变小的过程,但整体呈逐渐增大的趋势。剖面23—30层Sr含量与V含量由小变大,且Sr含量在30层等深流沉积处达到最大,反映古水体逐渐加深。

Sr/Ba值与相对海平面升降具有明显的正相关性^[40-43]。如图6所示,排除凝灰质样品的异常后,剖面底部Sr/Ba值较小,顶部Sr/Ba值较大,自下而上整体呈逐渐增大的趋势,反映相对海平面逐渐升高,古水深逐渐加深。海相碳酸盐岩中⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值具有明确的地质学意义^[44-47]。由图6可知,剖面自下而上⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值经历了多个先变大再变小的过程,且在原地沉积处⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值多为高值。由于沉积物与海水的锶同位素之间存在着物理化学平衡,而海水中的Sr通常反映了来自典型洋壳和陆源可溶性锶的同位素组成,同时⁸⁷Rb衰变会形成部分⁸⁷Sr,海水中的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值在一定时限内是时间的函数^[44],由于原地沉积是一个缓慢的过程,因此不难解释在原地沉积处⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值多为高值。

5.2 古气候

Sr含量和Sr/Cu值对古气候具有灵敏的指示,Sr含量低指示潮湿的气候,含量高则指示干旱气候;Sr/Cu值介于1.3~5.0指示温湿气候,大于5.0指示干旱气候^[48-51]。如图6所示,剖面1—16层Sr/Cu值均大于5.0,说明该沉积时期为干旱气候环境;17—30层部分Sr/Cu值介于1.3~5.0之间,指示温湿气候,并且表现出“降低—升高”的波动性变化,指示该沉积时期为干湿交替的气候特征。如图6所示,剖面下部Sr含量和Sr/Cu值相对较小,上部Sr含量和Sr/Cu值相对较大,自下而上整体呈逐渐增大的趋势,反映沉积时期的古气温逐渐增大,顶部Sr/Cu值出现一次骤增,表明该沉积时期存在着一次古气温明显升高的事件。

Rb/Sr值也被广泛用于恢复古气候,Rb/Sr值较高可指示湿润气候,较低则可指示干旱气候^[50-54]。由图6可知,剖面自下而上Rb/Sr值存在多个先变大再

变小的过程,且高值处多对应浊流沉积、碎屑流沉积和原地沉积,而等深流沉积时期Rb/Sr值相对较小,反映出等深流沉积时期的古气候为干旱气候。

5.3 古盐度

Sr、Ba的含量及Sr/Ba值可以定性判别介质古盐度。Sr元素在咸水中含量一般为(800~1000) $\mu\text{g/g}$,在淡水中的含量一般为(100~300) $\mu\text{g/g}$ ^[48,53]。如图6所示,剖面1—16层除去凝灰质的样品后,Sr含量介于(170~1121) $\mu\text{g/g}$,平均值为348.47 $\mu\text{g/g}$ (17个样品),反映该时期古水体介质整体为淡水环境;剖面17—30层Sr含量出现较大的波动且整体呈增大的趋势,反映古水体由淡水介质转变为咸水介质且盐度逐渐增大。

Sr/Ba值小于1为淡水介质,大于1为咸水(海相、咸湖相)介质^[48,53-55]。如图6所示,剖面下部Sr/Ba值相对较小,上部的相对较大,自底至顶存在多个“增大—减小”的变化,但整体呈上升趋势,反映古水体介质虽在淡水和咸水间不断波动,但整体上盐度逐渐增大。从图6可以看出,剖面顶部Sr/Ba值突然升高,反映古水体介质盐度突然变高。其原因可能是水体蒸发量突然增大,水体急剧浓缩,对应上文中Sr/Cu值在平凉组顶部骤增,这指示平凉组顶部沉积时期古气温明显上升,古盐度明显变大。这也印证了古盐度的变化在一定程度上反映了古气候的变化,古气候条件通过蒸发/降雨量的变化直接控制了水体古盐度的高低^[48,56-57]。

B/Ga值同样可以较好地反映古盐度的变化,其与古盐度呈正相关^[14],且有研究表明沉积物B/Ga值大于3.3为海相沉积环境,小于3.3为陆相沉积环境^[58]。本次研究剖面属于海相沉积环境,图6中Sr/Ba值和B/Ga值的变化具有一定的相似性,剖面下部B/Ga值先升高后降低,上部呈升高—降低—升高的旋回,总体呈增大的变化特征,反映古水体介质盐度变高。

5.4 古氧化-还原环境

Jones等^[59]在西北欧上侏罗统暗色泥质岩的古氧相研究中,通过比较诸多参数,认为U/Th、V/Cr、Ni/Co和V/(V+Ni)值为可靠的参数,并总结出一套用于判断沉积物沉积时底层水体氧化-还原环境的微量元素比值判别指标(表1)。V/(V+Ni)值还可用于

判断沉积物沉积时底层水体分层的强弱,高于0.84分层强,0.6~0.84分层中等,0.4~0.6分层弱^[48,60]。如图6所示,剖面1—16层的 $V/(V+Ni)$ 值大多小于0.6,仅个别样品介于0.6~0.84之间,反映水体分层弱,沉积环境水体循环较为顺畅,依据表1,该时期沉积环境为富氧环境;17—26层的 $V/(V+Ni)$ 值明显增大,其值波动范围虽大但整体呈分层增强,沉积环境逐渐由富氧向贫氧—缺氧方向转变;27—30层的 $V/(V+Ni)$ 值出现先变大再变小再变大的特征,水体分层由弱变强再变弱,沉积环境经历了富氧—缺氧—富氧的变化过程。整体上,剖面自下而上表现为还原强度逐渐增大。如图6所示, U/Th 、 V/Cr 和 Ni/Co 值的变化曲线呈较好的相似性,垂向上均可划分出3个增大的旋回,反映沉积环境还原强度逐渐增加。 Ni/Co 值大多大于7.0,指示平凉组沉积时期缺氧沉积环境占主导;根据 V/Cr 值,平凉组底部主要指示贫氧沉积环境,向上逐渐变大,指示贫氧—缺氧环境,同样反映沉积环境还原性增强。

表1 古水体氧化-还原环境微量元素判别指标^[59]

古氧相	U/Th	V/Cr	Ni/Co	$V/(V+Ni)$
富氧	<0.75	<2.00	<5.0	<0.60
贫氧、次富氧	0.75~1.25	2.00~4.25	5.0~7.0	0.60~0.77
缺氧、极贫氧	>1.25	>4.25	>7.0	>0.77

此外,Elderfield等^[61]提出的Ce异常参数 Ce_{anom} ,也是目前应用较为广泛的古氧化-还原条件判别参数,其计算公式为: $Ce_{anom} = \lg [3Ce_N / (2La_N + Nd_N)]$ 。在以北美页岩(NASC)作为标准化参数的前提下, Ce_{anom} 大于-0.1时,指示缺氧的还原环境, Ce_{anom} 小于-0.1时,指示氧化环境^[57,61]。如图6所示,除去异常样品外,平凉组72个样品中仅5个样品的 Ce_{anom} 小于-0.1,反映平凉组沉积时期沉积环境主要为缺氧的还原环境。 Ce/La 值同样可以较好地反映古氧相,大于2.0指示厌氧环境,1.5~1.8指示贫氧环境^[14,62]。如图6,平凉组除5块样品 Ce/La 值小于1.5外,其余样品均大于1.5,指示贫氧—厌氧的沉积环境,且自下而上呈3个还原性增强的旋回。

6 讨论

银洞官庄剖面平凉组沉积时期相对海平面整体上升(图6),深水原地沉积普遍发育,剖面下部主要发育碎屑流沉积及浊流沉积,向上浊流沉积与等深

流沉积共同作用,等深流沉积逐渐增多。通过分析地球化学指标的变化,剖面下部古水深较浅,向上经历了多个先增大、再减小、再增大的过程,整体呈逐渐加深的趋势。

重力流和等深流沉积的发育与海平面变化具有内在联系^[63]。在海平面较低的时期,大量粗碎屑物质可直接从大陆坡注入深海盆地,形成各类砂级、砾级重力流沉积物。因此重力流沉积的大量发育是低位体系域的典型特征。由于流体顺斜坡向下流动占主导地位,此时等深流活动常被掩盖,且等深流沉积物很难保存下来。随着海平面逐渐上升,物源逐渐远离沉积盆地,粗碎屑物质注入减少,重力流活动减弱,等深流作用增强,并可改造由重力流搬运来的砂级及砂级以下粒级的沉积物,形成大量的等深流沉积,故等深流沉积可作为海侵体系域的特征沉积类型^[64]。

对剖面样品(中上部为主)的沉积类型与地球化学参数变化进行相关性统计分析,平凉组深水沉积类型与古水深密切相关。根据V含量、Sr含量、 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 及Sr/Ba等4项地球化学参数演化规律反映的古水深变化情况来(图6),虽然这些参数均可反映平凉组沉积时期从早到晚古水深逐渐加深的趋势,但V含量在浊流沉积处多呈减小的趋势,在深水原地沉积及等深流沉积处多呈增大的趋势,这可较好地反映不同深水沉积类型的差异。另外,如前所述, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值在深水原地沉积处多为高值,可较好地指示深水原地沉积类型。

通过地球化学分析(图6),平凉组沉积时期古气候由湿润向干旱转变,古气温整体呈逐渐增大的变化趋势,古盐度逐渐变大。由于古气候条件通过蒸发/降雨量的变化直接控制了水体古盐度的高低^[48,56-57],因此古盐度的变化在一定程度上反映了古气候的变化。根据统计分析,平凉组深水沉积类型与反映古气候、古盐度的地球化学参数演化相关(图6):深水原地沉积处的Rb/Sr值多为高值,等深流沉积处的Rb/Sr值较小,这可能指示古气候较干旱、古盐度较大有利于等深流沉积的形成;反之,古气候较温湿、古盐度较小有利于深水原地沉积的发育。

平凉组沉积时期处于半深海沉积环境, Ce_{anom} 与 Ce/La 值均指示了缺氧的还原环境,且剖面自下而上整体表现为还原强度逐渐增大,可进一步划分出3个增大的旋回。本次研究剖面的下部主要发育碎屑流沉积和浊流沉积,向上等深流沉积逐渐增

多,可以推断还原性增强的缺氧环境有利于发育等深流沉积。

7 结 论

(1)甘肃平凉银洞官庄剖面上奥陶统平凉组岩性以砂屑灰岩、泥晶灰岩、粉屑灰岩、页岩为主,见少量的砾屑灰岩及泥岩。根据岩性、厚度、沉积构造等综合分析,认为平凉组处于半深海沉积环境,主要发育 4 种沉积类型,分别为深水原地沉积、等深流沉积、浊流沉积及碎屑流沉积。剖面深水原地沉积普遍发育,下部主要发育碎屑流沉积和浊流沉积,向上浊流沉积与等深流沉积交互作用,等深流沉积逐渐增多。深水原地沉积岩性以深灰色页岩、灰色薄层泥晶灰岩为主,夹灰色薄层砂屑灰岩,发育水平层理。等深流沉积岩性以灰色薄层—中层砂屑灰岩为主,层面多为波状,局部呈透镜状,具有明显的细—粗—细旋回。浊流沉积岩性以灰色薄层—中层砂屑灰岩为主,底部可见侵蚀面、槽模,发育块状层理及粒序层理。碎屑流沉积以灰色厚层砾屑灰岩为主,块状层理发育。

(2)V 含量、Sr 含量、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、Sr/Ba、Sr/Cu、Rb/Sr、B/Ga、U/Th、V/Cr、Ni/Co、V/(V+Ni)、 Ce_{anom} 及Ce/La等地化指标指示,银洞官庄剖面平凉组沉积时期,相对海平面整体呈上升趋势,古气候由湿润向干旱转变,古盐度逐渐增大,沉积环境还原性逐渐增强。

(3)对剖面平凉组样品(中上部为主)的沉积类型与地球化学参数演化的综合研究表明:V 含量、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、Rb/Sr 可在一定程度上反映不同深水沉积类型的差异;古水深较深、古气候较干旱、古盐度较大且还原性较强的沉积环境有利于发育等深流沉积,古水深较浅有利于发育重力流沉积,古水深较深、古气候较温湿且古盐度较小则有利于发育深水原地沉积。

致谢:对于审稿专家提出的宝贵意见和编辑老师的细致工作,在此一并表示由衷感谢。

参 考 文 献

- [1] 汪品先. 深海沉积与地球系统[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2009, 29(4): 1-11.
- [2] 郭成贤. 我国深水异地沉积研究三十年[J]. 古地理学报, 2000, 2(1): 1-10.
- [3] STOW D, HUC A, BERTRAND P. Depositional processes of black shales in deep water[J]. Marine and petroleum geology, 2001, 18(4): 491-498.
- [4] MUTTI E, BERNOULLI D, LUCCHI F, et al. Turbidites and turbidity currents from Alpine "flysch" to the exploration of continental margins[J]. Sedimentology, 2009, 56(1): 267-318.
- [5] HERNÁNDEZ-MOLINA F, LLAVE E, STOW D A V, et al. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin[J]. Deep-sea research part II: topical studies in oceanography, 2006, 53(11/13): 1420-1463.
- [6] 孙龙德, 方朝亮, 李峰, 等. 油气勘探开发中的沉积学创新与挑战[J]. 石油勘探与开发, 2015, 42(2): 129-136.
- [7] 吴胜和, 冯增昭. 鄂尔多斯地区西缘及南缘中奥陶统平凉组重力流沉积[J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(3): 226-234.
- [8] 高振中, 罗顺社, 何幼斌. 鄂尔多斯西缘奥陶纪海底扇沉积体系[J]. 石油与天然气地质, 1995, 16(2): 119-125.
- [9] 高振中, 罗顺社, 何幼斌, 等. 鄂尔多斯地区西缘中奥陶世等深流沉积[J]. 沉积学报, 1995, 13(4): 16-25.
- [10] 高振中, 何幼斌, 罗顺社, 等. 深水牵引流沉积: 内潮汐、内波和等深流沉积研究[M]. 北京: 科学出版社, 1996: 135-157.
- [11] 何幼斌, 高振中, 罗顺社, 等. 陕西陇县地区平凉组三段发现内潮汐沉积[J]. 石油天然气学报(江汉石油学院学报), 2007, 29(4): 28-33.
- [12] 屈红军, 梅志超, 李文厚, 等. 陕西富平地区中奥陶统等深流沉积的特征及其地质意义[J]. 地质通报, 2010, 29(9): 1304-1309.
- [13] 李华, 何幼斌, 黄伟, 等. 鄂尔多斯盆地南缘奥陶系平凉组等深流沉积[J]. 古地理学报, 2016, 18(4): 631-642.
- [14] 李华, 何幼斌, 黄伟, 等. 鄂尔多斯盆地南缘奥陶系平凉组深水沉积特征与古环境关系: 以陕西富平赵老峪地区为例[J]. 沉积学报, 2018, 36(3): 483-497.
- [15] 严世帮, 李华, 王季欣. 甘肃平凉地区奥陶系平凉组重力流与等深流交互作用的沉积研究[J]. 海相油气地质, 2018, 23(1): 13-20.
- [16] 王振涛, 周洪瑞, 王训练, 等. 贺兰山地区中奥陶统樱桃沟组深水牵引流沉积的发现及其意义[J]. 地学前缘, 2015, 22(2): 221-231.
- [17] 李日辉. 桌子山中奥陶统乌素组等积岩的确认及沉积环境[J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(3): 235-240.
- [18] 晋慧娟, 李育慈. 西秦岭北带泥盆系舒家坝组深海陆源碎屑沉积序列的研究[J]. 沉积学报, 1996, 14(1): 1-10.
- [19] 姜在兴, 赵激林, 熊继辉. 皖中下志留统的等深积岩及其地质意义[J]. 科学通报, 1989(20): 1575-1576.
- [20] 罗顺社, 席明利, 吕奇奇, 等. 湘北沅古坪地区下奥陶统等深流沉积特征研究[J]. 沉积学报, 2015, 33(4): 641-648.
- [21] 李培军, 侯泉林, 孙枢, 等. 闽西南地区早三叠世溪口组深水沉积及其演化[J]. 中国科学: D 辑 地球科学, 1998, 28(3): 219-225.

- [22] 吉磊. 赣西南寒武纪—奥陶纪深水沉积[J]. 地质学报, 1994, 68(2): 173-184.
- [23] 刘宝珺, 许效松, 梁仁枝. 湘西黔东寒武纪等深流沉积[J]. 矿物岩石, 1990, 10(4): 43-47.
- [24] 罗璋, 傅中平. 桂平地区寒武系沉积特征[J]. 广西地质, 1997, 10(4): 16-23.
- [25] 虞子治, 施央申, 郭令智. 广西钦州盆地志留纪—中泥盆世等深流沉积及其大地构造意义[J]. 沉积学报, 1989, 7(3): 21-29.
- [26] 文琼英, 李桂林, 焦凤臣. 攀西会理群的碳酸盐滑积岩等深积岩及其构造条件浅析[J]. 长春地质学院学报, 1987, 17(3): 255-264.
- [27] 刘宝珺, 余光明, 王成善. 珠穆朗玛峰地区侏罗系的等深积岩沉积及其特征[J]. 成都地质学院学报, 1982(1): 1-6.
- [28] 杨俊杰. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气分布规律[M]. 北京: 石油工业出版社, 2002.
- [29] 赵重远. 华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存[M]. 西安: 西北大学出版社, 1990.
- [30] 刘池洋, 赵红格, 桂小军, 等. 鄂尔多斯盆地演化—改造的时空坐标及其成藏(矿)响应[J]. 地质学报, 2006, 80(5): 61-76.
- [31] 王振涛, 周洪瑞, 王训练, 等. 鄂尔多斯盆地西南缘奥陶纪火山活动记录: 来自陕甘地区平凉组钾质斑脱岩地球化学和锆石年代学的信息[J]. 岩石学报, 2015, 31(9): 2633-2654.
- [32] 冯增昭, 陈继新, 张吉森. 鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [33] 倪春华, 周小进, 王果寿, 等. 鄂尔多斯盆地南缘平凉组烃源岩沉积环境与地球化学特征[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(1): 38-46.
- [34] 倪春华, 周小进, 王果寿, 等. 鄂尔多斯盆地南部平凉组烃源岩特征及其成烃演化分析[J]. 石油实验地质, 2010, 32(6): 572-577.
- [35] 冯增昭, 鲍志东, 康祺发, 等. 鄂尔多斯奥陶纪古构造[J]. 古地理学报, 1999, 1(3): 83-94.
- [36] 郭彦如, 赵振宇, 付金华, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶纪层序岩相古地理[J]. 石油学报, 2012, 33(2): 95-107.
- [37] VEIZER J, DEMOVIC R. Environmental and climatic controlled fractionation of elements in Mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians[J]. Sedimentary petrology, 1973, 43(1): 258-271.
- [38] VEIZER J, DEMOVIC R. Strontium as a tool for facies analysis[J]. Sedimentary petrology, 1974, 44(1): 93-115.
- [39] 汪凯明, 罗顺社. 燕山地区中元古界高于庄组和杨庄组地球化学特征及环境意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2009, 28(4): 356-364.
- [40] SCHOLLE P, ARTHUR M. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool[J]. AAPG bulletin, 1980, 64(1): 67-82.
- [41] 鲍志东, 朱井泉, 江茂生, 等. 海平面升降中的元素地球化学响应: 以塔中地区奥陶纪为例[J]. 沉积学报, 1998, 16(4): 32-36.
- [42] 汪凯明, 罗顺社. 碳酸盐岩地球化学特征与沉积环境判别意义: 以冀北坳陷长城系高于庄组为例[J]. 石油与天然气地质, 2009, 30(3): 343-349.
- [43] RUPPEL S, JAMES E, BARRICK J, et al. High-resolution $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphy of the Silurian: implications for event correlation and strontium flux[J]. Geology, 1996, 24(6): 831-834.
- [44] 王文倩, 王伟, 冯先翠, 等. 锶同位素地层学在海相地层划分和对比中的应用: 以二叠纪乐平世海相碳酸盐岩地层为例[J]. 地层学杂志, 2014, 38(4): 402-414.
- [45] 黄思静, 石和, 张萌, 等. 锶同位素地层学在奥陶系海相地层定年中的应用: 以塔里木盆地塔中 12 井为例[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 1-5.
- [46] 黄思静, 黄喻, 兰叶芳, 等. 四川盆地东北部晚二叠世—早三叠世白云岩与同期海水锶同位素组成的对比研究[J]. 岩石学报, 2012, 27(12): 3831-3842.
- [47] 肖加飞, 李荣西, 王兴理, 等. 大贵州滩二叠系—三叠系界线附近锶同位素组成特征[J]. 地质论评, 2009, 55(5): 648-653.
- [48] 张天福, 孙立新, 张云, 等. 鄂尔多斯盆地北缘侏罗纪延安组、直罗组泥岩微量、稀土元素地球化学特征及其古沉积环境意义[J]. 地质学报, 2016, 90(12): 3454-3470.
- [49] 许中杰, 程日辉, 王嘹亮, 等. 南海北部陆缘早侏罗世海平面变化的古盐度记录[J]. 沉积学报, 2009, 27(6): 1147-1154.
- [50] 王随继, 黄杏珍, 妥进才, 等. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义[J]. 沉积学报, 1997, 15(1): 65-70.
- [51] LERMANN A L. Chemistry, geology, physics[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1978: 79-83.
- [52] LASAGA A, SOLER J, CANOR J, et al. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles[J]. Geochimica et cosmochimica acta, 1994, 58: 2361-2386.
- [53] 邓宏文, 钱凯. 沉积地球化学与环境分析[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1993.
- [54] 郑荣才, 柳梅青. 鄂尔多斯盆地长 6 油层组古盐度研究[J]. 石油与天然气地质, 1999, 20(1): 20-25.
- [55] 刘刚, 周东升. 微量元素分析在判别沉积环境中的应用: 以江汉盆地潜江组为例[J]. 石油实验地质, 2007, 29(3): 307-310.
- [56] 赵俊青, 纪友亮, 张世奇, 等. 陆相高分辨率层序界面识别的地球化学方法[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 79-86.
- [57] 雷开宇, 刘池洋, 张龙, 等. 鄂尔多斯盆地北部侏罗系泥岩地球化学特征: 物源与古沉积环境恢复[J]. 沉积学报, 2017, 35(3): 621-636.
- [58] 孙立广, 谢周清, 赵俊琳. 南极阿德雷岛湖泊沉积物 Sr/Ba 与 B/Ga 比值特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4): 43-46.

- [59] JONES B, MANNING D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. *Chemical geology*, 1994, 111(1/4): 111-129.
- [60] 熊国庆, 王剑, 胡仁发. 贵州梵净山地区震旦系微量元素特征及沉积环境[J]. *地球学报*, 2008, 29(1): 51-60.
- [61] ELDERFIELD H, PAGETT R. Rare earth elements in ichthyoliths: variations with redox conditions and depositional environment[J]. *Science of the total environment*, 1986, 49: 175-197.
- [62] 柏道远, 周亮, 王先辉, 等. 湘东南南华系—寒武系砂岩地球化学特征及对华南新元古代—早古生代构造背景的制约[J]. *地质学报*, 2007, 81(6): 755-771.
- [63] FAUGERES J C, STOW D A V. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem[J]. *Sedimentary geology*, 1993, 82(1/4): 287-297.
- [64] 田在艺, 张庆春. 中国含油气沉积盆地论[M]. 北京: 石油工业出版社, 1996.

编辑: 董庸

Deep water deposits and sedimentary environment of Ordovician Pingliang Formation in Pingliang, Gansu: a case of Yindongguanzhuang Section

WANG Jixin, HE Youbin, LI Hua, HAO Ting, ZHANG Can

Abstract: Deep water deposits developed in Ordovician Pingliang Formation in Pingliang of Gansu Province. According to the field measurement of Yindongguanzhuang Section with thickness of 146 meters, it can be divided into 30 small layers, and 3 segments on larger scale. There are mainly calcarenite, micrite, calcisiltite, and shale, with calcirudite and mudstone interbeds, and many types of sedimentary structure such as horizontal bedding, parallel bedding, cross bedding, and wavy bedding developed in the formation. On the basis of comprehensive analysis including field measure, thin section, and geochemical data, it is concluded that four types of deep water sedimentation developed in Pingliang Formation at Yindongguanzhuang Section, i.e., deep water autochthonous deposit, contour current deposit, turbidite deposit, and debris flow deposit. Besides the autochthonous deposit, the turbidite deposit and debris flow deposit mainly developed in lower part, in upper part the mixed sedimentation of turbidite and contour current developed, and the contour current deposit increased on scale. According to the vertical variation of some geochemical indicators including V, Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr/Ba, Sr/Cu, Rb/Sr, B/Ga, U/Th, V/Cr, Ni/Co, V/(V+Ni), Ce_{anom} , and Ce/La, it is shown that the sedimentary evolution in Pingliang Formation is sea level relatively increasing, climate from humid to drought, salinity gradually increasing, and reducing environment gradually strengthening. In addition, many indicators such as V, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and Rb/Sr can reflect different types of deep water sediments based on typical samples mainly in medium-up part of the section. It is shown that deeper water, drier climate, larger salinity, and stronger reducing environment were favorable for the contour current deposits; shallower water were favorable for gravity flow deposits; deeper water, warmer and wetter climate, and smaller salinity were favorable for autochthonous deposits.

Key words: Ordovician; Pingliang Formation; deep water deposits; sedimentary environment; geochemistry; Gansu Province

WANG Jixin: Master in progress at Yangtze University. Add: Yangtze University, 1 Daxue Rd., Caidian district, Wuhan, Hubei 430100, China