

鄂尔多斯地区西缘及南缘中奥陶统 平凉组重力流沉积*

吴胜和 冯增昭

(石油大学, 北京 102200)

张吉森

(长庆石油勘探局勘探开发研究院, 甘肃庆阳 745101)

鄂尔多斯盆地西缘和南缘的中奥陶统平凉组重力流沉积十分发育。重力流可分为碎屑流、浊流、颗粒流三类。浊流沉积一为碳酸盐岩型, 一为碎屑型。重力流的沉积、分布受同生断裂和四种沉积格局(裂堑型、裂坡型、台坡型及台堑型)的控制, 可成为重要的油气储集岩。本文着重讨论了这种重力流沉积的发育特征和分布规律。

关键词 鄂尔多斯 重力流 平凉组 同生断裂 沉积格局

第一作者简介 吴胜和 男 30岁 副教授 沉积学及储层地质学

一、地层及岩石概况

平凉组分布于鄂尔多斯地区的西缘及南缘, 呈“L”形展布(图1)。岩性以页岩、砂岩为主, 次为石灰岩和白云岩。依据地层、岩石和构造特征, 可将平凉组分布地区分为三个区划, 即西缘北部、西缘南部和南缘。

* 参加研究工作的还有石油大学的陈继新、田波、袁志华、蒋盘良、温顺久、陈永红和长庆油田石油勘探开发研究院的黄建松同志

等，向西为砂岩、页岩组成的类复理石沉积。地层厚度自东向西急剧增大，从鄂尔多斯古陆向西增厚至 665 m，再向西至石板沟为 1071.7 m，至海原地区则大于 3000 m (图 1)。代表剖面有环县石板沟、车道坡、平凉等。

南缘，以陇县-岐山一线为界，地层可分为南北两个小区，北为碳酸盐岩发育区，南为碎屑岩发育区。厚度自北向南从 0—800 m。代表剖面有陇县、岐山、富平、泾阳等。

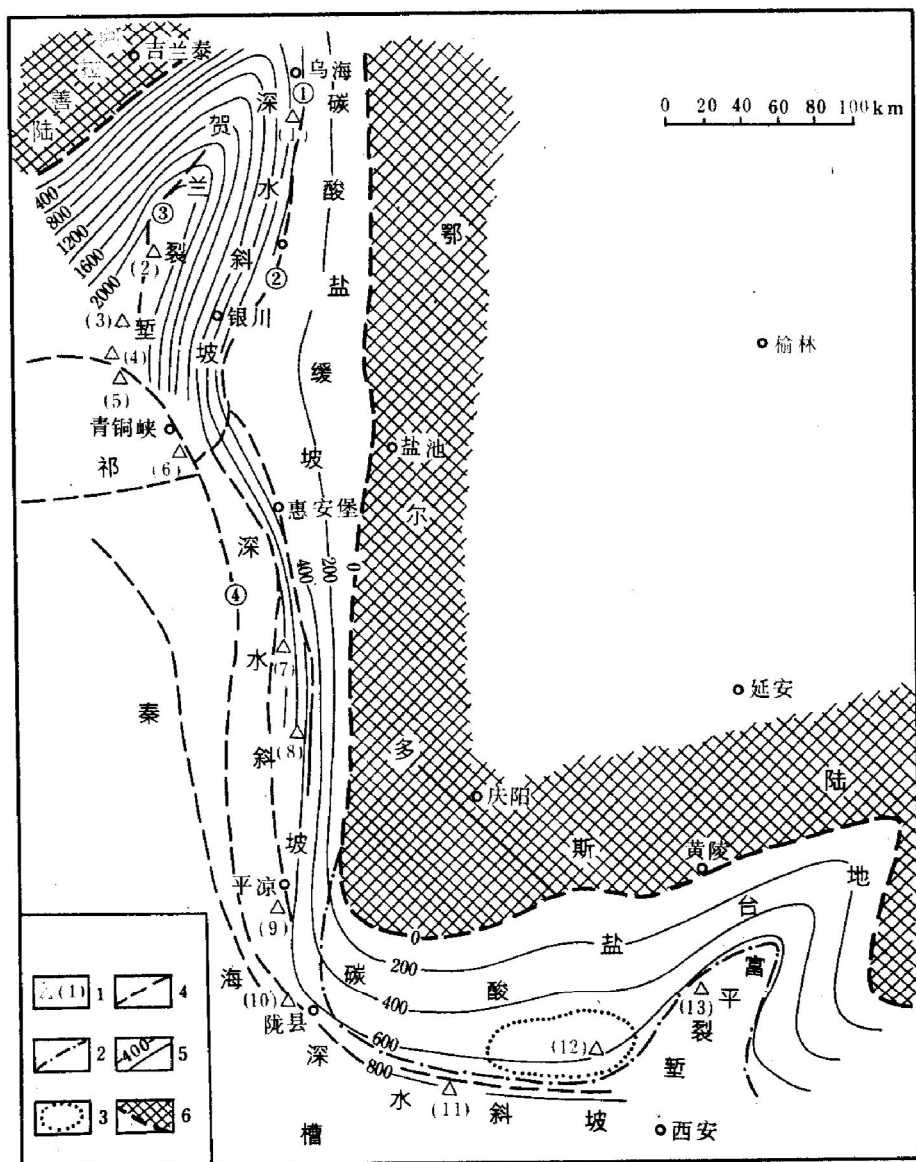


图 1 鄂尔多斯地区中奥陶世平凉期岩相古地理图

- 1—剖面编号，2—台地界线，3—浅滩界线，4—断层界线，5—地层等厚线，6—古陆界线；
 断层名称：①—岗德尔山东麓断裂，②—黄河断裂，③—小松山断裂，④—青铜峡—固原断裂；
 剖面名称：(1)—桌子山，(2)—樱桃沟，(3)—长流水，(4)—三关，(5)—科学山，(6)—牛首山，(7)—石板沟，
 (8)—车道坡，(9)—平凉，(10)—陇县，(11)—岐山，(12)—泾阳，(13)—富平

二、重力流沉积特征

(一) 碎屑流沉积

碎屑流是指在重力拖曳作用下,不同粒级的颗粒、泥和水的混和物顺斜坡向下运动而形成的一种高粘度、高密度块体流^[2]。角砾石灰岩是本区平凉组最为发育的碎屑流沉积,广泛分布于各类沉积斜坡中,具有以下沉积特征:

(1) 岩石呈厚层、块状夹于大套笔石页岩或薄层泥晶石灰岩中。因其较难风化而突出地表,蜿蜒展布形似“长城”(图版 I-1)。

(2) 岩石底面与下伏地层间均有一冲刷面,底面截切幅度不一。

(3) 角砾大小混杂,一般几厘米至几十厘米,有的则为巨大的岩块(可大至几米甚至几十米),基质为灰泥及其它细粒物质。

(4) 角砾成分复杂,既有石灰岩、白云岩角砾,亦有砂岩、板岩角砾。其中石灰岩角砾又包括浅水亮晶石灰岩、较深水含钙球和薄壳三叶虫化石的薄层泥晶石灰岩等类型。

(5) 角砾石灰岩的粒序有三种类型:正粒序(图 2-A,图版 I-1)、逆-正粒序(图 2-B)和无粒序(图 2-C, D,图版 I-2)。

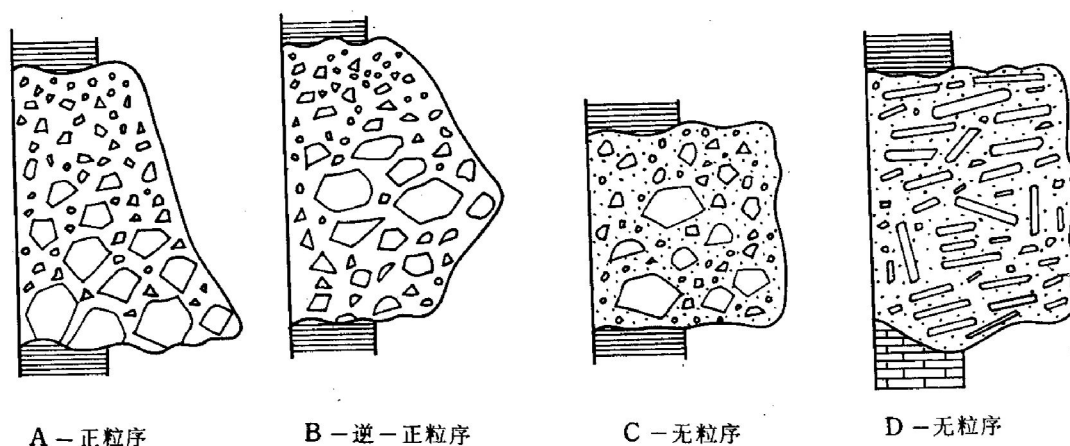


图 2 碎屑流沉积层序

部分角砾石灰岩层系的下部,发育巨大的岩块,由几十厘米至几米,甚至几十米,成分为石灰岩、白云岩和砂岩,边缘呈棱角状,杂乱堆积,截切下伏板岩和砂岩(图版 I-2),围岩发生揉皱,显示垮塌、滑塌的沉积特征,应为环台地的滑塌碎石堆。

(二) 浊流沉积

浊流是一种由沉积物和水的混合物组成的重力流,沉积物呈悬浮状态搬运,由流体的湍流支撑^[2]。本区的浊流沉积可分为碳酸盐浊流沉积和陆屑浊流沉积。

1. 碳酸盐浊流沉积

碳酸盐浊流沉积包括砂屑石灰岩、细砾屑-砂屑石灰岩和粉屑石灰岩等。它们或位于碎屑流角砾石灰岩层系之上,或单独组成浊流沉积层序,沉积特征是:

(1) 砂(砾)屑石灰岩呈中-厚层状,夹于大套笔石页岩或薄层泥晶石灰岩之中,岩石底面与下伏地层间均有突变侵蚀面。

(2) 颗粒含量一般为 85%—90%，主要为砂屑，次为细砾屑和粉屑以及少量的石英砂；基质主要为粉晶方解石。分选中等，圆度一般。

(3) 颗粒成分复杂，以泥晶石灰岩为主，次为亮晶细砂屑石灰岩、泥晶细砂屑石灰岩、锥管藻石灰岩、蓝藻丝团块及石英砂等。

(4) 砂(砾)屑石灰岩在纵向上具有正粒序、逆-正粒序和无粒序(图 3)三种沉积层序。

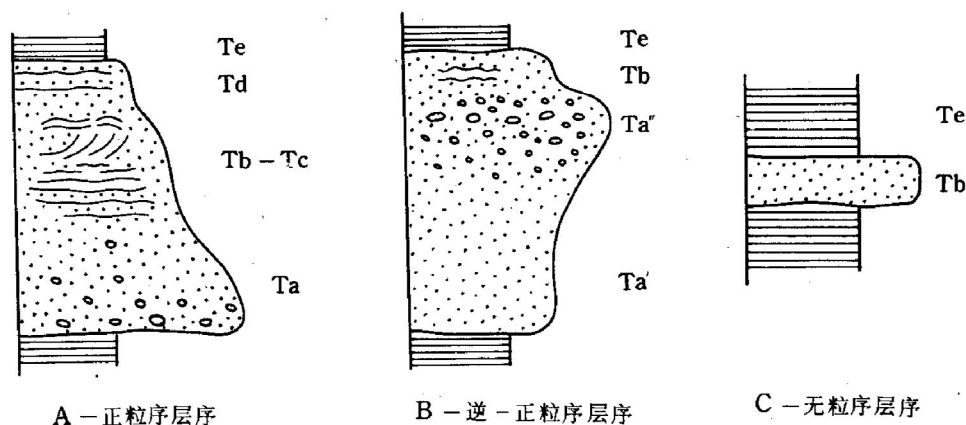


图 3 碳酸盐浊流沉积层序

正粒序层序：由具正粒序的含砾屑粗砂屑石灰岩 (Ta) → 具平行层理、块状层理和小型交错层理的砂屑石灰岩 (Tb—Tc) → 中薄层粉屑泥晶石灰岩 (Td) → 页岩 (Te) 组成。这是比较典型的鲍马序列。

逆-正粒序层序：自下而上为块状砂屑石灰岩 (Ta') → 具逆-正粒序的含砾屑砂屑石灰岩 (Ta'') → 具平行层理的砂屑石灰岩 (Tb) → 页岩 (Te)。此为发育不全的 abe 鲍马序列。

无粒序层序：为具平行层理的中层砂屑石灰岩 (Tb)，其上下均为页岩。

(5) 层理较为发育，以块状和递变层理为主，次为平行、波状(图版 I-3)和交错层理。递变层理大多位于层序的下部和中部，均为粗尾粒序，反映了浊流的高密度特征。浊流中正粒序的出现已有共识；但对于逆粒序的成因，却有不同的看法。上文所述的逆粒序显然与 Lowe^[3]所描述的牵引毯不一样。牵引毯一般位于层序底部，由于受颗粒碰撞所产生的分散应力强度的限制，递变层一般厚度较薄(小于 0.3 m)，而本区逆粒序层位于中部(其下为块状层)，且厚度较大。因此这种逆粒序可能与浊流强度由弱变强有关^[4]。平行层理、波状层理和小型交错层理的出现，反映了沉积物重力流中出现了牵引流机制。

2. 陆屑浊流沉积

鄂尔多斯西缘和南缘，尤其是西缘西侧地区，广泛分布和发育了陆屑浊流沉积的砂岩和细砾岩。

砂岩和细砾岩一般夹于笔石页岩中或与其交互构成类复理石沉积。细砾岩粒径一般 3 mm × 6 mm，大者可达 4 mm × 20 mm，分选中等，圆度中等至差；砾石有的呈扁平状，成分较为复杂，有石英、燧石、泥岩，亦见少量藻-砂屑石灰岩。砂岩粒度为粉砂-粗砂级，其成分、分选和磨圆与细砾岩大体一致。在许多层段，细砾岩、砂岩和粉砂岩组成了较为典型的和不甚完整的鲍马序列，计有 abcde、bce、ce、abab 等序列(图 4，图版 I-4)；砂岩、粉砂岩底面常见重荷模和沟模。

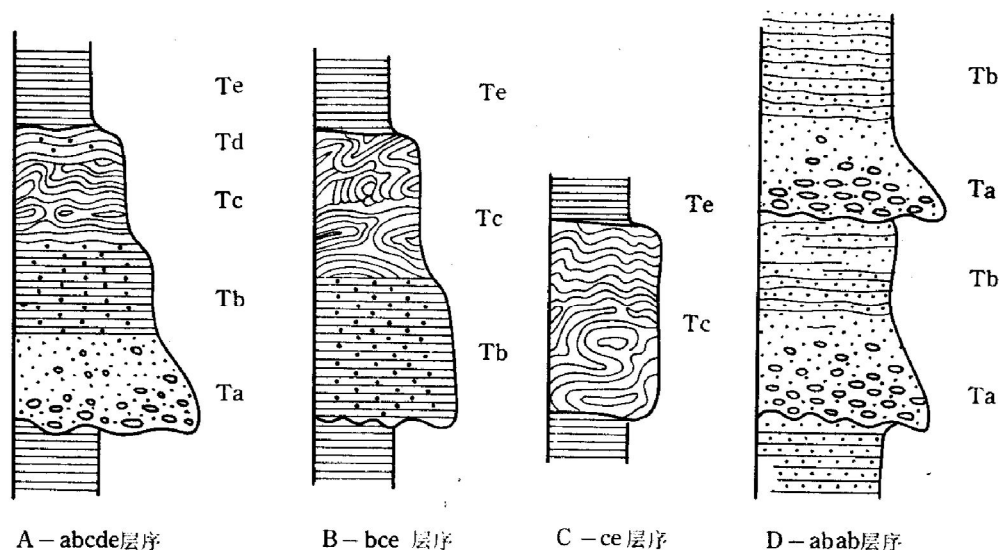


图4 陆屑浊流沉积层序

Ta—具正粒序的砾岩和含砾砂岩, Tb—具平行层理的砂岩,
Tc—具包卷层理的砂岩和粉砂岩, Td—具波状层理的粉砂岩, Te—页岩

(三) 颗粒流沉积

颗粒流是一种由颗粒分散应力支撑的、无粘性的沉积物重力流。本区平凉组这类沉积虽然较少, 但很特殊, 为亮晶棘屑石灰岩。夹于大套笔石页岩之中, 呈块状(图5, 图版1-5), 单层厚度1—3.5 m, 部分呈透镜状。颗粒主要为棘屑, 含量约50%—70%; 其次为砂屑和板状角砾, 含量为10%—45%。棘屑粒径0.5—1.5 mm, 分选一般, 圆度较好, 颗粒周缘一般发育次生加大边(同轴共生产物, 实为亮晶胶结物, 图版1-6), 粒间见残余粒间孔, 未见或少见灰泥基质。板状角砾大小不一, 最大可达50 mm, 内部为黑色泥晶结构, 有的含薄壳三叶虫碎片, 角砾含量40%以下, 纵向上分布不均, 略呈层状集中; 角砾略平行于层面, 有的呈叠瓦状排列, 叠瓦层面向东, 倾角约20°。

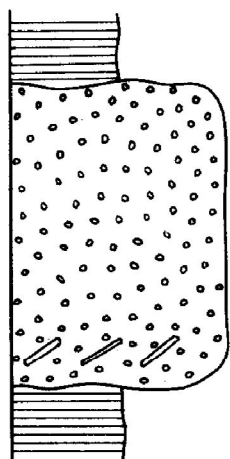


图5 颗粒流棘屑石灰岩沉积层序

棘屑石灰岩的围岩均为较深水环境中形成的笔石页岩和薄层泥晶石灰岩, 说明棘屑在沉积之前经过了搬运, 为异地沉积物。棘屑石灰岩呈块状, 显然为块体流沉积产物。棘屑圆度好, 粒间亮晶胶结、含泥极少的特点表明棘屑搬运方式并非碎屑流; 缺乏浊流的沉积构造表明亦非浊流。因此, 其搬运方式应为无粘性的颗粒流。只有颗粒流的形成机制方能构成上述特征。

颗粒流的形成, 需要有相当大的坡度(18—37°)^[2]。当时的桌子山地区正位于贺兰裂堑, 同生断裂发育, 岗德尔山东麓断裂(断面西倾)正处于发育时期, 可构成足以形成颗粒流的地形坡度。

在棘屑石灰岩中, 板状角砾形成了迎流的叠瓦构造。表明在颗粒流主体机制中出现了牵引作用^[2]。板状角砾层面向东, 表明流体流动方向向西, 这与流水形成的叠瓦状构造的指向意义是一致的, 而与纽芬兰著名的碎屑流中叠瓦构造的指向意义有所差别^[5]。

三、沉积格局与重力流沉积分布规律

岩相古地理研究表明,中奥陶世平凉期,鄂尔多斯地区主体为陆地,其西缘和南缘为一呈“L”形的边缘海(图1)。在“L”形的边缘,发育数组大型同生断裂,其延伸方向与古海岸线走向大体吻合。断层上下盘厚度差异较大,如黄河断裂,其下盘厚度大(400—2000 m)、层位全,上盘厚度小(0—400 m),且缺失平凉组上部,证明该断裂在平凉组沉积时期为同生断裂。由于大型同生断裂的影响,形成了四种不同的沉积格局,即:西缘北部“裂堑型”、西缘南部“裂坡型”、南缘西部“台坡型”和南缘东部“台堑型”的沉积格局,对当时的沉积特别是重力流的发育和分布有着十分明显的控制作用。

(一) 西缘北部“裂堑型”沉积格局

在中奥陶世,西缘北部为秦祁贺三叉裂谷系伸进鄂尔多斯古陆和阿拉善古陆的一个消亡支,即贺兰坳拉谷,呈NNE向延伸,南宽北窄,地层南厚北薄,构造活动南强北弱。在东西方向,从两侧陆地向沉降中心分别发育几组同生断裂,西侧断面向东,东侧断面向西,从两侧向沉降中心形成了一个呈阶梯状下降的裂堑。构成碳酸盐缓坡、斜坡、深水海槽等沉积单元。不同部位,重力流的发育和分布均有一定的差异。

1. 碳酸盐缓坡区

为覆盖区,钻井所揭示的平凉组均属下部。地层厚度0—400 m,自东向西增厚,增厚率为0.01—0.005。主要为亮晶砂屑石灰岩、泥晶石灰岩、粉晶白云岩等。由东向西,碳酸盐岩减少(尤其是颗粒石灰岩和白云岩减少),陆源物质(泥、页岩)增多,并夹数层角砾石灰岩。但角砾石灰岩规模小、厚度小、粒度细。在此碳酸盐缓坡区,不大可能出现垮塌、滑塌和大型重力流沉积,只能形成一些小型的碎屑流和浊流沉积。

2. 斜坡区

从岗德尔山东麓断裂和黄河断裂向西,坡度急剧变陡。由于多组同生断裂的影响,海底地势东西两侧都呈阶梯状下降,方向相反,形式相似。

从斜坡向沉降中心,地层急剧变厚,最大可达2000 m,重力流沉积十分发育。在近断裂部位,可形成大型的垮塌和滑塌岩块、碎屑流成因的角砾石灰岩和颗粒流石灰岩,岩块可达数米甚至数十米,如科学山、樱桃沟、桌子山剖面;而在远离断裂部位,则代之以典型的浊流沉积,如长流水、三关剖面。可见,同生断裂既是形成斜坡的主要因素,又是重力流沉积的控制因素。从同生断裂顺斜坡向下,依次出现垮塌-滑塌沉积→碎屑流和(或)颗粒流沉积→浊流沉积的沉积序列。且由于断裂呈阶梯状的多组出现而形成了重力流沉积的阶梯状分布特征(图6)。同时,区域构造强度控制着重力流沉积的规模,如南部的科学山剖面 and 北部的樱桃沟剖面,虽然都位于同生断裂附近,但由于构造强度不同,前者垮塌、滑塌岩块和角砾岩相当发育,岩块大可达数十米;而后者垮塌岩块最大仅数米,其规模和角砾粒径均逊于科学山剖面。

(二) 西缘南部“裂坡型”沉积格局

该区沉积格局比较简单,在陆地和海槽之间,缺乏缓坡区,直接由斜坡相连。受几组近南北向同生断裂的控制(图1),斜坡地形呈阶梯状下降,从而形成了“裂坡型”沉积格局(图7)。

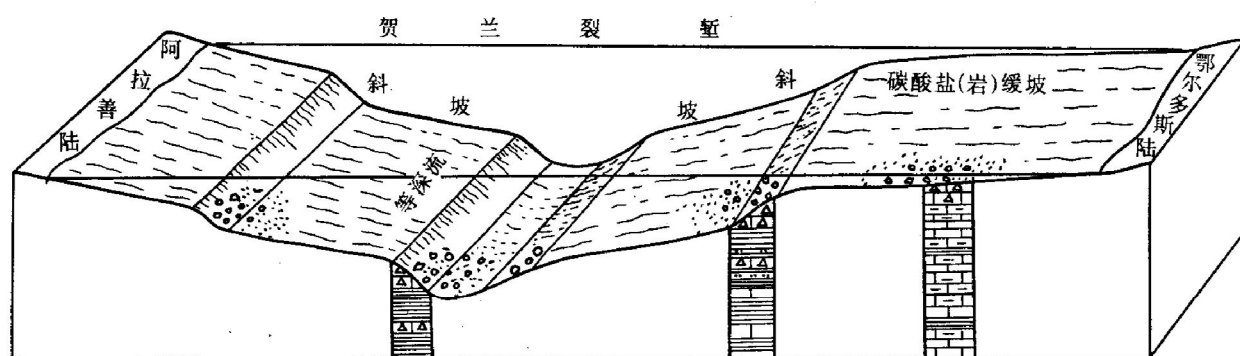


图6 西缘北部“裂堑型”沉积格局

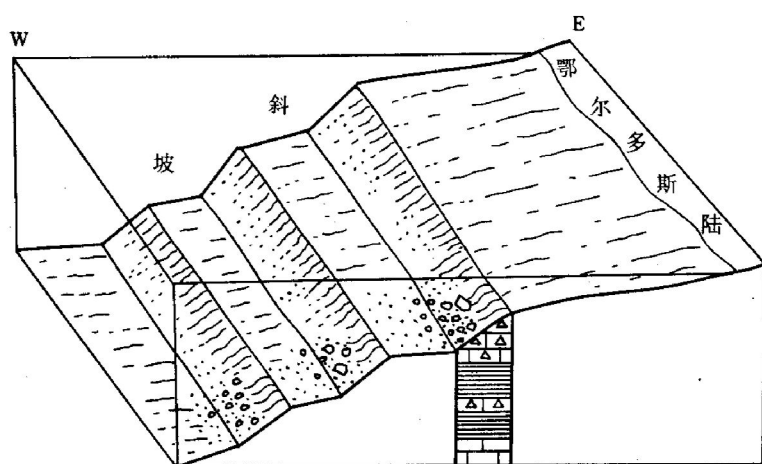


图7 西缘南部“裂坡型”沉积格局

在“裂坡型”沉积格局中,地层厚度向西急剧增大,从0米很快增至数千米。重力流沉积发育,以角砾石灰岩碎屑流沉积和砂屑石灰岩浊流沉积的形式出现,夹于大套笔石页岩之间,广泛分布于斜坡地区。

(三) 南缘西部“台坡型”沉积格局

南缘西部“台坡型”沉积格局主要发育在泾阳、耀县以西。主体为碳酸盐台地,在陇县、岐山一线通过同生断裂向南过渡为斜坡带(图1, 8)。

台地北部为潮上白云岩坪和滩后泻湖,发育泥质白云岩和泥晶石灰岩,向南变为浅滩,发育砂屑石灰岩和白云岩。斜坡中发育大套的夹于页岩、泥岩和泥晶石灰岩中的碎屑流角砾石灰岩和浊流砂屑石灰岩及砂岩。

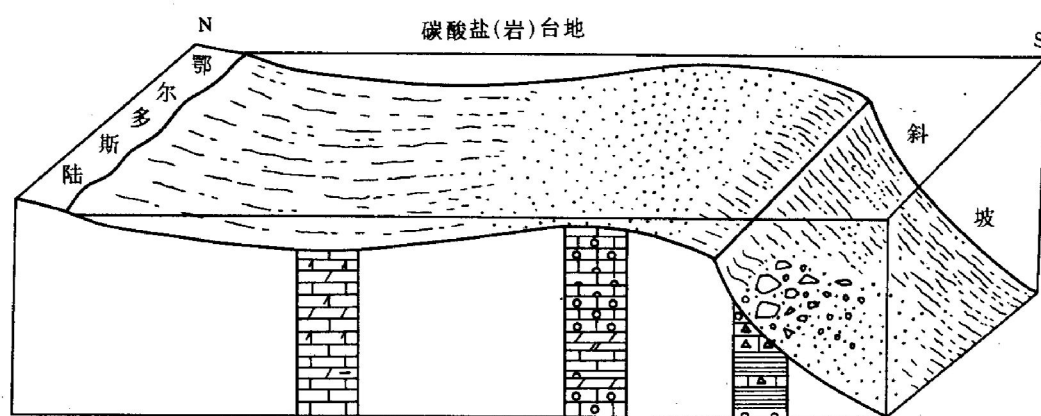


图8 南缘西部“台坡型”沉积格局

(四) 南缘东部“台塹型”沉积格局

南缘东部是一个较深水海槽呈 NE 向伸入浅水台地之中(图 1, 9)。海槽斜坡走向 NE, 东侧向 NW 倾斜, 西侧向 SE 倾斜。这种格局从中奥陶世一直持续到晚奥陶世早期(背锅山期)。

在海槽斜坡地带, 重力流沉积十分发育, 大都夹于薄层泥晶石灰岩中, 为大型滑塌岩块(最大可达 $9\text{ m} \times 70\text{ m}$)、碎屑流成因的角砾石灰岩、高密度浊流成因的含角砾砂屑石灰岩和低密度浊流成因的粉屑泥晶石灰岩。

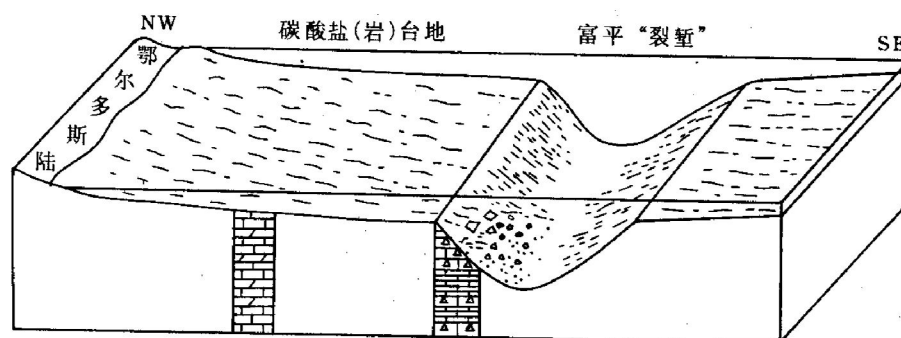


图9 南缘东部“台塹型”沉积格局

从上可知, 在不同的沉积格局中, 重力流沉积的发育和分布形式虽各不相同, 但均受到同生断裂及其形成的斜坡和构造活动强度的控制。依据这种规律, 可进一步预测覆盖区的重力流沉积及其类型, 这对于在本区平凉组寻找重力流沉积油气藏具有现实意义。

致谢: 在研究过程中, 得到了北京大学王英华教授、长庆油田勘探开发研究院的郭忠明、黄月明、袁效奇、齐天霞和长庆第三钻井公司地质大队赵松青同志的大力支持和帮助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 崔广振等. 贺兰山裂塹演化特征. 见: 地质研究论文集. 北京大学出版社, 1985. 47—63
- 2 Middleton G V, Hampton M A. Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition. In: Stanley D J, Swift D J P, eds. Turbidites and deep-water sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Pacific Section Short Course Lecture Notes, 1973. 1—8
- 3 Lowe D R. Sediment gravity flows: I. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Petro.*, 1982, 53 (1): 279—295
- 4 吴崇筠. 对国外浊流沉积和扇三角洲沉积研究的评述. 见: 中国石油学会石油地质委员会编译, 国外浊积岩和扇三角洲研究. 北京: 石油工业出版社, 1986. 1—19
- 5 Hubert J K, Sucbecki R K, Callaban R K M 等. 牛头角砾岩: 纽芬兰寒武—奥陶纪大陆边缘的沉积岩石学. 张秀莲译. 见: 库克 H E, 伊诺斯 P 编. 深水碳酸盐环境. 北京: 地质出版社, 1987. 100—124

SEDIMENTOLOGY OF GRAVITY FLOW DEPOSITS OF MIDDLE ORDOVICIAN PINGLIANG FORMATION IN WEST AND SOUTH MARGINS OF ORDOS

Wu Shenghe Feng Zengzhao

(The University of Petroleum, Beijing)

Zhang Jisheng

(Bureau of Petroleum Exploration, Changqin Oilfield, Gansu)

Abstract

Pingliang Formation of Middle Ordovician developed only in west and south margins of Ordos Basin in North China Platform. Two kinds of gravity flow deposits, carbonate and clastic rocks developed in the formation. The carbonate gravity flow deposits include debris flow deposits (mainly breccia limestone), turbidites (mainly calcarenite) and grain flow deposits (echinoderm-clastic grain limestone). Clastic gravity flow deposits are mainly turbidity flow deposits, consisting of conglomerate and sandstone.

The formation and distribution of the gravity flow deposits were governed by simultaneous faulting and sedimentary framework. The latter includes four types; 1. fracture-graben; 2. fracture-slope; 3. platform-slope; 4. platform-graben. The simultaneous fault is both an important factor in the formation of slopes and the source province of the gravity flow. Down along the slopes, collapse, slump, debris flow (and gravity flow), high and low density turbidity flow deposits occur sequentially. There are different complexes of simultaneous faults, and in turn differentia of gravity flow deposits and various sedimentary frameworks in the region. The gravity flow deposits are potential important hydrocarbon reservoirs.