

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

鄂尔多斯盆地东部太原组古岩溶特征

王宝清¹⁾, 王凤琴¹⁾, 魏新善²⁾, 王飞燕²⁾

1) 西安石油大学资源工程系, 710065; 2) 长庆油田勘探开发研究院, 西安, 710021

内容提要: 鄂尔多斯盆地二叠统太原组为碳酸盐与陆源碎屑混合沉积, 主要由灰岩、岩屑石英砂岩、泥岩和煤岩组成。太原组沉积时期鄂尔多斯盆地东部为碳酸盐与陆源碎屑混合沉积的陆表海潮坪沉积体系和三角洲沉积体系。北部发育三角洲前缘沉积。南部发育碳酸盐潮下带—潮间带及陆源碎屑潮下带。太原组中普遍发育冲刷充填现象, 说明短期的沉积间断发生频繁。太原组中岩溶角砾岩发育, 主要为镶嵌状角砾岩, 见到少量裂缝角砾岩和紊乱角砾岩。太原组中的岩溶形成于同生期, 没有形成岩溶地貌。与现代碳酸盐沉积物相比, 太原组灰岩具有较高的 Mn 和 Fe 含量, 明显低的 Sr 含量和 $\delta^{18}\text{O}$ 值。这是由于埋藏作用和淡水淋滤所引起的, 低的 Sr 含量和 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要由淡水淋滤所致。与大多数地质学家研究得出的二叠纪生物和非生物成因的方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相比较, 太原组方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值无明显差异。宏观和微观特征均说明太原组存在古岩溶。岩溶作用使得灰岩的储集性能在一定程度上得到了改善。

关键词: 鄂尔多斯盆地; 太原组; 碳酸盐; 陆源碎屑; 混合沉积; 古岩溶

鄂尔多斯盆地中部气田天然气赋存于奥陶系顶部马家沟组中, 储集空间主要为古岩溶作用所形成的次生溶蚀孔、洞、缝(杨华等, 2002)。太原组碳酸盐岩是否存在古岩溶是上世纪80年代晚期鄂尔多斯盆地中部气田发现以来有关地质学家关心的问题。奥陶系马家沟组古岩溶形成于长达1.5亿年的风化剥蚀过程中(王宝清等1995; 马振芳等, 2001), 太原组只发育较短的沉积间断, 远远不能与奥陶系顶部的长期间断相比, 在这样短期的间断内能否形成古岩溶, 古岩溶的规模如何。古岩溶往往形成于碳酸盐岩发育地区, 碳酸盐与陆源碎屑混合沉积的碳酸盐岩层中是否存在古岩溶。这些都是有待证实的理论和实践问题。因此太原组古岩溶的研究在沉积学理论上和天然气勘探实践上均有重要意义。

1 地质背景、地层和沉积相

鄂尔多斯盆地是华北地台解体后独立发展起来的一个中生代大型内陆沉积盆地。现今构造为南北向的矩形盆地, 呈东翼宽缓、西翼陡窄的不对称大向斜。盆地边缘断裂褶皱较为发育, 盆地内部构造相对简单, 地层平缓, 一般倾角不到 1° (杨俊杰, 2002)。

下二叠统太原组下伏地层为本溪组晋祠段石英

杂砂岩、石英砂岩夹煤层和灰岩, 上覆地层为下二叠统山西组北岔段粗粒石英杂砂岩。根据岩石学特征、古生物组合和地球物理测井响应特征, 太原组由下而上划分为庙沟段、毛儿沟段、斜道段和东大窑段。

庙沟段位于8号煤层之上, 主要为一套灰黑色、深灰色生物碎屑泥晶灰岩、含生物碎屑泥晶灰岩。毛儿沟段可分为三层, 上下均为灰岩, 中部为凝灰岩或凝灰质灰岩。斜道段伏于7号煤层之下, 为一套黑—深灰色中—厚层状含生物碎屑泥晶灰岩和生物碎屑泥晶灰岩。东大窑段位于6号煤层之上, 主要为深灰色含生物碎屑泥晶灰岩。庙沟段灰岩富含腕足类和瓣类, 尤其是腕足类分布普遍, 含量较多。毛儿沟段灰岩除富含腕足类、瓣类外, 四射珊瑚与网格苔藓虫较多, 且常见蠕虫迹。斜道段灰岩除上述特征外, 富含海百合和苔藓虫碎屑; 海百合茎粗大, 长短相似, 受水动力条件控制, 排列具方向性。东大窑段灰岩以富含双壳纲及小型腕足类化石为特征, 局部见舌形贝和植物碎片。

太原组含大量生物, 这些生物大多为底栖生物, 虽有搬运痕迹, 但仅有短距离搬运, 生物的生态特征基本上能反映碳酸盐的沉积环境。大多数生物为典型的窄盐性海洋生物, 少数为广盐性生物。太原组中

注: 本文为国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号 2003CB2146000)资助的成果。

收稿日期: 2005-11-04; 改回日期: 2005-12-20; 责任编辑: 刘淑春。

作者简介: 王宝清, 男, 1943年生, 1968年毕业于成都地质学院本科, 1981年毕业于成都地质学院研究生, 获硕士学位。现为西安石油大学教授, 主要从事沉积学与石油地质学教学与科研工作。通讯地址: 710065, 西安石油大学资源工程系; Email: bqwang@xsyu.edu.cn。

有大量的浅水沉积构造,如各种交错层理、平行层理、冲刷充填构造、生物钻孔等。

大部分灰岩为生物碎屑泥晶灰岩或含生物碎屑泥晶灰岩,基质支撑,含有较多的苔藓虫、腕足、棘皮、珊瑚、鲕等典型的海生生物和有孔虫的海相属种,为潮下带—潮间带产物。少数灰岩由大量内碎屑和少量生物碎屑组成,颗粒含量高,往往在70%以上,甚至达90%以上,颗粒往往具有塑变特征。此类岩石为风暴岩。

砂岩具平行层理、楔状层理、低角度斜层理、冲刷充填构造。粉砂岩具透镜状、脉状、波状层理、沙纹层理。泥岩层面上具植物化石碎片。砂岩大部分为三角洲水下分流河道沉积物,少数为障壁岛或潮汐通道产物,泥岩为陆源碎屑潮下带或泥坪产物。

太原组沉积时期鄂尔多斯盆地东部为碳酸盐与陆源碎屑混合沉积的陆表海潮坪体系和三角洲沉积体系。北部为三角洲沉积体系,发育水下分流河道和支流间湾,零星地分布着一些小范围的碳酸盐沉积。南部为陆表海潮坪体系,发育着大量的碳酸盐潮下带—潮间带及少量的陆源碎屑潮下带,陆表海潮坪体系的北部以碳酸盐沉积占绝对优势,南部则为碳酸盐沉积物与陆源泥共存。

2 古岩溶特征

岩溶角砾岩是识别岩溶的重要标志。按成因,岩溶角砾岩分为三类(Al-Shaieb et al., 1993; Loucks, 1999; Wang et al., 2002),即裂缝角砾岩、紊乱角砾岩和洞穴沉积物充填。裂缝角砾岩(Crackle Breccia)是角砾化初期的产物,碳酸盐岩中高度发育的,宽度不大的裂缝把岩石切割成碎屑,碎屑没有发生位移。随着碎屑的旋转和位移增加,依次出现镶嵌状角砾岩(Mosaic Breccia)和紊乱角砾岩(Chaotic Breccia)。镶嵌状角砾岩与裂缝角砾岩相似,但碎屑间的位移较大,一些碎屑的旋转明显;是裂缝角砾岩和紊乱角砾岩之间的过渡类型。紊乱角砾岩又称垮塌角砾岩(Collapse Breccia),以大量的碎屑旋转和位移为特征,碎屑可来自多个物源,可以是单成分或复成分的角砾岩。紊乱角砾岩可以由碎屑支撑的、无杂基的角砾岩过渡到杂基支撑的角砾岩。在紊乱角砾岩和洞穴沉积物充填之间,随着杂基的增加,依次出现富杂基碎屑支撑紊乱角砾岩、杂基支撑紊乱角砾岩和含碎屑和岩块的洞穴沉积物。

鄂尔多斯盆地东部大部分具有灰岩的钻井岩心中发现了岩溶角砾岩,少数是裂缝角砾岩(图版 I-

1),多数是镶嵌状角砾岩(图版 I-2,3),紊乱角砾岩少见。单层厚度0.2~4.9 m,单井累计厚度0.2~5.1 m。多数井仅有一层岩溶角砾岩,少数井有两层岩溶角砾岩。岩溶角砾岩距太原组顶0~26.26 m,仅统2井岩溶角砾岩位于太原组顶部,统3井岩溶角砾岩距太原组顶1.10 m,其他各井岩溶角砾岩至少距太原组顶6.82 m。但岩溶角砾岩均出现在地层段的顶部,说明各段之间存在一定时间的沉积间断。岩溶角砾岩出现在灰岩发育的层段和区块。从剖面上看,斜道段、东大窑段、毛儿沟段和庙沟段灰岩含量逐渐递减,其岩溶角砾岩的出现也按上述顺序逐渐递减,斜道段岩溶角砾岩最多,东大窑段次之,毛儿沟段岩溶角砾岩少;庙沟段则没有岩溶角砾岩,仅有溶蚀孔、缝(图版 I-4)。岩溶角砾岩往往出现在灰岩层的上部或顶部,常直接覆于砂岩层或煤层之下。从平面上看,岩溶角砾岩主要分布于研究区中部,即陆表海潮坪体系的北部;研究区最南部泥岩较多,且碳酸盐沉积于潮下带,因而也无岩溶角砾岩。研究区北部三角洲沉积体系以陆源碎屑岩占优势,无岩溶角砾岩。岩溶角砾岩分布面积约3700 km²。

太原组岩溶角砾岩厚度小。角砾直径0.1~20 cm,分选差。角砾为次棱角状和次圆状,无棱角状角砾。主要原因在于,岩溶角砾岩形成于同生期和成岩早期,沉积物尚未固结时。由于潮间带沉积物常出露于水面之上,接受大气淡水淋滤而形成岩溶角砾岩。由于沉积物露出水面的时间短,产生的岩溶角砾岩厚度不大,延伸有限,角砾的直径较小。角砾产生后,还要继续接受大气淡水淋滤,变为次圆状。

溶蚀孔、缝在太原组中较为普遍。裂缝长0.11~80 cm,宽<0.01~4.3 cm;溶蚀孔直径0.01~2 cm。有效裂缝的裂缝密度在0.25~71.43条/m之间。溶蚀孔、缝的面孔率之和在0.2%~0.5%之间。大多数溶蚀孔、缝被方解石胶结物充填。方解石胶结物呈纤维状或刀刃状(图版 I-4~8),说明形成于海水潜流带(Longman, 1980)。这些方解石胶结物与围岩方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值相差不大(图1),没有沉淀于淡水条件下的粒状或嵌晶状方解石(王宝清,1995),也说明方解石胶结物与围岩方解石形成于相似条件下,即形成于海水潜流带。

太原组的碳酸盐岩沉积于海平面变化旋回的海侵和高位体系域中,陆源碎屑岩沉积于低位体系域(蔡希源等,2003)。已沉积的碳酸盐在低位体系域中发生岩溶化。

根据三个样品分析,太原组灰岩的Sr含量在

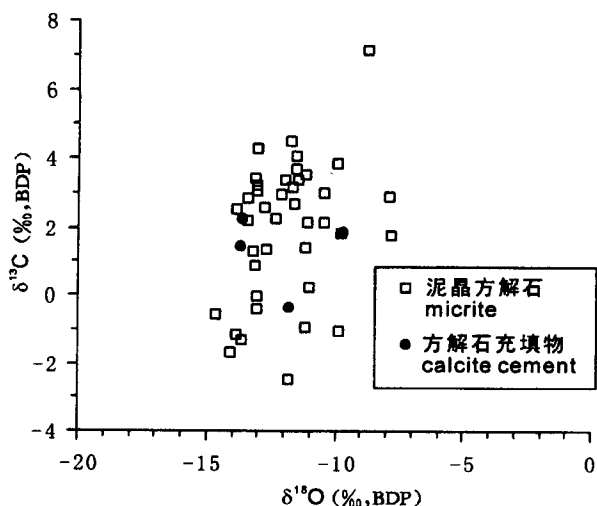


图1 鄂尔多斯盆地东部太原组灰岩方解石
δ¹⁸O 与 δ¹³C 关系

Fig. 1 Relation between δ¹⁸O and δ¹³C for calcite of
limestones
from the Taiyuan Formation
in eastern Ordos Basin

表1 太原组灰岩微量元素含量

Table 1 Trace element concentration of limestone

样号	井号	井深(m)	层位	Sr ($\times 10^{-6}$)	Mn ($\times 10^{-6}$)	Fe ($\times 10^{-6}$)	Fe Mn
1	麒3井	2724.50	斜道段	1260	286	4600	16
2	陕218井	2970.54	斜道段	1570	251	1100	4
3	洲5井	2389.30	东大窑段	1330	171	500	3

1260 $\times 10^{-6}$ ~1570 $\times 10^{-6}$ 之间,平均1387 $\times 10^{-6}$; Mn 含量在171 $\times 10^{-6}$ ~286 $\times 10^{-6}$ 之间,平均236 $\times 10^{-6}$; Fe 含量在500 $\times 10^{-6}$ ~4600 $\times 10^{-6}$ 之间,平均2067 $\times 10^{-6}$, Fe/Mn 值3~16,平均8(表1)。以文石为主的现代海洋灰泥以低 Fe、低 Mn、高的 Sr 为特征; Fe 含量在180 $\times 10^{-6}$ ~973 $\times 10^{-6}$ 之间,平均472 $\times 10^{-6}$ (Milliman, 1974); Mn 含量小于20 $\times 10^{-6}$, Sr 含量约3000 $\times 10^{-6}$ (Rao, 1986, 1990)。在成岩碳酸盐相中 Fe²⁺ 和 Mn²⁺ 浓度取决于这些元素的来源和孔隙水的氧化—还原条件。随着大气淡水影响的增加, Sr 含量减少; 随着埋藏强度的增加, Mn 和 Fe 含量增加。Fe 和 Mn 在地表或地下浅处氧化条件下含量低, 在埋藏条件下象铁和锰这样的氧化—还原性敏感的金属将发生反应, 与碳酸盐胶结物一起沉淀(More et al., 1990)。与现代碳酸盐沉积物相比, 太原组灰岩具有较高的 Mn 和 Fe 含量, 明显低的 Sr 含量。这是由于淡水淋滤和埋藏作用所引起的, 低的 Sr 含量主要是由于淡水淋滤所致(王宝清等,

1996)。

太原组泥晶方解石的 δ¹⁸O 在 -14.6‰~-7.8‰ PDB 之间, 平均值和中值分别为 -11.9‰ 与 -11.8‰; δ¹³C 在 -2.5‰~7.2‰ PDB 之间, 平均值和中值分别为 1.8‰ 与 2.2‰。方解石充填物与泥晶基质碳氧同位素值无明显差别(图1)。

不同沉积环境和不同地质时代的碳酸盐同位素值有所差异, 并且在成岩作用过程中会有所变化。一般来说, 海相碳酸盐较淡水碳酸盐有较高的 δ¹⁸O 值, 随着埋藏加深, 介质温度升高, δ¹⁸O 值降低, 地质时代越老, δ¹⁸O 值越低。淡水相碳酸盐方解石的 δ¹⁸O 值一般较海相的低, 变化范围也较大, 与地质年代之间的关系也没有明显的规律性。

现代海洋碳酸盐的 δ¹³C 值大约在 4‰~-2‰ 范围内(Gross, 1964), 多数古代碳酸盐台地的 δ¹³C 也在此范围内。在开启体系与大气 CO₂ 进行交换的地表环境中所沉淀的碳酸盐具有统一的碳同位素值, 这种共同性反映出地表水与来自大气 CO₂ 层的碳平衡关系。因此, 同期沉淀的海相和淡水碳酸盐可能难以根据它们的碳同位素成分区分开。当水渗滤通过包含由有机质氧化形成的 CO₂ 的沉积土壤带时, 大气水的同位素成分会很快发生变化。有机来源的 CO₂ 比大气碳成分轻得多, 其 δ¹³C 值为 -16‰~-25‰(Lohmann, 1988)。当地层中的有机质成熟时释放出的 CO₂ 溶解于孔隙水时, 也将使孔隙水的 δ¹³C 值大大降低。

鄂尔多斯盆地东部大部分方解石的 δ¹³C 值在上述的现代海洋碳酸盐和多数古代碳酸盐台地的 δ¹³C 值范围内。与大多数地质学家研究得出的二叠纪生物和非生物成因的方解石的 δ¹³C 值(Given et al., 1985; Meyers et al., 1985; Popp et al., 1986; Qing et al., 1994) 比较, 太原组方解石的 δ¹³C 值无明显差异。说明有机来源的 CO₂ 对太原组碳酸盐影响不大。但 δ¹⁸O 值明显偏低。太原组碳酸盐受埋藏作用和淡水淋滤影响很大, 特别是受后者改造而使 δ¹⁸O 值明显偏低(王宝清, 1996)。

太原组灰岩的微量元素含量和碳氧稳定同位素值说明灰岩曾受到淡水淋滤, 其所形成的潮汐环境, 使得一旦沉积, 即有可能暴露于海水面之上, 接受大气淡水淋滤, 形成岩溶。但由于这种同生期的沉积间断时间短, 只能形成一些小的和不多的溶蚀孔、缝。只能形成镶嵌状岩溶角砾岩或裂缝角砾岩, 且这些角砾岩延伸不远。由于岩溶层厚度不大, 在地震剖面上很难识别。由于岩溶角砾岩含泥质少, 其自然伽玛

曲线以低、平为特点。由于少量溶蚀孔、缝发育,有中等的声波时差值,一般为 $155\sim 162\mu\text{s}/\text{m}$ 。太原组灰岩以特低孔渗为特征,灰岩的孔隙度在 $1\%\sim 8.5\%$ 之间,一般有效储层孔隙度为 $2\%\sim 4\%$,大部分灰岩致密无孔。渗透率在 $0.004\times 10^{-3}\mu\text{m}^2\sim 0.31\times 10^{-3}\mu\text{m}^2$ 之间,有效渗透率在 $0.01\times 10^{-3}\mu\text{m}^2\sim 0.3\times 10^{-3}\mu\text{m}^2$ 之间,而在裂缝发育段渗透率达 $8.9\times 10^{-3}\mu\text{m}^2$ 。岩溶作用使得灰岩的孔隙度,特别是渗透率有所提高,但没有根本上改变太原组灰岩特低孔渗的特点。太原组砂岩较灰岩有高得多的孔隙度和渗透率。大部分气层或含气层分布于砂岩中;少数气层或含气层分布于灰岩中,这些灰岩往往与岩溶作用有关,说明岩溶对储层的建设起到了一定作用。

3 结论

鄂尔多斯盆地东部太原组灰岩中出现的岩溶角砾岩、溶蚀孔、缝,低的Sr含量和 $\delta^{18}\text{O}$ 值说明太原组存在古岩溶。

古岩溶不但可以在厚的碳酸盐岩中出现,也可以在碳酸盐与陆源碎屑混合沉积背景下的碳酸盐岩中出现。

由于原生孔隙不发育,岩溶形成于同生期,沉积间断短,岩溶形成后沉积物没有脱离沉积环境,岩溶作用形成的溶蚀孔、缝被海水潜流带的胶结物充填。岩溶发育的规模不大、岩溶角砾岩和溶蚀孔、缝没有很好地发育。

然而岩溶作用使得灰岩的储集性能在一定程度上得到了改善。

参 考 文 献

- 蔡希源,李思田,等. 2003. 陆相盆地高精度层序地层学——隐蔽油气藏勘探基础、方法与实践. 北京:地质出版社.
- 马振芳,周树勋,于忠平,潘令红. 2001. 鄂尔多斯盆地中东部前石炭纪古岩溶地貌与天然气富集研究. 见:杨华等主编. 低渗透油气田研究与实践(卷三). 北京:石油工业出版社, 24~27.
- 王宝清. 1995. 山西省柳林奥陶系古岩溶顶部方解石充填物. 地质论评, 41(5): 473~479.
- 王宝清. 1996. 山西省兴县奥陶系马家沟组顶部的沉积期后作用. 地质论评, 42(Sup.): 215~221.
- 王宝清,徐论勋,李建华,张晓宇. 1995. 古岩溶与储层研究. 北京:石油工业出版社.
- 王宝清,张金亮. 1996. 山西省兴县奥陶系古岩溶地球化学特征. 地质论评, 42(Sup.): 62~69.
- 杨华,郑聪斌,席胜利. 2002. 鄂尔多斯盆地地下古生界奥陶系天然气成藏的地质特征. 见:杨华等主编. 低渗透油气田研究与实践(卷四). 北京:石油工业出版社, 7~25.
- 杨俊杰. 2002. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气分布规律. 北京:石油工业出版社.
- Al-Shaieb Z, Lynch M. 1993. Paleokarst features and thermal overprints observed in some of the Arbuckle cores in Oklahoma Paleokarst related hydrocarbon reservoirs. In: Fritz R D, Wilson J L, Yurewics D A, eds. Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: SEPM Core Workshop, 11~59.
- Cai Xiyuan, Li Sitian, et al. 2003. High resolution sequence stratigraphy of continental basins——Basic ideas, methodology and practice for exploring subtle oil pools. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Given R K, Lohmann K C. 1985. Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements. Journal of Sedimentary Petrology, 55: 430~439.
- Gross D G. 1964. Variations in the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands. Journal of Geology, 72: 170~194.
- Lohmann K C. 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, Paleokarst. In: James N P, Choquette P W, eds. Paleokarst, New York: Springer-Verlag, 58~80.
- Longman W M. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. AAPG Bulletin, 64: 461~487.
- Loucks R G. 1999. Paleocave carbonate reservoirs: burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. AAPG Bulletin, 83: 1795~1834.
- Ma Zhenfang, Zhou Shuxun, Yu Zhongping, Pan Linghong. 2001. Research of pre-Carboniferous paleokarst land forms and natural gas enrichment on the eastern and central Ordos basin. In: Yang Hua et al. eds. Research and practice on oil and gas field with low permeability, vol. 3. Beijing: Petroleum Industrial Press, 24~27 (in Chinese).
- Meyers W J, Lohmann K C. 1985. Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico. In: Schneidermann N, Harris P M, eds. Carbonate cements. SEPM Special Publication 36, 222~239.
- Milliman J D. 1974. Recent sedimentary carbonates 1: marine carbonates. Berlin: Springer-Verlag.
- More J W, Mackenzie F T. 1990. Geochemistry of sedimentary carbonate. Amsterdam: Elsevier.
- Popp B N, Anderson T F, Sandberg P A. 1986. Brachiopods as indicators of original compositions in some Paleozoic limestones. Geological Society of America Bulletin, 97: 1262~1269.
- Qing H, Veizer J. 1994. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implication for coeval seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 4429~4442.
- Rao C P. 1986. Geochemistry of temperate-water carbonates, Tasmania, Australia. Marine Geology, 71: 363~370.
- Rao C P. 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonates (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia. Sedimentary Geology, 66: 83~97.

- Wang Baoqing. 1995. Calcite fill on the top of Ordovician paleokarst in Liulin, Shanxi. *Geological Review*, 41(5): 473~479 (in Chinese with English abstract).
- Wang Baoqing. 1996. Postdepositional processes of the first submember of the fifth member of the Ordovician Majiagou Formation in Xingxian, Shanxi. *Geological Review*, 41 (Sup.): 213~222 (in Chinese with English abstract).
- Wang Baoqing, Xu Lunxun, Li Jianhua, Zhang Xiaoyu. 1995. Research on paleokarst and reservoir-the characteristics of the reservoir on the top of Lower Ordovician on the margin of Shanganning basin. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese).
- Wang Baoqing, Zhang Jialiang. 1996. Geochemical characteristics of the Ordovician paleokarst in Xingxian, Shanxi. *Geological Review*, 41 (Sup.): 62~69 (in Chinese with English abstract).
- Wang B, Al-Aasm I S. 2002. Karst-controlled diagenesis and development: Example from the Ordovician main-reservoir carbonate rocks on the eastern margin of the Ordos basin, China. *AAPG Bulletin*, 89 (9): 1639~1658.
- Yang Hua, Zheng, Congbin, Xi Shengli. 2002. Geologic characteristics of natural gas formation of lower Paleozoic Ordovician; In, Yang Hua et al. eds. Research and practice on oil and gas field with low permeability, vol. 4. Beijing: Petroleum Industrial Press, 7~25 (in Chinese).
- Yang Junjie. 2002. Tectonic evolution and oil-gas reservoirs distribution in Ordos basin. Beijing: Petroleum Industrial Press (in Chinese).

Characteristics of Paleokarst in the Taiyuan Formation from Eastern Ordos Basin

WANG Baoqing¹⁾, WANG Fengqin¹⁾, WEI Xinshan²⁾, WANG Feiyan²⁾

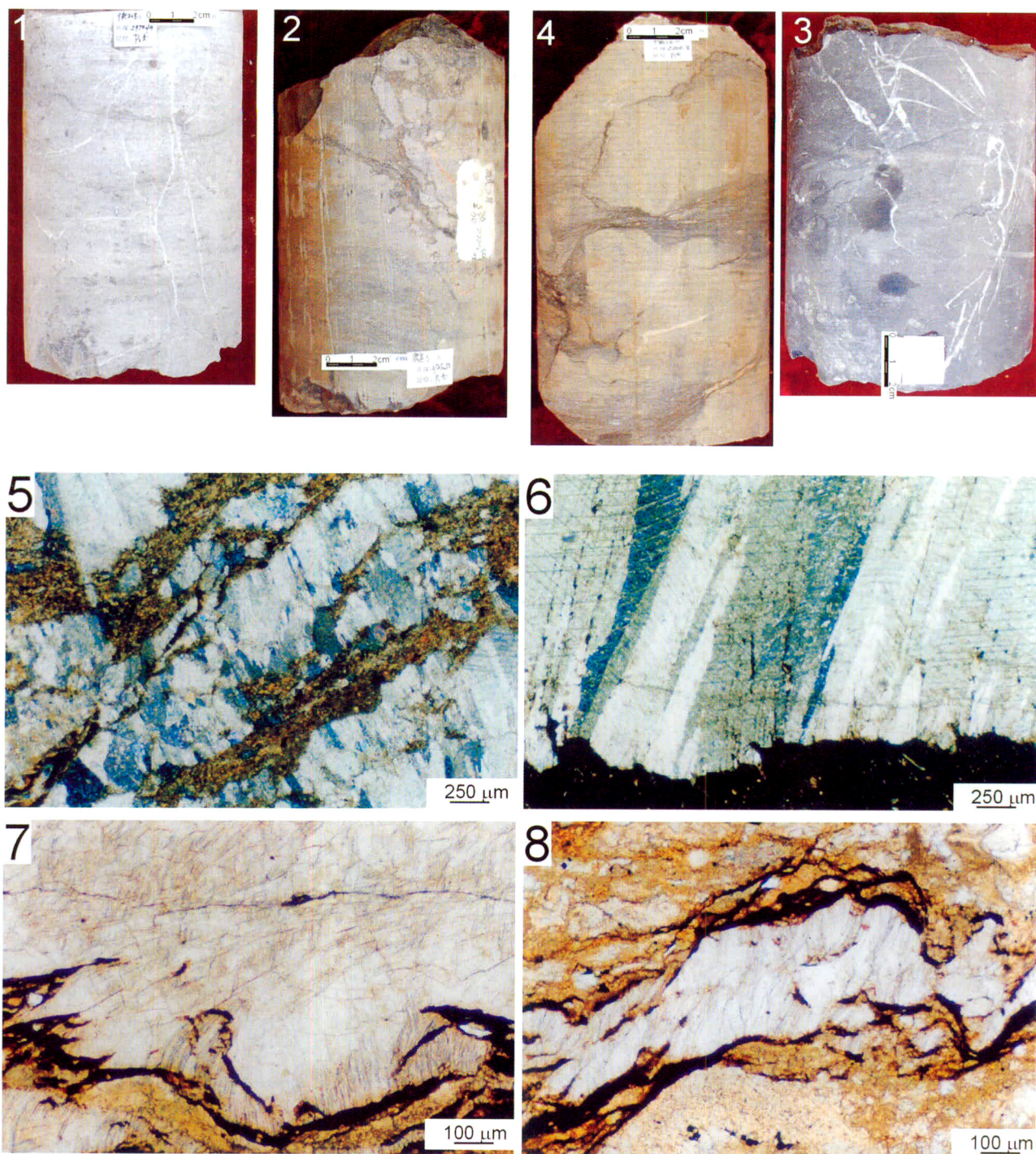
1) Department of Earth Sciences, Xi'an Shiyou University, Xi'an, 710065

2) Research Institute of Exploration & Development, Changqing Oilfield Corporation, Xi'an, 710021

Abstract

The low Permian Taiyuan Formation is mixed carbonate-terrigenous clastic sediments, and is mainly composed of limestone, sublitharenite, mudstone and coal. During deposition of the Taiyuan Formation, the eastern Ordos basin was epicontinental tidal and deltaic environments. Delta front occurred in the north. Carbonate subtidal-intertidal zones and terrigenous subtidal zones developed in the south. Scour and infill structures are common, indicating there were frequent short depositional breaks during sedimentation of the Taiyuan Formation. Karst breccias are frequently present in the Taiyuan Formation. They are mainly mosaic breccias, occasionally crackle breccias and chaotic/collapse breccias. Since all karst formed in syndepositional stage in the Taiyuan Formation, paleokarst land forms did not develop. In comparison of modern carbonate sediments, the limestone in the Taiyuan Formation is characteristics with high contents of Mn and Fe, distinctly low contents of Sr, and obviously low $\delta^{18}\text{O}$ values. This was caused by burial and leaching of meteoric water. Low contents of Sr and $\delta^{18}\text{O}$ values were caused mainly by leaching of meteoric water. Megascopic and microscopic characteristics indicate there is paleokarst in the Taiyuan Formation. The karstification benefited improvement for reservoir limestones to a certain extent.

Key words: the Ordos basin; the Taiyuan Formation; carbonate; terrigenous clasts; mixed sedimentation; paleokarst



1. 裂缝岩溶角砾岩，由溶蚀缝切割岩石形成，裂缝基本上被亮晶方解石（白色）充填，有两条近于平行层面的裂缝（深灰色）未被充填。有缝合线一条（深灰色），近于平行层面。陕 218 井，2972.74m，毛儿沟段，岩心磨光面。
2. 上部为镶嵌状岩溶角砾岩，由溶蚀缝切割含生物碎屑灰岩而成。下部为纹层状含生物碎屑灰岩。麒 3 井 2725.50m，东大窑段，岩心。
3. 镶嵌状岩溶角砾岩，由溶蚀缝切割泥晶灰岩形成。榆 16 井 2204.8m，斜道段，岩心。
4. 含生物碎屑泥晶灰岩，溶蚀孔、缝被方解石充填（白色）。绥 1 井

- 2170.94m，庙沟段，岩心。
5. 岩溶角砾岩的砾间缝被刀刃状方解石充填。榆 8 井 1802.41 ~ 1802.48m，东大窑段。薄片，正交偏光。
6. 生物碎屑灰岩层间溶孔中充填的纤状方解石。榆 16 井 2205.30m，斜道段。薄片，单偏光。
7. 生物碎屑灰岩溶孔中充填的纤状方解石。榆 16 井 2205.30m，斜道段。薄片，单偏光。
8. 生物碎屑灰岩溶孔中充填的纤状方解石。榆 16 井 2205.30m，斜道段。薄片，单偏光。