中国科学: 地球科学 2016 年 第 46 卷 第 3 期: 406 ~ 410
SCIENTIA SINICA Terrae earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

讨 论

讨论: 青藏高原北缘酒泉盆地青西凹陷白垩系湖相热水沉积原生白云岩

李乐[①②], 姚光庆[①②*]

① 构造与油气资源教育部重点实验室, 武汉 430074;
② 中国地质大学资源学院, 武汉 430074
* 通讯作者, E-mail: gqyao@cug.edu.cn

收稿日期: 2015-03-30; 接受日期: 2015-12-28; 网络版发表日期: 2016-02-22
国家自然科学基金项目(批准号: 41006021, 41176132)和中国科学院海洋战略性先导科技专项项目(编号: XDA11030104)资助

基于岩石学、矿物学及地球化学资料的系统分析, 文华国等(2014)提出一种与幔源热流体有关的热水沉积机制来解释青西凹陷白垩统下沟组湖相白云岩的成因. 文中提及的角砾状构造与传统热水沉积构造相似(张复新, 1988), 具有一定的热水沉积产物特征. 对文中数据及相应论述进行分析及思考后, 笔者发现文中的岩石学及地球化学资料并不能作为幔源流体参与白云石形成的有力证据, 可能难以解释凹陷中广泛分布的纹层状泥晶含铁白云岩成因. 笔者从沉积物供给源、白云石的形成温度、主要矿物成因及有机质热演化程度四个方面来论述该模式的局限性.

1 沉积物供给源

文华国等(2014)提出"青西凹陷下白垩统下沟组湖相白云岩…属于一类十分罕见的热卤水喷发和快速结晶化学沉淀成因的原生含铁白云岩…成矿热流体为下渗湖水与幔源岩浆水混合形成的富含Ca^{2+}, Mg^{2+}和Fe^{2+}等多种离子的碱性热卤水." 由这些相关信息可知地幔岩浆热液在白云岩的形成过程中发挥了重要的作用, 一方面加热了"外来的"下渗湖水, 而另一方面则提供了重要的成矿离子(Ca^{2+}、Mg^{2+}及Fe^{2+}等). 考虑到地下地幔岩浆水的规模, 沿深大断裂下渗后的湖水的成分及性质极有可能在混合过程中同化为地幔岩浆水. 因此, 幔源的流体痕迹在岩石中应有较为明显的显示. 但是, 白云岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值和稀土元素配分特征——两大强有力的地球化学示踪工具, 却难以证明幔源流体源参与了岩石的形成过程.

文华国等(2014)提供了代表地幔来源的低$^{87}Sr/^{86}Sr$的比值(玄武岩: 0.706780~0.706960, 平均0.706870). 藻灰岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值(0.71319~0.71321, 平均0.71319)也在较早的时候得以测定, 并被认为可代表研究区正常湖水的锶同位素组成(文华国等, 2009). 在该区研究层段采用碳酸盐岩锶同位素示踪中需要注意两点: (1) 湖水$^{87}Sr/^{86}Sr$比值与基底岩石$^{87}Sr/^{86}Sr$比值具有良好的对应性(Faure和 Powell,

中文引用格式: 李乐, 姚光庆. 2016. 讨论: 青藏高原北缘酒泉盆地青西凹陷白垩系湖相热水沉积原生白云岩. 中国科学: 地球科学, 46: 406–410, doi: 10.1360/N072014-00580
英文引用格式: Li L, Yao G Q. 2016. Primary dolostone related to the Cretaceous lacustrine hydrothermal sedimentation in Qingxi sag, Jiuquan Basin on the northern Tibetan Plateau: Discussion. Science China Earth Sciences, 59: 866–870, doi: 10.1007/s11430-016-5262-3

© 2016《中国科学》杂志社

1972), 而酒西盆地基底组成以早古生代变质岩系和花岗岩为主(朱利东等, 2005); (2) 碳酸盐岩中存在的粘土矿物等非碳酸盐组分会对测得的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值产生极大的影响(Banner, 1995), 总体上会使测定值偏高, 这一点已在对比溶解所剩残渣样及岩石样$^{87}Sr/^{86}Sr$比值中得以验证(张志军等, 2003). 下沟组陆源碎屑物质多来源于祁连造山带(方世虎等, 2010), 根据旱峡地区下沟组锆石测年分析, 早古生代(410~450Ma)至晚古生代早期(340~400Ma)地层为主要风化剥蚀对象(彭楠等, 2013). 可查询到的资料中, 祁连山地区该时期形成的花岗岩类岩体对应的锶同位比值(计算值)介于0.70871~0.73284之间(贾群子等, 2007). 文华国等(2014)在表3中提供的大部分(84%)纹层状泥晶含铁白云岩的锶同位素值(0.711648~0.719546)均在藻灰岩对应均值附近波动, 均大幅度高于幔源锶同位素组成. 考虑到薄片观察显示含铁白云石与钠长石、地开石、方沸石等硅酸盐矿物紧密共存, 文华国等(2014)提供的测量值较难以保证仅反映着含铁白云石中的锶同位素组成. 综合能间接反映基底岩石$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的藻灰岩中测量值以及源区母岩$^{87}Sr/^{86}Sr$比值, 文华国等(2014)提供的$^{87}Sr/^{86}Sr$数据仅能指示下沟组白云岩可能由湖水直接沉淀形成, 或者在形成中可能接受了大量壳源物质的供给, 或者其形成可能受上述两种机制共同控制.

文华国等(2014)注意到了该问题并进一步提出"…但据研究区白云岩与玄武岩的稀土元素和微量元素对比关系分析, 显示两者具有一定的相似性和亲缘性, 推测热流体的锶同位素组成中存在少部分来自同期玄武岩喷发活动时幔源锶的混入." 可是, 稀土及微量元素数据同样不能支撑幔源流体介入的观点. 纹层状泥晶含铁白云岩的稀土配分曲线显示明显的负铕异常, 这一特征在玄武岩中并不存在, 而岩石中负铕异常的存在一般被认为与上地壳物质的介入紧密相关(Gao和Wedepohl, 1995). 另外, 岩石稀土元素配分模式中缺乏热液白云岩中正铕异常这一典型地球化学特征(Hecht等, 1999; Kucera等, 2009; Tang等, 2013). 碳酸盐岩中稀土元素总量在沉积岩中较低, 一般低于100ppm, 有的仅20~30ppm(王中刚, 1989), 热液白云岩同样也具有低稀土元素含量的特点(Kucera等, 2009; Tang等, 2013). 类似锶同位素组成中的污染问题, 以细粒粘土矿物为代表的陆源碎屑往往富集稀土元素(Henderson, 1984), 这类矿物的存在一方面会提升岩石稀土元素总量, 另一方面会掩盖白云岩原有的配分模式(Webb和Kamber, 2000). 考虑到样品中正铕异常的缺失可能与陆源碎屑的混入有关, 笔者从文华国等(2014)提供的表3内挑选出稀土元素总量(54.66ppm)最低的样品QXC34以尝试追索可能存在的热液流体作用痕迹, 但该样品的稀土元素配分模式与其他样品的并没无明显区别. 因此, 可以认为负铕异常的存在及正铕异常的缺失指示幔源流体并未大规模参与白云石的沉淀. 文华国等(2014)将锑(Sb)与钡(Ba)含量作为证明下沟组白云岩幔源热液成因的重要元素地球化学证据, 但纹层状泥晶含铁白云岩与代表幔源来源的玄武岩在这两个元素含量上并没有显示出密切关联性. 表3内纹层状泥晶含铁白云岩(0.442~42.54ppm, 平均4.269ppm)和泥晶含铁白云石角砾(0.831~4.127ppm, 平均 0.831ppm)的锑元素的富集现象未能在玄武岩中(0.184~0.471ppm, 平均0.328ppm)找到. 考虑到上地壳较高的钡元素含量(628ppm, Rudnick和Gao, 2003)、岩石样品中难以观察到的重晶石细脉以及可能存在的泥浆污染, 白云岩的Ba含量同样也无法证明其与玄武岩之间在成因上的亲缘关系.

2 白云石形成温度

文华国等(2014)提供了通过$\delta^{18}O$计算出的白云石平衡温度(37.6~89.4℃). 此外, 作者早期对流体包裹体的研究显示岩石中白云石脉均一温度介于120~130℃之间, 白云石胶结物则介于90~100℃之间(文华国等, 2010). 白云石脉及白云石胶结物中原生流体包裹体的均一温度仅能证明这一类白云石源自热液流体, 不能表明基质白云石同样形成于如此高温的流体之中. 由$\delta^{18}O$计算得出的白云石形成流体温度与流体包裹体均一温度之间的差异则可能间接暗示着纹层状泥晶含铁白云岩的形成与白云石脉及白云石胶结物之间并不存在密切的关系. 另外, 尽管确定了白云石脉及白云石胶结物的热液属性, 但缺少可靠的数据来论证热液与幔源流体之间的紧密联系.

埋藏成岩过程中白云石的重结晶作用将导致氧同位素再平衡的发生(Land, 1980; Warren, 2000), 而伴随着"老化(aging)"白云石亦会发生晶粒增大及有

序度增加(McKenzie, 1981). 碳酸盐岩的δ^{18}O值对成岩作用很敏感, 成岩作用越强, 其δ^{18}O越低(Dickson和Coleman, 1980; Land, 1992; Morrill和Koch, 2002). 因此, 尽管白云石晶粒细小(<10μm), 但由于下沟组白云岩经历了复杂的成岩作用(郑荣才等, 2006; 文华国等, 2014), 白云岩的δ^{18}O很可能已发生重置, 所恢复的温度需要区别对待. 研究区目的层中白云石的有序度介于0.36~0.63, 这可能反映了相对无序的细粒(泥晶)白云石向相对有序的粗粒(粉晶)白云石转化时的调整过程. 由此认为, 粗粒(粉晶)白云石的平衡温度可能代表着重结晶时期流体的温度, 而细粒(泥晶)白云石可能保存记录了初期沉积水体的温度信息.

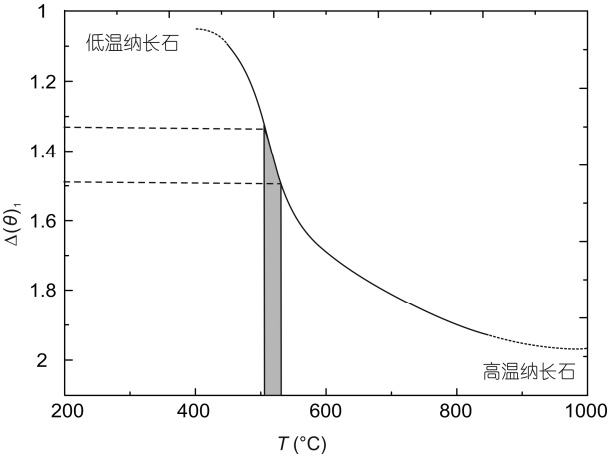

图 1　钠长石形成温度与$\Delta(\theta)_1$之间的关系图

数据引自罗平等(2001)

3　主要矿物成因

文华国等(2014)亦对铁白云石、钠长石及方沸石的成因进行了相应的解释. 他们将白云石昏暗的阴极发光特征直接与“热液结晶沉淀”联系了起来. 白云石的不发光特性表明它富含二价铁离子(Boggs和Krinsley, 2006), 经历埋藏成岩作用改造(Clyde和William, 2013)或形成于埋藏环境以脉状充填产出(Chen等, 2004)的白云石均可产生这一类阴极发光特征. 因此, 白云石昏暗的阴极发光特征与热液结晶沉淀之间并无直接联系.

下沟组白云岩的钠长石最初被解释为源自火山岩(罗平等, 2001), 文华国等(2014)则提出了“钠长石属于中-低温热液型斜长石”的观点. 为验证两种解释的正确性, 笔者基于目的层钠长石$\Delta(\theta)_1$数据引入了Smith(1972)方法来获取钠长石的形成温度. 由图中知钠长石形成温度高于500℃(图1), 该温度远远超出了各类流体包裹体检测出的最高温度(200℃)(文华国等, 2010). 这就确认了下沟组白云岩层系中钠长石火山岩成因观点, 同时也表明钠长石的形成与研究区热液流体作用无关.

文华国等(2014)还提到: “方沸石单矿物的Si/Al比值变化范围为2.04~2.14, 平均为2.08, 属于湖底碱性热液直接结晶或高碱水与沉积物相互作用的产物.” 具较低硅铝比(Si/Al=2.0~2.2)的方沸石一般被解释为“…直接由高碱性水介质沉淀析出或由这类水介质与粘土矿物或其他沉积物反应后生成”(Coombs和Whetten, 1967). 该理论被广大研究者所采纳(Remy和Ferrell, 1989; Renaut, 1993; Mees等, 2005; Do Campo等., 2007; Karakaya等, 2013), 但尚未有将具有该特征的方沸石与热液流体作用相关联的研究实例. 多数学者更倾向于认为粘土矿物等硅质碎屑矿物是形成这类方沸石的主要母质来源(Remy和Ferrell, 1989; Renaut, 1993; Karakaya等, 2013). 根据下沟组方沸石的Si/Al比值, 这指示粘土矿物可能在方沸石的形成中发挥了重要作用, 较难得出碱性热液直接结晶的推论, 而更符合高碱性水与沉积物相互作用产物的推论.

4　有机质热演化程度

文华国等(2014)指出白云岩最大厚度可达500m, 钻井探明的白云岩分布范围最大约35km^2(郑荣才等, 2006). 若是湖水下渗受幔源岩浆热影响, 则应有长时间较大规模的喷涌活动, 并使湖盆水体长期保持着一种“加热”的状态; 同时, 还应该在沉积记录中留下“热异常”的痕迹. 热液白云岩的研究表明, 热液流体的侵入会造成围岩中有机质在短时期内强制成熟(force maturation), 并出现有别于正常区域性埋藏热成熟的有机质结构及产物(Davies和Smith, 2006). 下沟组有机质结构及产物缺乏相关研究, 但考虑到这种作用类似于岩浆侵入过程, 而后者会明显改变有机质热演化程度(肖坤叶等, 2004). 因此, 通过镜质体反射率(R_o)这一热成熟度指标, 应当可以查明沉积过程中是否存在着这种热异常.

在研究区窿105井中, 镜质体反射率与埋深表现出良好的线性关系(图2), 考虑到分析中采用了当时较为先进的激光荧光显微探针(FAMM)技术, 该结果应具有较高的可信度. 在整个青南次凹及邻区石北凹陷下白垩统均可以观察到这样的线性变化趋势(陈建平等, 2001). 这表明, 青西凹陷目的层有机质成熟度同酒西盆地一样, 主要受地温梯度变化控制, 并没有出现长时间大规模“热异常”事件可能促成的强制成熟现象.

5　结论

从沉积物供给源、白云石形成温度、主要矿物成因和有机质热演化程度可看出, 文华国等(2014)提出的“热水沉积原生白云岩”假说并不能得到相关数据的支撑, 地幔物质来源及高温属性特征均难以明确确认. 因此, 笔者认为用该模式解释下沟组广泛分布的纹层状泥晶含铁白云岩显得证据并不充分. 另外, 对于白云石脉及白云石角砾间的白云石胶结物而言, 热液成因可借由其较高的流体包裹体均一温度确定, 但热液流体中是否有幔源物质的贡献需更进一步工作予以确定.

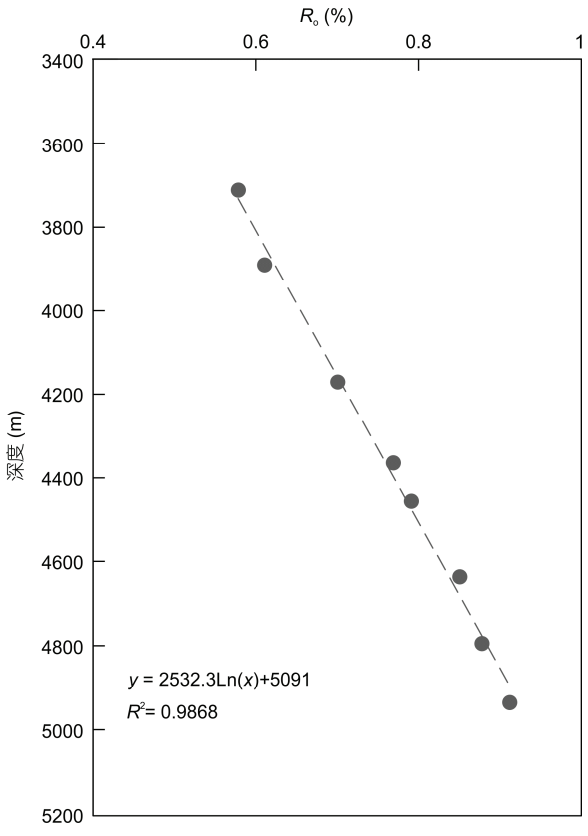

图 2　窿 105 井镜质体反射率与深度关系图

数据引自陈建军(2004)

致谢　本文的完成得益于审稿专家及编委细致的修改润色及启发性的建议, 樊晓伊博士、陈孝君博士、毛文静硕士及吴维肖硕士在文字撰写及图件绘制方面亦给予了颇多帮助, 在此表示由衷的感谢.

参考文献

陈建军, 2004. 酒西坳陷的生烃条件与油气源研究. 博士学位论文, 成都: 西南石油学院. 1–118

陈建平, 陈建军, 张立平, 钟宁宁. 2001. 酒西盆地油气形成与勘探方向新认识(二)——烃源岩成烃演化与主力油源确认. 石油勘探与开发, 28: 15–18, 108–116

方世虎, 宋岩, 赵孟军, 袁庆东, 杭伟, 洪峰. 2010. 酒西盆地中新生代碎屑组分特征及指示意义. 地学前缘, 17: 306–314

贾群子, 杨忠堂, 肖朝阳. 2007. 祁连山铜金钨铅锌矿床成矿规律和成矿预测. 北京: 地质出版社. 84

罗平, 杨式升, 马龙, 苏丽萍. 2001. 酒西盆地青西坳陷湖相纹层状泥质白云岩中泥级斜长石成因、特征与油气勘探意义. 石油勘探与开发, 28: 32–33

彭楠, 柳永清, 旷红伟, 陈军, 薛沛霖, 徐加林, 刘海, 刘燕学, 许欢, 董超. 2013. 北祁连-北山地区早白垩世盆地物源分析——来自古水流、砾石组分、砂岩组分和碎屑锆石年龄的证据. 地质通报, 32: 456–475

肖坤叶, 邓荣敬, 杨桦, 肖敦清, 韦阿娟, 徐备, 李建英, 高华. 2004. 北塘凹陷新港探区新生代岩浆活动的石油地质意义. 石油勘探与开发, 31: 25–28

文华国, 郑荣才, Qing H, 范铭涛, 李雅楠, 宫博识. 2014. 青藏高原北缘酒泉盆地青西凹陷白垩系湖相热水沉积原生白云岩. 中国科学: 地球科学, 44: 591–604

文华国, 郑荣才, 吴国瑄, 夏佩芬, 陈浩如. 2009. 酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩锶同位素地球化学特征. 沉积学报, 27: 642–649

文华国, 郑荣才, 范铭涛. 2010. 酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩流体包裹体特征. 地质学报, 84: 106–116

王中刚, 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社. 251

张复新. 1988. 喷流岩及其识别与找矿. 地质科技情报, 7: 67–73

朱利东, 王成善, 郑荣才, 李秀华, 冉波, 汪满福, 刘永昌, 李奋其, 刘红军. 2005. 青藏高原东北缘酒泉盆地的演化特征与宽台山-黑山断裂的性质. 地质通报, 24: 837–840

郑荣才, 文华国, 范铭涛, 汪满福, 吴国瑄, 夏佩芬. 2006. 酒西盆地下沟组湖相白烟型喷流岩岩石学特征. 岩石学报, 22: 3027–3038

张志军, 尹观, 张其春, 周蓉生. 2003. 碳酸盐岩锶同位素比值测定中的残渣分析. 岩矿测试, 22: 151–153

Banner J L. 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. Sedimentology, 42: 805–824

Boggs S, Krinsley D. 2006. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. New York: Cambridge University Press. 118–126

Chen D Z, Qing H R, Yang C. 2004. Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China. Sedimentology, 51: 1029–1051

Clyde H M, William J W. 2013. Carbonate Reservoirs—Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Amsterdam: Elsevier. 251

Coombs D, Whetten T. 1967. Composition of analcime from sedimentary and burial metamorphic rocks. Geol Soc Am Bull, 78: 269–282

Davies G R, Smith L B. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. AAPG Bull, 90: 1641–1690

Do Campo M, del Papa C, Jiménez-Millán J, Nieto F. 2007. Clay mineral assemblages and analcime formation in a Palaeogene fluvial-lacustrine sequence (Maíz Gordo Formation Palaeogen) from northwestern Argentina. Sediment Geol, 201: 56–74

English P M. 2001. Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia: Significance of groundwater evolution in diagenesis. Sediment Geol, 143: 219–244

Faure G, Powell J L. 1972. Strontium Isotope Geology. Berlin-Heidelberg-New York: Springer. 90

Gao S, Wedepohl K H. 1995. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: Implications for decomposition, age and importance of their granitic sources. Earth Planet Sci Lett, 133: 81–94

Hecht L, Freiberger R, Gilg H A, Grundmann G, Kostitsyn Y A. 1999. Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at Göpfersgrün (Fichtelgebirge, Germany). Chem Geol, 155: 115–130

Henderson P. 1984. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 52–71

Karakaya N, Karakaya M Ç, Temel A. 2013. Mineralogical and chemical properties and the origin of two types of analcime in sw Ankara, Turkey. Clays Clay Minerals, 61: 231–257

Kucera J, Cempirek J, Dolnicek Z, Muchez P, Prochaska W. 2009. Rare earth elements and yttrium geochemistry of dolomite from post-Variscan vein-type mineralization of the Nizky Jesenik and Upper Silesian Basins, Czech Republic. J Geochem Explor, 103: 69–79

Land L S. 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of the art. In: Zenger D H, Dunham J D, Ethington R L, eds. Concepts and Models of Dolomitization. Oklahoma: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 87–111

Mees F, Stoops G, Van Ranst F M, Paepe R, Van Overloop E. 2005. The nature of zeolite occurrences in deposits of the Olduvai Basin, northern Tanzania. Clays Clay Minerals, 53: 659–673

Remy R R, Ferrell R E. 1989. Distribution and origin of analcime in marginal lacustrine mudstones of the Green River Formation, south-central Uinta Basin, Utah. Clays Clay Minerals, 37: 419–432

Renaut R W. 1993. Zeolitic diagenesis of late Quaternary fluviolacustrine sediments and associated calcrete formation in the Lake Bogoria Basin, Kenya Rift Valley. Sedimentology, 40: 271–301

Rudnick R L, Gao S. 2003. 3.01 - Composition of the Continental Crust. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. Oxford: Pergamon. 1–64

Smith J V. 1972. Critical review of synthesis and occurrence of plagioclase feldspars and a possible phase diagram. J Geol, 80: 505–525

Tang H S, Chen Y J, Santosh M, Zhong H, Yang T. 2013. REE geochemistry of carbonates from the Guanmenshan Formation, Liaohe Group, NE Sino-Korean Craton: Implications for seawater compositional change during the Great Oxidation Event. Precambrian Res, 227: 316–336

Webb G E, Kamber B S. 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy. Geochim Cosmochim Acta, 64: 1557–1565