科学通报 2010 年 第 55 卷 第 6 期: 474 ~ 482
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

峨眉山玄武岩喷发在四川盆地的地热学响应

朱传庆[①②], 徐明[①②], 袁玉松[③], 赵永庆[④], 单竞男[①②], 何志国[⑤], 田云涛[①②], 胡圣标[①]

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院, 北京 100083;
④ 中国石化勘探南方分公司, 成都 610041;
⑤ 中国石化西南油气分公司勘探开发研究院, 成都 610081
E-mail: chuanqingzhu@yahoo.com

2009-04-20 收稿, 2009-06-23 接受
国家自然科学基金资助项目(批准号: 40672197)

摘要 利用石油钻井的系统 *R*o 资料, 采取古热流恢复方法, 得出了四川盆地的热流史. 加里东期之前的热状态较为稳定, 热流值较低. 海西期, 热流开始逐渐增大, 距今 259 Ma 左右, 盆地热流值达到最高, 多数钻井的最高古热流在 60~80 mW/m^2 之间, 少数钻井经历的最高古热流超过了 100 mW/m^2, 此后热流持续降低直到现今. 其中晚二叠世-晚三叠世为快速降低阶段, 晚三叠世-现今为缓慢降低或相对平稳阶段. 中晚二叠世, 盆地西南及东北存在高热流区域, 这些区域现今被认为是玄武岩喷发区或者隐伏玄武岩的存在区. 高热流值的时间、空间分布与峨眉山玄武岩的喷发及岩浆活动相关性较好. 推断这种高热流异常是由当时的岩浆活动造成的, 热流特征反映了东吴运动期间峨眉山玄武岩喷发时岩浆活动的热效应. 研究结果为峨眉山超级地幔柱的存在和活动提供了地热学方面的证据.

关键词
镜质体反射率
古热流法
热历史
峨眉山地幔柱
四川盆地

盆地热历史研究是目前地学研究的前缘课题和盆地动力学研究的重要内容[1,2]. 油气的生成、运移等过程与温度密切相关, 通过盆地热史恢复, 不仅可以重塑盆地的构造演化特征, 还可以揭示烃源岩的受热历史和油气生成史, 揭示“烃灶”的位置及其在地质历史时期中的迁移过程. 因此, 盆地热史恢复研究在油气成藏研究和油气勘探实践中具有重要的意义[3~5].

四川盆地是我国重要的含油气盆地之一, 前人对盆地基础地质、石油地质、构造演化等方面的研究较多[6~12]. 普光气田等大型气田的发现, 是近年来我国石油工业的突破性成果, 为盆地内石油天然气勘探前景打开了新局面. 近年来, 不少学者对重点油气区块、与青藏高原相接的盆地西缘等热点研究区的热史恢复做了大量的工作[13~23]. 然而, 总体来说, 较为系统地对盆地热史、盆地各构造时期不同区域的差异性热史进行的研究仍显不足. 本文利用石油生产部门积累的大量古温标数据, 采取目前较为成熟的热史反演方法和先进的模拟软件, 对盆地热史进行较为系统的研究.

在对古温标资料的分析和盆地热史的恢复中, 发现在中晚二叠世之间, 存在一个明显的热事件记录. 在古温标数据上, 表现为多口钻井的镜质体反射率(*R*o)值在中上二叠统之间发生突变; 古地温梯度法恢复的结果, 中二叠统及之下的地层, 经历了较高的古地温, 且古地温梯度较大; 古热流法恢复的钻井热

英文版见: Zhu C Q, Xu M, Yuan Y S, et al. Palaeo-geothermal response and record of the effusing of Emeishan basalts in Sichuan basin. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-009-0490-y

流史, 在距今 259 Ma 左右出现热流峰值. 古热流的时间演化规律、空间分布特征皆与东吴运动的主要标志性事件峨眉山玄武岩喷发有着良好的相关性. 本文从地热学的角度为峨眉山地幔柱在上扬子地区的存在和喷发提供了证据.

1 地质背景

四川盆地位于扬子板块西缘, 处于扬子板块、塔里木板块、青藏高原、印度洋板块等多个地体的交汇处, 受板块运动作用的影响较为强烈. 四川盆地是一个在上扬子克拉通基础上发展起来的叠合盆地, 经历了古生代-早中生代的早期克拉通坳陷阶段(位于上扬子克拉通西部)和晚三叠世-新生代晚期的前陆盆地阶段[6]. 盆地从加里东期以来受到了多期构造运动的影响: 加里东期的广西运动, 海西期的云南运动、东吴运动, 印支运动, 燕山运动以及新生代以来的喜马拉雅运动. 多期的构造运动使四川盆地的沉积地层经历了复杂的变形和剥蚀过程. 印支期是扬子板块重大变革阶段, 此时形成了盆地的雏形, 后经喜马拉雅运动全面褶皱形成现今构造面貌[6~12].

受构造运动的影响, 四川盆地在不同的演化阶段形成了不同规模的古隆起, 从演化序列上看, 四川盆地存在加里东古隆起、海西期古隆起、印支期古隆起及燕山期古隆起. 这些古隆起在空间分布上, 虽有继承性, 但更多表现为独立性, 反映了盆地性质、构造变形方式的差异性[24](图 1), 不同的构造演化过程也对应了不同的热演化历史. 四川盆地西南部处于峨眉山超级地幔柱的“中带”, 川中及川南地区处于“外带”[25~29](图 1), 因此, 在中晚二叠世之间的峨眉山超级地幔柱活动, 也对盆地的热演化历史产生了重要影响.

利用古温标全面恢复盆地热史, 样品应满足两点要求[30]: (1) 对于各构造时期的热史都有样品可记录; (2) 能反映盆地不同构造分区相应的有差异的热史. 而四川盆地多期发育的古隆起, 以及古隆起上分布的钻井, 无疑为研究的开展提供了有利的条件.

温度与埋藏深度是正相关的关系, 如果古隆起后期所经历的埋藏小于形成前所经历的最大埋藏深度, 则形成古隆起的地层保留了隆起形成前的最高古地温纪录. 如果古隆起上的探井钻到了其形成之前的沉积地层, 则可以利用地层中的 *R*o 测试数据恢复隆起前地层经历的最高古地温(地温梯度、热流).

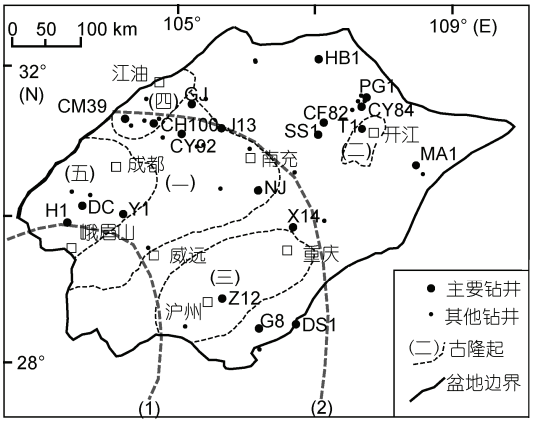


图 1 四川盆地古隆起及研究井分布

(一) 乐山龙女寺古隆起(加里东期); (二) 开江古隆起(海西期、印支期); (三) 泸州古隆起(印支期); (四) 江油-绵竹古隆起(燕山期); (五) 大兴古隆起(燕山期); 据文献[24]修改. (1) 峨眉山玄武岩“中带”边界; (2) 峨眉山玄武岩“外带”边界; 据文献[27~29]修改

另外, 岩浆活动对地层的“烘烤”作用, 使地层在某些特殊时期经历了超高的温度, 这种热记录也常常被古温标记录下来, 从而使该时期的热历史得以恢复. 我们根据古隆起发育的时间, 与钻井深度、钻井 *R*o 资料分布等情况相结合, 在盆地范围内选择了 10 余口井作为重点研究井, 另外一些具有 *R*o 数据的钻井作为补充.

2 古温标数据及热史反演方法

2.1 古温标数据

镜质体反射率(*R*o) 是目前公认的、并得到广泛应用的有机成熟度指标[30], 在恢复含油气盆地热史方面取得了广泛的应用[31~34], 利用 *R*o 恢复古地温的研究也比较成熟.

四川盆地在中晚三叠世经历了由海相沉积向陆相沉积的转换[6~9,11]. 上三叠统及之上的地层为陆相沉积, 地层中的 *R*o 数据可以直接作为恢复热史的指标. 中三叠统之下, 特别是二叠系及之下的海相沉积地层中的镜状体, 又称海相镜质体(marine vitrinite), 是我国下古生界高过成熟烃源岩中常见的显微组分. 其形态似镜质体, 热演化行为类似受抑制镜质体, 镜状体反射率可以作为早古生代地层的成熟度指标[1,30].

王飞宇等人[35~39]建立了镜状体、黏球形藻藻类体、镜质体光性演化的相关关系. 刘祖发等人[40]的对

塔里木盆地海相地层中的镜状体人工热模拟实验结果进一步表明, 镜状体成熟作用轨迹不同于镜质体. 镜状体反射率 R_m^O 在 R_m^O<1. 5%时, 其反射率比镜质体反射率 *R*o 低; 在 R_m^O>1.5%时, 其反射率比镜质体高. 结合天然剖面与热模拟系列样品研究成果, 发现 R_m^O 与 *R*o 的相关性可划分为 3 个阶段:

$$Ro=1.26\,R_m^O+0.21 \quad (R_m^O<0.75\%),$$

$$Ro=0.28\,R_m^O+1.03 \quad (0.75\%<R_m^O<1.50\%),$$

$$Ro=0.81\,R_m^O+0.18 \quad (R_m^O>1.50\%).$$

邱楠生等人[1,30]、程本合等人[4]等对于各种有机质古温标之间的等效换算也作了一些有意义的研究工作. 因此, 在进行古地温恢复之前, 根据前人所取得的镜状体反射率与镜质组反射率的方程, 计算出等价 *R*o, 将镜状体反射率作为有效的古温标用于热史恢复. 图 2 为部分重点研究井的 *R*o 值的深度分布, *R*o 值分布在 0.5% ~ 3.9%之间, 与深度的相关性很好.

2.2 热史反演方法

基于古温标的盆地热史恢复方法主要有随机反演法、古地温梯度法和古热流法[30]. 本文主要采用古热流法进行热史恢复.

古热流法的出发点是影响地层温度史的因素是已知的且是可以定量描述的. 盆地内地层的热史(地温史)主要受地层埋藏和盆地热流影响, 其次还受到火山岩浆和地下流体活动等非稳态热效应的影响. 地层中的 *R*o 值就记录了地层的埋藏史和盆地的热流史. 对于埋藏史的恢复来说, 确定剥蚀厚度是关键. 如果能够确定各剥蚀层的剥蚀厚度, 就可通过现今残留地层厚度的回剥来恢复地层埋藏史[30], 从而可以模拟与之伴随的沉积或剥蚀等非稳态热过程, 再结合盆地热流史(如果盆地热流史已知), 就能重建地

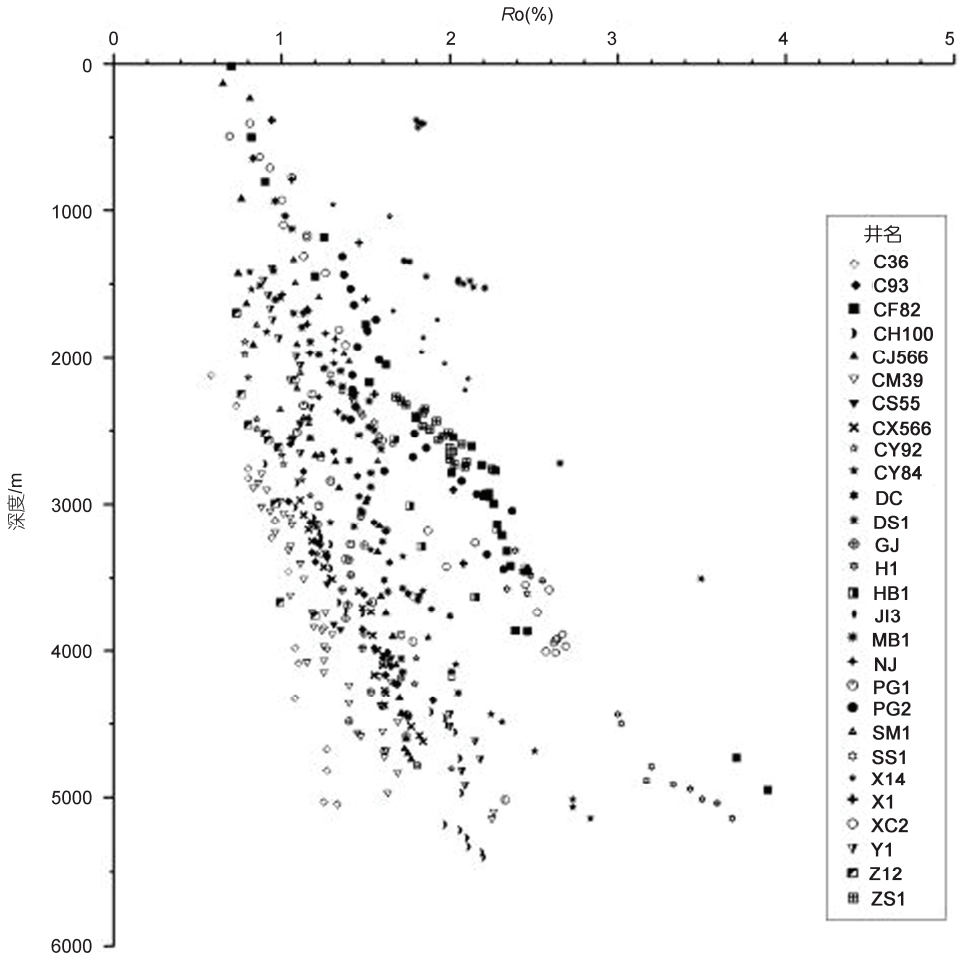


图 2 主要研究井的 *R*o 值深度分布

层温度史. 因此, 古热流法反演中的变量是盆地热流史和不整合面地层剥蚀厚度.

反演过程中采用的模型为平行化学反应模型(EASY%*R*o)[41]. 反演前先将反演井剖面按实际地层和不整合分为若干构造层, 每一构造层内至多有两个未知量: 剥蚀厚度(*H*e)和剥蚀开始时的热流值(Q_i). 然后, 从最上一个构造层开始, 自上而下逐层反演. 由于古热流模型采用分段线性模型, 现今热流和岩石热导率、比热及密度都是已知的, 因此反演时间段(t_i)之前 t_{i-1} 段内任意时刻(t)的热流($Q_{(t)}$) 为:

$$Q_{(t)} = Q_{i-1}(1+\lambda_i \Delta t_i),$$

$$\lambda_{i-1} = (Q_i - Q_{i-1}) / \Delta t_i,$$

$$\Delta t_i = t_i - t_{i-1},$$

式中, Q_{i-1} 为 t_{i-1} 时刻的热流值, λ_{i-1} 为 Δt_i 时间段内的热流变化率. 通过二分法或非线性牛顿迭代法对 *H*e 和 Q_i 进行迭代, 以使构造层内实测 *R*o 值与相应的 EASY%*R*o 理论模型计算值达到最佳拟合, *H*e 和 Q_i 即可同时确定.

热流史反演的过程中, 各构造层间(上构造层对下伏构造层)以及同一构造层内的所有样品间是相互联系和制约的. 同时, 地史与热史反演又是完全耦合的, 这就减少了反演的多解性. 该方法是目前利用古温标进行热史和剥蚀量恢复的较为成熟的方法.

古热流法在进行迭代拟合的过程中, 第一个构造层的剥蚀量和现今热流值比较重要, 是整个地质过程演化的最终状态和热演化的定格, 也是热史反演的基础参数.

由于古热流法反演的过程中, 是对剥蚀量(*H*e)和热流(*Q*)两个变量进行拟合, 因此, 如果其中一个变量可以较为精确的限定在一个范围内, 那么另外一个变量的反演结果也相应的更为精确. 因此, 本文的研究, 尽量通过相关的资料调研或者以其他手段恢复出主要不整合面的剥蚀量, 然后在限制剥蚀量(*H*e)的条件下, 着重对热流(*Q*)的搜索.

比如, 对于最晚的一期剥蚀, 由于其过程简单, 可以采用 *R*o 差值法和古地温梯度法进行恢复. 图 3 所示为采用古地温梯度法反演 CM39 井顶部剥蚀量的结果: 古地温梯度为 28.4 ℃/km, 顶部剥蚀量为 1.149 km.

除了地层剥蚀以为, 地质过程中的非稳态热事件(岩浆活动等)也可能造成的 *R*o 值的不连续, 如图 4 所示, 盆地内 T1 井的 *R*o 值在 P_3 与 P_2 之间存在错断, 如果这种错断是由地层剥蚀所造成, 由 *R*o 差值法或古地温梯度法反演的剥蚀量将超过 2000 m. 据何斌、徐义刚等人[28,29]的研究, 峨眉山超级地幔柱中心的地壳抬升, 在 1300 m 左右, 中带在百米级, 至外带, 抬升剥蚀已不明显. 我们认为, 在峨眉山玄武岩喷发的“外带”, 虽可能有岩浆的活动, 但地壳抬升幅度和地层剥蚀量应不会太大, 结合该区其他钻井的 *R*o 数据和恢复的剥蚀量结果(200~500 m 之间), 认为 T1 井该不整合面的剥蚀量, 应小于 500 m. 在反演过程中,

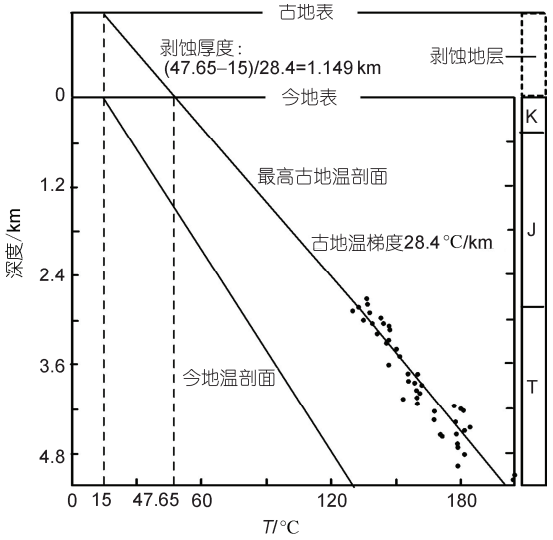


图 3 古地温梯度法恢复 CM39 井顶部剥蚀量

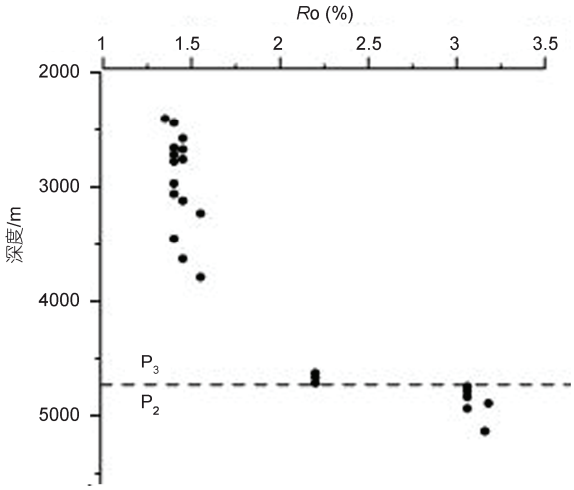


图 4 四川盆地 T1 井 *Ro* 值分布

我们将剥蚀量限制在 500 m 以内, 着重热流的搜索, 以降低热史恢复的机械性和随机性, 使结果更接近地质实际.

把确定的顶部剥蚀量, 以及现今地温梯度、热流值以及岩石物性(孔隙度等)、热物性参数(热导率等)输入到古热流法反演程序中, 通过多次迭代拟合, 便可以得到各不整合面的剥蚀厚度(*He*)和相应构造层古热流(*Q*)的最佳模拟值.

图 5 显示了 CM39 井的古热流法反演结果. 图 5(b)中的实线代表理论(EASY%*Ro* 模型)计算的 *Ro* 值, 圆点代表实测值. 图 5(a)和(c)分别为理论 *Ro* 值与实测 *Ro* 值拟合最佳时, 恢复出的地层埋藏史与井底热流史.

3 结果与讨论

3.1 盆地热流史

图 6 展示了四川盆地各区域的代表性钻井的热史恢复结果. 由于具有早二叠世之前沉积地层的古温标样品的钻井数量有限, 且热记录为后期的热事件掩盖, 因此, 加里东期及以前的热流史不能较好的得到恢复. 根据当时研究区处于克拉通演化阶段可以判断, 加里东期之前的热状态较为稳定, 热流值较低. 海西期, 热流开始逐渐增大, 约在距今 259 Ma 左右 (中二叠世末, 晚二叠世初), 古热流达到最高,

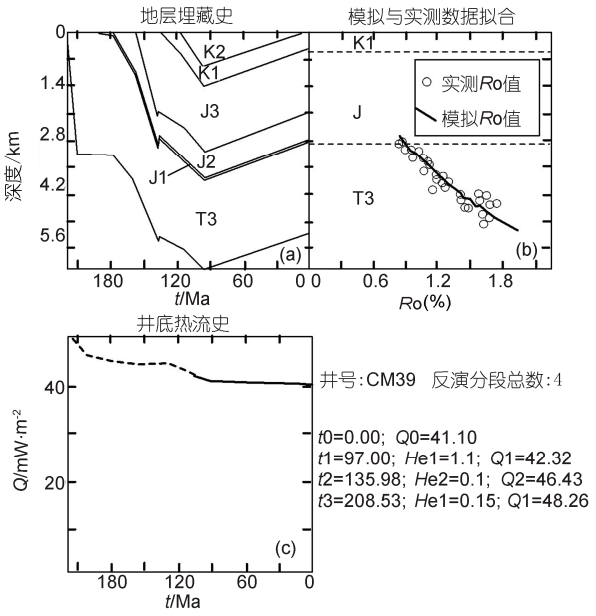


图 5 四川盆地 CM39 井古热流法反演结果

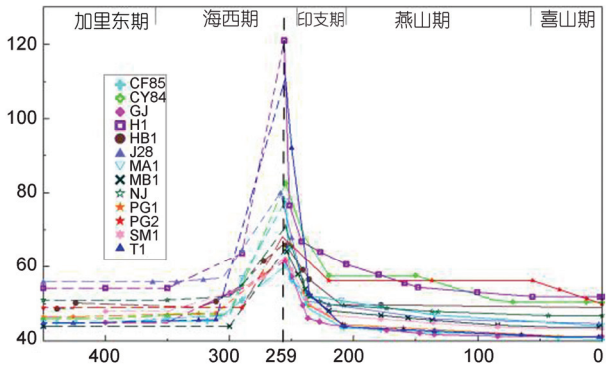


图 6 四川盆地代表性钻井的古热流

此后热流持续降低直到现今. 其中晚二叠世-晚三叠世为快速降低阶段, 晚三叠世-现今为缓慢降低或相对平稳阶段.

盆地内多数钻井的最高古热流在 60~80 mW/m^2 之间, 少数钻井经历的最高古热流较高, 超过了 100 mW/m^2, 这些钻井多为盆地西南(H1), 以及川东北的个别钻井(T1). 盆地中部、北部以及川东北、盆地东部的多数钻井(NJ, J13, CY84, CF82, MA1 等), 热流史的演化特征相对一致: 在 259 Ma 达到的最高古热流在 60~80 mW/m^2, 230 Ma 时降低至 50 mW/m^2 左右.

邱楠生等人[18]利用镜质体反射率以及磷灰石、锆石裂变径迹资料对川东北的钻井进行了热史恢复, 研究结果认为, 三叠世的热流值在 51~66 mW/m^2, 自晚三叠世至白垩纪随盆地性质由前陆盆地演化为陆内坳陷盆地, 热流缓慢降低直至现今的 44.5 mW/m^2, 这与本文的结果是一致的. 类似的结果还见于卢庆治等人[13]的研究.

不同类型的沉积盆地具有不同的地热及其演化特征, 同一盆地的不同地质时期, 不同的构造演化特征也造成了不同的地热演化特征. 盆地的热演化史和盆地的构造演化相关: 加里东期之前, 克拉通盆地发展阶段, 热状态稳定, 热流值较低[6]; 海西期, 上扬子西部发生张裂活动[6,7,9,10], 盆地热流开始增大, 晚二叠世初期出现较强的张裂活动, 在局部地区甚至有玄武岩喷出[6,7,9,10~12], 热流达到最大值; 此后, 随着岩浆活动的结束, 热流快速降低; 印支期是盆地海陆转换时期[6,7,9,10~12], 晚三叠世, 研究区由被动大陆边缘盆地演化为前陆盆地, 挤压的构造背景, 岩石圈的挠曲增厚, 使热流逐渐衰减. 燕山期和喜山期的前

陆盆地发展和定格阶段，热流缓慢降低，直至现今.

3.2 热流史与东吴运动时期峨眉山玄武岩喷发

东吴运动是华南地区二叠纪影响较大的一次地壳运动，一直为研究者所关注. 然而对东吴运动的起始时间、构造界面位置、影响范围和运动属性等方面一直存在不同的意见[42~50]. 何斌等人[25]运用地幔柱上升引起地壳抬升的理论，通过对上扬子茅口组剥蚀、不整合面特征和岩浆活动等方面的综合研究，结合对华南地区二叠纪的地层、沉积和岩相古地理等方面综合分析，提出上扬子东吴运动是峨眉山地幔柱上升所造成的地壳快速差异抬升，并讨论了东吴运动的时空演变规律.

峨眉山玄武岩的喷发是东吴运动在上扬子西缘最突出的表现，何斌、徐义刚等人[25~29]，通过地层学和沉积学的研究确定了峨眉山玄武岩喷发前地壳的快速大幅抬升和穹状隆起，并认为峨眉山玄武岩的喷发、上扬子的地壳抬升和穹状隆起和东吴运动这三者之间存在必然的成因联系. 上扬子东吴运动的构造界面在峨眉山玄武岩分布区位于茅口组和峨眉山玄武岩之间，在上扬子其他地区位于宣威组或龙潭组与茅口组之间. 这一界面正好是中上二叠统的分界.

盆地达到最高古热流的时期(259 Ma)，正是早晚二叠世的分界，也是峨眉山玄武岩的主要喷发期[51,52]. 因此，古热流的演化特征在一定程度上印证了东吴运动在上扬子地区的存在，并且从该时期盆地内热流的分布及演化特征，可以得出东吴运动的时间、影响范围等方面的认识.

图 7 是根据钻井恢复结果，采用 Kriging 插值法[53]做出的东吴运动前后四川盆地古热流的平面分布. 由图 7 可以看出，距今 290 Ma 时，川西南地区的热流值最大，现今盆地边缘即上扬子西缘地区的热流值已经超过了 80 mW/m^2，可能表明在早二叠世时，峨眉山地区已经开始了拉张和岩浆活动. 川东北的开江一带，也存在一个相对高热流值(70~mW/m^2). 到了距今 259 Ma 时，也即峨眉山玄武岩的主要喷发期附近，盆地西南，靠近峨眉山喷发区的区域，以及川东北的开江一带，热流值超过了 90 mW/m^2. 这些地区，是现今被认为的玄武岩喷发区以及隐伏玄武岩的存在区[26,54]. 两个地区的一些钻井资料中，可见 *Ro* 值在中上二叠统间的“跳跃”现象，即上二叠统及上覆地层的 *Ro* 值基本呈线性连续分布，而中二叠统(及下伏地层)的 *Ro* 值在中上二叠统的界面发生错断，数值较大. 这些钻井的热史恢复结果显示，中二叠统之下的地层在 259 Ma 左右经历了极高的古地温，且古地温梯度较大(图 8). 同时，这些钻井出现在 259 Ma 左右

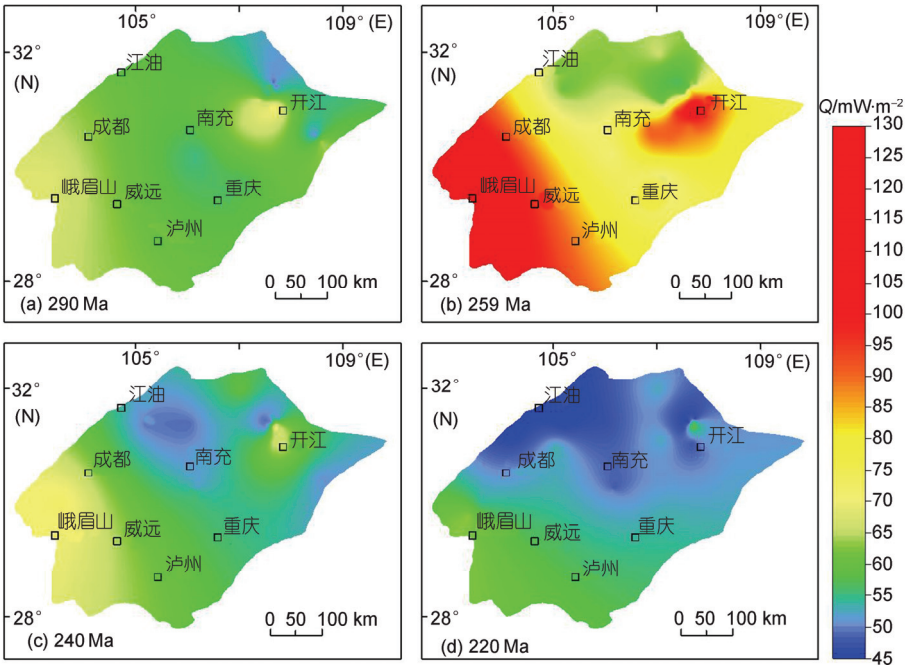


图 7 东吴运动前后时期四川盆地的古热流分布

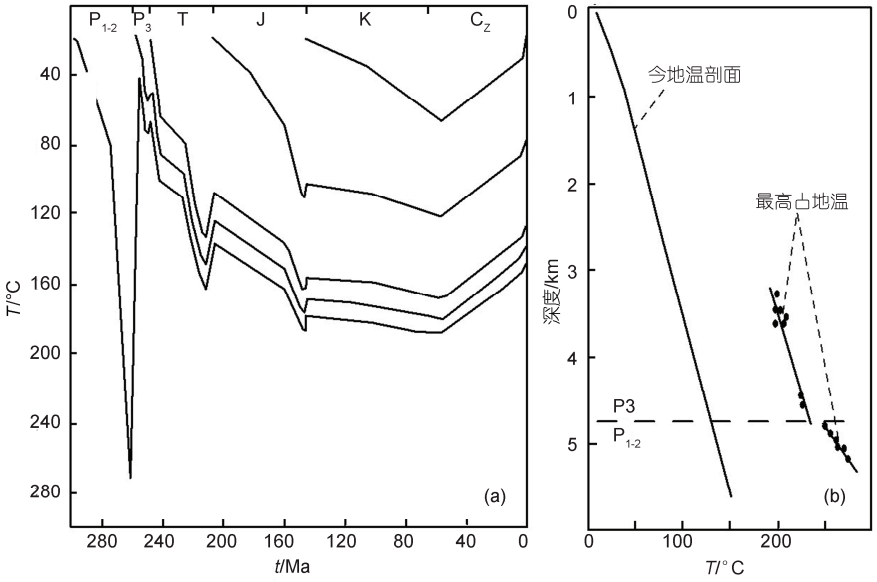


图 8 H1 井地层温度史(a)与最高古地温剖面(b)

的热流峰值, 也远高于其他钻井(图 6). 这些钻井有的位于峨眉山超级地幔柱活动的中带(如 H1), 有的位于盆地内的隐伏玄武岩分布区(如 T1), 因此, 其古温标数据的分布及热史特征, 反映了岩浆活动的热效应. 不仅如此, 整个盆地的热流值在距今 259 Ma 时都达到了最高, 大部分地区的热流都在 70 mW/m^2 以上, 最低也在 60 mW/m^2 左右.

何斌等人[25]认为, 上扬子东吴运动具有明显的时空演变规律: 空间上西强东弱、南强北弱; 时间上西早东晚、南早北晚. 这种规律, 也可以从图 7 中很明显的反映出来: 较高的古热流代表了拉张和岩浆活动. 川西南的高热流区的范围与张若祥等人[54]所认为的玄武岩分布区基本一致, 川东北开江地区高热流区的范围与徐义刚等人[26]的认识亦大体一致, 这种古热流的平面分布规律, 应为中晚二叠世上扬子地区岩浆活动的响应.

范桃园等人[55], 李建康等人[56,57]模拟了岩浆活动的热效应, 认为玄武岩喷发之后, 其热量及影响范围内地层的温度迅速降低, 在几个百万年之后其热效应即丧失. 图 7 中盆地在 240 Ma 时的热流分布可以看出, 此时盆地大部分地区的热流值已在 55~65 mW/m^2 之间, 盆地内热流的分布差异已不明显, 仅在川西南峨眉山地区存在高热流区. 这表明了广大的盆地内的岩浆活动的结束, 和玄武岩喷发中心岩浆活动的持续. 在 220 Ma 时, 峨眉山地区的热流仍相对略高, 但整个四川盆地内部, 热流值已经降低至 55 mW/m^2 左右, 与现今的热流值已十分接近[58].

4 结论

通过对四川盆地热流史的恢复结果的分析, 可以得出以下几点认识: (1) 利用系统的镜质体反射率数据(*R*o), 可以有效地恢复四川盆地二叠纪以来的热流史, 而探索其他古温标对恢复早古生代的热史尤为必要. (2) 距今 259 Ma 左右时, 盆地古热流达到最高, 盆地内多数钻井的最高古热流在 60~80 mW/m^2 之间, 少数钻井经历的最高古热流超过了 100 mW/m^2, 此后热流持续降低直到现今. 其中晚二叠世-晚三叠世为快速降低阶段, 晚三叠世-现今为缓慢降低或相对平稳阶段. (3) 盆地出现最高热流值的时间以及古热流的空间分布与峨眉山玄武岩的喷发及岩浆活动相关性较好, 热流特征反映了东吴运动及峨眉山玄武岩喷发时岩浆活动的热效应. 其结果从地热学的角度为研究峨眉山地幔柱的存在和活动提供了证据.

致谢 汪集旸院士以及许鹤华研究员等在岩浆活动的热效应方面给予了指导, 徐义刚研究员提供峨眉山玄武岩的相关研究成果, 古温标反演方法上得益于与杨树春、卢庆治等同志的探讨, 在此一并致谢.

参考文献

1 邱楠生. 沉积盆地热历史恢复方法及其在油气勘探中的应用. 海相油气地质, 2005, 10: 45—51
2 邱楠生. 不同类型沉积盆地热演化成因模式探讨. 石油勘探与开发, 2000, 27: 15—20
3 胡圣标, 张容燕, 周礼成. 油气盆地地热史恢复方法. 勘探家, 1998, 3: 52—55
4 程本合, 胡圣标, 熊亮萍. 用镜质体反射率资料恢复热史的相关问题及处理方法. 中国海上油气(地质), 2000, 14: 210—213
5 胡圣标, 何丽娟, 朱传庆, 等. 海相盆地热史恢复方法体系. 石油与天然气地质, 2008, 29: 607—613
6 刘和甫, 李景明, 李晓清, 等. 中国克拉通盆地演化与碳酸盐岩——蒸发岩层序油气系统. 现代地质, 2006, 20: 1—18
7 郭正吾, 邓康龄, 韩永辉, 等. 四川盆地形成与演化. 北京: 地质出版社, 1996
8 毛琼, 邹光富, 张洪茂, 等. 四川盆地动力学演化与油气前景探讨. 天然气工业, 2006, 26: 7—10
9 汪泽成, 赵文智, 张林, 等. 四川盆地构造层序与天然气勘探. 北京: 地质出版社, 2002
10 童崇光. 四川盆地构造演化与油气聚集. 北京: 地质出版社, 1992
11 周小进, 杨帆. 中国南方新元古代——早古生代构造演化与盆地原型分析. 石油实验地质, 2007, 29: 446—451
12 曾道富. 关于恢复四川盆地各地质时期地层剥蚀量的初探. 石油实验地质, 1988, 10: 134—141
13 卢庆治, 胡圣标, 郭彤楼, 等. 川东北地区异常高压形成的低温场背景. 地球物理学报, 2005, 48: 1110—1116
14 沈传波, 梅廉夫, 郭彤楼. 川东北地区中、新生代热历史的裂变径迹分析. 天然气工业, 2007, 27: 24—26
15 Richardson N J, Densmore A L, Seward D, et al. Extraordinary denudation in the Sichuan Basin: Insights from lowtemperature thermochronology adjacent to the eastern margin of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2008, 113: 1—23
16 安艳芬, 韩竹军, 万景林. 川南马边地区新生代抬升过程的裂变径迹年代学研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 555—563
17 Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and (U-Th)/He thermochronology. Tectonics, 2002, 21: 1—20
18 邱楠生, 秦建中, Brent I A M. 川东北地区构造-热演化探讨——来自(U-Th)/He 年龄和 *R*o 的约束. 高校地质学报, 2008, 14: 223—230
19 胡圣标, 汪集旸, 汪屹华. 黑水-泉州地学断面东段深部温度与岩石层厚度. 地球物理学报, 1994, 37: 330—337
20 周江羽, 吴冲龙, 韩志军. 黑水-泉州地学断面四川盆地区段的地壳热结构模型及热演化史. 四川地质学报, 1997, 17: 161—167
21 王一刚, 余晓峰, 杨雨, 等. 流体包裹体在建立四川盆地古地温剖面研究中的应用. 地球科学——中国地质大学学报, 1998, 23: 285—288
22 陈梅涛, 汤良杰, 杨宁, 等. 四川盆地北部热史波动模型的建立和应用. 西安石油大学学报(自然科学版), 2005, 20: 12—15
23 武大茂, 吴乃苓, 郜建军. 四川盆地古地温研究及其地质意义. 石油学报, 1998, 19: 18—23
24 李晓清, 汪泽成, 张兴为, 等. 四川盆地古隆起特征及对天然气的控制作用. 石油与天然气地质, 2001, 22: 347—351
25 何斌, 徐义刚, 王雅玫, 等. 东吴运动性质的厘定及其时空演变规律. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30: 89—96
26 徐义刚, 钟孙霖. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. 地球化学, 2001, 30: 1—9
27 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据. 地质学报, 2003, 77:194—202
28 何斌, 徐义刚, 王雅玫, 等. 用沉积记录来估计峨眉山玄武岩喷发前的地壳抬升幅度. 大地构造与成矿学, 2005, 29: 316—320
29 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义. 地质论评, 2006, 52: 30—37
30 邱楠生, 胡圣标, 何丽娟. 沉积盆地热体制研究的理论与应用. 北京: 石油工业出版社, 2004. 38—56
31 陈增智, 柳广弟, 郝石生. 修正的镜质体反射率剥蚀厚度恢复方法. 沉积学报, 1999, 17: 141—144
32 佟彦明, 朱光辉. 利用镜质体反射率恢复地层剥蚀量的几个重要问题. 石油天然气学报, 2006, 28: 197—199
33 胡圣标, 汪集旸. 沉积盆地热体制研究的基本原理和进展. 地学前缘, 1995, 2: 171—180
34 冉启贵, 胡国艺, 陈发景. 镜质体反射率的热史反演. 石油勘探与开发, 1998, 25: 29—34
35 王飞宇, 边立曾, 张水昌, 等. 塔里木盆地奥陶系海相源岩中两类生烃母质. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 96—102
36 王飞宇, 何萍, 程顶胜, 等. 镜状体反射率可作为下古生界高过成熟烃源岩成熟度标尺. 天然气工业, 1996, 16: 14—18
37 王飞宇, 何萍, 等. 下古生界高-过成熟烃源岩有机成熟度评价. 天然气地球科学, 1994, 5: 1—14
38 王飞宇, 何萍, 高岗, 等.下古生界高过成熟烃源岩中的镜状体. 石油大学学报, 1995, 19(增刊): 25—30
39 王飞宇, 张水昌, 张宝民, 等. 塔里木盆地寒武系海相烃源岩有机成熟度及演化史. 地球化学, 2003, 32: 461—468
40 刘祖发, 肖贤明, 傅家谟, 等. 海相镜质体反射率用作早古生代烃源岩成熟度指标研究. 地球化学, 1999, 28: 580—588
41 Sweeney J J, Burnham A K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. AAPG Bull, 1990, 74: 1559—1570
42 张祖圻. 论东吴运动. 煤田地质与勘探, 1983, 3: 14—21
43 陈显群, 刘应楷, 童鹏. 东吴运动质疑及川 I 黔运动之新见. 石油及天然气地质, 1987, 8: 1—13
44 陈智梁, 陈世瑜. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆: 重庆出版社, 1987. 1—236
45 冯少南. 东吴运动的新认识. 现代地质, 1991, 5: 378—384
46 胡世忠. 论东吴运动构造事件与二叠纪分统界线问题. 地层学杂志, 1994, 18: 309—315

47 胡世忠. 东吴运动构造事件应是上下二叠统的理想界线. 中国东南煤田地质, 1994, 1: 16—20
48 李汝宁. 大巴山前缘上下二叠统分界的新认识——兼论东吴运动. 四川地质学报, 1989, 18: 16—23
49 李文恒. “东吴运动”不应做为上下二叠统的界线. 地层学杂志, 1992, 16: 138—141
50 梁定益, 聂泽同, 宋志敏. 扬子西缘东吴伸展运动. 地球科学——中国地质大学学报, 1994, 19: 443—453
51 宋谢炎, 侯增谦, 汪云亮, 等. 峨眉山玄武岩的地幔热柱成因. 矿物岩石, 2002, 22: 27—32
52 王登红, 李建康, 王成辉, 等. 与峨眉地幔柱有关年代学研究的新进展及其意义. 矿床地质, 2007, 26: 550—556
53 杜宇健, 萧德云. Kriging 算法在温度场计算中的应用分析. 计算机辅助设计与图形学学报, 2004, 16: 4511
54 张若祥, 王兴志, 蓝大樵,等. 川西南地区峨眉山玄武岩储层评价. 天然气勘探与开发, 2006, 29: 17—20
55 范桃园, 石耀霖, 周炎如. 沉积盆地热演化过程中的岩浆作用. 中国科学院研究生院学报, 1999, 16: 63—69
56 李建康, 王登红. 峨眉地幔柱动力学数值模拟的初步研究. 地球学报, 2004, 25: 509—514
57 李建康, 王登红. 地幔柱数值模拟研究进展. 地质科技情报, 2005, 24: 13—20
58 袁玉松, 马永生, 胡圣标, 等. 中国南方现今地热特征. 地球物理学报, 2006, 49: 1118—1126