

文章编号: 1006-6616 (2000) 02-0001-5

利用井温分布估算莺-琼盆地 地下流体运移速度

张 键¹, 葛社民², 许鹤华³, 熊亮萍³, 杨计海⁴, 张启明⁴

(1. 中国科学技术大学研究生院, 北京 100039; 2. 美国科罗拉多大学 Boulder, Colorado, USA; 3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 4. 中国海洋石油南海西部公司, 广东 湛江 524057.)

摘 要: 莺-琼盆地是典型的高温高压盆地, 现今平均地表热流 78.7mW/m^2 , 产生地表高热流的主要原因是深部热流体活动。根据盆地地温场分布特征与地下流体活动规律的关系, 利用井温资料, 我们计算了典型钻孔 LD30-1-1A 井地下流体的流速分布。结果表明, LD-30-1-1A 井地下流体可分为上、中、下三段。上段流体运动微弱, 垂向流速仅为 $8.33 \times 10^{-12}\text{cm/s}$; 中段流体向下垂向流速为 $4.37 \times 10^{-8}\text{cm/s}$; 下段流体向上垂向流速为 $2.65 \times 10^{-8}\text{cm/s}$ 。

关键词: 莺-琼盆地; 井温分布; 地下流体流速
中图分类号: P641.2 文献标识码: A

0 引言

莺-琼盆地位于海南岛西南—东南海域, 以一号断裂为界, 西侧是北西走向的莺歌海盆地, 东侧是北东走向的琼东南盆地, 合称莺-琼盆地。

莺-琼盆地是我国典型的高温高压含油气盆地, 平均地表热流 78.7mW/m^2 , 地温梯度 39.35C/km (其中莺歌海盆地平均地表热流高达 84.1mW/m^2 , 平均地温梯度 42.07C/km)^①。深部流体活动是影响莺-琼盆地温度场分布的主要因素。地下流体运移导致不同深度出现局部高温异常和地温反转。例如, 一号断裂和中央泥拱带附近, 深部热流体向上运移, 在泥拱带上部和一号断裂东南部产生高温异常, 这些高温异常不但地温梯度大, 而且距泥拱带和一号断裂越近增温越明显^①。深部热流体向浅部运移时, 不但在传导热背景上叠加热对流, 促使局部热场提高^[1], 同时还会将深部的天然气输送到浅部, 影响油气的成藏和运移^[2]。

莺-琼盆地进行过不同形式的测温有几十个钻孔, 都不同程度受到地下流体活动的影响,

收稿日期: 1999-07-20

基金项目: 国家自然科学基金 (编号: 49732005) 和香港王宽诚基金资助

作者简介: 张键 (1963—), 男, 副研究员。1998 年获中国科技大学固体地球物理专业博士学位, 后在中科院地质与地球物理所从事地热、地球动力学和应用地球物理博士后研究, 现在中国科学技术大学研究生院从事教学工作。

① 张键. 南海北部大陆边缘盆地深部地热特征及地球动力学演化. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告, 1999.

其中 LD30-1-1A 井是受流体运动导致井温异常的典型钻井^①。该井位于莺-琼盆地一号断裂东南段附近,井温资料显示在 2500 m 以下温度梯度显著增加,达 43.4~62.8 C/km,反映出强烈的热对流活动(图 1)。利用井温异常可以研究地下流体的活动特征,Bodvarsson 等^[3]曾利用地下流体垂向活动产生的温度异常研究断层活动与地下水热系统的关系,Ziagos 和 Blackwell^[4]建立了含有水平向流体流动影响的瞬态温度模型,Ning Lu 和 Shemin Ge^[5,6]采用参量代换方法,由一维稳态热传输方程从理论上探讨了地下流体对垂向温度分布的影响。本文依据 Ning Lu 和 Shemin Ge^[5]的方法,对莺-琼盆地典型钻孔 LD30-1-1A 井测温数据进行分析计算,求取地下流体的垂向运移速度。

1 计算方法和结果

地下流体活动对莺-琼盆地油气的运移和成藏具有重要意义^[7],正确判断和识别地下流体的流向和流速是莺-琼盆地油气成藏动力学的主要课题。

莺-琼盆地沉积层大多为粉砂岩与泥岩互层,平均热导率值相差很小(粉砂岩:1.386W/mK;泥岩:1.389W/mK)^①,可近似为均质地层。根据 Fourier 热传导定律,在均质地层中以传导方式传递热量时,理论地温梯度等于温度与深度相关直线的斜率。所谓理论地温梯度是指在地下流体运动条件下的地温梯度,它等于孔底温度与地表温度之差除以钻孔的深度。如果钻孔没有受地下流体运动的干扰,那么温度和深度回归线的斜率应该与理论值相等。但如果存在地下流体,受流体流动影响,地下等温线将呈非水平态分布,地温梯度不再是常数。当钻孔中的温度受流体垂向运动的影响时,地温梯度减小,温度和深度回归直线的截距增加;当钻孔中的温度受储层中流体水平方向运动的影响时,储层内的热能部分被流体带走,温度降低,梯度增加,温度和深度回归直线的截距减小(除非储层内为高温流体)。据此,可以判断和识别流体运动的流向,并可利用井温曲线计算流体运移速度。

根据热传输方程:

$$\nabla^2 T - \frac{c_0 \rho_0}{\lambda} [\nabla \cdot (\vec{V} T)] = \frac{c \rho}{\lambda} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

式中: T 为温度, c_0 和 c 是流体和围岩的比热, ρ_0 和 ρ 是流体和围岩的密度, λ 是热导率, \vec{V} 是地下水速度矢量, t 是时间。

对于具有稳定流速的钻孔稳态温度分布,方程(1)化简并可用参量表示为:

$$\frac{d^2 T}{dZ^2} - \frac{\beta}{L} \frac{dT}{dZ} - \frac{\alpha}{L} \gamma = 0 \quad (2)$$

式中: Z 为垂向坐标轴, γ 是水平向温度梯度(热流向左为正,向右为负)。 L 为测温井段的垂向距离。参量 $\alpha = c_0 \rho_0 V_x L / \lambda$, 参量 $\beta = c_0 \rho_0 V_z L / \lambda$, (V_x 、 V_z 为流体的速度矢量在 x 、 z 方向的分量。当 V_x 向左时, α 为正,向右时, α 为负。当 V_z 向下时, β 为正,向上时, β 为负)。

利用边界条件: $Z=0$ 时, $T=T_0$; $Z=L$ 时, $T=T_L$; 可得参量方程(2)的解:

$$\frac{T - T_0}{T_L - T_0} = \frac{\exp[\beta(z/L)] - 1}{\exp(\beta) - 1} + \delta \left[\frac{\exp[\beta(z/L)] - 1}{\exp(\beta) - 1} - \frac{z}{L} \right] \quad (3)$$

① 张健. 南海北部大陆边缘盆地深部地热特征及地球动力学演化. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告, 1999.

式中： $\delta = \alpha \gamma L / \beta (T_L - T_0)$

由(3)式可得一系列理论解,通过理论解可得参量 δ 、 β 的理论量板(图 2)。由于实测钻孔温度受多种因素影响,根据井温数据所求参量 δ 、 β 的实际值与理论量板曲线不一定完全吻合,在具体求解过程中,需采用最小二乘法拟合,求出与理论解最接近的 δ 、 β 值。由于 β 是与流体的垂向流速相关的参量,而 δ 不仅与流体的垂向流速有关,而且与水平向流速和水平向温度梯度相关,因此,根据 δ 、 β 值可以求出流体的垂向流速,但不能唯一确定水平向流动的流速。

我们利用此方法计算 LD30-1-1A 井地下流体垂向运移速度。LD30-1-1A 井深 5026m,是莺-琼盆地典型的高温井。井温资料显示(图 1),受地下流体活动影响,钻孔垂向温度随深度呈“台阶”状变化,第一台阶由地表至约 2500m 深度;2500m 以下的第二“台阶”温度急剧增加,温度梯度在 43.4~62.8 C/km 之间变化;3600m 以下为第三“台阶”。在三个温度“台阶”中,除位于浅部的第一“台阶”受流体影响微弱外,第二、第三“台阶”受流体活动影响明显。

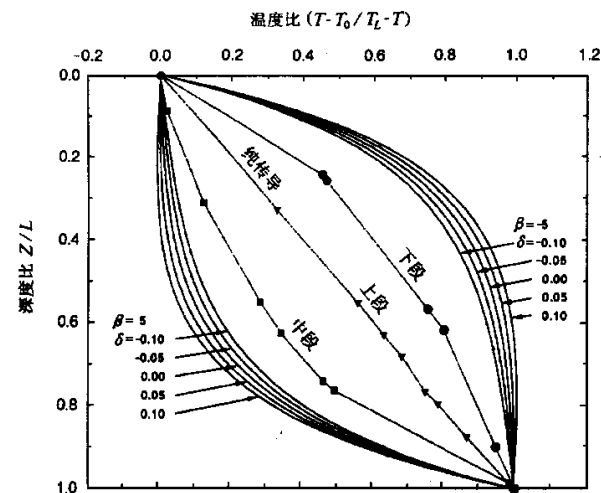


图 2 LD30-1-1A 井参量 δ 、 β 理论量板

Fig. 2 The curves of β & δ of well LD30-1-1A

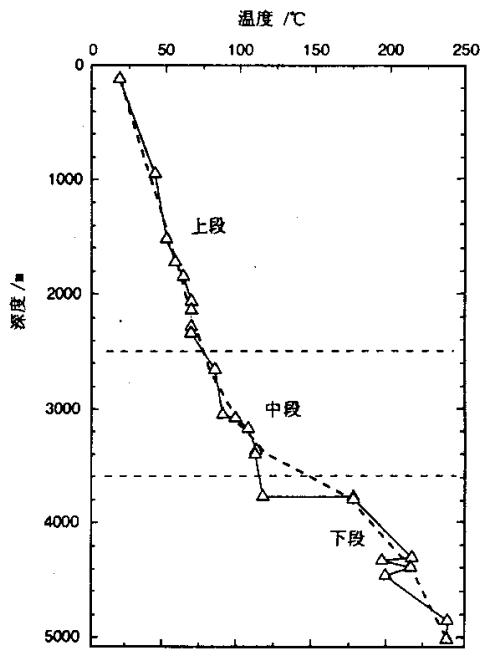


图 1 LD30-1-1A 井温度剖面

Fig. 1 The temperature profile of well LD30-1-1A

根据 LD30-1-1A 井温分布特征可将其划分为上、中、下三段(图 1),利用参量 δ 、 β 理论量板(图 2)可判断和求解各段流体垂向运移速度。具体解法如下:

第一步:根据井温曲线(图 1),通过理论地温梯度和上、中、下三段实际地温梯度变化,判断地下流体流向,识别出上段为对流微弱的传导段,中段为向下的垂向流段,下段为向上的垂向流段。

第二步:利用参量 δ 、 β 理论量板(图 2),计算各段流体的垂向流速。首先将各深度段实测温度和和深

度值分别代入(3)式,然后利用最小二乘法拟合,从理论量板(图2)中求各深度段 δ 、 β 参量,再依据(2)、(3)式对于 δ 、 β 参量的定义式,反求各段流体的垂向流速。

计算结果:LD30-1-1A井上段114.3~2515.7m,流体运动微弱,垂向流速仅为 8.33×10^{-12} cm/s;中段2515.7~3600.0m,流体向下运动,垂向流速为 4.37×10^{-8} cm/s;下段3600.0~5026.0m,流体向上运动,垂向流速为 2.65×10^{-8} cm/s(表1)。

表1 LD30-1-1A井温、参量 β 、 δ 及地下流体流速

Table 1 Temperature, parameter β , δ and fluid velocity in well LD30-1-1A

LD30-1-1A	Z_L/m	Z_0/m	$T_L/^\circ C$	$T_0/^\circ C$	β	δ	垂向速率/cm·s ⁻¹
上段	2515.7	114.3	80.64	18.30	0.001	-0.037	8.33e-12
中段	3600.0	2515.7	174.77	67.42	2.368	-0.021	4.37e-8
下段	5026.0	3600.0	240.5	117.00	-1.890	0.028	2.65e-8

2 结论

LD30-1-1A井地处莺歌海盆地与琼东南盆地交界附近的一号断裂东南段,是莺-琼盆地晚期构造快速沉降部位。由于快速沉降,沉积速率大,导致欠压实,使得压实作用对孔隙的破坏程度小^[8]。在该井上部地层中,孔隙度随深度增加而逐渐减小的趋势变缓,在3000m以下,孔隙度开始变大。渗透率与孔隙度变化趋势类似,为深部流体运移创造了有利条件。

断裂是流体运移的重要通道。一号断裂是莺-琼盆地的主断裂,长约300km,基底落差5km以上,断面倾角达70°左右,其东南段是莺歌海盆地与琼东南盆地的结合部,是油气从莺歌海向琼东南运移的主要通道。来自深部拥有较高温度的流体及其携带的天然气,从位于断裂下盘的莺歌海盆地沿一号断裂向上流动,进入处于上升盘的琼东南盆地,加热周围地层,导致断裂附近等温线产生较大起伏。LD30-1-1A井高温异常就是这种深部流体沿断裂向上运移的反映。此外,断裂活动速率的变化对流体活动方式影响很大。一号断裂在早第三系活动速率较大,达200~500m/Ma,而晚第三系活动速率变小^①。在这种活动速率不断变化的断裂通道中运移,流体运移的方向和流速会发生明显改变,这种改变导致LD30-1-1A井出现复杂的井温曲线。

计算结果表明,该井在2500~3600m和4000m以下深度存在高温高压环境下垂向对流为主的热对流活动。影响井温分布的流体活动十分复杂,不但浅部和深部的流体运移速率不同,而且方向也不相同,尤其在3000m以下深度,热流体活动强烈,流速较大,与一号断裂的活动性密切相关。计算结果与粘土矿物反映该井3000m以下深度存在活动热流体的结论吻合^①。

地下热流体的活动对温度场具有较大的影响。在盆地的演化过程中,盆地温度结构与地下流体的运移是相互影响和相互制约的。莺-琼盆地具有巨大的油气潜力,现今仍有大规模的热流体活动,盆地地层中的活动热流体及其输导体系与盆地的“高温高压”环境密切相关。作者利用参量代换方法,通过井温资料计算了莺-琼盆地LD30-1-1A井地下流体运移速度,从定量角度考察了井温与地下流体运移速度之间的关系。计算结果为莺-琼盆地油气成藏动力学流

① 张健. 南海北部大陆边缘盆地深部地热特征及地球动力学演化. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告, 1999.

体运动研究提供了重要依据。

参 考 文 献

- [1] 汪集旸. 中低温对流型地热系统 [M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- [2] 张启明, 胡忠良. 莺歌海盆地高温高压环境与油气运移机制 [A]. 张启明主编. 莺歌海盆地石油地质论文集 [C]. 北京: 地震出版社, 1993. 78~84.
- [3] Bodvarsson G S, Benson S M and Wotherspoon P A. Theory of the development of geothermal systems charged by vertical faults [J]. *J. Geophys. Res.*, 1982, 87 (B11): 9317~9328.
- [4] Ziagos J P, Blackwell D D. A model for the transient temperature effects of horizontal fluid flow in geothermal system [J]. *J. Volcano. Geothermal. Res.*, 1986, 27: 371~397.
- [5] Ning L, Shemin G. Effect of horizontal heat and fluid flow on the vertical temperature distribution in a semiconfining layer [J]. *Water Resources Research*, 1996, 32 (5): 1449~1453.
- [6] Shemin G. Estimation of groundwater velocity in localized fracture zones from well temperature profiles [J]. *J. Volcano. Geothermal. Res.*, 1998 (in press).
- [7] 张启明, 郝 芳. 莺-琼盆地演化与含油气系统 [M]. 中国科学 (D 辑), 1997, 27: 149~154.
- [8] 张启明, 刘福宁, 杨计海. 莺歌海盆地超压系统与油气聚集 [J]. 中国海上油气 (地质), 1996, 10: 65~75.

AN ESTIMATE OF THE RATE OF UNDERGROUND FLUID FLOW FROM WELL-TEMPERATURE DATA IN YING-QIONG BASIN

ZHANG Jian¹, GE She-min², XU He-hua³, XIONG Liang-ping³,
YANG Ji-hai⁴, ZHANG Qi-ming⁴

(1. Graduate School, USTC, Academia Sinica, Beijing 100039, China;

2. University of Colorado at Boulder, USA;

3. Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing 100029, China;

4. China Offshore Oil Nanhai Corp., Guangdong 524057, China.)

Abstract: The Ying-Qiong basin is a typical high temperature and high pressure basin. The value of heat flow in this basin averages as high as 78.7mW/m^2 which is revealed to be caused by active thermal fluid at depth. Based on the relationship between the geothermal field and the activity of underground fluid, we have calculated the distribution of the fluid flow rate from the temperature data of well LD30-1-1A. The results show that the vertical fluid flow rate is as slow as $8.33 \times 10^{-12}\text{cm/s}$ in the upper part of the well $4.37 \times 10^{-8}\text{cm/s}$ downward in middle part, and $2.65 \times 10^{-8}\text{cm/s}$ upward in the lower part.

Key words: Ying-Qiong basin; Well-temperature curve; underground fluid flow rate