

# 裂谷盆地的理论模拟

——以松辽盆地为例

刘翠荣

陈发景

(地矿部石油质研究所, 北京 100083)

(中国地质大学, 北京 100083)

本文对目前存在的裂谷盆地的两种理论模型进行了模拟, 并通过其与实际盆地的观测资料的拟合, 来确定盆地的形成机制和演化历史, 得到有关盆地演化过程中诸如伸展量、构造沉降量、岩脉侵入量及古热流变化等参数。

关键词 裂谷盆地 松辽盆地 构造沉降量 古热流

第一作者简介 刘翠荣 女 28 岁 硕士 石油地质

目前有关大陆裂谷盆地和被动大陆边缘的成因模式很多, 这些模式都从不同角度阐述了裂谷盆地形成的动力学机制与发展演化过程, 它们的共同之处都认为裂谷盆地的形成与岩石圈的伸展变薄和软流圈物质上涌有关。

在盆地沉降史和热史模拟方面, 应用较多的是被动裂谷单剪切模型, 下面对均匀模型(Mckenzie, 1978)和非均匀有岩脉侵入模型(Royden 和 Keen, 1983)分别介绍其数学地质模型的模拟及其应用。

## 1 Mckenzie 的均匀伸展模型及其模拟

均匀伸展模型是 Mckenzie 于 1978 年提出的(图 1), 他以为裂谷型沉积盆地是由于大陆岩石圈的伸展作用形成的, 在岩石圈伸展变薄的情况下, 灼热的软流圈物质上涌, 地温梯度升高, 之后异常地幔或软流圈向着热平衡方向衰减, 岩石圈冷却收缩, 地壳进一步沉降并充填沉积, 最后岩石圈达到热平衡状态, 地壳趋于稳定。概括来说, Mckenzie 模型有以下 4 个假设:

(1) 在岩石圈伸展过程中, 地壳和壳下岩石圈伸展量相同, 即以同一伸展系数  $\beta$  发生伸展, 伸展作用是对称性的, 伸展过程中没有固态断块旋转。

(2) 岩石圈的伸展作用是瞬时性的, 伸展过程很快发生并完成, 期间没有热能损失。

(3) 在大陆岩石圈瞬时伸展及其后的热沉降过程中, 岩石圈始终保持均衡补偿状态。

(4) 裂谷盆地的总构造沉降量可分为两部分, 初始沉降和热沉降。初始沉降受断裂作用控制, 与地壳初

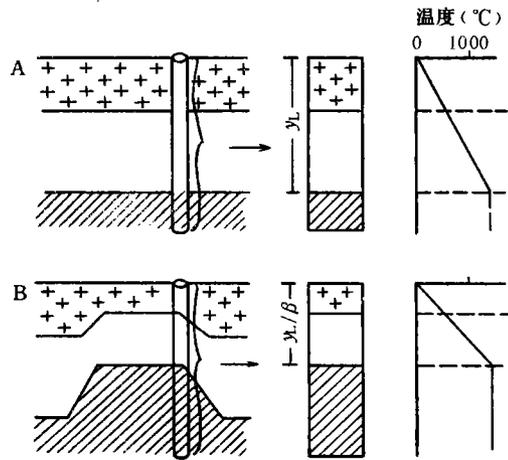


图 1 Mckenzie 模型岩石圈示意图

A. 伸展前大陆岩石圈示意图, 右边的温度剖面说明岩石圈处于热平衡状态, 基底温度  $T_1 = 1350^\circ\text{C}$

B. 由于均匀伸展, 岩石圈以伸展系数  $\beta$  向外伸展, 伸展前厚度为  $y_0$  的岩石圈, 伸展厚度变成  $y_0/\beta$ , 岩石圈中的温度线性升高。

始厚度及伸展系数有关,热沉降受岩石圈冷缩和均衡作用制约,只取决于伸展系数  $\beta$ 。

伸展系数  $\beta$  的定义是伸展后的盆地表面积与伸展前的相应地区表面积之比。在 McKenzie 均匀伸展模型中,因为盆地内地壳和壳下岩石圈伸展系数处处相等,所以伸展系数  $\beta$  等于伸展前后地壳厚度之比,也等于伸展前后岩石圈厚度之比。

由于均匀伸展前后岩石柱体单元保持均衡,则有:

$$y_c \rho_c + (y_L - y_c) \cdot \rho_{ac} = y_s \rho_s + (y_c / \beta) \cdot \rho_c + (y_L - y_c) \cdot (1 / \beta) \cdot \rho_{ac} + (y_L - y_s - y_L / \beta) \cdot \rho_m \quad (1)$$

式 1 中:  $y_c$ 、 $y_L$  分别为地壳和岩石圈的初始厚度;

$\rho_c$ 、 $\rho_{ac}$ 、 $\rho_m$  分别为地壳和壳下岩石圈的平均密度及地幔的密度;

$y_s$  为充填在裂谷轴部的水、空气或沉积物的厚度;

$\beta$  为地壳和壳下岩石圈的伸展系数。

假设密度和温度呈线性关系,并且假定从岩石圈底部温度  $T_m$  到地表温度  $T_0$  之间,地温亦呈线性变化(如图 1 所示),则平均密度为:

$$\rho_c = \rho_c^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_c)$$

$$\rho_{ac} = \rho_m^* \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_{ac})$$

$$T_c = \left( \frac{T_m - T_0}{2} \right) \cdot \frac{y_c}{y_L}$$

$$T_{ac} = \frac{1}{2} \left\{ T_m - \frac{y_c}{y_L} \cdot (T_m - T_0) \right\}$$

将以上各式代入(1)式并整理,得:

$$y_s = \frac{y_L \cdot \{ (\rho_m^* - \rho_c^*) \cdot \frac{y_c}{y_L} \cdot (1 - \alpha_v \cdot \frac{T_m \cdot y_c}{2 \cdot y_L}) - \frac{\alpha_v \cdot T_m \cdot \rho_m^*}{2} \} \cdot (1 - \frac{1}{\beta})}{\rho_m \cdot (1 - \alpha_v \cdot T_m) - \rho_s} \quad (2)$$

式 2 中:  $\rho_c^*$ 、 $\rho_m^*$  分别为 0°C 时地壳和地幔的密度;

$\rho_s$  为充填于裂谷内的沉积物或水的密度;

$\alpha_v$  为地壳和地幔的热膨胀系数;

$T_m$  为软流圈的温度;

$y_s > 0$  表示发生沉降(subsidence);

$y_s < 0$  表示发生上升(uplift)。

初始沉降  $y_s$  发生后,由热收缩引起的热沉降为:

$$S_{(t)} = \frac{4 \cdot y_L \cdot \rho_s \cdot \alpha_v \cdot T_m \cdot \frac{\beta}{\pi} \cdot \sin \frac{\pi}{\beta} (1 - e^{-\frac{t}{\tau}})}{\pi^2 \cdot (\rho_m^* - \rho_s)}$$

$$= \frac{4 \cdot y_L \cdot \rho_s \cdot \alpha_v \cdot T_m \cdot \frac{\beta}{\pi} \cdot \sin \frac{\pi}{\beta} (1 - e^{-\frac{\pi^2 k_c t}{\lambda^2}})}{\pi^2 \cdot (\rho_m^* - \rho_s)} \quad (3)$$

式 3 中:  $k_c$  为岩石圈的热导率;  $S_{(t)}$  为热收缩引起的热沉降。

在岩石圈伸展作用发生时,热流瞬时增加,之后热流随时间呈指数衰减,我们从图 1 中得到两个边界条件:

(1)  $y=L$  时,  $T=0$

(2)  $y=0$  时,  $T=T_m$

假设:横向的温度梯度比垂向梯度小;忽略放射性生热作用及二维热传导的影响,则一维非稳态热流

方程为：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$$

一维非稳态方程的解  $T(y, t)$  是稳态解 ( $s(y) = T_m(1 - \frac{y}{y_L})$ ) 和非稳态解两部分之和, 则

$$T(y, t) = T_m(1 - \frac{y}{y_L}) + \frac{2T_m}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{(-1)^{n+1}}{n} \left[ \frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi y}{\beta} \right] \cdot e^{-\frac{n^2 k_e \cdot \pi^2 \cdot t}{y_L^2}} \cdot \sin \frac{n\pi y}{y_L} \right\}$$

# 地表大地热流由傅里叶定律 (Tourser's Law) 为下式, 即热流为地温梯度与热传导系数之积 ( $q_{y=0} = k \cdot \frac{\partial T}{\partial y}$ ):

$$Q_{(0)} = \frac{k \cdot T_m}{y_L} \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \left[ \frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi y}{\beta} \right] \cdot \exp\left(-\frac{n^2 k_e \cdot \pi^2 \cdot t}{y_L^2}\right) \right\}$$

Parson 和 Sclater (1971) 通过对大洋岩石圈的研究, 得出理论模拟参数的一般取值为:  $\rho_m = 3.3 \text{g/cm}^3$ ,  $\rho_c = 2.8 \text{g/cm}^3$ ,  $\rho_w = 1.00 \text{g/cm}^3$ ,  $\alpha_c = 3.28 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $T_m = 1333 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,  $k_e = 7.5 \times 10^{-3} \text{Cal/cm} \cdot \text{sec } ^\circ\text{C}$ ,  $k = 8.0 \times 10^{-3} \text{cm}^2/\text{s}$ ,  $y_L = 125 \text{km}$ ,  $y_c = 35 \text{km}$ 。

本文根据上述模型编写了均匀伸展模型的沉降史和热史研究的计算机程序, 并将应用到松辽盆地。

根据松辽盆地及邻区莫霍面深度, 确定该区伸展前地壳初始厚度为 35km, 岩石圈初始厚度为 110km, 沉积物的密度取作  $2.35 \text{g/cm}^3$ , 亦即:  $y_L = 110 \text{km}$ ,  $y_c = 35 \text{km}$ ,  $\rho_c = 2.35 \text{g/cm}^3$ 。

利用上述程序及参数, 我们得到了不同伸展系数下的构造沉降曲线 (图 2) 及均匀伸展模型的热流随时间的变化图 (图 3)。

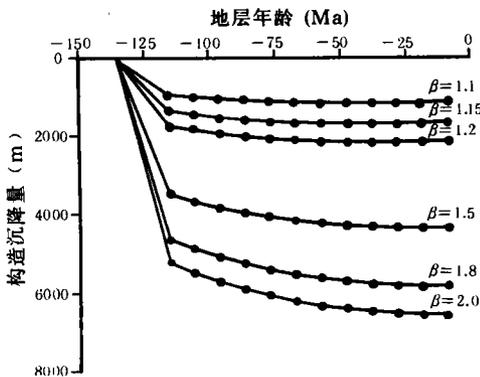


图 2 Mckenzie 均匀伸展模型模拟结果图

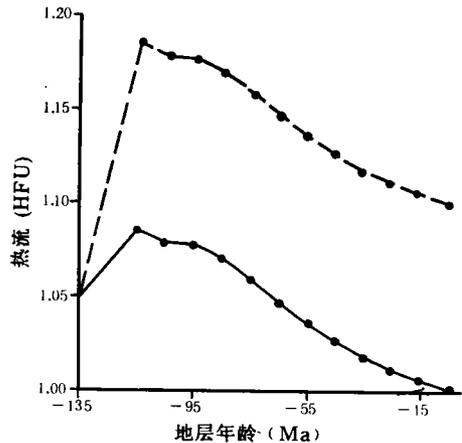


图 3 Mekenzie 模型热流与时间关系图 (虚线考虑了放射性热, 实线没有考虑放射性热)

## 2 非均匀伸展 (non-uniform extension) 模型及其模拟

岩石的流变学特征是随着温度和压力的变化而变化。随着深度增大、压力和温度升高, 岩石圈的流变学性质也发生变化, 因此, 在应力作用下, 整个岩石圈的变形不会是均匀不变的, 在张应力作用下, 地壳通

常表现出脆性破裂变形,而壳下岩石圈则可能是在塑性流作用下产生伸展变形。此外,某些地区研究发现,实际的地壳伸展量和初始沉降要比根据观察到的地壳伸展利用 Mckenzie 模型计算得到的预测值大得多,同样,实际的热沉降要比根据 Mckenzie 模型计算得到的预测值小得多。为了解释这一观察结果,Sclater 等(1980)、Royden 和 Keen(1980)首先注意到,大陆岩石圈张裂期间,输入到地下区域的热量必定大于利用 Mckenzie 模型、根据地壳伸展量预测得到的热量,为此,他们建议让下部地壳和壳下岩石圈的减薄比上部地壳剧烈一些,以此来增加伸展期间的热输入,这需要升高岩石圈与软流圈界面,使之高于 Mckenzie 模型所允许的高度,从而进入更多的热量。在这一假设前提下,Royden 和 Keen,Hellinger 和 Sclater(1980)分别提出了有岩脉侵入的非均匀伸展模型和无岩脉侵入的非均匀伸展模型(图 4、图 5),下面主要介绍 Royden 和 Keen 的有岩脉侵入的非均匀伸展模型。

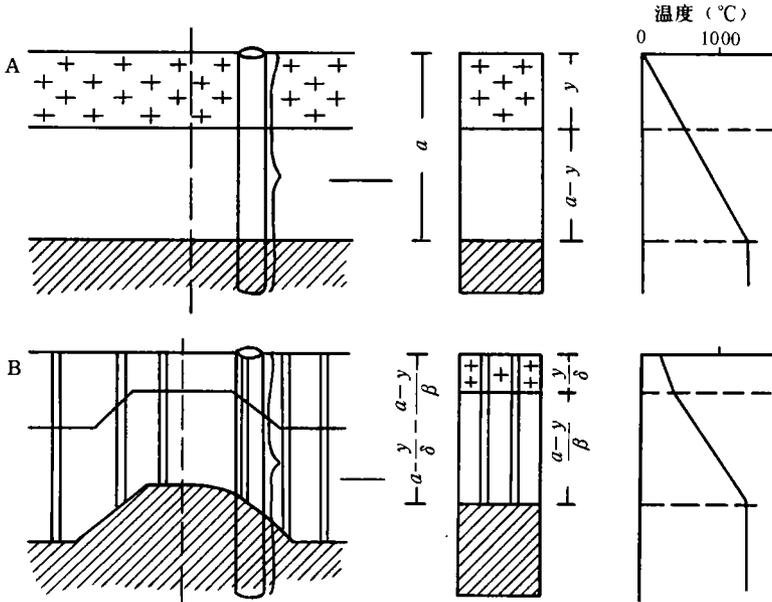


图 4 Royden 和 Keen 岩石圈示意图

- A. 伸展前大陆岩石圈示意图。滑脱面位于深度  $Y$  处,岩石圈处于热平衡状态,底界温度  $T_1 = 1350^\circ\text{C}$ ;
- B. 由于非均匀伸展,并且岩脉侵入岩石圈,滑脱面上下岩石圈的伸展系数分别是  $\delta$  和  $\beta$ ,伸展后厚度变为  $Y/\delta$  和  $(a-Y)/\beta$ ,岩石圈内温度升高,并出现地温梯度不同的两段。

非均匀伸展模型的基本点是:(1)当大陆岩石圈在张应力作用下发生拉伸时,整个岩石圈的伸展量不是均匀不变的。由于流变学性质的改变,上、下岩石圈在某一深度  $y$  处发生拆离,该拆离面可能位于壳内也可能位于壳下,拆离面之上发生脆性变形,伸展系数为  $\delta$ ,拆离面之下岩石圈发生塑性变形,伸展系数为  $\beta$ ;(2)岩石圈在张应力作用下,迅速拉薄,软流圈物质上涌,在岩石圈内产生热异常,最初因岩石圈密度变化,产生初始沉降,由于岩石圈伸展减薄,岩石圈、软流圈界面上升使得岩石圈内地温梯度增大,并且拆离面上、下岩石圈的地温梯度值也不同。在伸展作用结束后,岩石圈内热异常向着热平衡方向衰减,异常地幔冷却使岩石圈发生热沉降;(3)其它条件同均匀伸展模型。

Royden 和 Keen 非均匀伸展模型模式认为,厚度为  $a$  的平板状岩石圈,在张应力作用下于深度  $y$  处发生拆离,拆离面以上以伸展系数  $\delta$  发生脆性伸展变形,在拆离面以下以伸展系数  $\beta$  发生塑性伸展变形。在伸展过程中伴有岩浆侵入,岩脉侵入体积与岩石圈体积之比为  $\gamma$ 。

已知两个边界条件:

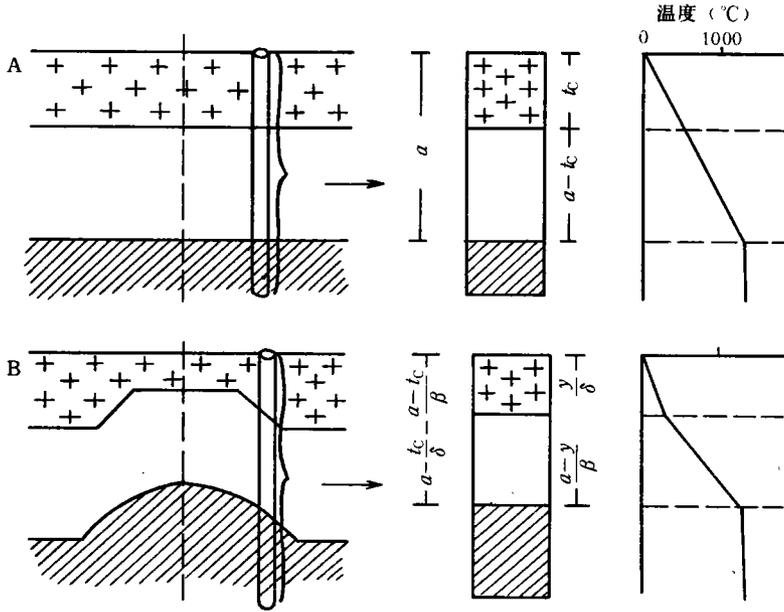


图 5 Hellinger 和 Sclater 模型岩石圈示意图

A. 伸展前大陆岩石圈示意图。厚度为  $t_c$  的地壳覆盖在厚度为  $a-t_c$  的壳下岩石圈上。右边是初始岩石圈的温度结构；  
 B. 由于非均匀伸展，地壳和壳下岩石圈的伸展系数分别是  $\beta_c$  和  $\beta_s$ ，伸展后厚度变成  $t_c/\beta_c$  和  $a-t_c/\beta_s$ ，岩石圈内温度升高，并出现地温梯度不同的两段。

$T=0$ ，当  $Z=a$  时

$T=T_1$ ，当  $Z=0$  时

$Z$  是岩石圈中某点距伸展前岩石圈底界面距离，在伸展作用结束后，岩石圈温度分布为：

$$T=T_1\delta(1-Z/a)+\gamma \cdot T_1$$

$$T=T_1\beta(1-Z/a)+y/[a(1-\beta/\delta)(1-\gamma)]+\gamma \cdot T_1$$

$$T=T_1$$

假定水平方向地温梯度远低于垂直方向地温梯度，当忽略岩石圈内放射性热能作用时，解一维非稳态热流方程：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2}$$

得到岩石圈中温度结构  $T(Z_1, t)$ 、地表大地热流值  $Q_{(t)}$  和基底在其最终 ( $t \rightarrow \infty$ ) 下降位置之上高程  $e_{(t)}$  与时间的数学关系式为：

$$T=T_1(1-\frac{Z}{a})+T_1 \sum_{n=1}^{\infty} [(\frac{2}{n\pi}(-1)^{n+1})x_n \cdot \sin \frac{nZ\pi}{a} \cdot \exp(-\frac{n^2\pi^2 kt}{a^2})]$$

$$Q_{(t)} = \frac{k\pi}{a} [1 + \sum_{n=1}^{\infty} 2x_n \exp(-\frac{n^2\pi^2 kt}{a^2})]$$

$$e_{(t)} = \frac{4a\alpha\rho_m T_1}{(\rho_m - \rho_s)\pi^2} \sum_{m=1}^{\infty} \exp[1 - (2m+1)^2 \cdot \frac{\pi^2 kt}{a^2}]$$

其中：

$$x_n = \gamma + \{ (1-\gamma) [ (\delta-\beta) \sin n\pi H + \beta \sin n\pi G ] \cdot \frac{(-1)^{n+1}}{n\pi} \}$$

$$H = 1 - \frac{\gamma}{\alpha\delta}$$

$$G = 1 - \gamma/\alpha\delta - [(1-\gamma/a)/\beta]$$

式中各参数意义见表 1。

据上式得热沉降表达式：

$$S_{(t)} = e_{(0)} - e_{(t)}$$

除热沉降外，岩石圈在伸展变形时，还会产生均衡高程变化，引起这一高程变化的因素是：(1)由于岩石圈受热而膨胀使密度产生变化；(2)地壳拉伸变薄，轻的地壳岩石被密度大的壳下超基性物质取代引起密度变化。前者引起的地表高程变化  $E_1$  与输入岩石圈的热量  $\Delta H$  有关：

$$E_1 = T_1 \cdot a \cdot \alpha \Delta H / 2(1 - \alpha T_1)$$

$$\Delta H = [(1 - 1/\beta) + (\frac{\gamma^2}{a^2} - \frac{2\gamma}{a})(\frac{1}{\delta} - \frac{1}{\beta})](1 - \gamma) + \gamma$$

后者引起的高程变化  $E_2$  是：

$$E_2 = \frac{-(\rho_m - \rho_c)}{\rho_m(1 - \alpha T_1)} \{ \gamma(1 - \frac{1}{\delta} + \frac{\gamma}{\beta})(1 - \frac{\alpha T_1 \gamma}{2a}) + (T_c - \gamma)(1 - \frac{1}{\beta} + \frac{\gamma}{\beta}) [1 - \frac{\alpha T_1}{2a}(\gamma + T_c)] \}$$

( $\gamma < T_c$  时)

$$E_2 = \frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m(1 - \alpha T_1)} \cdot T_c \cdot (1 - \frac{1}{\delta} + \frac{\gamma}{\beta})(1 - \frac{T_1 \alpha T_c}{2a})$$

( $\gamma > T_c$  时)

这样得到的初始沉降量表达式为：

$$S_i = E_1 + E_2$$

当  $S_i > 0$  时代表地壳上隆， $S_i < 0$  时代表地壳下沉。

根据上述数学地质模型，作者编写了非均匀伸展模型沉降史和热史模拟的计算机程序，并将其运用到松辽盆地，结合此盆地的实际地质资料，各参数的取值见表 1。

表 1 盆地模拟中物理和热参数及其取值

参 数	定 义	取 值
$a$	岩石圈初始厚度	110km
$t_c$	原始大陆壳厚度	35km
$\gamma$	上下岩石圈滑脱面深度	25km
$\rho_m$	0℃时地幔物质的密度	3.33g/cm <sup>3</sup>
$\rho_c$	0℃时地壳物质的密度	2.8g/cm <sup>3</sup>
$\rho_w$	水的密度	1.0g/cm <sup>3</sup>
$d$	热膨胀系数	$3.28 \times 10^{-5} \text{c}^{-1}$
$T_1$	岩石圈底界温度	1350℃
$k_c$	岩石圈扩散系数	$8 \times 10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$
$k$	岩石圈热导率	$7.5 \times 10^{-5} \text{cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{C}$

图 6 和图 7 分别是非均匀伸展模型的构造沉降曲线图和热流随时间变化图。

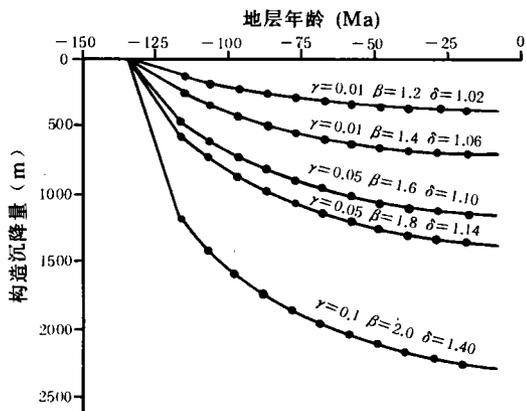


图 6 Royden 非均匀伸展模型的模拟结果图

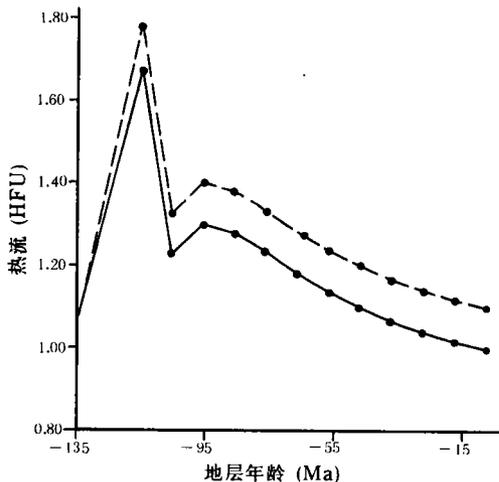


图 7 非均匀伸展模型热流随时间变化图  
(虚线考虑了放射性热,实线没有考虑放射性热)

图 8 是应用纯理论模型计算出的理论构造沉降曲线与实际构造沉降曲线对比图,图中实线 1 是 Mckenzie 均匀伸展模型的理论模拟曲线,实线 2 是 Royclen 非均匀伸展模型的理论模拟曲线,虚线为松辽盆地实际构造沉降曲线,显然非均匀伸展模型的理论模拟曲线与实际构造沉降曲线符合得很好,而均匀伸展模型较差,这主要是因为:

(1) 岩石圈的流变学特征随温度和压力的变化而变化,岩石圈表层和深层流变学性质不同,在张应力作用下,岩石圈上、下层伸展变形不会是均匀不变的,Mckenzie 的均匀伸展模型对这一点考虑的不够。

(2) Mckenzie 模型计算出的初始构造沉降量比实际观察到的要大,并且根据 Mckenzie 模型,当地壳厚度大于 18km 时,岩石圈的拉伸结果是地壳沉降,但在一些地区岩石圈拉伸时尽管地壳厚度大于 18km,地壳非但没有下降反而上隆。

(3) 由于松辽盆地早期普遍发育晚侏罗世晚期和白垩世早期火山岩,火山活动强烈,不考虑软流圈物质熔融分离和岩浆侵入因素影响的 Hellinger 和 Sclater 的非均匀模型亦不适合于本研究区。

综上所述,作者认为 Royden 和 Keen 提出的有岩脉侵入的非均匀伸展模型能很好地解释松辽盆地的形成机制。

### 3 结论

(1) 裂谷盆地的成因模式很多,但对于一个具体的盆地来讲,其成因模式不是一成不变的,不会绝对地与某个模式完全相同,有其自己独特的发育特点。

(2) 用 Mckenzie 的均匀伸展模型与非均匀伸展模型对松辽盆地的构造沉降曲线进行拟合的结果表明:有岩脉侵入的非均匀伸展模型能够较好地解释松辽盆地的形成机制。

(3) 理论与观测的构造沉降曲线的最佳拟合表明,松辽盆地是下地壳和壳下岩石圈伸展系数  $\beta=1.2 \sim 1.8$ 、上地壳伸展系数  $\delta=1.02 \sim 1.14$ 、岩浆侵入体积占初始岩石圈体积的 1%~8% 条件下非均匀伸展形成的。

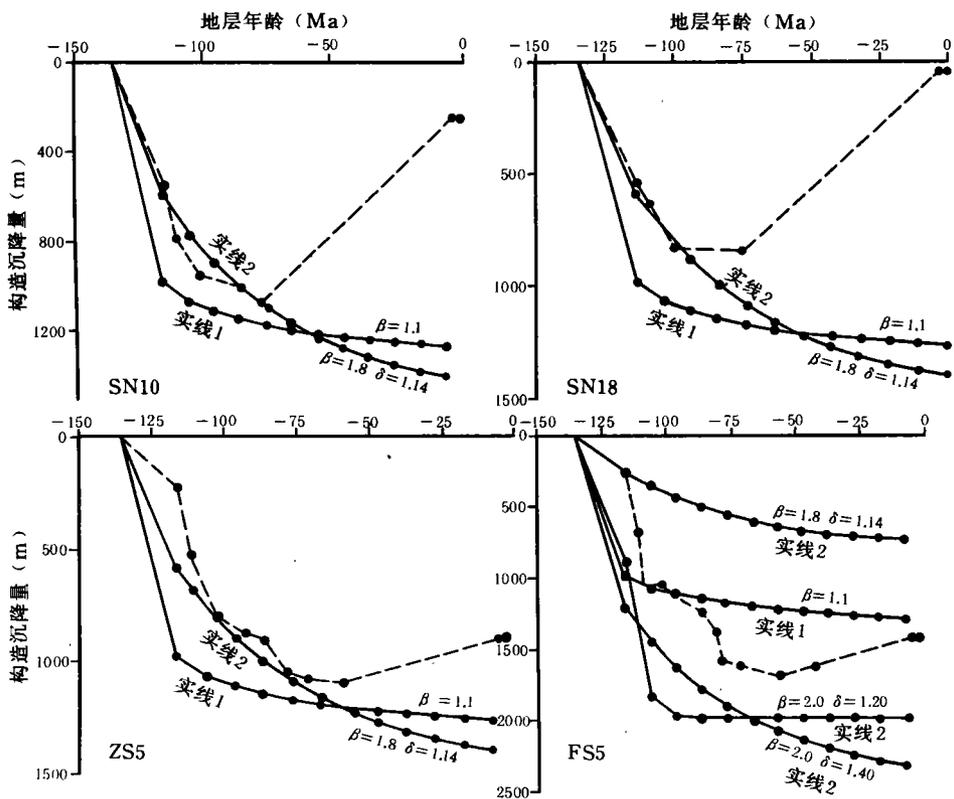


图 8 理论构造沉降曲线与观测构造沉降曲线对比图

实线 1 是 Mckenzie 均匀伸展模型的理论模拟曲线

实线 2 是 Royden 非均匀伸展模型的理论模拟曲线

虚线为实际构造沉降曲线

(收稿日期:1995 年 5 月 2 日)

### 参 考 文 献

- 1 陈发景. 裂谷构造的形成、演化和油气分布(上)、(下). 地质科技情报, 1984, (3~4)
- 2 陈发景. 我国含油气盆地的类型、构造演化和油气分布. 地球科学, 1986, (3)
- 3 McKenzie D P. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and planet. Sci. Lett.*, 1978, 40: 25~32
- 4 Royden L, Keen C E. Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves, *Earth and planetary Science Letters*, 1983, (51)
- 5 Keen C E. Thermal history and subsidence of rifted continental margins—evidence from Wells on the Nova Scotian and Labrador Shelves, *Can. J. Earth Sci.*, 1979, 16
- 6 Hellinger S J and Sclater J G. Some Comments on two layer extension models for the evolution of sedimentary basins, *J. Geophys. Res.*, 1983, 88: 8251~8270

# THEORETICAL SIMULATION OF EXTENSIONAL BASIN —A CASE STUDY OF THE SONGLIAO BASIN

Liu Cuirong

*(Research Institute of Petroleum Geology, MGMR)*

Chen Fajing

*(China University of Geosciences, Beijing)*

## Abstract

Two kinds of theoretical geodynamic models (the uniform extension model and the non-uniform extension model) of extensional basins were used to simulate the observed tectonic subsidence of the Songliao Basin to discuss the mechanism of extensional basins. By fitting it with actual measured data, the genetic mechanism and evolution history of the basin can be further recognized. Especially, the quantitative parameters of basin evolution process such as extension quantity, tectonic subsidence, paleo-heat-flow, paleotemperature and vein intrusive amount can be calculated.