裂谷盆地构造热演化的数值模型及在南海北部的应用*

廖 杰[1,2], 周 蒂[1], 赵中贤[1,2]
(1. 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广东 广州 510301
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 在沉积盆地的定量模拟研究中, 建立各种数值模型是研究的基础。由于裂谷盆地在科学研究和油气勘探上的重要性, 对其数值模型的研究一直受到高度重视, 提出了众多理论模型。选择影响较大的或对南海被动陆缘研究有重要作用的数值模型进行介绍, 包括最基础的 McKenzie 瞬时拉伸模型, 以及后来发展起来的限时拉伸模型、单剪伸展模型、挠曲悬臂梁模型、伸展随深度变化的模型和多幕拉伸模型。重点介绍各个模型的基本假设、应用条件、盆地演化的数学表达式, 分析各模型之间的异同点和相互关系。还列举了南海北部的一些研究实例, 以帮助深入理解不同数值模型的方法和应用。

关键词: 裂谷盆地; 构造热演化; 数值模型; 南海
中图分类号: P736.1 **文献标识码**: A **文章编号**: 1009-5470(2009)06-0041-011

Numerical models of the tectono-thermal evolution of rift basins and their applications to the Northern South China Sea

LIAO Jie[1,2], ZHOU Di[1], ZHAO Zhong-xian[1,2]
(1. *CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510301, *China*; 2. *Graduate University, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*)

Abstract: Numerical models are the basis for quantitative modeling of the tectono-thermal evolution of sedimentary basins. Due to the importance of rift basins in scientific research and petroleum exploration, extensive studies have been devoted to building numerical models for rift basins. This paper summarizes the models that have great influence or play an important role in the study of the passive continental margin of the South China Sea, including the most fundamental model of McKenzie, and the models of finite-rate stretching, simple shear stretching, flexural cantilever stretching, depth-dependent stretching, and multiphase stretching. Special emphasis was placed on their basic assumptions, application conditions, and numerical formulations for the geothermal field and basin subsidence. The similarities, differences, and correlations of these models were expounded. Finally, the applications of the models in studying the rift basins in the northern South China Sea were briefed, which may help to advance our understanding of the methods and applications of the numerical models.

Key words: rift basin; tectono-thermal evolution; numerical models; South China Sea

沉积盆地的定量模拟是盆地分析的热点。沉积盆地形成的理论模型和模拟研究涉及了极其广泛的内容, 如盆地形成的动力学、沉降史、热演化过程等。裂谷盆地作为沉积盆地的一种重要类型, 其成因机制分析的两大核心内容是构造沉降与热演化, 二者相互联系、相互作用。在理论基础上, 构造热演化的模拟依据是盆地成因的地质地球物理模型; 在方法手段上, 采用的是解析方法或数值方法; 在研究尺度范围上, 它着眼于盆地形成的岩石圈背景[1]。

由于裂谷盆地在科学研究和油气勘探上的重要性, 对构造热演化的数值模型的研究一直受到广泛重视, 自 20 世纪 60 年代以来提出了众多理论模

收稿日期: 2008-10-06; **修订日期**: 2009-02-27。卢 冰编辑
基金项目: 国家自然科学基金项目 (40576027)
作者简介: 廖 杰 (1984—), 男, 河北省衡水市人, 硕士研究生, 从事盆地分析研究。E-mail: liaojie@scsio.ac.cn
* 对中国科学院南海海洋研究所施小斌、孙珍、许鹤华等老师给予的指导和帮助表示衷心感谢!

型，至今仍在不断发展之中。本文通过对提出各种模型的一些经典文献的学习和消化理解，选择其中影响较大的或对南海被动陆缘裂谷盆地研究较有意义的模型，大致按其提出时间的先后进行介绍。各模型的基本假设、应用条件、盆地演化的数学表达式(热流及沉降的解析解或数值解)及各模型之间的异同点和相互关系是文章阐述的重点。本文还结合南海北部盆地的研究实例，进一步介绍了实际研究中对相关模型的应用以及对今后研究的展望。

1 主要数值模型概述

首先要指出的是，除了特别说明外，本文介绍的模型均是空盆注水模型，即未考虑沉积载荷效应时的模型。实际工作中如果使用空盆注水模型进行对比，需要先将实际观察到的盆地剖面通过回剥计算去掉沉积载荷的影响。

1.1 McKenzie 的瞬时均匀纯剪拉伸模型

提出最早且影响最大的裂谷盆地数值模型是McKenzie[2]的瞬时均匀纯剪拉伸模型，它奠定了裂谷盆地定量模拟的理论基础。

该模型将裂谷盆地演化划分为裂陷期和裂后期，给出了以下简化假设：1）假设裂陷期地壳和岩石圈地幔在宽度 b 的范围内被拉伸至宽度 l，定义 $\beta=l/b$ 为伸展系数；2）假设拉伸是瞬时发生和均匀分布的，由于拉伸是瞬时的，因此不存在拉伸期的热扩散；由于拉伸是均匀的，因此上、下地壳及岩石圈地幔的伸展系数都相同，并且伸展作用在水平方向是对称的，不发生固体岩块的旋转作用，是一种纯剪切变形；3）假设岩石圈在拉伸前后都达到重力均衡，且遵守 Airy 均衡法则，即岩石圈呈塑性而强度为零，在裂陷期在岩石圈减薄的同时由于重力均衡作用发生软流圈上隆，每点的变化不影响相邻的点，故伸展区与未伸展区是突变（图1）；4）忽略地壳中的放射性生热，假设岩石圈温度随深度呈线性变化，在裂陷期由于岩石圈的减薄使其地温梯度增大；5）在裂后期伸展作用停止，地温梯度向着伸展前的状态衰减，岩石圈发生冷缩而导致地面沉降，称为热沉降；6）该模型中盆地为水载盆地。

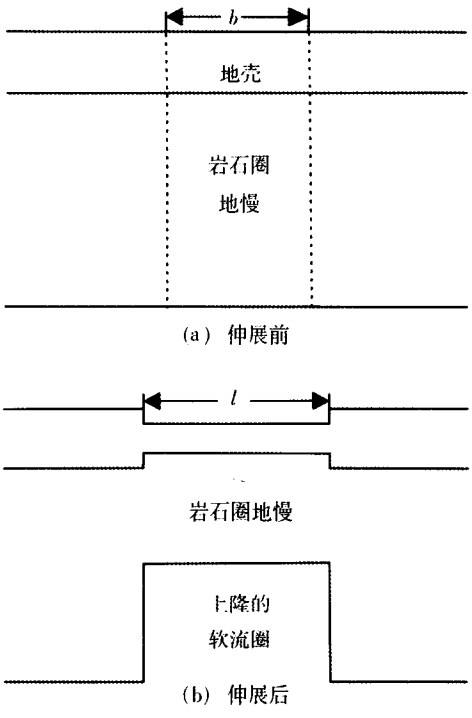

图1 均匀伸展模型示意图[3]($\beta=l/b$)

Fig.1 Sketch map of the uniform stretching model[3]($\beta=l/b$)

1.1.1 裂陷期

盆地裂陷期沉降是岩石圈纯剪减薄与软流圈排挤部分岩石圈地幔物质均衡上升，二者波动平衡的综合结果。记 y_c 为原始地壳厚度；y_1 为原始岩石圈厚度；ρ_c 为地壳平均密度；ρ_m 为岩石圈地幔平均密度；ρ_w 为充填水的密度；ρ_s 为充填沉积物的密度；ρ_{am} 为软流圈密度，ρ_c' 和 ρ_m' 分别为 0℃时地壳和地幔的密度；T_m 为软流圈上界面温度，即 1 333℃；α 为热膨胀系数；S_i 为初始沉降量，正值表示沉降，负值表示抬升。那么考虑 Airy 均衡和由于地热梯度增高而产生的岩石圈热膨胀，则地面沉降量由公式（1）计算：

$$S_i=\frac{y_1\left[(\rho_m'-\rho_c')\frac{y_c}{y_1}\left(1-\frac{\alpha T_m y_c}{y_1}\right)-\frac{\alpha T_m \beta_m'}{2}\right](1-1/\beta)}{\rho_m'(1-\alpha T_m)-\rho_w} \quad (1)$$

式(1)由岩石圈重力均衡公式(2)推导而来[3]，推导过程中假设壳、幔密度与温度呈线性关系，且地温随深度呈线性变化，从而得到热膨胀后的壳、幔平均密度与其 0℃时密度的关系。

$$y_c\rho_c+(y_1-y_c)\rho_m=S_i\rho_i+(y_c/\beta)\rho_c+(y_1-y_c)(1/\beta)\rho_m+(y_1-S_i-y_1/\beta)\rho_{am} \quad (2)$$

初始 ρ_i 为充填物质的密度；初始沉降量 S_i 值的正负与原始地壳厚度有关，与伸展系数无关。只有当地壳厚度大于 18km 时，S_i 值为正，岩石圈发生沉降，否则出现隆起[2]。

1.1.2 裂后期

裂陷作用停止后，通过热传导地温梯度向着伸展前地温梯度衰减，假设地温从岩石圈底部到地表呈线性变化，地壳与岩石圈地幔的密度与温度呈线

性变化[3]，McKenzie[2] 详细推导了裂后过程中地表热流变化及地面沉降，得出裂后时刻 t 的地表热流是 β 的函数，公式为：

$$F(t)=\frac{kT_m}{y_1}\left\{1+2\sum_{n=1}^{\infty}\left[\frac{\beta}{n\pi}\sin\frac{n\pi}{\beta}\right]\exp\left(-\frac{n^2t}{\tau}\right)\right\} \quad (3)$$

式中，$k=0.007\ 5\mathrm{cal\cdot cm^{-1}\cdot s^{-1}\cdot ℃^{-1}}$ 为岩石圈热导率；$\tau=y_1^2/(\pi^2\kappa)$ 为岩石圈的热时间常数，大约为 50Ma 至 60Ma，$\kappa=0.008\ 04(\mathrm{cm^2\cdot s^{-1}})$ 为热扩散系数，且 $\kappa=k/\rho c$，ρ 为密度，c 为比热；其他符号含义同前。当 $t\geqslant 30\mathrm{Ma}$ 时，地表热流可简化为只用第一项计算：

$$F(t)=\frac{kT_m}{y_1}\left\{1+2\frac{\beta}{\pi}\sin\frac{\pi}{\beta}\exp\left(-\frac{t}{\tau}\right)\right\} \quad (4)$$

而当 $t\geqslant\tau/\beta^2$ 时，热流开始降低；当 $t\geqslant\tau$ 或当 $\beta\leqslant 1.5$ 时，地表热流异常可忽略。

根据 McKenzie[2]的推导，裂后时刻 t 的地表相对于最终地表的高程 $e(t)$ 用公式(5)计算；当 $\beta\leqslant 4$ 时可令 $m=0$ 而简化为公式(6)。沉降量 S_t 是裂后初始时刻高程 $e(0)$ 与 t 时刻高程 $e(t)$ 之差，即式(7)，其 $\beta\leqslant 4$ 时的近似公式为(8)。

$$e(t)=\frac{y_1\rho_m'\alpha T_m}{\rho_m'-\rho_s}\left\{\frac{4}{\pi^2}\sum_{m=0}^{\infty}\frac{1}{(2m+1)^2}\left[\frac{\beta}{(2m+1)\pi}\sin\frac{(2m+1)\pi}{\beta}\right]\exp\left[-(2m+1)2\frac{t}{\tau}\right]\right\} \quad (5)$$

$$e(t)=E_0\frac{\beta}{\pi}\sin\frac{\pi}{\beta}\exp(-t/\tau) \quad (6)$$

其中 $E_0=4y_1\rho_m'\alpha T_m/\pi^2(\rho_m'-\rho_s)$

$$S_t=e(0)-e(t) \quad (7)$$

$$S_t=E_0\frac{\beta}{\pi}\sin\frac{\pi}{\beta}[1-\exp(-t/\tau)] \quad (8)$$

图 2 是由式(8)计算不同 β 值时裂后沉降 S_t 与 $t^{1/2}$ 的关系曲线，可见当 $t^{1/2}$ 在 4Ma 与 7Ma 之间时，这些曲线可用直线来近似(9)：

$$S_t=m\sqrt{t}+c \quad (9)$$

其中 $m=E_0\left(\frac{\beta}{\pi}\sin\frac{\pi}{\beta}\right)\sqrt{\frac{2\kappa\pi^2}{ey_1^2}}$；

$$c=E_0\left(\frac{\beta}{\pi}\sin\frac{\pi}{\beta}\right)\left(\frac{2}{\sqrt{e}}-1\right)$$

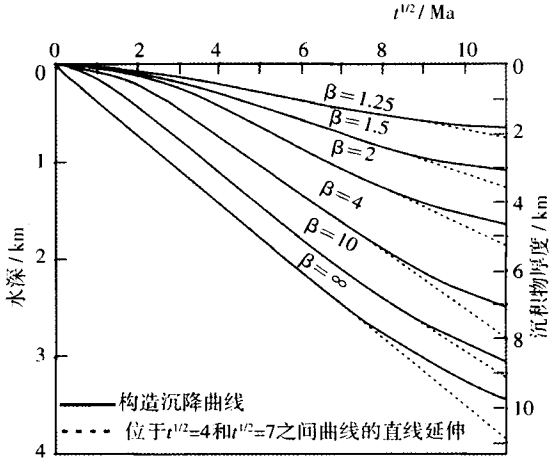

图 2　不同伸展系数的构造沉降随时间变化的曲线[2]

Fig.2　Subsidence curves for different stretching factors[2]

McKenzie 模型中的初始沉降、热沉降及热流的计算方法，可以应用在任何裂谷盆地，但得到的只是一种高度简化的结果。针对不同盆地应用 McKenzie 模型时，要分别考虑本节开头所述的那些假设条件是否成立，如岩石圈伸展是否可近似为全岩石圈垂向均匀伸展等。

值得注意的是，目前计算盆地伸展系数的传统方法是将回剥计算得到的热沉降曲线与 McKenzie 的理论热沉降曲线(图 2)进行拟合对比，这样得出的伸展系数是全岩石圈的伸展系数，只有研究区的岩石圈伸展不随深度变化时才能等于地壳伸展系数，否则地壳伸展系数必须利用其他的资料计算。此外，如果盆地在裂后阶段除了发生热沉降之外还发生了其他构造因素引起的沉降或抬升，也必须将这些非热沉降分量分离出去后才能与 McKenzie 的理论热沉降曲线进行对比，否则会得出错误的结论。

尽管 McKenzie 瞬时均匀纯剪拉伸模型是一种高度简化的模型，不足以解释一些复杂的现象，但它对认识盆地发育的机理具有重要启示作用。此后的一系列模型都是在该模型基础上改进和建立的(图 3)。当把瞬时拉伸的假设条件去掉后，发展出限时拉伸模型；当把伸展机制由纯剪改为单剪时，发展出单剪伸展模型；当考虑岩石圈的强度时，发展出挠曲悬臂梁模型；当考虑岩石圈的伸展在垂向上不均匀时，发展出随深度变化的伸展模型；当考虑岩石圈的多次拉伸时，发展出多幕拉伸模型。

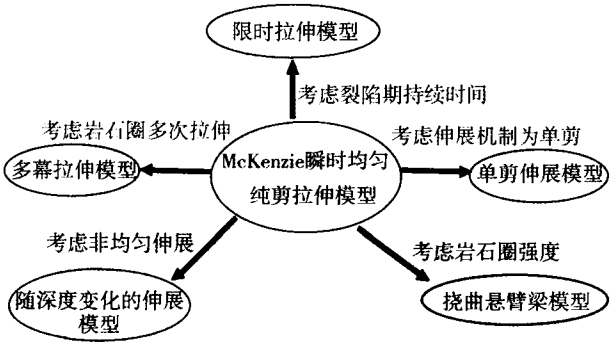

图 3　McKenzie 模型与其他模型的关系

Fig.3　Relationship between McKenzie model and other models

1.2　限时均匀拉伸模型

对于大部分裂陷期持续时间小于 20Ma 的伸展

盆地，应用 McKenzie[2]的瞬时模型得到的计算结果与实际观测值非常接近[4]；但是，当盆地伸展期持续时间较长时，裂陷期的热损失和相应的热沉降就不可忽略，应用瞬时拉伸模型计算的结果与实际偏差较大。为解决这个问题，Jarvis 等[5]提出了限时拉伸模型，其裂陷期持续时间不为零，而是持续了一段有限的时间 Δt。

限时拉伸模型与瞬时拉伸模型的主要区别是其考虑了裂陷期的热扩散，且裂陷期和裂后期分别具有不同的温度场演化。裂陷期盆地沉降量 S_i 是由岩石圈减薄和热沉降两部分组成，根据总沉降量 S 减去裂后沉降总量 S_C 间接获得的(式 10)。总沉降量 S 根据 Airy 均衡补偿原理得到(式 11)。根据裂后期温度场的变化可以计算出裂后期开始时刻到 $t\to\infty$ 时的沉降总量 S_C(式 12)。对沉降量公式以及裂陷、裂后期的温度场公式，Jarvis 等[5]作了详细的推导。

$$S_i=S-S_C \tag{10}$$

$$S=\frac{(\rho_m'-\rho_c')y_c}{\rho_m'(1-\alpha T_m)-\rho_i}\times\left[(1-\frac{1}{\beta})-\frac{\alpha T_m y_c}{2y_1}(1-\frac{1}{\beta^2})\right] \tag{11}$$

$$S_C=\frac{-y_1\alpha T_m}{[\rho_m'(1-\alpha T_m)-\rho_s+By_c/y_1]\pi}\times\sum_{n=1}^{\infty}\frac{b_n}{n}\left\{\rho_m'[1-\cos n\pi(1-yc/yl)]+\rho_c'[\cos n\pi(1-yc/yl)-(-1)n]\right\} \tag{12}$$

式中 b_n 为第 n 次的系数。

Cochran 等[6]计算了水载盆地中心裂陷期和裂后期的热流及沉降史(图 4)。

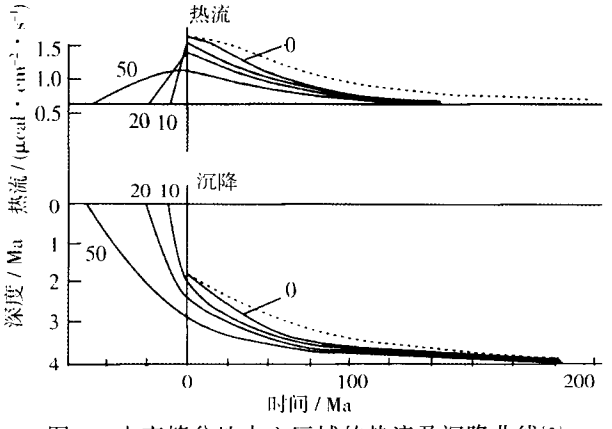

图 4 水充填盆地中心区域的热流及沉降曲线[3]
(虚线代表瞬时拉伸模型；50、20、10 和 0 表示裂陷期持续时间，单位：Ma)

Fig.4 Curves of the heat flux and subsidence in the center of the water filled basin[3]

图 4 为盆地中心位置的热流和沉降曲线，图中虚线表示应用 Mckenzie[2]的瞬时模型计算的曲线，各条曲线拉伸系数均相同，即 $\beta=2$。由图上可以看出，当拉伸持续时间较长时，热流值变化较平缓，裂陷期沉降量较大。裂后期持续时间足够长时，限时模型与瞬时模型总沉降量相近。

是否应用限时模型，主要决定于拉伸期持续时间 t 和伸展系数 β。Jarvis 等[5]给出了应用限时模型与应用瞬时模型相等同的条件：当 $t\leqslant 60/\beta^2$ 时，应用瞬时模型和限时模型计算结果相差不大。如果仅考虑沉降量，当 $t\leqslant 60/\beta^2$ ($\beta\leqslant 2$) 或当 $t\leqslant 60(1-1/\beta)^2(\beta\geqslant 2)$ 时，可以应用瞬时模型，例如当 $\beta=2$ 时，$t\leqslant 15$Ma；当 $\beta=4$ 时，$t\leqslant 33.75$Ma。在实际研究中，由于限时模型盆地沉降史的计算较为复杂，通常是简化成瞬时拉伸模型。

1.3 单剪伸展模型

与上述纯剪模型不同，Wernicke[7,8]根据对美国北部盆岭省的研究，提出了岩石圈的单剪伸展模型，认为岩石圈的伸展作用可以通过一个巨大的、贯穿整个岩石圈的低倾角剪切带来实现(图 5)。剪切带产生不对称的构造样式，地壳变薄区与地幔变薄区位置显著不一致。

如图 5 所示，简单剪切模型划分出 A、B、C、D、E 共 5 个区带，各个区带，地壳伸展系数 β_c 和岩石圈地幔伸展系数 β_m 发生不同步的变化。A 带岩石圈不发生伸展，由于拆离断层导致地壳减压，该区域有可能发生上隆；B 带仅地壳发生伸展而地幔不发生伸展，该区带向盆地方向的边界即是拆离断层的发育处；C 带地壳和地幔均发生伸展，该带为断层控制的沉降中心，包含地壳的最薄区域；D 带仅地幔发生伸展而地壳不发生伸展，该带为热沉降中心，包含地幔的最薄区域；E 带岩石圈同样不发生伸展，由于软流圈的横向热传导作用，该区域有可能发生上隆。

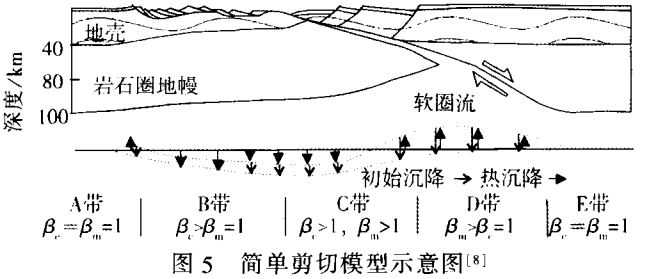

图 5 简单剪切模型示意图[8]

Fig.5 Sketch map of the simple shear model[8]

单剪拉伸模型没有单独的数学表达式。如果能计算出沿倾向若干位置的地壳和岩石圈地幔的伸展系数 β_c 和 β_m，便可根据壳幔减薄的相对大小的变化是否符合图 5 所示的不对称特征来判断某盆地的伸展是否符合该简单剪切模型。

对 Wernicke 的单剪模型的一个质疑是，至今

尚未在任何深地震剖面上看到有从上地壳一直贯穿到上地幔的断层[9]，但修正的单剪模型(如单剪只发生在地壳内部)仍是盆地分析中的一种重要模型。

1.4　挠曲悬臂梁模型

Kusznir 等[10, 11] 提出了大陆岩石圈的挠曲悬臂梁模型，该模型不同于上述模型的一个重要特点是假设岩石圈为具有一定强度的弹性板，用有效弹性厚度 T_e 表征。T_e 值越大，岩石圈强度越高，在同样载荷下均衡沉降幅度越小，波长越长。

如图 6 所示，大陆岩石圈在伸展过程中，脆性上地壳发生简单剪切变形，产生板状断层，断层两侧的上下盘如同两个独立的悬臂梁，在重力均衡作用下由于岩石圈负载的变化使得上盘塌陷，下盘抬升；韧性下地壳及岩石圈地幔发生纯剪变形，在均衡作用下发生流动。该模型假设上地壳变形与下地壳-岩石圈地幔变形是完全平衡的，即伸展量是相同的。

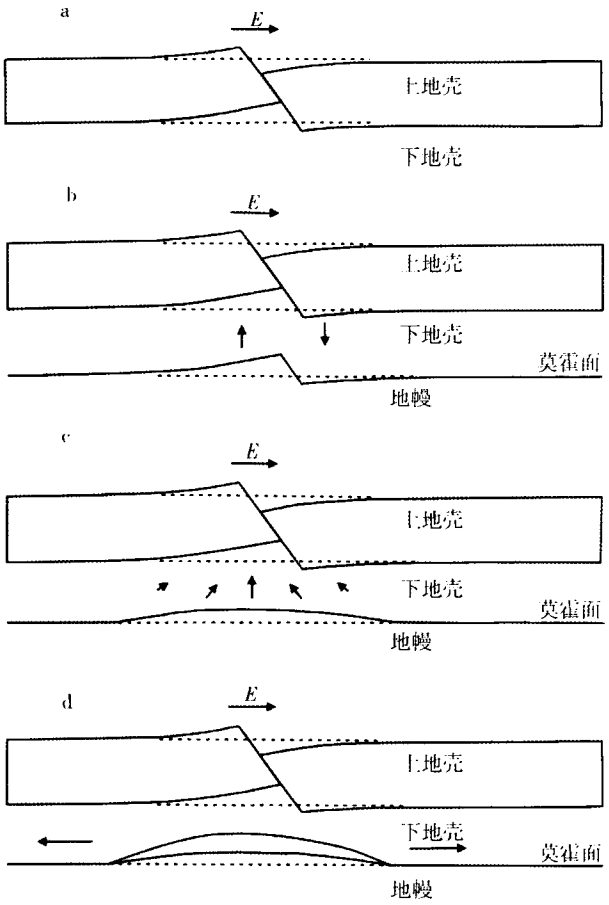

图 6　上地壳的脆性伸展和下地壳及地幔物质的塑性流动[10]

Fig.6　The brittle extension of the upper crust and the ductile flow in the lower crust and mantle[10]

挠曲悬臂梁模型是一种瞬时的均匀伸展模型，由于板块强度不为零而遵守挠曲均衡，在垂直载荷 $l(x)$ 的作用下，沉降量 $w(x)$ 服从弹性板挠曲公式(13)[12]：

$$D\frac{\partial^4 w(x)}{\partial x^4}+P\frac{\partial^2 w(x)}{\partial x^2}+(\rho_m-\rho_i)gw(x)=l(x) \qquad (13)$$

其中 $D=YT_e^3/[12\ (1-v^2)]$

公式中 D 为挠曲刚度，它与有效弹性厚度 T_e 成正比；P 为水平施加的应力，对于张裂盆地 $P=0$；ρ_m 与 ρ_i 分别为地幔密度和沉降空间初始充填物的密度；Y 为杨氏模量；v 为泊松比。公式(13)为板块挠曲的一般方程。在实际应用中，求板块挠曲量的过程就是对该式进行求解的过程，Kusznir 等[11]给出了该方程的解(式 14)，其中 $R(k)$为挠曲均衡响应函数，k 为波数($k=2\pi/\lambda$，λ 为沉积物厚度即载荷的波长)。

$$w(x)=\frac{1}{2\pi}\int_{\infty}^{-\infty}R(k)\left[\int_{\infty}^{-\infty}l(x)e^{-ikx}dx\right]e^{ikx}dk \qquad (14)$$

公式中$R(k)=1/[(\rho_m-\rho_i)\ g+Dk^4]$

1.4.1　裂陷期

对于空盆模型，裂陷期盆地沉降受断层、挠曲作用影响，瞬时裂陷的初始沉降量是位置 x 的函数 $s(x)$，可由公式(15)表示：

$$s(x)=u(x)+w_b(x)+w_m(x) \qquad (15)$$

公式中 $u(x)$表示断层导致的地表形态变化；$w_b(x)$表示断层上盘浮力 $lb(x)$产生的挠曲；$w_m(x)$表示莫霍面载荷 $l_m(x)$产生的挠曲。对 $u(x)$、$w_b(x)$ 和 $w_m(x)$ 的求解，Kusznir 等[10]给出了详细的推导过程，本文不再赘述。

1.4.2　裂后期

对裂后期岩石圈挠曲沉降量的计算，依然是建立在挠曲方程(式 13)的基础上，裂后期垂向负载的变化，导致挠曲沉降。裂后期岩石圈密度随温度降低而逐渐增大，岩石圈密度变化导致负载发生变化，裂后期开始时刻 $t_1=0$ 和结束时刻 t_2 的负载之差用 $\Delta l(x)$表示，负载变化产生的挠曲即为热沉降 S_t，应用式(13)和(14)计算，某一点岩石圈的负载差及相应的挠曲变化可由公式(16)至(19)推导。

$$D\frac{\partial^4 S_t}{\partial x^4}+(\rho_m-\rho_i)gS_t=\Delta l \qquad (16)$$

$$\Delta l=l(t_1)-l(t_2) \qquad (17)$$

$$l(t)=g\int_0^{\frac{y_c}{\beta}}\rho_c'[1-\alpha T(z,t)]dz+g\int_{\frac{y_c}{\beta}}^{\frac{y_l}{\beta}}\rho_m'[1-\alpha T(z,t)]dz \qquad (18)$$

$$S_t=\frac{1}{2\pi}\int_{\infty}^{-\infty}R(k)\left[\int_{\infty}^{-\infty}\Delta l e^{-\Delta ikx}dx\right]e^{\Delta ikx}dk \qquad (19)$$

挠曲悬臂梁模型是一个二维模型，是对 McKenzie 一维模型的一个发展，即从忽略岩石圈强度的 Airy

均衡发展到考虑岩石圈强度的挠曲均衡。挠曲模型中最基本的计算公式是板块挠曲的一般方程(方程13)，同时 Kusznir 等[11]又给出了该方程的解(式14)，因此实际工作中该模型有很强的实用性。此外，有效弹性厚度 T_e 是挠曲模型的一个重要参数，其取值通常根据灵敏度实验确定。在张性变形条件下 T_e 一般在 0—5km 范围内[10]。

1.5 随深度变化的伸展模型

岩石圈的流变性质随温度和压力而变化，因而岩石圈的伸展特征也会随深度发生变化。考虑到这个因素，一些学者提出了随深度变化的伸展模型。

1.5.1 非连续及含岩脉侵入的随深度变化的伸展模型

Royden 等[13]提出了非连续及带岩脉侵入的随深度变化的伸展模型(图7)，作为对McKenzie 模型的补充。假设岩石圈在某一深度上存在拆离面，其上下伸展系数不同；通常认为拆离面是壳幔界面，则地壳和岩石圈地幔的伸展系数分别为 β_c 和 β_m。同时还假设有来自软流圈的岩脉垂直入侵岩石圈，岩脉宽度占岩石圈宽度的比例为 γ，温度 T_m 为软流圈上界面温度，不随深度改变而改变。使用前面的一些参数代号，则由于上述假设导致的岩石圈增热比例 ΔH（无量纲值）用式（20）表示。

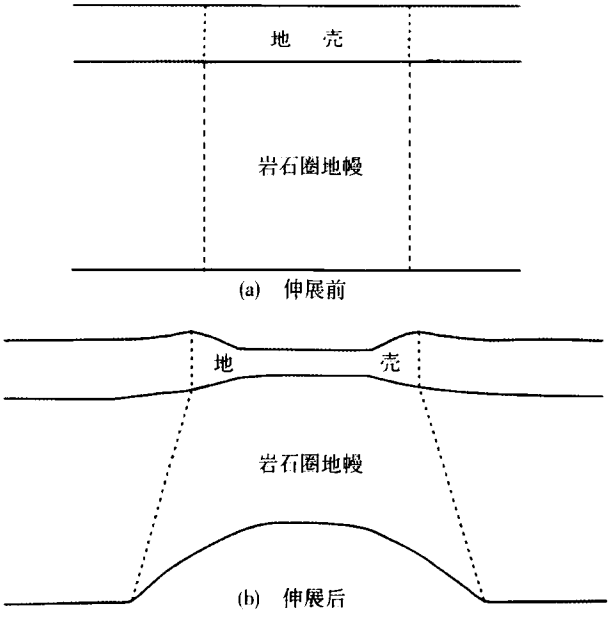

图7 不连续非均匀伸展模型示意图[3]

Fig.7 Sketch map of the discontinuous non-uniform stretching model[3]

$$\Delta H=\left[\left(1-\frac{1}{\beta_m}\right)+\left(\frac{\gamma_c^2}{\gamma_1^2}-\frac{2\gamma_c}{\gamma_1}\right)\left(\frac{1}{\beta_c}-\frac{1}{\beta_m}\right)\right](1-\gamma)+\gamma \quad (20)$$

地面高程的变化 Δe 受两方面因素影响：由热膨胀导致的地面高程变化(式21) 和由岩石圈减薄及岩脉入侵导致的地面高程变化(式22)，最终地面高程为二者矢量和。当 $\gamma=0$ 时，该模型转变为岩石圈中不含岩脉侵入的模型；当 β_c 和 β_m 相等时，该模型等同于 McKenzie 模型。

$$\Delta e=\frac{T_m\alpha\gamma_1\Delta H}{2\ (1-\alpha T_m)} \quad (21)$$

$$\Delta e=-\left(\frac{\rho_m-\rho_c}{\rho_m(1-\alpha T_m)}\right)y_c\left(1-\frac{1}{\delta}+\frac{\gamma}{\delta}\right)\left(\frac{1-T_m\alpha y_c}{2y_c}\right) \quad (22)$$

1.5.2 连续的随深度变化的伸展模型

Rowley 等[14]认为壳幔之间不一定存在拆离面，而且不连续的伸展模型难以解释空间问题，故而提出了连续伸展模型(图8)，作为对 McKenzie 模型的另一种补充。该模型假设在伸展过程中，地壳均匀伸展；岩石圈地幔的伸展范围向深部扩大，伸展系数是深度的函数，且随深度降低（式）：

$$\beta_m(z)=1+(k/(c+2|z\ \tan\ \Phi|)) \quad (23)$$

公式中，β_m 为岩石圈地幔伸展系数；z 为莫霍面向下的深度；k 为不同深度水平岩层的伸展量；c 为岩石圈地幔顶面的初始长度；Φ 为 BC 或 ED 与垂向的夹角。$\tan\Phi$ 可由发生上隆区域的宽度和岩石圈地幔的厚度估算。该模型的初始和最终沉降量需要利用 McKenzie 模型对伸展系数沿深度方向积分求得。

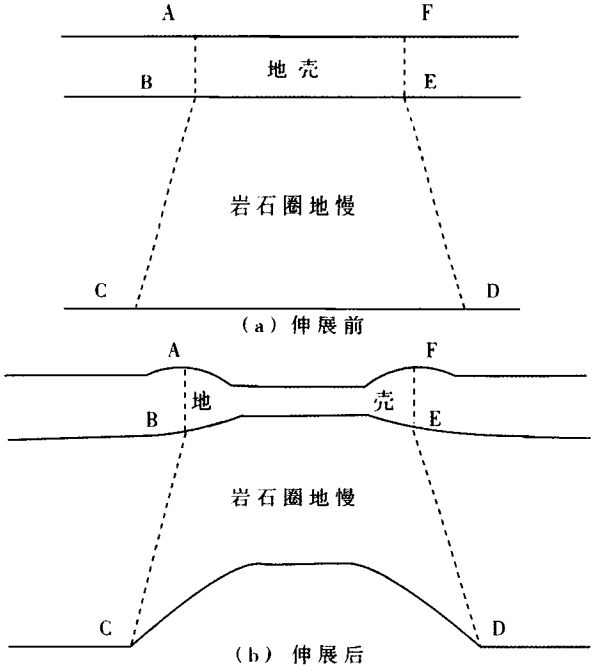

图8 连续非均匀模型示意图[14]

Fig.8 Sketch map of the continuous non-uniform stretching model[14]

1.5.3 不同深度伸展系数的算法

近年来，Davis 等[15]在大陆边缘裂谷盆地伸展随深度变化的基础上，提出了根据实际资料分别计算上地壳、全地壳以及全岩石圈的伸展系数的方法。

上地壳发生脆性变形的部分，一般厚度为10—20km。其伸展量 E 的计算可根据地震剖面上识别出的断层，对断距进行加和，可通过平衡剖面计算获得。为了编程方便，Davis 等[15]提出将单个断层的脆性伸展用符合余弦函数的韧性伸展来代替。设该韧性伸展涉及的宽度为 W（一般在 75—150 km 范围内取值），x_0 为纯剪分布中心的位置；β_0 是为计算方便表示而引入的一个参数，需通过迭代算法在符合公式(24)的限定条件下得到。第 i 条断层在某点 x 的伸展系数 $\beta_i(x)$ 的计算公式为(25)；受 n 个断层影响的某点的伸展系数为单个断层的伸展系数之积，计算公式为(26)。

由于地震分辨率有限，一些小断层无法识别，由这些小断层引起的伸展量大约占到已估测出的伸展量的 35%—40%[16]，因此引入一个校正系数 f，等于未统计的伸展量加 1（若 35%的伸展量未统计，则 f=1.35），而校正后的伸展系数 β_r 用公式(27)计算。

$$E=\int_{-W/2}^{W/2}\left\{1-\frac{1}{\beta_0\cos^2\left[\frac{\pi(x-x_0)}{W}\right]}\right\}dx \tag{24}$$

$$\beta_i(x)=1+\beta_0\cos^2\left[\frac{\pi(x-x_0)}{W}\right] \tag{25}$$

$$\beta(x)=\beta_1(x)\beta_2(x)\beta_3(x)\cdots\beta_n(x) \tag{26}$$

$$\beta_r=\frac{\beta(x)}{\beta(x)+f(1-\beta(x))} \tag{27}$$

全地壳伸展系数的计算是建立在地震剖面解释或/和重力异常反演得到莫霍面深度的基础上，通过判断未伸展区域与伸展区域基底及莫霍面的深度获得原始地壳厚度以及减薄后的地壳厚度，y_0 为原始地壳厚度，y_r 为减薄后地壳厚度，地壳伸展系数表达公式如下：

$$\beta=y_0/y_r \tag{28}$$

全岩石圈伸展系数是根据裂后热沉降与理论沉降的对比来确定的。若岩石圈强度可忽略，可应用考虑 Airy 均衡的一维地层回剥法，得到热沉降量随时间的变化曲线，与 McKenzie[2]的理论曲线（图2）相对比，确定全岩石圈的 β 值。若需考虑岩石圈的强度，则可用二维挠曲回剥方法[17]或二维拉伸正演方法估算 β 值[18]，为此开发了计算程序 FlexDecomp 和 Stretch[19]。

Davis 等[15]提出的这套方法除全岩石圈的伸展系数的估算外基本上与所选取的伸展模型无关，因此适用性较强。

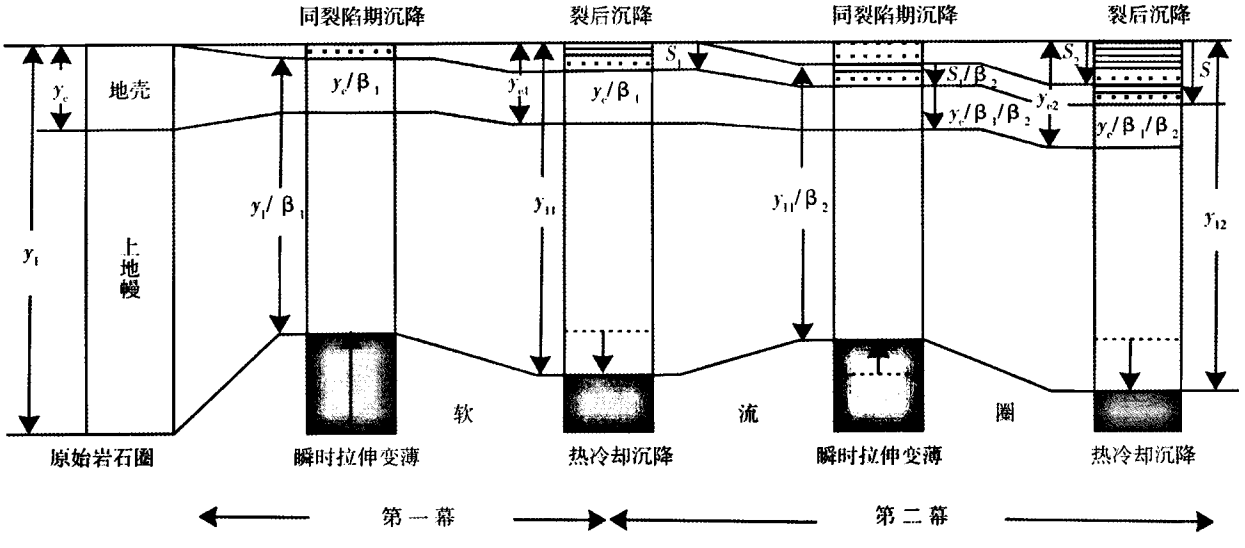

图9　裂谷盆地多幕瞬时拉伸过程[21]

Fig.9　The multiple instantaneous stretching model of a rift basin[21]

1.6　多幕瞬时拉伸模型

许多盆地经历了幕式裂陷过程，难以用单幕瞬时拉伸模型正确地描述。林畅松等[20,21]在 McKenzie[2]瞬时拉伸模型的基础上提出了多幕拉伸模型，认为整个拉伸过程是由多个瞬时裂陷-裂后幕组成，下一幕开始时的岩石圈状态是上一幕结束时的岩石圈状态(图9)。多幕拉伸模型的简化假设与McKenzie 模型相同。

多幕拉伸模型对沉降量和热流值的计算依然是建立在 Mckenzie[2]公式的基础上，第 n 幕的初始沉降量 S_{in}、裂后沉降量 S_{tn} 和热流 $F(t)_n$ 的计算公式分别为(29)、(30)和(31)；公式(32)和 (33)表示第 n 幕裂陷前地壳和岩石圈厚度；公式 (34)表示总的伸展系数 β 与每一裂陷幕的伸展系数 β_n 的关

系，将公式(34)代入 Mckenzie[2]的热流和裂后沉降公式中，即可得到各个裂陷幕的热流公式(31)和裂后沉降公式(30)。

$$S_{vn}=\frac{y_{1(n-1)}\left[(\rho_m'-\rho_c')\frac{y_{c(n-1)}}{y_{1(n-1)}}\left(1-\frac{\alpha T_m y_{c(n-i)}}{2y_{1(n-1)}}-\frac{\alpha T_m \rho_m'}{2}\right)\right]}{\rho_m'(1-\alpha T_m)-\rho_s'}\left(1-\frac{1}{\beta_n}\right) \tag{29}$$

$$S_{vn}=\frac{4y_1\rho_m'\alpha T_m}{\pi^2(\rho_m'-\rho_s)}\left[\frac{y_1\beta_n}{y_{1(n-1)}\pi}\sin\left(\frac{y_{1(n-1)}\pi}{y_1\beta_n}\right)\right]\left[1-\exp\left(-\frac{\pi^2\kappa t}{y_1^2}\right)\right] \tag{30}$$

$$F(t)_n=\frac{kT_m}{y_1}\left\{1+2\sum_{n=1}^{\infty}\left[\frac{2y_1\beta_n}{ny_{1(n-1)}\pi}\sin\frac{ny_{1(n-1)}\pi}{y_1\beta_n}\right]\exp\left(-\frac{\pi^2n^2\kappa t_n}{y_1^2}\right)\right\} \tag{31}$$

$$y_{c(n-1)}=y_c/(\beta_1\cdots\beta_n)\ +s \tag{32}$$

$$y_{1(n-1)}=\frac{y_1}{T_m}\ (T_m'-T_0)\ \left[1+2\frac{y_1\beta_{n-1}}{y_{1(n-1)}\pi}\sin\frac{y_{1(n-1)}\pi}{y_1\beta_{n-1}}\exp\left(-\frac{\pi^2\kappa t_{n-1}}{y_1^2}\right)\right]^{-1} \tag{33}$$

$$\beta=\beta_n(y_1/y_{1(n-1)}) \tag{34}$$

公式中 n 表示第 n 幕裂陷，$n-1$ 表示第 $n-1$ 幕裂陷，在各个符号中含义相同；y_c 为地壳初始厚度；y_l 为岩石圈初始厚度；s 为沉积物厚度；T_m 为软流圈的温度；T_m'为新的软流圈的温度；其他符号含义同前。

实际工作中，更多用到的是多幕模型的理论，即认为盆地的裂陷期经历了多次拉伸，拉张活动和热沉降交替进行，盆地的沉降史曲线往往呈阶梯状。而多幕模型的计算方法主要是基于 McKenzie 模型，遵循 Airy 均衡。

2 南海北部盆地模拟研究的现状和展望

南海是在太平洋、欧亚和印澳板块的相互作用下形成的一个新生代边缘海，南海北部是由于南海扩张而形成的边缘海被动大陆边缘，具有独特的地球动力环境。不同学者通过应用不同的模型和方法对南海北部盆地的伸展机制和裂后沉降进行了模拟和分析探讨，取得了很多进展，以下简单介绍若干实例，并对存在问题和前景作简要评述。

2.1 McKenzie 模型的应用

在对南海北部盆地的研究中，常常使用McKenzie模型来模拟盆地的构造沉降。在南海北部陆缘东西地学断面的资料基础上，陈艺中[22]应用 Sclater 等[23]的一维回剥方法得到实测构造沉降曲线，通过实测构造沉降曲线与 McKenzie 模型的理论曲线(图 2)的最小二乘拟合得到伸展系数，再用伸展系数乘以广角地震测得的现今地壳厚度来反推伸展前的地壳厚度，并模拟断面的构造沉降史。这种做法实际上隐含着全岩石圈均匀伸展的假设，因为通过实测构造沉降曲线与 McKenzie 模型的理论曲线的拟合得到是全岩石圈的伸展系数。而地壳的伸展系数则是初始与现今地壳厚度之比，只有在全岩石圈均匀伸展的情况下，才能根据全岩石圈的伸展系数和现今地壳厚度反推原始地壳厚度。早期对南海北部沉积盆地的研究中，由于当时还没有建立岩石圈的伸展随深度变化的概念，可能往往会将全岩石圈的伸展系数和地壳的伸展系数等同。

2.2 随深度变化的伸展模型的应用

很多学者认为南海北部岩石圈的伸展可能是随深度变化的。为了查明其特征，Clift 等[24,25]应用一维回剥方法计算了珠江口盆地裂陷期和裂后期的沉降量，应用文中 1.5.3 节中不同深度伸展系数的算法，即根据裂陷期沉降量应用瞬时拉伸模型(公式1)计算地壳的伸展系数，根据裂后热沉降速率与 McKenzie 热沉降曲线(图 2)拟合对比估测岩石圈地幔的伸展系数。结果表明，在海底扩张开始之前，珠江口盆地岩石圈地幔的伸展系数总是大于地壳伸展系数，下地壳伸展系数最大，远远大于上地壳伸展系数，而且自北向南各层伸展系数之比发生明显变化，珠 I 和珠 II 坳陷较大，东沙隆起和番禺低隆起之下较小(图 10)。Davis 等[15]对珠江口盆地上地壳和全地壳的伸展系数的模拟计算也得到类似的结果。

2.3 带岩浆侵入的挠曲模型的应用

针对珠江口盆地的白云凹陷，Shi 等[26]根据邻区钻孔揭示的岩体定年数据以及重磁反演成果，推测 17Ma 可能有一期岩浆体侵入事件，岩浆体密度大于围岩且其密度随温度变化，导致垂向负载发生变化。与文中 1.5.1 节介绍的 Royden 的方法不同，Shi[26]等应用二维非稳态热传导的有限元数值方法而不是解析方法计算出由岩浆体侵入引起的地温场变化；用挠曲均衡方程计算出裂后期盆地基底的构造沉降，结果证明由岩浆侵入导致的温度场及负载变化可引起白云凹陷的裂后短期快速沉降。

2.4 多幕伸展模型的应用

许多研究都发现南海北部陆缘盆地的沉降史曲

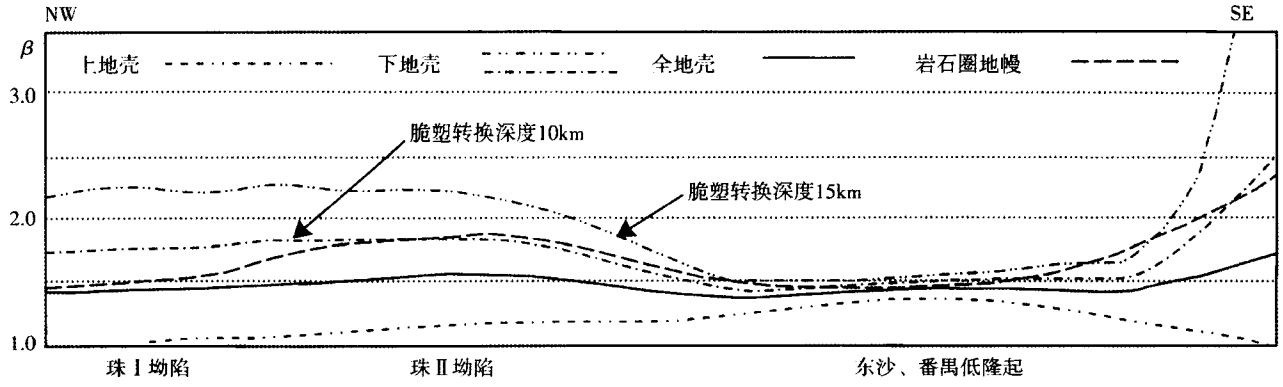

图 10　珠江口盆地 1554 线伸展系数的计算结果[25]

（该测线沿北西-南东方向穿过珠江口盆地）

Fig.10　Calculated results of the stretching factors of 1554 line in the Pearl River Mouth Basin(the line traversed the Pearl River Mouth Basin in the NW-SE direction)[25]

线多呈阶梯式变化，表明岩石圈经历了多期张裂事件，岩石圈的伸展是幕式的，如陈长民[27]指出珠江口盆地新生代经历了 3 期张裂，时间为晚白垩世—早始新世，早始新世—中始新世和中始新世—晚始新世，Ru 等[28]和 Clift 等[25]还指出新近纪也有过幕式张裂。显然，在南海北部盆地演化的模拟研究中采用多幕伸展模型是合理的。对莺歌海盆地的构造模拟研究中，林畅松等[21]认为盆地沉降可划分成三幕，应用多幕拉伸模型与回剥反演构造沉降量拟合计算的每幕拉伸系数分别为 2.55，1.04 和 1.05，岩石圈最终拉伸系数则为 2.78。

2.5　白云凹陷的数值模拟

珠江口盆地白云凹陷可能存在裂后异常沉降[29,30]，为了验证裂后异常沉降是否存在，笔者应用挠曲悬臂梁模型、多幕拉伸模型以及 Mckenzie[2]瞬时拉伸模型对白云凹陷进行了数值模拟。应用二维挠曲悬臂梁模型正演得到白云凹陷裂陷期的盆地形态，与回剥得到的地层剖面即对比模板进行拟合，从而估测出整个岩石圈的伸展系数，凹陷中心处最大，大约 3.5(图 11)。根据伸展系数应用 McKenzie 公式(5) 计算凹陷的理论裂后沉降量；应用一维回剥技术[23]计算凹陷各点的实际裂后沉降量，最后将理论裂后沉降量与实测裂后沉降量对比，得出白云凹陷中心的异常裂后沉降量达到 1.9km(图 12)。

2.6　对今后研究的展望

众多学者对南海北部盆地的沉降和构造热演化进行了模拟研究，以上的介绍未免挂一漏万，但也可看出随着所采用的数学模型的日趋复杂，考虑的因素也日趋全面，认识也日趋深化。

但是，迄今还没有一个模型能表征南海北部沉积盆地发育的全部重要因素，如多幕伸展、随深度变化的伸展、有岩浆侵入的伸展、挠曲伸展等。而

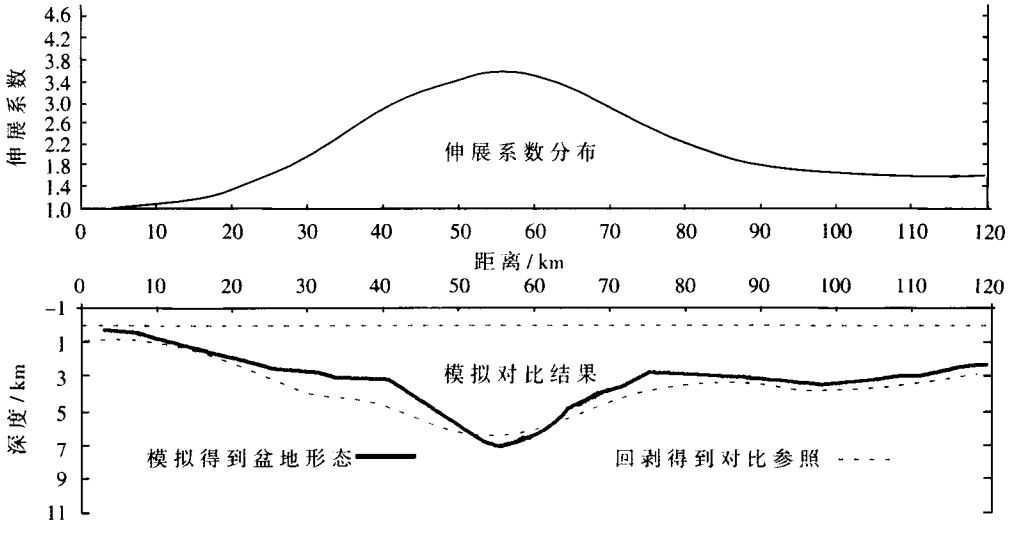

图 11　正演模拟得到的盆地形态及伸展系数分布（图的下半部分为模拟结果与回剥模板的拟合）

Fig.11　Basin geometry and distribution of stretching factors obtained from the forward modeling

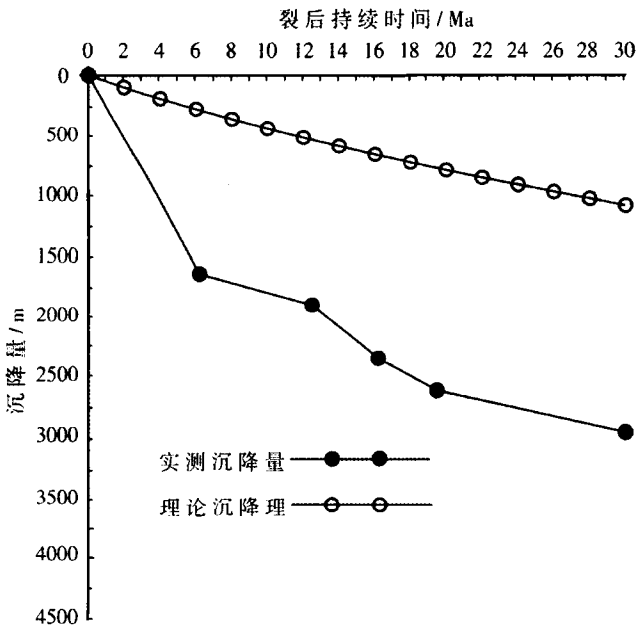

图 12 白云凹陷中心的实测与理论裂后沉降量对比（圆圈代表理论沉降，实点代表实测沉降）

Fig.12 Results of the observed and predicted post-rifted subsidence in the center of the sag

且，已应用的这些模型都没有考虑伸展变形中岩石圈流变性质的变化以及热侵蚀、热对流等。当然，建立能考虑全部重要因素的模型也许是一种奢求，但是否能建立尽量考虑多一些因素、少一些简化假设的模型，仍是今后的一个研究方向。如何丽娟等提出的匀减速拉伸模型和二维的横向不均匀伸展模型[31—34]，Kusznir 等[35]提出分离上升地幔流模型都可探讨其在南海的适用性。此外，还应该在深入认识南海北部沉积盆地演化特征的基础上，努力发展有针对性的特色模型，以求对深化对南海北部沉积盆地演化和机理的认识作出有益的贡献。

参考文献：

[1] 何丽娟，汪集旸. 沉积盆地构造热演化研究进展：回顾与展望[J]. 地球物理学进展，2007，(4)：1 215—1 219.

[2] MCKENZIE D P. Some remarks on the development of sedimentary basins[J]. Earth Planet Sci Lett，1978，40(1)：25—32.

[3] ALLEN P A，ALLEN J R. Basin analysis：principles and applications[M]. London：Blackwell Scientific Publications，1990.

[4] BOCCALETTI M，HORVATH F，LODDO M，et al. The tyrrhenian and pannonian basins：A comparison of two Mediterranean interarc basin[J]. Tectonophysics，1976，35(1-3)：45-49.

[5] JARVIS J T，MCKENZIE D P. Sedimentary basin formation with finite extension rates [J]. Earth Planet Sci Lett，1980，48(1)：42—52.

[6] COCHRAN J R. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins[J]. Earth Planet Sci Lett，1983，66：289—302.

[7] WERNICKE B. Low-angle normal faults in the basin and range province：Nappe tectonics in an extending orogen [J]. Nature，1981，291(5817)：645—648.

[8] WERNICKE B. Uniform-sense normal simple-shear of the continental lithosphere [J]. Can J Earth Sci，1985，22(1)：108—125.

[9] KUSZNIR N J，MATTHEWS D H. Deep seismic reflections and the deformational mechanics of the continental lithosphere[J]. J. Petrol，1988，Special Lithosphere Issue：66—87.

[10] KUSZNIR N J，MARSDEN G，EGAN S S. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension：A pplications to the Jeanne d'Arc Basin，Grand Banks and Viking Graben，North Sea[M]// ROBERTS A M，YIELDING G，KARMER D，et al. The Geometry of Normal Faults：Geological Society Special Publication，1991：41—60.

[11] KUSZNIR N J，ZIEGLER P A. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation：A simple-shear/pure-shear flexural cantilever model [J]. Tectonophysics，1992，215(1-2)：117—131.

[12] TURCOTTE D L，SCHUBERT G. Geodynamics[M]. Cambridge：Cambridge University Press，2002.

[13] ROYDEN L，KEEN C E. Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves [J]. Earth Planet Sci Lett，1980，51(2)：343—361.

[14] ROWLEY D B，SAHAGIAN D. Depth-dependent stretching：A different approach[J]. Geology，1986，14(1)：32—35.

[15] DAVIS M，KUSZNIR N J. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. proceedings of national science foundation rifted margins theoretical institute [M]. New York：Columbia University Press，2004：92—137.

[16] WALSH J，WATTERSON J，YIELDING G. The importance of small scale faulting in regional extension [J]. Nature，1991，351：391—393.

[17] ROBERTS A M，KUSZNIR N J，YIEDLING G，et al. 2D flexural backstripping of extensional basins：the need for a sideways glance [J]. Petrol Geosci，1998，4(4)：327—338.

[18] ROBERTS A M，YIELDING G，KUSZNIR N J，et al. Quantitative analysis of Triassic extension in the northern Viking Graben [J]. Geol Soc London，1995，(1)：15—26.

[19] BADLEY GEOSCIENCE LTD. Software products[CP]. 2004—2007.

[20] LIN CHANGSONG，ZHANG YINGMEI，LI SITIAN，et al. Quantitative modelling of multiphase lithosphere stretching and deep thermal history of some tertiary rift basins in Eastern China[J]. Acta Geol Sin，2002，(3)：324—330.

[21] 林畅松，张燕梅，李思田，等. 中国东部中新生代断陷盆地幕式裂陷过程的动力学响应和模拟模型[J]. 地球科学-中国地质大学学报，2004，(5)：583—588.

[22] 陈艺中. 南海北部陆缘二地学断面的地质、地球物理特征[M]//姚伯初，曾维军. 中美合作调研南海地质专报：武汉：中国地质大学出版社，1994：117—134.

[23] SCLATER J G，CHRISTIE P A F. Continental stretching：An explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin[J]. J Geophys Res，1980，(B7)：3 711—3 739.

[24] CLIFT P，LIN J. Preferential mantle lithospheric extension under the South China margin[J]. Mar Petrol Geol，2001，(8)：929—945.

[25] CLIFT P，LIN J，BarckHauSen U. Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust during continental break-up in the South China Sea[J]. Mar Petrol Geol，2002，(8)：951—970.

[26] SHI XIAOBIN，BUROV E，LEROY S，et al. Intrusion and its implication for subsidence：A case from the Baiyun Sag，on the northern margin of the South China Sea[J]. Tectonophysics，2005，407(1-2)：117—134.

[27] 陈长民，施和生，许仕策，等. 珠江口盆地(东部)第三系油气藏形成条件[M]. 北京：科学出版社，2003.

[28] RU KE，PIGOTT J D. Episodic rifting and subsidence in the South China Sea[J]. AAPG Bulletin，1986，70：1 136—1 155.

[29] ZHOU DI，SUN ZHEN，LIAO JIE，et al. Filling history and post-breakup acceleration of sedimentation in the Baiyun Sag，deep-water northern South China Sea[J]. Earth Sci-J China University Geosci，2009，(1)：160—171.

[30] XIE XINONG，DIETMAR R，LI S，et al. Origin of anomalous subsidence along the Northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography[J]. Mar Petrol Geol，2006，23(7)：745—765.

[31] HE LIJUAN，XIONG LIANGPING，WANG JIYANG，et al. Tectono-thermal modeling of the Yinggehai Basin，South China Sea[J]. Sci China Ser D：Earth Sci，2001，(1)：7—13.

[32] 何丽娟，熊亮萍，汪集旸，等. 沉积盆地多次拉张模拟中拉张系数的计算[J]. 科学通报，1995，(24)：2 261—2 263.

[33] 何丽娟. 拉张盆地的热演化模拟研究-以南海盆地和辽河盆地为例[D]. 北京：中国科学院地质研究所，1996：1—84.

[34] 何丽娟，熊亮萍，汪集旸. 拉张盆地构造热演化模拟的影响因素[J]. 地质科学，1998，(2)：222—227.

[35] KUSZNIR N J，KARNER G D. Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow：application to the Woodlark，Newfoundland and Iberia margins [M]//KARNER G D，MANATSCHAL G，PINHEIRO L M. Imaging，mapping and modelling continental lithosphere extension and breakup. London：Geological Society，Special Publication，2007：389—419.