沉积盆地定量动力学模拟

王龙樟 徐 强

(成都地质矿产研究所)

[内容提要]盆地的定量动力学模拟是以地质模型和数理模型为基础,对盆地形成演化的地球动 力学过程进行拟合,用以探讨盆地形成演化的动力学机制,并通过各种动力学参数的提取,解 决实际地质问题。本文简短回顾了盆地定量动力学模拟的历史和现状;从盆地动力学模似的基 础和原理入手,重点介绍了拉伸盆地、前陆盆地和弧前盆地动力学模拟的最新进展;从模拟的 流程探讨了不确定性的存在和来源;对我国的研究现状作了概括分析,认为盆地的定量动力学 模拟可以在我国取得突破。

关键词 盆地动力学 定量模拟 不确定性

1 沉积盆地定量动力学模拟的历史回顾

盆地的定量动力学模拟是盆地动力学研究的重要组成部分。盆地动力学模拟是用地质 和地球物理等最基本的原理来描述、研究和表达地球动力学过程中最本质的关系,正象 McKenzie 等对拉伸盆地所建立的模式。定量动力学模拟首先是基于正确的动力学模型和数 理模型的建立。在正确的模型基础上用计算机技术进行模拟,从而使盆地分析向定量化和 动态化发展。现在的模拟技术不是简单地对地球动力学过程进行描述和解释,而是研究各 种动力学参数不可缺少的手段,更重要的是用于分析和解决实际地质问题。

盆地的定量动力学模拟虽然是一门新兴学科,但与传统的地质学有着血脉相连的关系。 物理模拟方法是盆地动力学模拟的基础,地质力学特别强调物理模拟技术。盆地的定量动 力学模拟始于一维的埋藏史的研究。在正常的压实情况下,孔隙度和深度关系服从指数分 布 (Athy, 1930)⁽¹⁾,回剥法正是基于这一基本概念提出来的。

McKenzie (1978)⁽²⁾提出了拉伸盆地的形成模式,在其模式中定量地探讨了盆地沉降、 岩石圈减薄、软流圈上隆以及相应的热体制之间的定量动力学关系。拉伸盆地定量模型的 提出开创了盆地定量动力学模拟的新纪元。此后相继出现了简单剪切模式(Wernicke, 1981)⁽³⁾、双层悬臂梁模式(Kusznir 等, 1992)⁽⁴⁾等地质-地球物理模式。前陆盆地定量动力 学模型的提出(Jordan, 1981⁽⁵⁾; Beaumont, 1981⁽⁶⁾)开始了以弹性板块负荷挠曲为基础的 挠曲盆池定量动力学模拟研究工作。Quinlan 等(1984)⁽⁷⁾在前陆盆地定量动力学研究时,提 出了岩石圈粘弹性流变的概念,加深了盆地动力学和运动学两方面的认识。

目前盆地定量动力学模拟重点放在分析和解决地质问题上。对于拉伸盆地,人们广泛

采用正反演相结合的方法,估算盆地拉伸系数,根据拉伸系数的时空分布,重塑盆地形成 的动力学过程,定量分析盆地的深部结构和热演化历史(White 等,1992⁽⁸⁾; Kusznir 等, 1992⁽⁴⁾)。

可见,盆地的定量动力学模拟是盆地动力学研究的历史必然。从物理模拟到数值模拟, 从一维模拟到三维动态模拟,从描述模型到分析模型,使盆地定量动力学模拟走向完善和 适用性。

2 沉积盆地的定量动力学模拟基础和原理

随着盆地分析作为一门学科的不断完善和学科渗透,盆地形成的地质模型也趋于完善 和定量化。Dickinson 把盆地类型与板块背景相联系(Dickinson,1974)⁶⁹,加深了人们对 盆地形成演化过程的认识。Dickinson(1993)⁶⁰⁹最近指出,静态的盆地分类学应该走向更为 动态的和更具适应性的分类;盆地研究的重点应从盆地类型转向盆地的基本形成过程。他 强调构造部位的同时,进一步强调地球动力学参数的研究。沉积盆地定量动力学研究,通 过把盆地地质模型和地球动力学参数结合起来研究,加深了对盆地形成机制和沉降机制的 认识。

对沉降机制的模拟研究是盆地定量动力学模拟的核心问题。盆地的形成和演化分析首 先要涉及盆地的沉降机制,沉降是盆地形成的前提。Bott (1976)⁴¹⁰在总结盆地沉降机制时, 提出了重力假定、热假定和应力假定。这三个因素导致了盆地沉降的发生,也控制了沉积 盆地主要的沉降格局。

2.1 负荷均衡沉降

充填盆地的水体或沉积物负载引起岩石圈的均衡调整,造成盆地沉降。Turcotte 和 Schubert (1982)⁽¹²⁾认为,大陆的重力作用等于地幔被地壳置换后的浮力。因此,客观上存 在 Pratt 均衡和 Airy 均衡。当构造沉降 y (水载盆地)的盆地被沉积物充填时,盆地的总沉 降为:

$$S = y(\rho_{\rm m} - \rho_{\rm w})/(\rho_{\rm m} - \rho_{\rm s}) \tag{1}$$

ρ_m、ρ_w和ρ_o分别为上地幔、水和沉积物的比重。根据均衡论,均衡沉降量应与盆地的总沉降量一致。

由于岩石圈具有一定的刚度,在加载后出现挠曲均衡(Watts,1982)^[13]。当水平应力 为零且热衰减作用可以忽略时,挠曲均衡造成的沉降可由下式得出:

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial \pi^4} + (\rho_m - \rho_c) g w = p(x)$$
(2)

其中 w 为挠曲均衡的垂向沉降量, p 为重力负荷, g 为重力加速度, pm 和 p。分别代表地壳 和上地幔的比重, D 为挠曲刚度:

$$D = \frac{YTe^{3}}{12 \ (1 - \gamma^{2})}$$
(3)

其中Y是杨氏模数,Y为泊松比,Te为地壳的有效弹性厚度。

2.2 热衰减作用

盆地的初始沉降机制主要包含有热的衰减作用。当岩石圈受到拉伸变薄时,由于软流圈的上隆导致了高的热异常;拉伸停止后岩石圈冷却、密度加大而均衡调整导致盆地沉降。

其沉降的大小主要与拉伸引起的热异常和随后的冷却时间有关(Sleep 等,1976⁽¹⁴⁾; McKenzie,1978⁽²⁾)。软流层热物质对岩石层的加热、相变热、岩石层在热传导过程中瞬时温度场 的变化以及岩石层热流的变化,都能导致盆地沉降(Sleep 等,1976⁽¹⁴⁾; Haxby 等,1976⁽¹⁵⁾; Mareschal,1981⁽¹⁶⁾)。

2.3 区域应力的作用

区域应力作用包括构造应力场变化直接导致的盆地沉降,岩石层内的拉张应力导致地 堑型盆地沉降以及岩石层板内应力导致的盆地沉降等方面。Quinlan 和 Beaumont (1984)⁽⁷⁾ 提出了三种不同的地壳(或岩石圈)流变模型,即弹性流变模型、均匀粘弹性流变模型和 与温度有关的粘弹性流变模型。

对于弹性岩石圈, Turcotte 和 Schubert (1982)⁽¹²⁾作了弹性挠曲方程的推导。对于二维 负荷分布的情况,就象线性山系和裂谷体系。弹性挠曲方程可简化为:

$$D\frac{d^4w}{dx^4} + \frac{d^2w}{dx^2} + \rho_{\rm m}gw = p(x) \tag{4}$$

其中, *x* 是相对于负载轴的距离, ρ_m 为地幔平均密度, D 为挠曲刚度, 该方程表达了弹性 层在垂向负荷 (*p*) 和板内应力 (N) 作用下的挠曲 (*w*)。

对于盆地的不同沉降机制,计多地质学家相继提出盆地的地球物理模型。拉伸盆地 (McKenzie, 1978⁽²⁾; Wernicke, 1981⁽³⁾; Barbier, 1986⁽¹⁷⁾; Kusznir, 1992⁽⁴⁾)、前陆盆地 (Beaumont 等, 1992⁽¹⁸⁾; Willett 等, 1993⁽¹⁹⁾; Johnson 等, 1995⁽²⁰⁾)、克拉通盆地内凹陷 盆地 (Quinlan, 1987⁽²¹⁾; Lindsay 等, 1989⁽²²⁾)、弧前盆地 (Mountney 等, 1997)⁽²³⁾等地 球物理模型的建立和完善推动了盆地定量动力学的发展。

盆地的定量动力学正是基于这些基本的地质模型和地球物理模型,并用数值模型表述 出来,经过计算、推理,获得地球动力学参数。定量动力学模拟正是通过正演与反演相结 合,并与已知参数拟合,确定盆地形成演化的作用——响应过程。

3 沉积盆地的定量动力学模拟

沉积盆地的定量动力学研究在 60 年代就开始,到目前为止已形成完善的理论体系和模 拟基础,特别是计算机技术的飞速发展和普及,沉积盆地的定量动力学模拟已成为提取盆 地地球动力学参数的重要手段。沉积盆地定量动力学模拟已从一维沉降史研究走向三维空 间的动态研究,由 McKenzie (1978)⁽²⁾的拉伸盆地模拟推向包括前陆盆地、克拉通内盆地、 弧前盆地等多种沉积盆地的模拟。

3.1 前陆盆地的挠曲过程模拟

前陆盆地是在造山带和盆地沉积物的垂向负荷与地壳内部水平挤压作用下,由下部地 壳挠曲变形而形成的。在逆冲带逆冲负荷、地表剥蚀卸载以及前缘前陆盆地的沉积作用过 程中,垂向负荷的时空展布不断变化,这种时空演化造成下部地壳挠曲变形的变化。定量 动力学模拟的目的就是要利用前陆盆地的沉积记录以及造山带的逆冲轨迹,建立逆冲带与 前陆盆地系统的理论模型,确立地球动力学参数,揭示逆冲带的逆冲抬升和前陆盆地的沉 积充填的动态耦合过程,并促成对前陆盆地地球动力学机制的认识。

前陆盆地的挠曲模型以垂向负荷为作用机制,其响应根据岩石圈流变性质的不同划分 为弹性挠曲模型和粘弹性挠曲模型;并根据造山带深部岩石圈的破裂与否,划分出破裂岩 石圈挠曲模型和连续岩石圈挠曲模型。

3.1.1 弹性挠曲模型

弹性挠曲模型是把岩石圈看成是非粘滞性流体之上的连续弹性层。该弹性层在负荷 *p*(*x*)和板块内应力(*N*)作用下发生挠曲变形(*w*),其挠曲方程已由(6)式得以反映。对 于不受限制的板块,由于负荷造成挠曲(*w*)(Turcotte 和 Schubert, 1982)⁽¹²⁾随距离(*x*)的变化可由下式表达:

$$w(x) = \frac{\rho_{\rm L}gh\Delta xa^3}{8D} \exp\left(-\frac{x}{a}\right) \left(\cos\left(\frac{x}{a}\right) + \sin\left(\frac{x}{a}\right)\right) \tag{5}$$

其中 ρι、h、Δx 分别为线性负荷的密度、高度和宽度,D 为挠曲刚度, α 为挠曲参数:

$$\alpha = \sqrt[4]{\frac{4D}{\rho_{\rm m}g}} \tag{6}$$

对于破裂岩石圈,线性负荷的重量由两个半受限制的极片分担,其挠曲(w)随距离(x)的变化可表达为(Turcotte 和 Schubert, 1982)⁽¹²⁾:

$$w(x) = \frac{\rho_{\rm L}gh\Delta xa^3}{4D} \exp\left(-\frac{x}{a}\right) \cos\left(\frac{x}{a}\right) \tag{7}$$

Turcotte 和 Schubert (1982)⁽¹²⁾的模型强调线性负荷 (如线性山系和裂谷)的垂向负荷 的作用,而忽略水平作用力,这也是很多弹性挠曲模型共同存在的问题。

Sinclair 等 (1991)⁽²⁴⁾认为,北阿尔卑斯前陆盆地是地壳在负荷作用下挠曲形成的。在 模拟后得出结论: 逆冲楔状体推进速度和地形坡度的变化是造成两个沉积环境向上变浅的 构造沉积旋回的主要原因。盆地饥饿充填和前陆隆起向逆冲带迁移是板下逆冲的结果。盆 地过饱和充填、沉积体快速向前陆隆起上超是逆冲带前展逆冲的响应。

Jamieson 和 Beaumont (1988)⁽²⁵⁾利用造山带内部变质岩和岩浆岩的 *p-T-t* 轨迹与盆地 沉积构成和不整合界面的追踪相结合,确定造山带的物质加入与剥蚀,盆地的沉降与堆积, 从而提出造山与前陆盆地系统建设、稳定和破坏三种物质平衡状态,再现了造山带内部物 质隆升轨迹和前陆盆地沉降历史。

尽管有这么多弹性挠曲模型,但都是强调构造和沉积负荷作用造成挠曲均衡的最终响应。Johnson和 Beaumont (1995)⁽²⁰⁾则强调作用过程分析,认为碎屑前陆盆地地层受一级控 盆构造作用过程、推覆构造增生楔的加积过程、地表地质作用物质重新分配过程、挠曲均 衡补偿过程以及绝对海平面变化过程等多种作用过程的相对变化速率的控制,提出了前陆 盆地时空演化的平面动力模型。该模型模拟了两种汇聚作用过程:模型1,正向的陆陆碰撞, 汇聚作用不存在走向变化,双侧前陆盆地的沉积充填因造山带构造作用的不对称性和顺风 背风的气候差异而明显不同。模型2,25°夹角的斜向陆陆碰撞,汇聚作用存在走向差异。在 顺风向的前陆盆地中,先期碰撞的规模较大,具首先充填过饱和,进入陆相充填阶段。盆 地充填速度的走向差异致使沉积物沿与走向平行的河流纵向搬运。

3.1.2 粘弹性挠曲模型

粘弹性挠曲模型充分考虑了岩石圈的流动以释放负荷产生的应力,因此,即使在负荷 不变的情况下,粘弹性岩石圈也要随时间发生变化。而弹性挠曲模型不具松弛阶段,因而 弹性岩石圈的变形在负荷加载的同时立即形成,并保持固定不变直到负载发生变化。

粘弹性挠曲模型包括均匀粘弹性模型和与温度有关的粘弹性模型。均匀粘弹性模型认

为岩石圈具有初始挠曲刚度,但随着时间的推移,挠曲刚度减少至零,最终达到 Airy 均衡 状态。但在一些古老前陆盆地,经长期的流变均衡调整,岩石圈仍具有一定刚度。因此, Courtney 和 Beaumont (1983)⁽²⁶⁾又提出与温度有关的粘弹性流变模型,他们认为粘弹性流 变最初发生于热的、低粘度的下部岩石圈,在松驰阶段逐步向上扩展到更冷和具较高粘度 的岩石圈。由于岩石圈不断变冷、粘度不断增高,因此粘弹性流变的速度要不断减弱,并 逐渐与弹性岩石圈的响应趋向一致,从而保证了地壳长期具有一定的挠曲刚度。

粘弹性挠曲模型强调岩石圈对负荷的初始响应为弹性挠曲变形(图1、曲线1),在松 弛阶段发生粘弹性流变,岩石圈有效厚度变薄,盆地加深加窄,前陆隆起上升侵蚀并向负 荷方向迁移(图1,曲线2)。该模式定义岩石圈粘度(η)为地温(T)和蠕变活化能(Q) 的函数:

$$\eta(z) = \eta_0 \cdot \exp\left(\frac{Q}{R}\left(\frac{1}{T(z)} - \frac{1}{T_1}\right)\right) \tag{8}$$

其中, η_0 为岩石圈底部的粘度, T_1 为岩石圈底部的温度,R为自由空气常数 $Q=E^*+PV^*$ (E^* 为活化能,P为压力, V^* 为活化体积)。由(8)式可见粘弹性的行为随深度(z)增加而更加突出,主要位于岩石圈底部与有效弹性层底部之间。



图 1 粘弹性岩石圈受负荷的挠曲变形 (据 Quinlan 和 Beaumont, 1984)⁽⁷⁾

与上述研究结果相类似,Tankard (1986)²⁷⁷将前陆盆地粘弹性挠曲变形分为挠曲变形、 粘弹性流变和新的挠曲变形三个阶段。

3.2 拉伸盆地的动力学模拟

McKenzie (1978)⁽²⁾最先提出盆地的拉伸作用及其下面岩石圈响应的定量动力学模型, 确定拉伸指数与盆地沉降和盆地热演化的定量关系,开辟了盆地定量动力学研究的新领域。 拉伸盆地的定量动力学模拟是非常活跃的研究领域,目前不少于 5 种定量模型(林畅松等, 1995)⁽²⁸⁾:①均匀纯剪切拉伸模型;②非均一的纯剪拉伸模型;③简单剪切模型;④简单剪 切-纯剪切挠曲悬臂梁模型;⑤拆离-纯剪切模型。纯剪切模式及单剪切模式是基本的端元机 制,Friedmann 等 (1995)⁽²⁹⁾提出了基于这两个端元机制的拉伸盆地类型,即纯剪切机制下 的裂谷盆地和单剪切机制下的拆离盆地。

3.2.1 岩石器纯剪切拉伸模式

岩石圈纯剪切拉伸模式大致分为均匀的纯剪切拉伸模型和非均一的纯剪切拉伸模型。 McKenzie 提出的拉伸模型是均匀纯剪切拉伸模型,该模型提出了初始沉降和热衰减后均衡 沉降的基本方法。初始沉降(S_i)反映了地壳拉伸和地幔减薄的置换过程,地壳拉伸导致盆 地沉降,地幔岩石圈减薄导致盆地抬升。在不考虑拉伸期的热扩散的前提下,盆地的初始 沉降表达如下:

$$S_{i} = \frac{a[(\rho_{0} - \rho_{c})\frac{t_{c}}{a}(1 - \frac{aVT_{1}t_{c}}{a}) - \frac{\rho_{0}aVT_{1}}{2}](1 - \frac{1}{\beta})}{\rho_{0}(1 - aVT_{1}) - \rho_{w}}$$
(9)

其中 a 为岩石圈厚度, ρ_0 为岩石圈岩石密度, t_c 为地壳原始厚度, a 为热膨胀体积系数, T_1 为岩石圈底面温度, β 为拉伸指数, ρ_w 和 ρ_c 分别为水和地壳密度。

热衰减沉降由下式给出:

$$S_{T}(t) = \frac{4\rho_{0}\alpha V T_{1}\alpha}{\pi^{2}(\rho_{0}-\rho_{w})} \left[\frac{\beta}{\pi}\sin(\frac{\pi}{\beta})\right] \left[1-\exp(-\frac{t}{\tau})\right]$$
(10)

其中 τ 为热时间常数, t 为受热时间, 其余符号同(3) 式。这是一项近似公式, 适合于 $\beta < 4$, 或 $\beta > 4$ 且 t > 20Ma (McKenzie, 1978)⁽²⁾。

因此,总的盆地沉降量是初始沉降量和热衰减后沉降量的总和,即

$$S(t) = S_i + S_T(t) \tag{11}$$

非均一的纯剪切拉伸模型是 Royden 和 Keen (1980)⁽³⁰⁾在研究 Nova Scotia 和 Labrador 陆架时提出的。这些地区分别在早侏罗世和晚白垩世裂陷期间出现拉伸作用,之后因岩石 圈传导冷却而被动沉降。Nova Scotia 大陆边缘的沉降历史显示,地壳和壳下物质经历了大 致相同的作用。但 Labrador 大陆边缘明显不同,通过拉伸系数β值研究表明,该区的地幔 岩石圈拉伸幅度大大超过地壳拉伸幅度。为此,他们提出了双层非均一的纯剪拉伸模型。由 于没有找到拆离的不连续面,Rowley等(1986)^[31]提出了连续的非均一的纯剪切拉伸模式。 岩石圈深部的拉伸范围大于地壳上部的拉伸范围,深部热衰减造成的盆地沉降超出上部裂 陷范围,地层向断陷两侧上超,坳陷盆地叠置在"牛头"式裂陷盆地之上。

3.2.2 岩石圈的简单剪切模式

根据地球物理和地面地质资料,Wernicke (1985)⁽³⁾用简单剪切模式对美国"盆岭省"的 断陷盆地作了动力学解释。那里的资料表明,断陷盆地的下部不存在软流圈上隆,相反软 流隆起部位却远离地壳拉伸部位,因而用纯剪切拉伸模式不能解释。

根据 McKenzie (1978)⁽²⁾及 Royden 和 Keen (1980)⁽³⁰⁾的观点,由于裂谷作用造成的净 抬升或净沉降反映在地幔岩石圈和地壳之间厚薄增减关系上。由于地幔岩石圈密度比软流 圈大,地幔岩石圈减薄造成地面抬升,增厚造成地面沉降。Royden 和 Keen (1980)^[30]把拉 伸作用形成的初始沉降或抬升称为构造沉降,而把地幔岩石圈传导冷却有关的沉降称为热 (衰减)沉降。

根据 McKenzie (1978)⁽²⁾及 Royden 和 Keen (1980)⁽³⁰⁾的上述分析, Wernicke (1985)⁽³⁾ 对"盆岭省"的地质地球物理现象作出如下解释:整个地壳在中第三纪存在向东倾斜的简 单剪切带,由于该带倾角小,拉伸区跨度大,根据剪切深度和沉降历史的差异划出三个带 (图 2):第一个带限于地壳拉伸,而地幔岩石圈没有拉伸,沉降作用发生在裂谷期间和之后, 发育一系列高角度断层,形成一系列不对称的掀斜盆地;第二个带地壳和地幔同时拉伸,地 壳和地幔发生减薄作用,该带出现在由沉降到隆起的过渡地带;第三个带由于仅发生地幔 减薄作用,因此断裂期间出现显著的抬升而形成地貌上的穹窿,该穹窿的剥蚀夷平造成地 壳减薄,导致热衰减沉降,其幅度超过断裂期间的抬升幅度,形成负地形。这就是岩石圈 的简单剪切模式,该模式还有待于用深地震剖面证实。



图 2 整个岩石圈简单剪切的理论模型(据 Wernicke, 1985⁽³⁾简化)

以上介始了纯剪切和简单剪切的两个端元模式。大陆岩石圈的变形往往是介于这两个端元模式之间,另外挠曲均衡作用也起重要的作用。就象 Armstrong (1982)⁽³²⁾所说的,纯 剪切和简单剪切应变可能在同一伸展带中同时出现,因而两个概念并不相互排斥。因而实际拉伸模型要复杂得多。

3.3 弧前盆地的动力学模拟

前弧是位于活动火山岛弧与大洋海槽外缘之间的弧形地带 (Dickinson, 1974)⁽⁹⁾, 弧前 盆地是活动火山岛弧与海槽外缘增生复合体之间的沉积盆地 (图 3)。Mountney 和 Westbrook (1997)⁽²³⁾定量模拟了南美洲哥伦比亚汇聚边缘中新生代弧前盆地的演化。模拟过程 中, Mountney 和 Westbrook 强调增生复合体的增生造成弧前盆地的抬升和向陆方向迁移; 同时认为盆地靠海一侧的抬升造成弧前盆地向陆方向的旋转。作用在增生复合体底部的有 效剪切力为:

$$\tau^* = \rho g H \mu_b (1 - \lambda_b) \tag{12}$$

其中 ρ 为增生复合体的平均密度, H 为增生楔形体 z 轴方向厚度 (图 3), μ 为底部摩擦系数, λ 是增生复合体底部 Hubbert-Rubey 比率 (Hubbert 和 Rubey, 1959)⁽³³⁾, 前侧增生复 合体产生向陆方向的水平分力应为:

$$F_{\text{horis}} = \cos\beta \int_{0}^{x-w} \tau^* dx \tag{13}$$

其中x为增生复合体的水平距离(图 3), β 为俯冲板块的倾角。

由于后障有一个向海方向倾斜的斜坡,后侧增生复合体也要产生向海方向的水平分力, 该分力要与前侧增生复合体产生的向陆方向的水平分力平衡。由于后侧增生复合体的增生 和弧前盆地沉积物的堆积,因此这种平衡要不断地调整以达到新的平衡。

在弧前盆地沉降和变形过程中,负荷作用是重要因素。负荷作用造成的岩石圈挠曲作 用增大了地形坡度,造成增生复合体力学平衡的重大变化。负荷作用是根据 Turcotte 和 Schubert (1982)⁽¹²⁾的挠曲模型进行计算,方程(5)和(7)就是假定线形负荷作用下的模 拟计算。

通过正演模拟获得的弧前盆地综合地层格架提供一种评价增生复合体生长和弧前盆地 时空演化的有效方法。通过地震反射剖面的验证表明,盆地定量模拟可以反映前弧地区构



图 3 增生复合体生长和弧前盆地演化的动力平衡模型 (据 Davis 等, 1983, 修改; Mountney 和 Westbrook, 1997)^{[23)}

造抬升、沉积物供给、差异压实和负荷基底沉降的相互影响和作用(Mountney 和 West-

近377、仍然初供知、左升压夹和贝何基础仍碑的相互影响和作用(Mountney 和 West-brook, 1997)^[23]。

4 沉积盆地定量模拟的不确定性

由于沉积盆地的定量动力学模拟是一个庞大的系统工程,从地球动力学理论到地质模型的简化,从概念模型到数理模型,从计算方法到计算机技术,从资料的收集到参数提取. 不确定性无处不在。因此,在认识和评价不确定性的问题上要持谨慎的态度,区别不确定 性的来源及影响程度,以便更好地约束定量动力学模拟。沉积盆地定量模拟的不确定性来 自以下几个方面:

(1) 地质模型的不确定性。数理模型是从地质模型中提炼出来的,地质模型的不确定

(6)

Ā

性会通过数理模型最终在模拟的结果上表现出来。所以 Quinlan 和 Beaumont (1984)⁽⁷⁾在对 阿巴拉契亚的推覆构造和岩石圈挠曲的模拟之后强调,在他们的模拟负荷与形成阿巴拉契 亚的造山事件的关系上有很多工作要做。特别是模拟负荷与观察到的重力异常的关系是否 能经受考验、负荷与地表地质能否相联系、是否需要其他合成地震测线来验证模拟结果、负 荷置换的时间能否通过花岗岩侵入体的时间加以确定,以及是否模拟的每一个推覆作用都 与单一的造山事件相对应等重大地质问题有待于解决,因而造成盆地定量动力学模拟的不 确定性。

(2)相关理论的不确定性。盆地的定量动力学模拟是一个多种学科的综合成果,盆地 模拟所使用的相关理论的不确定性可能造成模拟结果与事实不符。Royden 和 Keen (1980) 对古地温估算时发现,预测的镜煤反射率明显高于实际测量值,Keen (1979)也得出相似 的结果⁽³⁰⁾。但这并不能说明古地温历史的模拟计算是无效的,而是反映出镜质组反射率、温 度与沉积物埋藏时间之间关系的不确定性⁽³⁰⁾。因此,相关理论的不确定性会造成模拟结果 的不确定。

(3) 所使用资料的不确定性。很多资料的精度是有限的,资料的精度差异会给模拟结 果带来影响。Wernicke (1985)⁽³⁾提醒读者,他对盆岭省岩石圈低角度拆离面的假设和解释 是基于地震反射资料,尽管在它的可信度范围之内,但这种资料到底是支持简单剪切模型 还是支持纯剪切模型显得模棱两可。特别是那里的地震剖面常未经反转或是用简单的延时 技术,后者在剖面的一头需要用到假设的 *P*,速度和地壳厚度。再结合到时拾取及将其绘制 成剖面的常规误差,用反射资料表示的横穿莫霍面的剖面及偏离带的整个解释明显存在问 题。因而资料的不确定性会给模拟结果带来影响。

(4)前提假设与实际的偏离。在模拟地球动力学机制时,模拟者总是纯化模拟的前提,希望在有限前提下,达到预期结果。但自然界中动力作用过程是复杂的,任何端元动力模型都很少出现,就象Armstrong (1982)^[32]说的那样,一个伸展带中同时发生纯剪切和简单剪切作用,用单一的剪切模型很难作出准确解释。Angevine 等 (1990)⁽³⁴⁾在计算美国东部大陆边缘的热沉降时,利用局部均衡补偿的假设推算了地壳厚度为 41~50km。而根据地震反射资料研究的结果为 35~40km,说明事实上并不总是局部均衡补偿,其前提假设与实际有偏离。

(5) 近似计算。在模拟计算时,有庞大的数据体和复杂的计算方程,要获得精确的解, 往往是很困难的。为了适应现有的计算能力和缩短计算时间,可能需要简化计算公式,并 可能使用快速计算方法。如前所述,方程(10)就是一项近似计算公式,其完整的公式应 为(McKenzie, 1978)^[2]:

$$S_{T}(t) = \frac{\rho_{0} a V T_{1} a}{\rho_{0} - \rho_{w}} \left\{ \frac{4}{\pi^{2}} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{(2m+1)^{2}} \times \left[\frac{\beta}{(2m+1)\pi} \sin \frac{(2m+1)\pi}{\beta} \right] \exp\left(-(2m+1)^{2} \frac{t}{\tau}\right) \right\}$$
(14)

总之, 盆地模拟的不确定性来自多方面的,除了上述提到的因素以外,还可能出现各种地质过程的计算公式错误以及数值计算的运算错误,只要哪一方面的不确定因素输入到 盆地模拟中,都会造成模拟结果的偏差。因而在进行盆地模拟时,要分析模拟中不确定性 的来源和作用,并尽可能对不确定性作出评价。Wen 等(1996)⁽³⁵⁾认为盆地模拟中不确定性 的评价通常有两种方法:一种方法是根据输入参数在可能分布范围内对模拟程序进行多次 运行,该方法计算量大,而且要对输入参数的分布范围进行估计;另一种方法用地质统计 方法有条件地拟合运行结果的实现过程,反映盆地模拟局部变化的统计学参数通过这种拟 合获得。Wen 等 (1996)⁽³⁵⁾认为,地质统计学方法在评价盆地模拟运行结果的不确定问题上 更为有用。

5 我国盆地定量动力学模拟的追踪和展望

国际上盆地定量动力学模拟起点较早,先是 McKenze 等地质学家致力于理论动力学模型的建立,发展到现今各大石油公司投入巨大的人力物力建立综合性的盆地模拟系统。我国的盆地定量动力学模拟起步较晚,先是由各大油田购进的商业化模拟软件以及部分学者的国际交流为起点,目前许多项目相继开展了沉积盆地的定量动力学模拟工作。

(1) 沉积盆地综合模拟 石广仁等 (1988)⁽³⁶⁾在与美国哥伦比亚大学合作期间,建立了 "沉积盆地综合动态模拟系统"。该系统改进了 Watts 等 (1982)⁽³⁷⁾的构造下沉和岩石圈挠曲 模型,提出热收缩联合机制。Shi 等 (1996)⁽³⁸⁾在其盆地综合模拟系统 (BASIMS) 中提出 回剥法与超压法相结合的方法重建盆地沉降史,即用回剥法反演地层形成的地质历史,用 超压法进行正演以修改回剥法的反演结果。虽然沉降史通常只是各大油田所建立的综合模 拟系统的一部分,但对于盆地形成机制和油气预测有重要作用,因此,沉降史的模拟是各 综合模拟系统的重要组成部分。

(2) 拉伸盆地模拟 我国东部地区,拉伸盆地非常发育,很多盆地定量动力学模拟是 围绕拉伸盆地进行的(如林畅松等,1995⁽²⁸⁾;Wu等1996⁽³⁹⁾)。林畅松等(1995)⁽²⁸⁾采用回 剥法从地层记录中反演盆地的沉降史,定量得出盆地构造沉降量,再应用纯剪切和简单剪 切的拉伸模型拟合沉降量,估算盆地拉伸 β 值,从而重塑盆地形成的动力学过程,定量分 析盆地的深部结构和热演化史。根据这一基本思路对松辽盆地进行模拟计算,推断松辽盆 地在白垩纪是一个裂谷盆地,其沉降历史包括同裂陷期的快速沉降(144~166Ma)和裂后 期的热衰减沉降(116~65Ma)两个时期(Lin等,1996)⁽⁴⁰⁾,其拉伸系数为1.8~2.0。用 同样的思路对我国南海第三纪的莺歌海和琼东南盆地进行定量动力学研究(林畅松等, 1995⁽²⁸⁾;龚再升、李思田等,1997⁽⁴¹⁾),结果表明,盆地裂陷是非瞬时幕式过程,包含三个 快速沉降-裂陷期。从 β 值的平面分布看,莺歌海盆地从边缘到中部, β 值从1.2增大至3 以上,最大达4~5。预测盆地中部存在岩浆刺穿,其预测与重磁力分析一致。琼东南盆地 的 β 值平均在1.5 左右,最大达2.2。根据估计的 β 值计算的热流值与实测的结果吻合。因 此,盆地定量动力学模拟可以动态地恢复热流的时空演化和深部结构并预测油气分布。

Wu 等(1996)⁽³⁶⁾用双层非均匀减薄纯剪切/简单剪切拉伸模式对东中国海西湖坳陷的 上白垩统和下第三系进行定量动力学模拟,估算的地幔岩石圈减薄系数为 2~2.3,地壳减 薄系数为 1.5~1.7,比云石圈拉伸系数(1.3)大,说明西湖坳陷的形成和沉降的主要原因 是软流圈隆升和热衰减造成的岩石圈减薄。根据模型计算的古热流值和古地温梯度与裂变 径迹测量值一致,根据模型计算的现在热流和地温梯度也与测量值对应,说明模型有较高 的可靠性。

(3)前陆盆地模拟 我国中西部前陆盆地发育,不少盆地定量动力学模拟是围绕前陆 盆地进行的 (Chen 等,1996⁽⁴²⁾;刘少峰;1995⁽⁴³⁾)。Chen 等对塔北前陆盆地进行模拟时提 出构造负荷导致岩石圈弹性挠曲,其结果与观测值非常吻合;从三叠纪以来,盆地沉降的 幅度及前陆盆地大小与构成载荷和岩石圈挠曲刚度密切相关。沉降的幅度与构造载荷成正

比,盆地面积主要与岩石圈挠曲刚度有关,盆地宽度与岩石圈刚度成正比;沉积物充填增加沉降幅度和盆地宽度;岩石圈挠曲刚度随岩石圈受热时间的推移而增大;塔北前陆盆地 与天山造山带的动力演化密切相关。

(4) 沉积物通量计算与盆山转换 盆地沉降和周边山系的相对隆升,造成沉积物通量 的变化。因此,沉积物通量变化可以反映盆地的形成和演化,反映盆地地球动力学变化。王 龙樟(1996)⁽⁴¹⁾计算了准噶尔盆地晚二叠世一早第三纪的沉积物通量变化,结果表明晚二叠 世的沉积物通量(18.297×10⁶m³/a)比中生代一早第三纪(1.735×10⁶m³/a~3.142× 10⁶m³/a)高出近一个数量级,因而推断晚二叠世是盆地形成期,周边山系强烈隆升。盆地 的不同部位沉积物通量不同,盆地南部沉积物通量最高,反映了天山的强烈隆升作用,可 能与其频繁的升降历史和塔里木陆块的强烈推挤作用有关。沉积物通量研究从沉积学的角 度探讨了盆山耦合系统及其动力学机制,揭示了盆地沉降与山系隆升之间动力均衡的地表 作用过程。

以上粗略总结了我国盆地定量动力学模拟的研究状况。我们可喜地看到,越来越多的 人开始关心盆地定量动力学研究,并且取得了可喜的成果。从研究的现状来看,有以下几 个方面值得重视:

(1) 模拟不仅仅是一种动态的定量描述,更重要的是用于分析和解决地质问题(林畅松等,1995)⁽²⁸⁾。这是一个具挑战性的问题,我们的研究不能局限于对地质现象作出解释, 更重要的是要对未知地质现象提出预测。对于前陆盆地,我们不但要说明其岩石圈属于弹 性或粘弹性,还要预测性地指出前陆盆地演化的过程及其沉积充填序列、油气生成和运移、 流体成矿等重大地质和可持续发展问题。

(2) 盆地定量动力学的理论模型未取得重大突破。我国地理条件得天独厚,从东部的 拉伸盆地到西部的前陆盆地,从东部的大陆边缘型盆地到西部的内陆盆地,从古生代普遍 发育的大洋盆地到中新生代普遍发育的内陆盆地,有世界陆壳最厚的世界屋脊青藏高原,也 有具洋壳性质的南海盆地。盆地定量动力学的理论模型完全可能在我国取得突破。

(3)盆地的反演模拟技术未取得重大进展,仍以传统的"回剥法"为基础。超压法被用于盆地的反演模拟是一个可喜的进步。成岩作用、裂变径迹等方法和手段用于盆地动力学动态反演将促进反演模拟技术的发展。

(4)盆地模拟的不确定性问题。我国多数模拟很少涉及不确定性问题,而不确定性问题有时能发现盆地定量动力学模拟中的不足。在风险勘探中不确定性问题反映了风险性的大小,要引起足够重视。

总之,我国沉积盆地定量动力学模拟虽然起步较晚,但也取得了可喜进步。利用我国 得天独厚的地理条件和现代计算机技术的迅猛发展,我国的盆地定量动力学模拟将取得重 大突破。

参考文献

- 1 Athy L F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks, AAPG Bulletin, 1930, 14: 1-24
- 2 McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 40: 25-32
- 3 Wernicke B. Uniform -sense normal sense simple-shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci., 1985, 22: 108-125
- 4 Kusznir N J and Ziegler P A. The mechanisms of continental extension and sedimentary basin formation; a simpleshear/pure-shear flexural cantilever model. Tectonophysics, 1992, 215; 117-131
- 5 Jordan T E. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous Western United States. AAPG Bulletin, 1981, 65: 2506-2520
- 6 Beaumont C. Foreland basins. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1981, 65: 291-329
- 7 Quinlan G M and Beaumont C. Appalachian thrusting, lithosphere flexure, and Palaeozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. Can. J. Earth Sc., 1984, 21, 973-996
- 8 White N, Tate M and Conroy J J. Lithospheric stretching in the Porcupine Basin, west of Ireland, in basins on the Atlantic sea boad, Petroleum geology, sedimentology and basin evolution. J. Parnell Geolgical Society Special Publication, 1992, 62: 327-331
- 9 Dickinson W R. Plate tectonics and sedimentation. In Dickinson, W. R. (ed.), Tectonics and Sedimentation; Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 22, 1974, 1-27
- 10 Dickinson W R. Basin geodynamics. Basin Research, 1993, 5: 195-196
- 11 Bott M H P. Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the upper mantle. Nature, London, 1976, 201, 1082-1084
- 12 Turcotte D L and Schubert G. Geodynamics application of continuum physics to geological problems. New York, John Wliey and Sons, 1982, 450p
- 13 Watts A B. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. Nature, 1982, 297: 469-474
- Sleep N H and Snell N S. Thermal contraction and flexure of midcontinent and Atlantic marginal basins. Geophys.
 J. Roy. Astron. Soc. 1976, 45, 125-154
- 15 Haxby W F, Turcotte D L and Bird J M. Thermal and mechanical evolution of Michigan Basin. Tectonophysics, 1976, 36: 57-75
- 16 Mareschal J C. Uplift by thermal expansion of the lithosphere. Geophys. J. R. Astron. Soc., 1981, 66: 535--552
- 17 Barbier F D and Le Pichon X. Structure profonde de la marge Nord Gascogne. Implications sur le mechanisms de rifting et de formation de la marge continentale, bull. Cenh. Explor. Prod. Elf-Aguiaine, 1986, 10; 105-121
- 18 Beaumont C, Fullsack P, Hamilton J and Whllett S. Preliminary results from a mechanical model of the tectonics of compressive crustal deformation. Alberta Basement Transects, Workshop Report. Vancouver: Lithoprobe Secretariat, University of British Cllumbia, 1992, 28: 21-61
- 19 Willett S D, Beaumont C and Fullsack P. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. Geology, 1993, 21: 371-374
- 20 Johnson D D and Beaumont C. Preliminary results from a planform kinematic mldel of orogen evolution, surface processes and the development of classic foreland basin stratigraphy. Stratigraphic Evolution of Foreland Basins, SEPM Special Publication 52, 1995. 3-24
- 21 Quinlan G M. Models of subsidence mehanisms in intracratonic basins and their applicability to North America examples. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 12, 1987: 463-481
- 22 Lindsay J F and Korsch R J. Interplay of tectonics and sea-level changes in basin evolution; an example from the intracratonic Amadeus basin, Cental Australia. Basin Research, 1989, 2; 3-25
- 23 Mountney N P and Westbrook G K. Quantitative analysis of Miocene to Recent forearc basin evolution along the Colombian convergent margin. Basin Research, 1997, 9: 177-196

- 24 Sinclair H D, Coakley B J, Allen P A and Watts A B. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the cental Alps, Switzerland. Tectonics, 1991, 10 (3): 599-620
- 25 Jamieson R A and Beaumont C. Orogeny and metamorphism, a model for deformation and pressure-temperature-time paths with applications to the Cental and Southern Appalachians. Tectonics, 1988, 7, 417-445
- 26 Courtney R C and Beaumont C. Thermally activated creep and flexure of the oceanic lithosphere. Nature, 1983, 305: 201-204
- 27 Tankard A J. On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure, examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. Foreland Basin. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 1986
- 28 林畅松、张燕梅. 拉伸盆地模拟理论基础与新进展. 地学前缘 (中国地质大学,北京), 1995, 2 (3~4), 79~88
- 29 Friedmann S J and Burbank W D. Rift basin and supradetachment basins; intracontinental extensional end-members. Basin Research, 1995, 7: 109-127
- 30 Royden L and Keen C E. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. Earth and Planetary Science Letters, 1980, 51, 343-361
- 31 Rowley D B and Sahagian D. Depth-dependent stretching; a different approach. Geology, 1986, 14: 32-35
- 32 Armstrong R L. Cordilleran metamorphic core complexes—from Arizona to southern Canada. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1982, 10: 129-154
- 33 Hubbert M K and Rubey W W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., 1959, 70, 115-206
- 34 Angevine C L, Heller P L and Paola C. Quantitative sedimentary basin modeling. AAPG Continuing Education Course Note Series # 32. 1990, 20-35
- 35 Wen R and Richard S L. Uncertainty assessments in basin modeling results using geostatistical methods. 30th International Geolgical Congress (abstracts v. 1), 1996, Beijing, China
- 36 石广仁、郭宗汾. 沉积盆地综合动态模拟系统(一). 石油物探, 1988, 27 (3): 1~15
- 37 Watts A B. Karmer G D and Steckler M S. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins, the thermal-mechanical properties of the continental lithosphere. Columbia University, 94-168
- 38 Shi G, Mi S, Guo Q and Wan L. A basin integrated modeling system. Progress in Geology of China (1993-1996) ---- Papers to 30th IGC. China Ocean Press, 1996; 659-662
- 39 Wu N and Jiang T. Geodynamics and quantitative modeling of the development of Xihu Depression in East China. 30th International Geolgical Congress (abstracts, V.1), 1996, Beijing, China
- 40 Lin C, Zhang Y, Li S and Zhang Q. Subsidence and stretching of some Mesozoic rift basins in East China. 30th Internatinal Geolgical Congress (abstracts, V. 1), 1996, Beijing, China
- 41 龚再升、李思田等。南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集。科学出版社,1997:86~95
- 42 Chen F, Cao S, Wang X and Zhang G. The subsidence history of the Mesozoic and Cenozoic foreland basins in China and its simulation. Progress in Geology of China (1993-1996) — Papers to 30th IGC. China Ocean Press, 1996; 637-642
- 43 刘少峰. 前陆盆地挠曲过程模拟的理论模型. 地学前缘(中国地质大学,北京),1995,2(3~4);69~77
- 44 王龙樟. 准噶尔内陆盆地沉积物通量变化与周边山体隆升. 岩相古地理, 1996, 16 (3): 39~46