

# 应用双层拉张模式研究冲绳海槽的拉张史<sup>1</sup>

江兴歌 朱建辉 蒋洪堪

(中国新星石油公司实验地质研究院, 江苏无锡 214151)

本文根据冲绳海槽的地质地球物理资料, 利用双层拉张模式计算了冲绳海槽形成过程中的两次拉张在岩石圈厚度、地壳厚度、地表热流值、构造沉降和热沉降以及地温场方面的反映。讨论了各类参数之间的相互关系, 估算了各类参数对计算结果的影响。计算的结果为认识冲绳海槽拉张史提供了重要的线索。

关键词 双层拉张模式 拉张史 冲绳海槽

第一作者简介 江兴歌 男 32岁 硕士 石油地质

冲绳海槽分布在东海大陆架外侧与琉球群岛内侧之间, 北起日本五岛列岛附近, 南至我国台湾东北海域。平均宽 150km, 长达 1200km, 呈向东南突出的舟状。海槽西侧即东海大陆坡, 海槽中部为槽底, 水深一般大于 1000m。北段槽底的水深小于 1500m, 中段槽底水深在 1500~2000m 之间, 南段槽底水深则大于 2000m。海槽东侧陡坡为一弧形带。

## 1 冲绳海槽的地质和地球物理背景

约 17Ma 前菲律宾海板块沿琉球海沟俯冲带俯冲, 位于大陆边缘的琉球块体被拉开, 形成由冲绳海槽、琉球岛弧及琉球海沟构成的沟、弧、槽体系<sup>④</sup>。冲绳海槽盆地是东海边缘在菲律宾海板块俯冲下形成的萌芽性弧后扩张开始出现的(张渝昌等, 1997)。

### 1.1 地震地层

据地震探测(金翔龙等, 1985), 海槽区的地震地层主要可分为 3 层, 由上而下是呈水平或亚水平产状的 A 层, 微褶皱的 B 层和变形严重的 C 层。部分地区在 C 层之下还可隐约看到另外一层(D 层)。地震声学浮标测量和琉球岛屿地质的对比表明, A 层由更新统至全新统组成, 地震纵波速度为 1.6~2.4 km/s, B 层为上新统, 速度值为 2.51~3.13 km/s, A 层和 B 层的分界就是“许薇龄报告”认为的 T<sub>1</sub><sup>1</sup> 反射面。C 层为中新统, 速度值为 3.67~4.59 km/s, 部分

D 层为老第三系或更老地层, 速度值更高。这里 B 和 C 的分界应当是相当于“许薇龄报告”所认为的 T<sub>2</sub><sup>0</sup> 反射面(表 1)。

表 1 冲绳海槽的地层划分与对比

层系	地震反射波	纵波速度 (km/s)	时代	与琉球群岛 地层对比
A	T <sub>1</sub> <sup>1</sup>	1.60~2.00	现代 更新统	琉球群
		2.23~2.40		
B	T <sub>2</sub> <sup>0</sup>	2.51~3.13	上新统	岛尻群
C		3.67~4.59	中新统	八重山群 或更老
D		4.72~5.67 6.16~6.71		

(据金翔龙等, 1992; “许薇龄报告”)

中新统以及更老的岩石组成冲绳海槽的基底岩系, 上新统厚度不稳定, 总体上海槽北部稍厚, 约大于 2000m, 南部厚 1400m 以内。

海槽中普遍覆以更新统和全新统, 厚度变化与上新统相反, 为北薄南厚, 北部厚 500~350m, 南部为 1700m 左右。

中新统等组成的基底岩系与上新统之间为不整合接触, 上新统与更新统之间也为不整合接触, 它们代表着冲绳海槽区的两次区域性构造活动, 分别称为海槽运动 幕和 幕。海槽运动两幕的一些表现可在图 1 中看出。

<sup>1</sup> 本项研究为同济大学国家教委海洋地质开放实验室资助项目

<sup>④</sup> 许薇龄等. 东海盆地形成与演化. 地质矿产部重点地质科技项目研究成果报告. 地质矿产部上海海洋地质调查局, 1994. (正文中引用简称“许薇龄报告”)

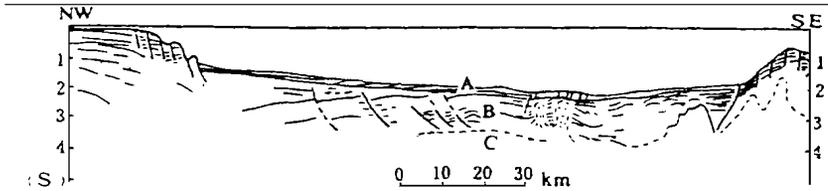


图 1 DS3 地震剖面(剖面位置见图 7)  
(据金翔龙, 1992)

### 1.2 冲绳海槽的低热特征

金翔龙(1992)综合整理了野水、Herman、渡边以及台湾大学等方面的资料,得到冲绳海槽中段和南段的平均热流值为  $3.34 \pm 2.75$ HFU。海槽北段热流值介于  $1.43 \sim 2.38$ HFU 之间(喻普之等, 1992)。

### 1.3 岩石圈厚度

据“许薇龄报告”,利用地温场模拟的方法进行的岩石圈厚度的估算,冲绳海槽中、南部中央部位最浅处为  $36 \sim 38$ km,向两侧变深。海底大地电磁测量(喻普之等, 1992)表明,岩石圈厚度为  $40$ km。

## 2 问题的提出和解决问题的思路

关于冲绳海槽的形成年代,各国学者已进行了大量的研究,这些研究都说明冲绳海槽的形成年代是在中新世之后。但是根据各家的不同观点,可以归纳为以下 3 种: a. 冲绳海槽形成始于中新世后,至今仍在继续。 b. 冲绳海槽的雏形形成于中新世到上新世之间,现在的活动大约是前  $2M_a$  以后发生的再次活动。 c. 在前  $2M_a$  后,海槽的形成活动骤然加剧,现在仍在继续进行(吉川雅英, 1991)。

笔者认为,这 3 种观点虽有差异,但主要是侧重点有所不同,有的认为以中新世后( $6M_a$ )的运动为主,有的认为以  $2M_a$  时的运动为主,另外一种则认为两个时代都有明显的活动。没有一种观察对  $6M_a$  或  $2M_a$  的两次活动有任何否定。笔者根据前面提到的地质背景资料,认为这两期活动的确存在,并试图利用双层拉张模式研究这两个时代的拉张特点、岩石圈和地壳厚度的变化以及初始(构造)沉降及热沉降特点、热流值和地下温度的变化。

利用双层拉张模式研究冲绳海槽拉张史的思路如图 2。

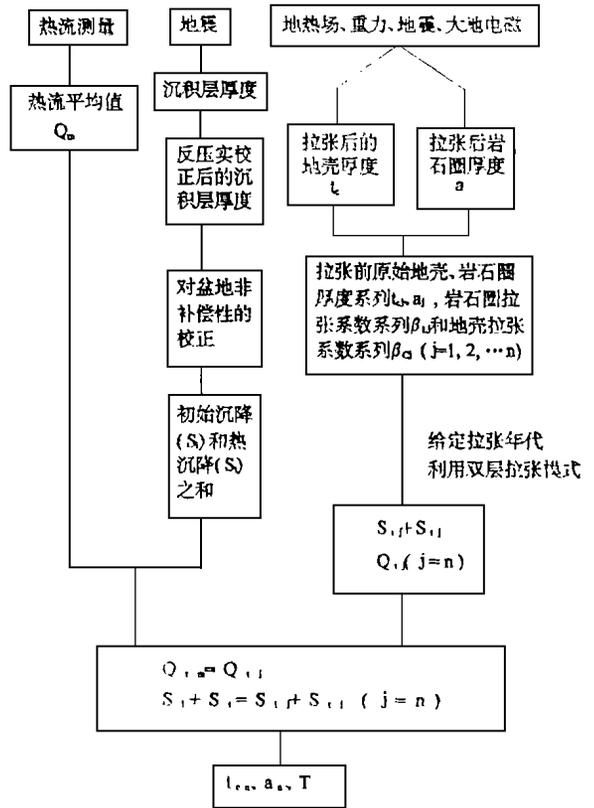


图 2 利用双层拉张模式研究冲绳海槽拉张史思路  
 $t_{c,n}$  及  $a_n$  即给定拉张年代的拉张前原始地壳厚度及岩石圈厚度,  $T$  为拉张后地温场

## 3 双层拉张模式

Slater 等(1980)以及 Royden 和 Keen(1980)在 McKenzie 岩石圈单层拉张模式(McKenzie, 1978)的基础上认为,在大陆裂解时,输入到下地壳,包括岩石圈地幔部分的热量可能大于上地壳。因此他们把岩石圈分为地壳和地幔两部分,岩石圈的地壳部分属于脆性拉张,地幔部分则属于塑性拉张。两部分的拉张系数可能不相同。

双层拉张模式与 McKenzie 的模式相似,同样推导得到了双层拉张的初始沉降  $S_i$ , 温度场  $T(z,$

$t$ ), 热流场  $Q(t)$  和热沉降  $U(t)$  的公式。

双层拉张模式是在 McKenzie 模式的基础上延伸而来, 两者应用前提是一致的。现就它们在冲绳海槽的应用前提作一探讨。

(1) 模式假定岩石圈拉张是快速完成的, 因此我们在计算冲绳海槽某一拉张断陷-热沉降坳陷的旋回时, 拉张断陷阶段都已“快速”完成, 海槽正处于热沉降阶段, 尽管热沉降可能很小。我们计算是针对主要拉张期进行的, 在“主要拉张”迅速完成以后, 进入热沉降, 而此时如有新的“次要”拉张, 则不在我们考虑的范围之内。

(2) 岩石圈在拉伸前后均进行了均衡补偿。笔者认为“拉伸前”实质上是上一个旋回的热沉降阶段, “拉伸后”则为当前旋回的热沉降阶段。拉伸本身是一个破坏均衡的过程。笔者同样认为, 自始至终保持均衡补偿状态未必表明均衡补偿已经完毕。McKenzie 本人将该模式用于研究美国大盆地和爱琴海盆等地区。McKenzie (1978) 指出, 这两个盆地拉张作用非常新, 而且还在继续, 热引起的沉降在两个盆地都甚小。由此可以看出, 由于拉张新, 甚至在继续, 故均衡补偿始终应滞后于破坏均衡的作用, 冲绳海槽在某种程度上也处于这样一种状态。

(3) 根据以上思路, 如果把海槽盆地的沉积厚度(经过反压实改正)当作沉降(初始沉降+热沉降)深度计算时, 必须考虑到盆地是否为补偿性盆地。我们在考虑海槽盆地沉积厚度时, 取最大沉积厚度, 因为最大厚度情况下盆地的沉积补偿性最好, 最不“饥饿”, 例如考虑海槽南部沉积厚度为 1700m, 是一个非补偿边缘盆地(金翔龙, 1992)。

根据古水深和现代水深的差异, 我们可以试图

估算沉降深度和沉积厚度的差异, 即沉降深度=沉积厚度(经反压实校正)+(现代水深-古代水深)。据贝类化石推测, 冲绳海槽在上新世时水深约为 200~500m 或是 700~1000m, 它当时是一个亚浅海-半深海(金翔龙, 1992)。我们试取水深为 700m, 现代水深取 2000m, 则上新世到现代沉积的非补偿部分为  $2000\text{m} - 700\text{m} = 1300\text{m}$ , 我们可以认为上新世结束到现代的沉降深度应在沉积厚度经反压实改正后再加上 1300m。

我们未收到中新世晚期古水深的研究资料, 但据吐噶喇一井揭示的中新世下冲绳盆地统为大陆-浅海-半深海相碎屑沉积(刘光鼎, 1992), 沉积环境和上新世基本相同, 故认为这两个时代水深差异不大, 中新世晚期到上新世沉降阶段, 不必进行古水深改正。

## 4 用双层拉张模式计算冲绳海槽拉张史有关参数的选定

### 4.1 反压实改正

由于冲绳海槽内没有可提供岩石密度、孔隙度的深钻资料, 故参考东海深钻的结果(“许薇龄报告”)估算了海槽地层的孔隙度, 进行了粗略的反压实校正, 校正后,  $Q-N_2$  为 4015m, 如加上非补偿的部分, 则  $Q-N_2$  的沉降为 5315m, 其中  $N_2$  沉降 1890m,  $Q$  沉降 3425m。

### 4.2 有关参数的选定

因各方力量所限, 本课题计算仅限于海槽南部。我们利用“许薇龄报告”关于 D240 剖面的解释结果(图 3)。

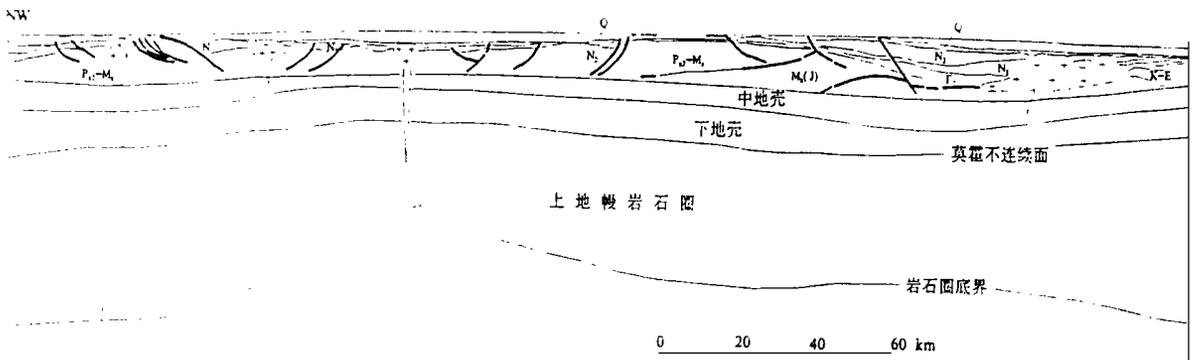


图 3 D240 解释剖面(剖面位置见图 7)

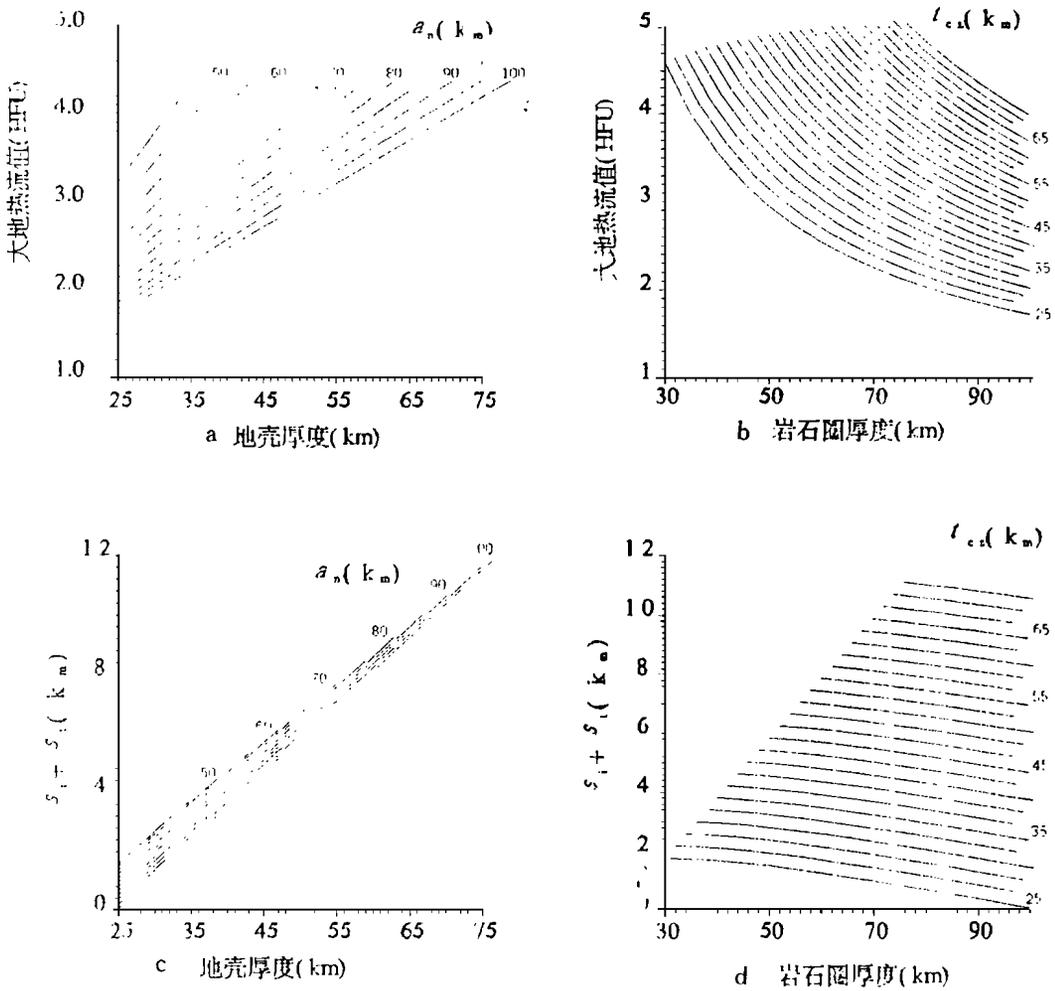


图 4 计算结果(2Ma 至今)

a.  $Q - l_{c1}$  关系曲线; b.  $Q - a_n$  关系曲线; c.  $S_i + S_t - l_{c1}$  关系曲线; d.  $S_i + S_t - a_n$  关系曲线;  
 $Q$ : 热流值;  $l_{c1}$ : 拉张前地壳厚度;  $a_n$ : 拉张前岩石圈厚度;  $S_i$ : 初始沉降;  $S_t$ : 热沉降; 下同

D240 穿越海槽南部中央, 显示的地壳和岩石圈厚度如下:

上地壳 6.5km, 中地壳 3.5km, 下地壳 7km, 总计 17km; 岩石圈上地幔 18.5km, 岩石圈厚度总计 35.5km。

地壳厚度小于海槽两侧的 21~21.5km, 岩石圈厚度小于两侧的 57~59km。上地壳内以 Mz 和 Pz 为盆地基底, 上伏 N<sub>2</sub> 和 Q。

综合有关资料, 并参照有关文献对参数选定如下(表 2)。

此外, 根据计算得到的前 2Ma 的岩石圈厚度, 对比东海陆架东部当今的情况(“许薇龄报告”), 估计前 2Ma 拉张前的热流值为 1.74HFU。

表 2 本文所用参数

符号	数值	定义
$\alpha$	$3.3 \times 10^{-5}/$	热膨胀系数
$k$	$8 \times 10^{-3} \text{cm}^2/\text{s}$	岩石圈热扩散率
$K$	$7.5 \times 10^{-3} \text{Cal}/\text{cm} \cdot \text{s} \cdot$	岩石圈热导率
$\rho_m$	$3.3 \text{g}/\text{cm}^3$	地幔密度
$\rho_c$	$2.8 \text{g}/\text{cm}^3$	地壳密度
$T_0$	5	地表温度
$T_m$	1350	软流圈顶面温度

### 5 模拟结果

对前 2Ma 和前 6Ma 时的拉张计算结果见表 3。

表3 前2Ma和前6Ma的拉张计算结果

参数	前2Ma	前6Ma
岩石圈厚度(km)	60.2	75
地壳厚度(km)	34.8	44.7
$\beta_L$	1.696	1.246
$\beta_c$	2.05	1.28
$S_i$ (km)	3.312	1.83
$Q_T$ (HFU)	3.34*	1.732***
$S_t$ (km)	0.108	0.096
$S_i + S_t$ (km)	3.42**	1.926****

(\* 拟合参数 3.34HFU, \*\* 拟合参数 3425m,

\*\*\* 拟合参数 1.74HFU, \*\*\*\* 拟合参数 1890m)

根据对前2Ma和前6Ma拉张计算的结果可以看出拉张后热流值和沉降( $S_i + S_t$ )同拉张前岩石圈

厚度和拉张前地壳厚度关系密切(图4~5)。

双层模式对应的地壳拉张和地幔拉张引起的 $Q$ 值和 $S_i + S_t$ 值的变化是一种复杂的关系。由于当今岩石圈厚度( $a$ )和地壳厚度( $t_c$ )作为已知量已经固定,故当 $t_{cn}$ 不变时, $a_n$ 越大, $Q$ 越小, $S_i + S_t$ (以 $S_i$ 为主)也越小,尽管较厚的 $a_n$ 需通过较大的岩石圈拉张系数 $\beta_L$ 才能使岩石圈减薄到当前的厚度。而当 $a_n$ 不变时,随着 $t_{cn}$ 的增加,也即地壳拉张系数 $\beta_c$ 的增大(因为 $t_c$ 是固定的), $Q$ 增加, $S_i + S_t$ ( $S_i$ 为主)增加。

图4、图5显示,以 $Q$ 及 $S_i + S_t$ 为拟合目标参数求取 $a_n$ 及 $t_{cn}$ 是可取的,不同热流值及沉降深度对应不同的“原始”(拉张前)厚度,其灵敏度也是较高的。

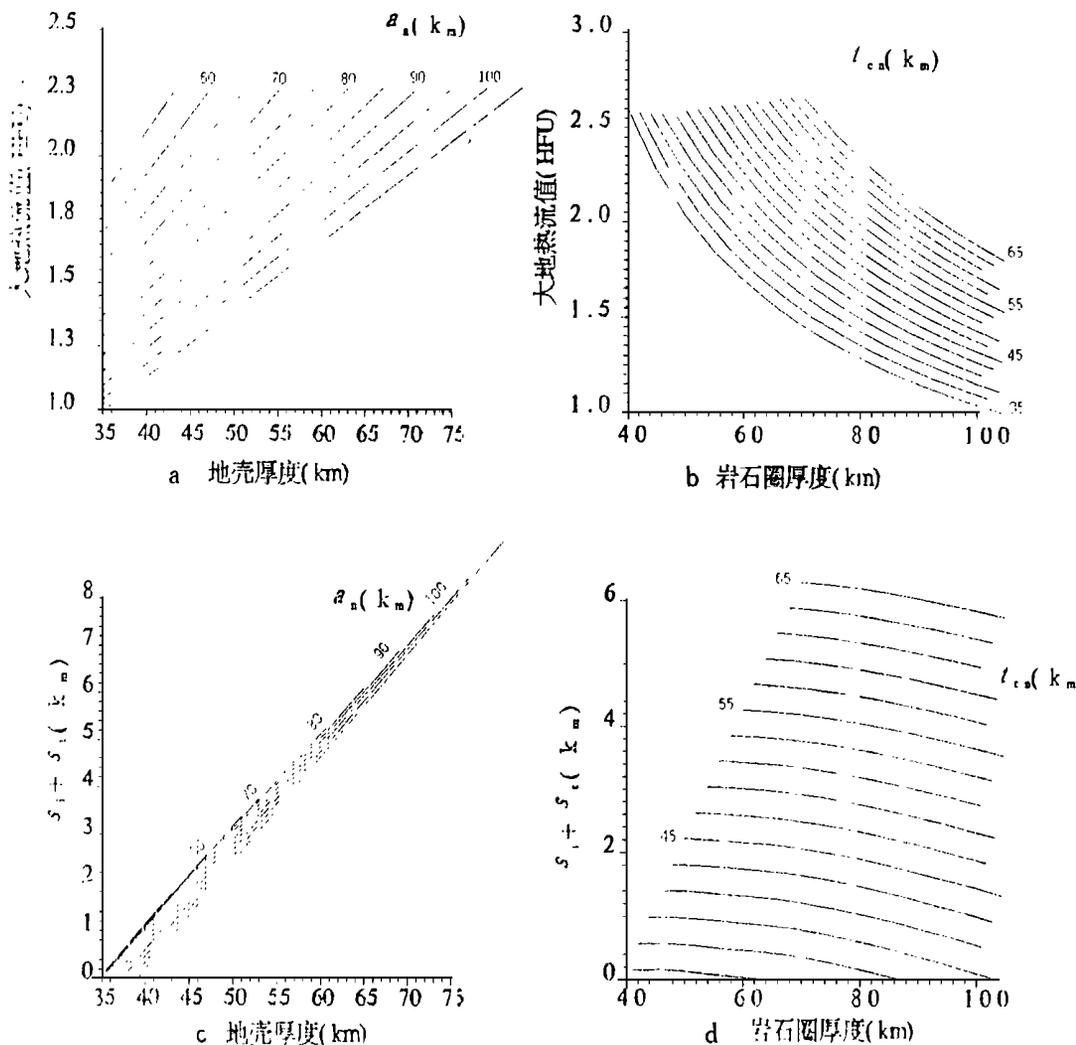


图5 计算结果(6Ma~2Ma)

a.  $Q-t_{cn}$ 关系曲线; b.  $Q-a_n$ 关系曲线; c.  $S_i + S_t-t_{cn}$ 关系曲线; d.  $S_i + S_t-a_n$ 关系曲线

### 6 冲绳海槽形成过程中的两次拉张

通过以上模拟计算,对冲绳海槽形成过程中的两次拉张进行了数字描述。

第一次拉张在前 6Ma, 岩石圈和地壳厚度分别从 75km 和 44.7km 变为 60.2km 和 34.8km。第二次拉张为前 2Ma, 经过拉张, 目前的岩石圈厚度和地壳厚度分别为 35.5km 和 17km。

如前所述, 冲绳海槽是在菲律宾海板块俯冲下在东海边缘形成的萌芽性弧后扩张开始出现, 而海槽盆地的形成是在前 6Ma 和前 2Ma 这两个阶段, 其拉张机制相同, 通过计算可以看出都是由于软流圈上涌造成岩石圈和地壳的减薄, 拉张后出现断陷(初始沉降), 随后的热沉降幅度由于时间短暂, 远远小于初始沉降。

从图 1 和图 7 也可以看到发生在 N<sub>2</sub> 前的拉张断裂以及在 Q 期间的拉张断裂。

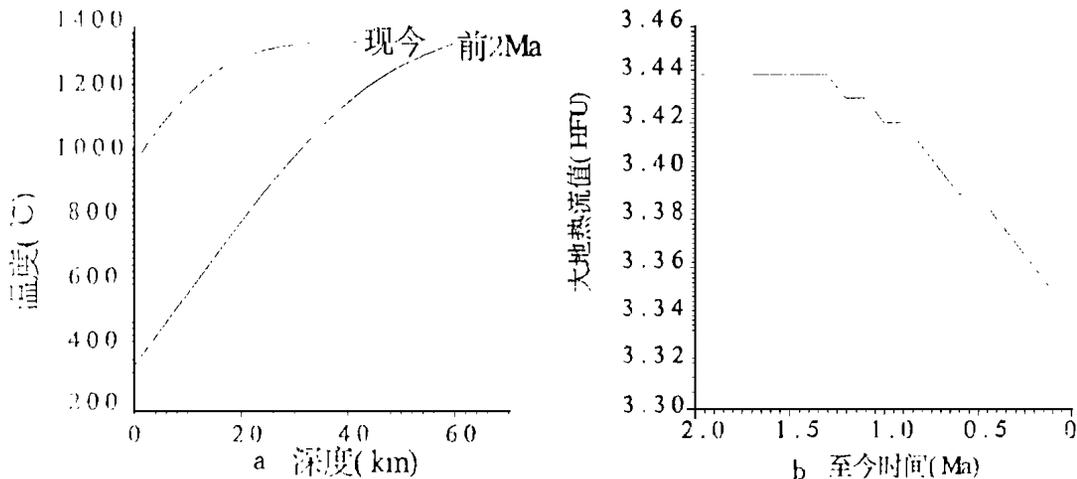


图 6 地温场计算结果

a. 温度-深度关系曲线(现今, 前 2Ma); b. 前 2Ma 以来热流值的变化

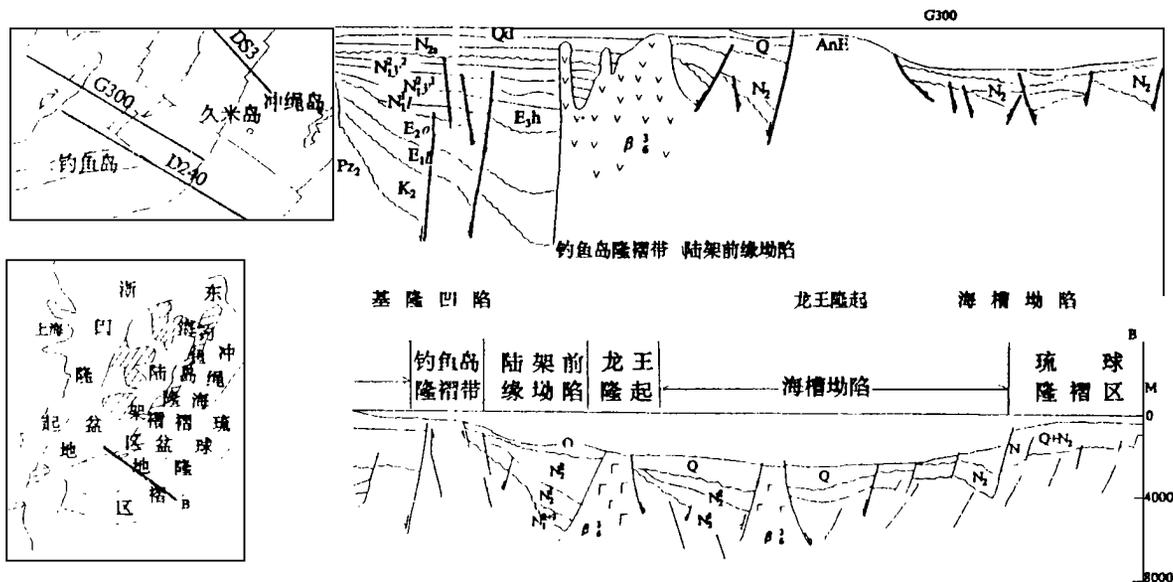


图 7 G300 解释剖面(《东海地质图集》, 地矿部海洋地质综合研究大队, 1986)

B. 解释剖面(据许薇龄等, 1988)

两期拉张在海槽南北段可能有所不同, 前 6Ma 的拉张在北段可能更为强烈, 而前 2Ma 的拉张在南段可能较强烈, 上新世沉积北厚南薄, 第四纪沉积的

北薄南厚也说明了这一点。

本课题研究思路最初是由张渝昌同志提出的, 在研究过程中张渝昌、许薇龄、王家林、吴健生等同

志给予了指导和帮助,在此一并致谢!

### 参 考 文 献

- 1 张渝昌等. 中国含油气盆地分析. 南京: 南京大学出版社, 1997
- 2 金翔龙. 东海海洋地质. 北京: 海洋出版社, 1992
- 3 金翔龙等. 冲绳海槽地壳结构性质的初步探讨. 海洋与湖沼, 1983, 14(2): 105 ~ 116
- 4 金翔龙等. 冲绳海槽反射地震的结构特征. 海洋与湖沼, 1985, 16(6): 481 ~ 487
- 5 喻普之, 李乃胜. 东海地壳热流. 北京: 海洋出版社, 1992
- 6 吉川雅英. 琉球弧和冲绳海槽发育史——尤其是冲绳海槽的形成年代. 海洋地质译丛, 1992, (4)
- 7 刘光鼎. 中国海区及邻域地质—地球物理系列图. 北京: 地质出版社, 1992
- 8 许薇龄等. 东海的构造运动及演化. 海洋地质与第四纪地质. 1988, 8(1), 9 ~ 21
- 9 McKenzie. D, Someremarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Sci. Letts.* 1978, 40, 25 ~ 32
- 10 Royden. L. and keen. C E. Rifting process and thermal evolution of the continental margins of eastern Canada determined from subsidence curves, *Earth and Planetary Sci. Letts.* 1980, 51. 139 ~ 162
- 11 Selater et al, The formation of the intra- Carpathian basins as determined from subsidence data, *Earth and Planetary Sci. Letts.* vol. 51, p. 139- 162, 1980

(收稿日期: 1997 年 11 月 27 日)

## STUDY ON THE EXTENSION HISTORY OF THE OKINAWA TROUGH BY A TWO-LAYER EXTENSION MODEL

Jiang Xingge Zhu Jianhui Jiang Hongkan

(*Research Institute of Experimental Geology, CN SPC, Wuxi, Jiangsu 214151*)

### Abstract

Based on the geologic and geophysical data of the Okinawa Trough, the reflection of two times of extension during the forming of the Okinawa Trough in the thickness of lithosphere, the thickness of Earth's crust, the heat flow value of Earth's surface, tectonic subsidence and thermal subsidence as well as geotemperature field is calculated by a two-layer extension model. Besides, the interrelation among parameters is discussed, and effect of each type of parameters on the calculated results is estimated. These results have provided important clues for understanding the extension history of the Okinawa Trough.