

第 30 届国际地质大会论文集



第 8 卷

# 盆地分析

## 全球沉积地质学

### 沉积学

刘宝珺 李思田 主编



地 质 出 版 社

第 30 届国际地质大会论文集

第 8 卷

**盆地分析**  
**全球沉积地质学 沉积学**

刘宝珺 李思田 主编

**地 质 出 版 社**

· 北 京 ·

## 内 容 简 介

本书为第30届国际地质大会论文集第8卷英文版的中文本,包括了“盆地分析、全球沉积地质学和沉积学”方面的30篇论文,代表了当今世界在该学科领域的最新水平。

本书以当代沉积学最新理论、全球构造活动论和全球沉积对比为指导,论述了盆地沉积史、物质来源、成矿作用以及盆地演化与构造活动之间的关系等基础理论问题。书中有多篇论文涉及到石油、天然气和煤等矿产资源,具有重要的实用价值。

本书既有较高的基础理论水平,又有丰富的实际素材;实验方法新颖,数据真实可信,对科研、教学和地质勘查人员有重要的参考价值。

## 图书在版编目(CIP)数据

盆地分析 全球沉积地质学 沉积学/刘宝珺,李思田主编. -北京:地质出版社,1999.4  
(第30届国际地质大会论文集;第8卷)  
ISBN 7-116-02772-6

I. 盆… II. ①刘… ②李… III. ①盆地-国际学术会议-文集②沉积学-国际学术会议-文集  
IV. P512.2-53

中国版本图书馆 CIP 数据核字(1999)第 08645 号

## 地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:周 健 周继荣

责任校对:田建茹

\*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092 1/16 印张:20.25 字数:481000

1999 年 4 月北京第一版·1999 年 4 月北京第一次印刷

印数:1—500 册 定价:48.00 元

ISBN 7-116-02772-6  
P·1993

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

第 30 届国际地质大会论文集英文版共 26 卷,已由荷兰国际科学出版社(VSP)于 1997 年全部出版。中文版由第 30 届国际地质大会组织委员会编辑,地质出版社出版。

## 第 30 届国际地质大会论文集卷目

- 第 1 卷: 地球的起源和历史
- 第 2 卷: 地学与人类生存、环境、自然灾害
- 第 3 卷: 全球变化
- 第 4 卷: 岩石圈构造和深部作用
- 第 5 卷: 现代岩石圈运动 地震地质
- 第 6 卷: 全球构造带 超大陆的形成与裂解
- 第 7 卷: 造山带 地质填图
- 第 8 卷: 盆地分析 全球沉积地质学 沉积学
- 第 9 卷: 21 世纪能源矿产和矿产资源 矿床地质 矿产经济学
- 第 10 卷: 地学新技术方法
- 第 11 卷: 地层学
- 第 12 卷: 古生物学 地史学
- 第 13 卷: 海洋地质学 古海洋学
- 第 14 卷: 构造地质学 地质力学
- 第 15 卷: 火成岩岩石学
- 第 16 卷: 矿物学
- 第 17 卷: 前寒武纪地质学和变质岩石学
- 第 18 卷: 化石燃料地质——石油、天然气和煤
- 第 19 卷: 地球化学
- 第 20 卷: 地球物理
- 第 21 卷: 第四纪地质
- 第 22 卷: 水文地质
- 第 23 卷: 工程地质
- 第 24 卷: 环境地质
- 第 25 卷: 数学地质和地质信息
- 第 26 卷: 比较行星学 地质教育 地质学史

# 前 言

本书为第30届国际地质大会论文集第8卷英文版的中文本,共有30篇论文。这些论文精选自第30届国际地质大会“盆地分析、全球沉积地质学和沉积学”的有关专题讨论会和学科讨论会的学术报告,代表了近年来国际地学界在上述三个学科领域的最新研究成果。文章涉及沉积学、沉积地质学、古地理和古气候、构造学、层序地层学、地球物理和地球化学等诸多方面,显示了以下两个鲜明特点:其一,几乎每篇论文都涉及其它一些地学分支学科,这表明,任何学科的发展和学术水平的提高都是多种学科相互渗透、相互交叉,互相促进的结果;其二,不少论文涉及石油、天然气、煤等矿产资源,这表明,沉积学、盆地分析等基础学科已进入了应用阶段,这是基础学科成熟的表现。

当前,地质学的发展进入了一个崭新的阶段——传统的束缚被不断地冲破,地质学家们正在用新的眼光来看待各种地质作用;新成果不断取得,新理论、新方法不断推出。我们相信,将来的研究将在多学科探讨、渗透和交叉的综合性研究的基础上,将全球沉积盆地分析、沉积地质学和沉积学的研究提高到一个新的水平。

本书由刘宝珺、李思田教授担任主编。在编辑出版过程中,秦锡虎、李文汉、肖永林、张立生同志翻译了外籍作者的论文,王承书、李文汉、秦锡虎同志校对了译文,秦锡虎同志完成了全书的编辑工作;地质矿产部成都地质矿产研究所和中国地质科学院有关部门对该书的出版给予了莫大的关心,在此一并致谢!

刘宝珺

1997年12月

## 目 录

### 华南边缘断限盆地间流体的迁移

..... Chi-Yuen Wang(王其允),王明君,孙澎涛,梁国平(1)

### 受构造控制的白垩纪庆尚盆地陆相层序的沉积学和大地构造研究 .....

..... Dae-Kyo Cheong(14)

### 松辽盆地层序地层特征与油气分布..... 高瑞祺,蔡希源,徐宏,任延广(23)

### 白垩纪大气环流强度——由中国白垩纪沙漠地质记录引出的初步结论 .....

..... 江新胜,付清平,李玉文(43)

### 中国中东部白垩纪沙漠时空分布规律及其气候意义 .....

..... 江新胜,李玉文,付清平(48)

### 可能的古气候标志——尼罗河和尼罗河三角洲沉积物中碎屑辉石和钛铁矿的

成分 .....

J. S. Schneiderman(54)

### 香港老第三纪沉积盆地 .....

黎叔伟(70)

### 南非纳塔尔南海岸 Isipingo 海滩的新生代风成沉积物及其成岩作用 .....

Kui-Wu Liu(82)

### 陆表海盆地含煤地层的层序地层学特征 .....

李增学,魏久传,李宇春,王明镇,张锡麒(98)

### 爱沙尼亚早古生代沉积盆地地球化学作用的比较分析 ...

L. Bityukova, A. Shogenova(107)

### 二连盆地乌里雅斯太断陷湖盆层序地层和盆地充填演化 .....

..... 林畅松,李思田,任建业,汪永详(116)

### 中国东部中、新生代裂陷盆地沉降史和拉伸过程模拟研究——以松辽、二连、

南海西部盆地为例 .....

林畅松,李思田,张启明,张燕梅(126)

### 用重磁电资料进行盆地模拟的方法探讨与应用.....

孟元林,肖丽华,张靖(143)

### 中国西南部四川盆地的演化和沉降史 .....

R. J. Korsch, 麦华召,孙肇才, J. D. Gorter(152)

### 加拿大阿尔伯达盆地烃的聚集与迁移以及地热动态、流体流动系统的演化.....

..... S. Bachu(164)

### 火山碎屑岩成因分类 .....

孙善平,李家振,白志达,魏海泉,朱勤文,汪洋(179)

### 与海平面上升有关的三角洲序列地层格架——滨线自后退观点的意义 .....

..... Tetsuji Muto(185)

### 美国墨西哥湾盆地格兰德河海湾的地下温度、流体压力和盐度.....

..... T. E. McKenna, J. M. Sharp, Jr. (196)

### 西藏特提斯喜马拉雅显生代的超层序 .....

王成善,李祥辉(207)

### 中国大陆的构造、热史与油气.....

魏大卫,殷秀兰(223)

### 南海西南部万安盆地形成机制和新生代构造演化.....

吴进民(230)

### 澳大利亚早古生代沃伯顿盆地碳酸盐陆棚盆地沉积体系 .....

..... Xiaowen Sun, W. J. Stuart(239)

### 东海地区深部构造的地球物理研究与盆地演化 .....

..... 许薇龄,焦荣昌,周德雨,乐俊英,黄兆熊(245)

|                                     |                                                                                            |
|-------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|
| 中国南大陆古地理与 Pangea 对比 .....           | 许效松,徐强,潘桂棠,刘巧红(255)                                                                        |
| 白俄罗斯晚冰期和全新世期间湖泊沉积作用的变化(据孢粉资料) ..... | ..... Yadviga Yelovicheva(277)                                                             |
| 四川盆地北缘早寒武世生物礁 .....                 | 叶俭,许安东,杨友运,刘仿韩,袁克兴(281)                                                                    |
| 沉积盆地形成的三维数字模拟 .....                 | ..... A. T. Ismail Zadeh, B. M. Naimark, A. I. Korotkii, A. P. Suetov, I. A. Tsepelev(288) |
| 老第三纪时期特提斯北缘前黑海地区盆地演化与油气远景 .....     | ..... B. M. Polukhtovich, O. V. Samarska, V. Yu. Tarkovsky(294)                            |
| 寒武纪时期西伯利亚克拉通的沉积史——碳酸盐台地与盆地的演化 ...   | S. S. Sukhov(300)                                                                          |
| 大陆边缘震积岩序列、震积不整合及其地质意义 .....         | 孙晓猛,杨遵仪,梁定益,聂泽同(310)                                                                       |

# 华南边缘断限盆地间流体的迁移

Chi-Yuen Wang(王其允)

(GeoSolv, 134 York Drive, Piedmont, California 94611, USA)

王 明 君

(中国地质大学, 北京 100083)

孙澎涛 梁国平

(中国科学院数学研究所, 北京 100080)

**摘 要** 中国南海西北缘的大陆架下面有两个大型的第三纪盆地, 即琼东南盆地和莺歌海盆地, 两者间被一大型横推构造——1号断层体系分隔。琼东南盆地的沉积型式以断裂到区域沉降的被动边缘盆地为特征, 而莺歌海盆地则是以无明显断裂构造的基底为特征的转换拉张盆地。YC13-1气田(中国最大的气田, 储量超过10亿 $\text{m}^3$ )位于1号断层的琼东南盆地一侧。气田的源岩分布、迁移途径和迁移时间备受关注。

为了论述这两个盆地在控制碳氢化合物迁移时间和途径中的有关作用, 笔者模拟了盆地体系热和水文地质的演化, 以及沿跨越两盆地并穿过YC13-1气田剖面的碳氢化合物的成熟度。根据构造控制的多道地震反射剖面、岩性和沉积物性质的钻井资料, 对沉积盆地中的孔隙压力、温度和碳氢化合物成熟度进行了与时间有关的综合模拟。模拟的温度和孔隙压力又经钻井中测量数据的验证, 结果显示, 在晚中新世以前, 莺歌海盆地和琼东南盆地是各自单独发展的。莺歌海盆地孔隙压力比琼东南盆地的大, 且碳氢化合物的成熟度更高。自晚中新世以后, 广海淤泥迅速在该地区沉积, 大大地改变了莺歌海盆地液体流动的类型。从晚中新世至第四纪, 广海淤泥的快速沉积作用形成了一个不透水盖层, 阻止了流体向上流动, 因而侧转向沿边界断层流动。从此, 1号边界断层就起着横贯盆地的流体迁移渠道的作用。

**关键词** 断限盆地 横贯盆地的流体迁移 华南边缘

## 1 引言

沉积盆地是多种地质作用相互作用造成错综复杂的热型式和地球化学型式, 并形成世界上最大的碳氢化合物和矿物沉积的复杂体系。然而, 人们对这些型式形成的过程和资源迁移、富集的过程却理解不同, 争论较大<sup>[1~4]</sup>。此外, 人们很少注意到作为一个体系的横贯盆地的迁移, 而这种迁移有时对盆地的演化来说恰恰是很重要的。

大型横贯盆地迁移的一个极好实例是两个第三纪盆地, 即位于中国南海西北角的琼东南盆地和莺歌海盆地(图1A)。莺歌海盆地是一个拉分盆地, 其西南侧与印支构造域毗连, 东

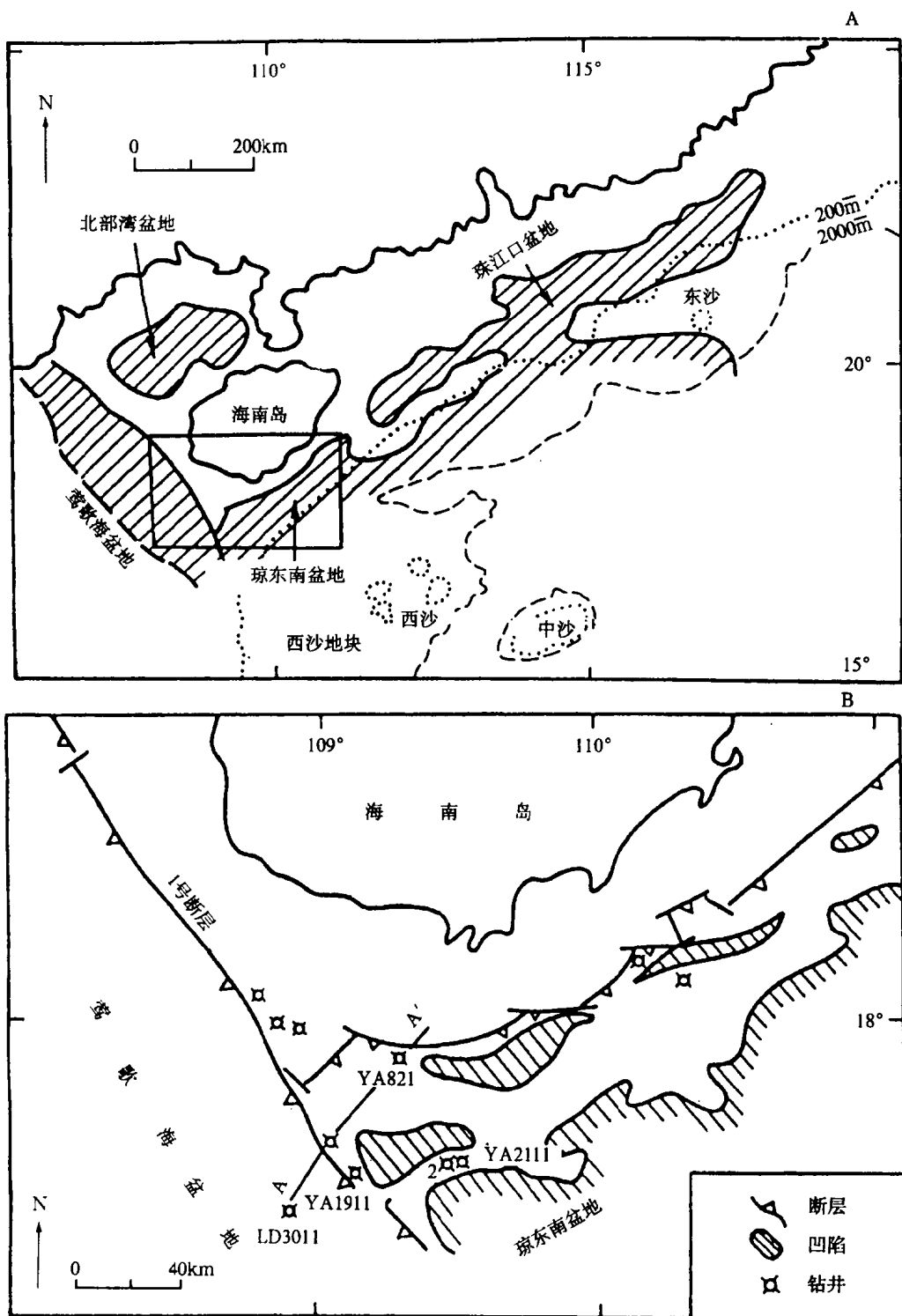


图 1

A—研究区位置图, 示华南边缘上的莺歌海盆地、琼东南盆地和珠江口盆地;

B—1号边界断层位置图, 示多道地震线(AA')和模拟验证采取资料的井(据 Fang 等, 1995 修改)

北侧以一个大的 1 号边界断层为界。琼东南盆地是一个在引张和沉降的华南边缘(SCM)基础上发展起来的裂陷盆地,位于 1 号边界断层的东北侧。中国最大的 YC13-1 气田位于琼东南盆地内,在 1 号边界断层的东北侧。气田中大量的热异常和地球化学异常显示了流体和热能大规模侧向迁移的迹象,但是还缺乏可以用于解释所推断的这种侧向迁移的机理、途径和时间的定量模拟。为了解释这两个盆地中的可能影响碳氢化合物运移的诸多因素及流体迁移的途径和时间,笔者利用准确性和稳定性已经验证的二维有限单元规则,对这些盆地中的构造、水文和热演化进行了耦合模拟,并将模拟的结果与实测的几口深井的温度、镜质组反射率( $R_o$ )和孔隙压力进行了对比,以便进行验证。

## 2 地质背景

中国南海北以广阔的大陆架(华南边缘)为界,南至婆罗洲岛,西至印支半岛,东至马尼拉海沟和巴拉望海槽。它是由华南大陆岩石圈裂离而形成的一个大型边缘盆地,大陆裂离的时间始于晚白垩世或早古新世<sup>[5~7]</sup>,并随着现在中国南海的海底扩张,于 32~15.5 Ma 结束<sup>[8~10]</sup>。Karig 认为中国南海是弧后扩张演化的结果<sup>[11]</sup>。Ben-Avraham 和 Uyeda 提出中国南海的打开是婆罗洲岛向南位移的结果<sup>[12]</sup>。Ludwig 等提出里德滩地块在结构上是属大陆,从前曾附着于中国大陆<sup>[9]</sup>。Hamilton 和 Holloway 提出,在中侏罗世至中白垩世期间,沿华南边缘存在一条安第斯型火山弧,晚白垩世之后变为被动边缘<sup>[13,14]</sup>。Tapponnier 等认为中国南海的打开是由于印度板块和亚洲板块相互碰撞,印支(板块)沿红河断裂相对于华南的挤压的结果<sup>[15]</sup>。这种观点看来已得到最近陆上野外工作的证实<sup>[16]</sup>。

研究区,即琼东南和莺歌海盆地,位于中国南海的西北角(图 1A),跨越两个主要构造域(特提斯-喜马拉雅和西太平洋)的结合处,被一大的横推断层——1 号边界断层所分隔(图 1B)。普遍认为后者是红河断层体系向南的海洋延伸<sup>[15,16]</sup>。两个盆地的构造发展显示出明显的区别:琼东南盆地是在引张和沉降的华南边缘基础上发育起来的裂陷盆地。在琼东南盆地中,华南边缘上的断裂作用是穿时的,并于 22~23 Ma 停止<sup>[17]</sup>,形成了充填楔状同裂陷的始新世至渐新世沉积物的大型半地堑盆地。自中新世之后,这些盆地多半被裂陷后的新第三纪沉积物所覆盖。该模式大体上与 McKenzie<sup>[18]</sup>的被动裂陷作用模式一致。另一方面,莺歌海盆地是一个在印支边缘与 1 号边界断层之间发展起来的拉分盆地。该盆地充填有厚层状的新第三纪沉积物,它们呈南西向覆盖基底。盆地的基底没有明显的裂陷构造<sup>[19]</sup>。

Chen 等和 Zhang、Ko 根据岩心、地震反射剖面、化石、微体化石和花粉记录,对两个盆地中的每一地层单元的一般岩性、沉积环境和地质时代均作了描述<sup>[19,20]</sup>。Zhang 和 Ko<sup>[38]</sup>还将琼东南盆地和莺歌海盆地中的地层单元进行了对比<sup>[20]</sup>。这些文献资料构成了再造研究区构造演化的基础。

## 3 模式

本文的模式是根据穿越这两个盆地的地震剖面(图 1B,剖面 AA')建立起来的。这一特殊地震剖面的选择是根据现有的能用于证实该模式的钻井数据确定的。

模拟作用利用了 3 种资料,包括①有关这两个盆地构造控制的地震剖面;②确定岩石类

型和形成年代的钻井资料;③温度和孔隙压力的测井资料。在综合的、二维的、与时间有关的模拟中,对沉积作用、压实作用、断层生长、热流和液流,以及碳氢化合物的成熟度进行了耦合。

### 3.1 构造的恢复

本文应用包括沉积物脱压实作用的一个二维回剥法,找出在整个盆地历史期间,作为时间函数的每个地层单元的性质和沉积速率(图2)。断层的变形是根据卸载期间沿断层没有产生真空空间的假设来计算的,图上没有显示盆地形成期间岩石圈变薄。由于缺乏研究区地壳和上地幔构造的详细资料,我们采用艾里(Airy)地壳均衡模式来估计岩石圈变薄,推导出在盆地形成期间莫霍面变浅、岩石圈变薄和软流圈抬升。认为从高的表面热流推导有主要断层和高温存在时,艾里的模式假设似乎是合理的。一个相关的问题是裂陷作用之前初始的岩石圈厚度。既然华南边缘裂陷作用是在整个华南地区的火山作用、抬升和剥蚀过程中发生的<sup>[21]</sup>,围绕华南边缘形成了白垩纪—古新世“裂陷引起”的区域不整合<sup>[14]</sup>,那末在华南边缘开始拉伸时该地区的地壳就可能较薄。由于缺乏岩石圈厚度的直接证据,我们通过将推算的厚度由温度和镜质组反射率图与深井测量图进行对比来确定其厚度,以此将初始厚度定为60 km。

### 3.2 沉积物性质

沿模式剖面岩性分布是以根据该地区内大约10口井的岩心资料的多道反射剖面图的地震地层解释为基础的。研究区含有4个主要的地层单元。对岩心的直接研究,揭示出上部为厚层层序,即从上中新统的莺歌海组和黄流组至上新统一第四系的各段( $T_3-T_4$ ),为广海淤泥沉积物,偶尔夹有几米厚的薄层粉砂岩和砂岩。中中新统梅山群( $T_5-T_6$ )的特点是钙质含量高,上部为钙质粉砂岩和钙质砂岩,下部为粉砂岩、粘土质粉砂岩和粘土岩夹薄层细砂岩。下中新统三亚群( $T_6-T_7$ )为粉砂岩、细粒砂岩和砂岩夹粘土岩。在莺歌海盆地中没有一口井钻进下第三系。因此,关于老第三系沉积类型的资料全都来自琼东南盆地。上渐新统陵水群( $T_7-T_8$ )为泥岩、粘土质粉砂岩、细粒砂岩、砂质粘土岩、砂岩和砂质砾石层夹煤层。下渐新统崖城群( $T_{10}-T_7$ )以煤层、砂质砾石层、砂岩、粘土岩和砂质粘土岩夹煤层为特征。剖面的底部常常是红褐色的砂质砾岩层。

粘土和页岩的渗透性取决于粘土矿物和粘土颗粒的大小及形状。小的薄膜状颗粒造成了小而高度弯曲的孔隙,而大的厚板状颗粒则造成弯曲度较小的大孔隙。而且压实页岩的渗透性显示明显的各向异性,其“垂直”方向(穿层)的渗透性比“水平”方向(沿层)的渗透性要小1~2个数量级。浊积岩和粉砂岩具有清楚的均一性质,其渗透性在 $10^{-17} \sim 10^{-6} \text{ m}^2$ 之间<sup>[15]</sup>。疏松的砂岩的孔隙度可与粉砂岩对比,其渗透率为 $10^{-16} \text{ m}^2$ 和 $10^{-14} \text{ m}^2$ 。另一方面,胶结的砂岩则孔隙度小( $<0.10$ ),渗透性低( $10^{-19} \sim 10^{-18} \text{ m}^2$ )。

琼东南盆地和莺歌海盆地的岩心资料表明,粘土层单元总是含有一些砂质岩层,体积约为20%;而砂质层单元也常常含有一些粘土质岩层,体积也约为20%。砂质层与粘土层交互层的渗透率具宏观各向异性:水平方向(沿层)的渗透性受砂质单元控制,垂直方向(穿层)的渗透性受粘土层控制。渗透率的这种各向异性可根据每一沉积单元中的端员组分的相对比例来估算。琼东南盆地和莺歌海盆地中的砂质层单元和粘土质单元的渗透率值推导于下:

$$\text{砂质单元: } K_h = 4 \times 10^{-17} \text{ m}^2, K_v = 4 \times 10^{-19} \text{ m}^2$$

$$\text{泥质单元: } K_h = 1.6 \times 10^{-17} \text{ m}^2, K_v = 1.6 \times 10^{-19} \text{ m}^2$$

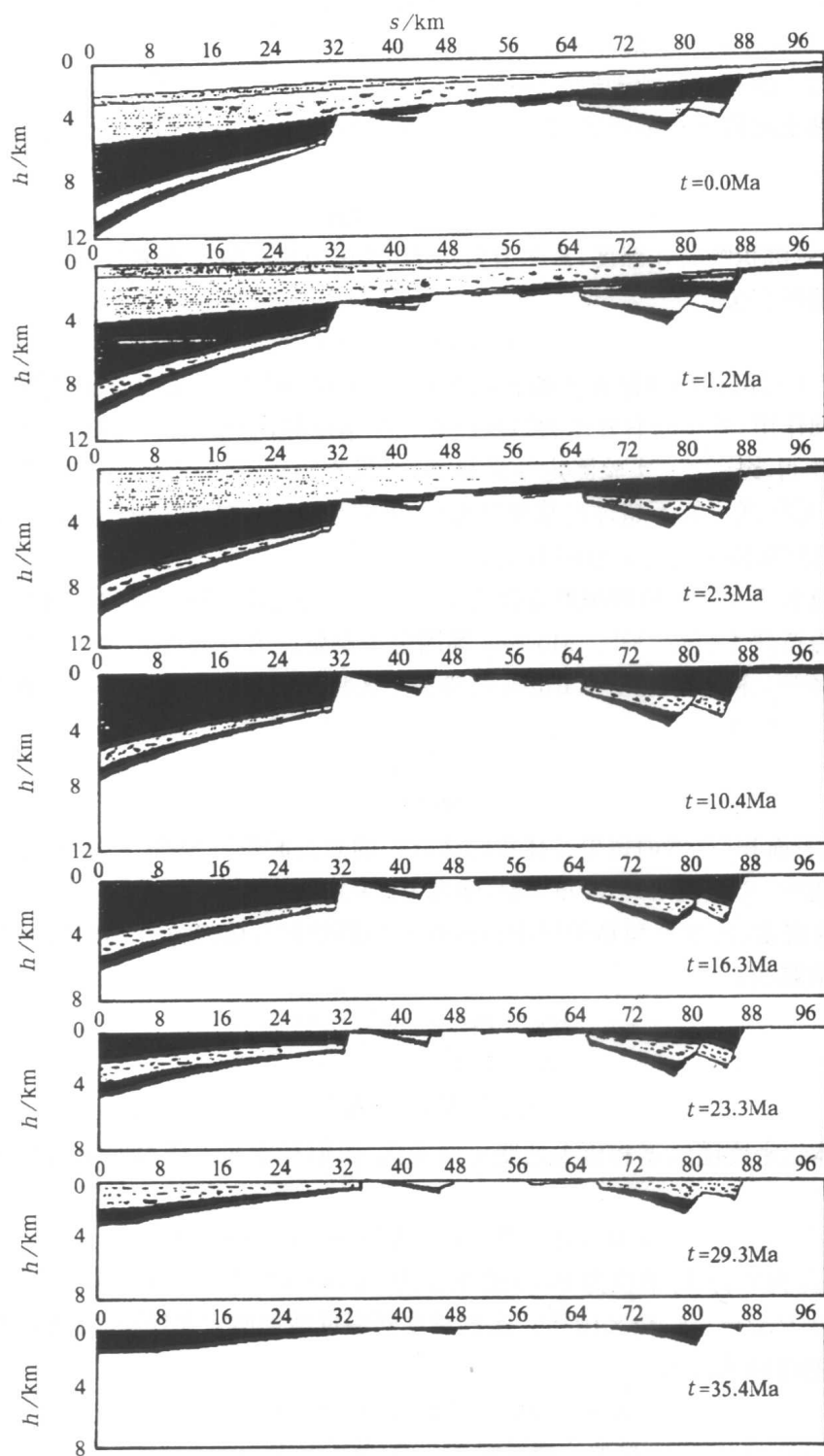


图2 莺歌海-琼东南盆地体系 AA' 剖面的构造演化和沉积演化  
剖面位置见图 1B。资料由作为时间函数的回剥法获得, 地理参考资料: 1 号边界断层距左侧边界水平距离  
约 32 km, YA13-1-1 井约 35 km, YA8-2-1 井约 90 km

从上述的一般式子得出了诸如琼东南和莺歌海这类沉积盆地总体渗透性的宏观各向异性,水平渗透率比垂直方向的渗透率要大两个数量级。另一方面,砂质单元和粘土质单元之间在渗透率方面的差异比纯砂岩和纯粘土岩之间的渗透性大大地减小。

未固结粘土层的孔隙率可以高达 0.6~0.8<sup>[23,24]</sup>,深部孔隙率估算是以艾里的经验关系式为基础的:

$$n = n_0 \exp(-bp_e)$$

式中: $n_0$  指地表沉积物的孔隙度, $p_e$  为有效压力(总压力和孔隙压力之差), $b$  为压缩系数,与沉积物的压缩率有关<sup>[25]</sup>:

$$B_b \approx nb/(1-n)$$

$b$  值决定于与沉积物埋深有关的孔隙率变化的经验值<sup>[26,27]</sup>。由于剩余孔隙压力的产生或者由于剥蚀作用,减小的有效压力可以造成孔隙率增加,但相应的  $b$  值可以比存在于压实作用中的值小得多<sup>[25,28]</sup>。实验测定结果显示,对没有胶结的沉积物来说,在膨胀(或回弹)时,孔隙的恢复程度可能不超过自然固结时的 10%<sup>[24,29,30]</sup>。在本文中我们假设沉积物膨胀时的  $b$  值是沉积物固结时的  $b$  值的 10%。

关于渗透率的大小如何随深度变化的信息很少。为测定沉积物渗透率进行的工程实验一般在低应力条件下进行<sup>[23,31]</sup>。Morrow 等测定了有效压力(200 MPa 以上)较高条件下粘土岩的渗透率<sup>[32]</sup>。利用 Koseny-Carmen 经验关系式将深部岩层的渗透率和孔隙率联系在一起:

$$K = \frac{n^3}{5S_0^2(1-n)^2}$$

式中: $S_0$  为比表面积(流体内每单位体积固体颗粒的总表面积)。根据 de Marsily<sup>[33]</sup>制作的表格,得出粘土岩的  $S_0$  值为  $3 \times 10^9 \text{ m}^2/\text{m}^3$ ,砂岩为  $5 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{m}^3$ 。

沉积物的密度、比热容和热传导率是根据矿物颗粒和孔隙流体分别利用下列依次给出方程式<sup>[34]</sup>来估算的:

$$\rho_b = \rho_w n + \rho_s(1-n)$$

$$c_b = c_w n + c_s(1-n)$$

$$K_b = K_s(K_w/K_s)^n$$

孔隙流体的密度随温度和压力的变化而变化,我们在本文中采用的经验水的比容方程式是:

$$v = 0.001 + T^2(a + bp^2) + p(c + dT^3)$$

式中: $T$  的单位为  $^{\circ}\text{C}$ ;  $p$  的单位为 Pa,  $v$  的单位为  $\text{m}^3/\text{kg}$ ;  $a = 3.85 \times 10^{-9}$ ,  $b = 3.45 \times 10^{-26}$ ,  $c = -4.32 \times 10^{-13}$ ;  $d = -5.42 \times 10^{-20}$ 。水的粘度随温度增加而大大地减小,为此我们采用了 Mercer 等<sup>[35]</sup>的经验关系式:

$$\mu = (5380 + 3800A - 260A^3)^{-1}$$

式中: $A = (T - 150)/100$ ,  $T$  单位为摄氏温度,  $\mu$  的单位为  $\text{Pa} \cdot \text{s}$ 。

### 3.3 基本方程式

根据 Darcy 定律,沉积盆地中流体的流速是由压力梯度驱动的。其公式为  $q = -(K/\mu) \nabla p_{ex}$ , 式中  $q$  为每单位面积体积流速,  $p_{ex}$  是剩余孔隙压力(即孔隙压力和静水压力之差),  $K$  为沉积物的渗透率,  $\mu$  为孔隙流体的粘度。控制孔隙压力和温度的基本微分方程式

分别为:

$$(\beta_b + n\beta_w) \frac{d\bar{p}}{dt} = -\nabla \cdot q + \beta_b \frac{d\bar{p}_t}{dt} + n\alpha_w \frac{dT}{dt} + H \text{ 和}$$

$$c_b \rho_b \frac{dT}{dt} = -c_w \rho_w q \cdot \nabla T + \nabla \cdot (k_b \cdot \nabla T) Q$$

式中:  $d(\quad)/dt$  为参照固定矩阵坐标系统  $(\quad)$  的时间导数,  $n$  为孔隙度,  $\bar{p}_t$  为剩余总压力(总压和静水压之差),  $\beta$  为压缩率,  $\alpha$  为热膨胀率,  $k$  为热传导率,  $c$  为比热容,  $\rho$  为密度, 下标  $b$  和  $w$  分别代表总沉积物和水,  $H$  代表脱水(或水合作用)过程中每单位体积的水源(或水合作用),  $Q$  为单位体积放射性元素产生热量的速度。

上述的微分方式是非线性的和耦合的, 因为方程中的物理参数(孔隙度、压缩率、流体粘度、热传导率)本身都取决于计算的孔隙压力和温度, 流体的流动可以通过热的对流影响温度。

### 3.4 边界和初始条件

在水文和热模拟中, 模拟的范围是不同的, 其明显的理由是: 重要的孔隙流限于沉积地层中, 因此模拟的范围是在基底和沉积地层上表面之间。相反, 断裂作用和热演化与岩石圈密切相关, 因此, 模拟的范围必须包括沉积盆地和岩石圈。为了减少由于未知条件造成的任何可能的误差的影响, 东北侧边界远离模拟区, 而把西南侧边界放在莺歌海盆地的中心, 这里的孔隙压力和温度均为最大值。因此, 对于水文边界条件, 我们假定在沉积物的上表面剩余孔隙压为零, 基底和两侧边界的液体流动为零。对于热的边界条件, 我们假定沉积物上表面的平均温度为  $13^\circ\text{C}$ , 岩石圈底部的温度为  $135^\circ\text{C}$ , 两侧边界侧向热流为零。必须注意到, 基底的上面和岩石圈的底部在盆地的整个演化过程中可能改变其空间位置。

由于假设重要的孔隙流体仅存在于计算开始时缺乏的沉积物中, 初始条件仅需用于对热量的计算。由于缺乏更好的信息, 我们假定岩石圈中初始温度为双直线, 地壳平均梯度约  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ , 上地幔平均梯度约  $15^\circ\text{C}/\text{km}$ , 未断裂的岩石圈底部的温度为  $1350^\circ\text{C}$ 。

## 4 结果和讨论

图 3~图 5 的结果显示, 穿过 1 号边界断层的两个盆地的演化截然不同, 其热活动史和水文地质史也完全不同。两盆地计算的温度值作为时间的函数示于图 3。如预料的那样, 在莺歌海盆地中除向东缓倾斜外, 远离盆地的轴(也就是模式的左侧), 等温线大多是近水平的。由于该盆地的地层单元一般向西朝盆地中心倾斜, 它们与等温线成角度相交。因此, 在一定的时间内, 特定的地层层位可以出现不同的温度, 这就导致在任一时间范围内, 地层单元在侧向上成熟度不同(图 4), 但大体上可作下列陈述: 莺歌海盆地牙城组在中中新世进入“气窗”, 而梅山组则在上新世—更新世进入气窗。另一方面, 整个盆地演化历史过程中, 琼东南盆地的温度比莺歌海盆地的温度要低得多, 牙城组至今还没有进入气窗。

孔隙压力的演变比温度的演变更复杂(图 5)。在莺歌海盆地中, 特别是靠近盆地中心, 由于快速沉降和沉积作用, 孔隙压力的升高出现较早, 剩余孔隙压力造成近垂直方向上孔隙流体的排出。从上中新世以来, 广海淤泥的快速沉积覆盖该区, 中断了简单的流动型式。这种覆盖增加了下伏沉积物的孔隙压力, 同时在块状泥岩内部形成新的孔隙压力系统, 形成一

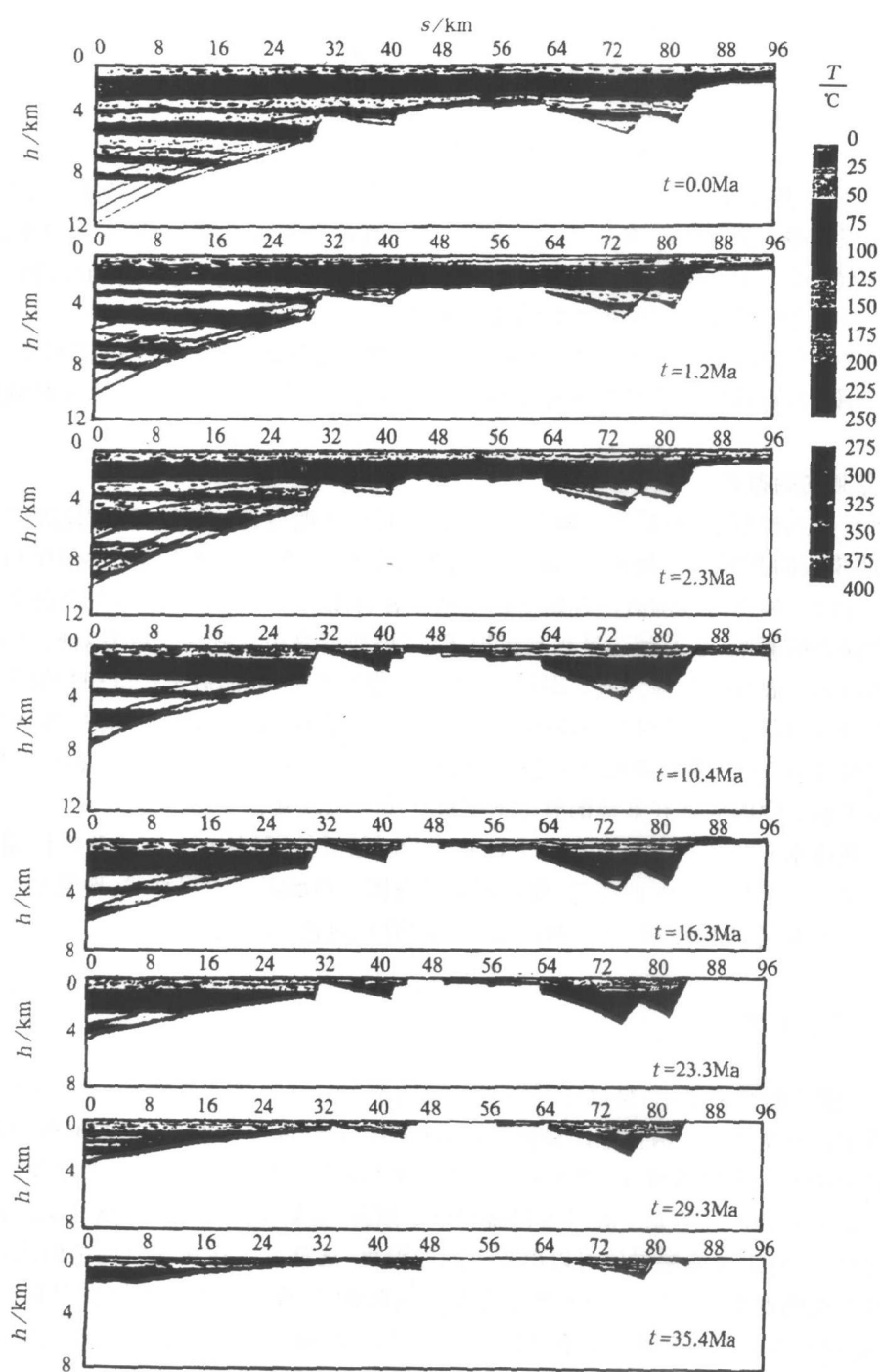


图3 莺歌海-琼东西盆地体系 AA' 剖面不同地质时期的模拟温度值  
剖面位置见图1B。地层组的界线用细黑线表示,这与在图2中表示的盆地每一发展阶段的地层组相符。注  
意在莺歌海盆地中,沉积地层组与等温线的交角随深度增加而增大

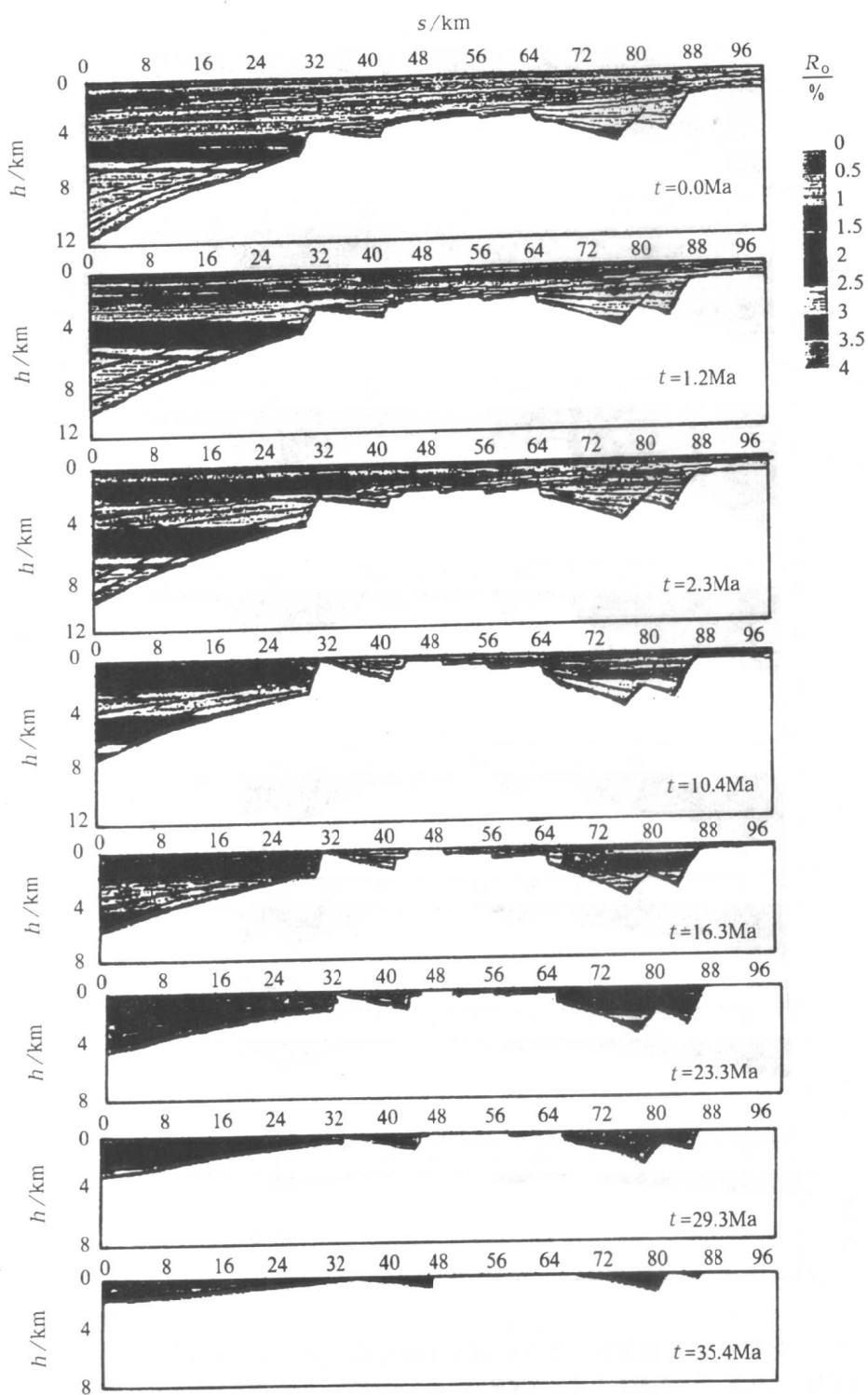


图4 莺歌海-琼东南盆地体系 AA' 剖面不同地质时期的模拟镜质组反射率( $R_o$ )  
 剖面位置见图 1B。地层组界线用细黑线表示,这与在图 2 中表示的盆地每一发展阶段的地层组相符。在  
 莺歌海盆地中,沉积地层组与等  $R_o$  线的交角随深度增加而增大

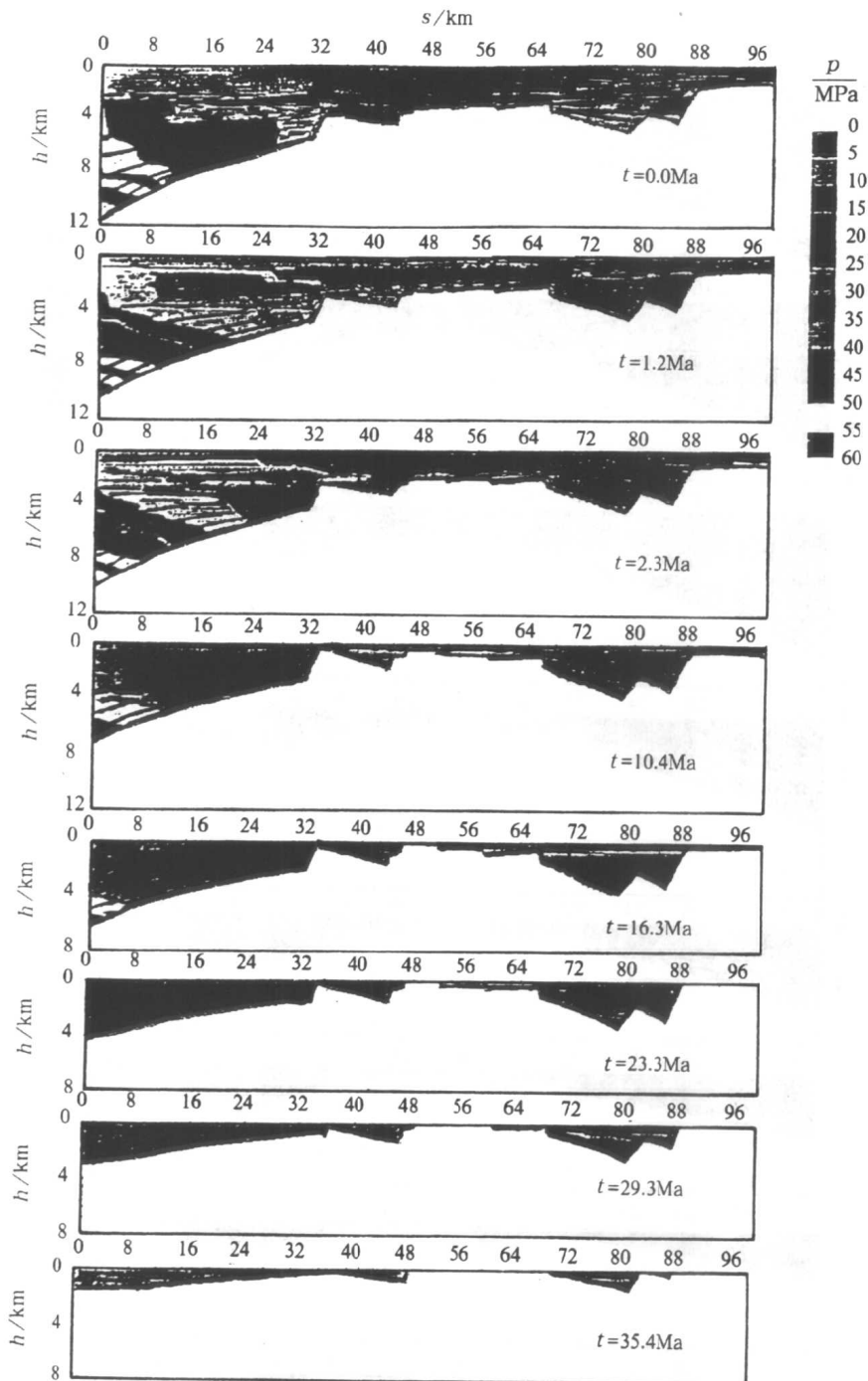


图5 莺歌海-琼东南盆地体系 AA' 剖面不同地质时期的模拟剩余孔隙压力图  
剖面位置见图 1B。注意：剩余孔隙压力首先在莺歌海盆地的最深陷处发展，随着时间的变化向孔隙压力较低，甚至向上至目前的边界断层演化。在晚中新世以前，等剩余孔隙压力等值线是近水平的，表明为近垂直流动。自晚中新世以来，南海淤积快速沉积，在莺歌海盆地和琼东南盆地的 Yanan 凹陷形成了新的孔隙压力体系，莺歌海盆地流体向上的流动被阻，转向朝边界断层侧流动。如图所示，全新世孔隙压力等值线转向近垂直方向