

南海地质研究

GEOLOGICAL RESEARCH OF
SOUTH CHINA SEA

(十四)

国土资源部广州海洋地质调查局 编

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 简 介

《南海地质研究》(十四)收集了南海北部陆坡 5 万年来沉积磷的积累与环境变化的关系,琼东南海域末次冰期以来硅铝分布特征及意义,南黄海海域晚古生代—新生代沉积演化特征,南海北部陆坡海底异常地貌特征可能与天然气水合物的关系,南沙中部海域南薇西盆地、南薇东盆地构造演化差异性分析,南沙海域西南海区表层沉积物地球化学特征,南沙中部海域地震速度分析与应用,南沙中部海域北康盆地重、磁异常解释,南海北部海底微地貌特征与近代变化,麦哲伦海山链富钴结壳成矿区域地质背景,高精度差分 GPS 技术在海洋资源调查中的应用,香港外海海底光缆路由工程地质特征等 12 篇文章。反映了近期南海地区地质研究的一批新成果,这些成果的出版,对南海地区地质研究会很大的促进作用。

本书可供从事海洋地质、油气地质等专业的生产、科研人员及高校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

南海地质研究. 第 14 期/国土资源部广州海洋地质调查局编.-北京:地质出版社,2003.1
ISBN 7-116-03742-X

I. 南… II. 国… III. 海洋地质学—丛刊 IV. P736-55

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2002)第 104323 号

NANHAI DIZHI YANJIU 14

责任编辑:曾繁彩 王大军 蔡秋蓉 梁世容

责任校对:王素荣

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010)82310759

印 刷:北京印刷学院实习工厂

开 本:787mm×1092mm $\frac{1}{16}$

印 张:6.75

字 数:200 千字

印 数:1—800 册

版 次:2003 年 1 月北京第一版·第一次印刷

定 价:25.00 元

ISBN 7-116-03742-X P·2336

(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)

目 录

南海北部陆坡 5 万年来沉积磷的积累与环境

变化的关系	吴能友 翁焕新 张兴茂	(1)
琼东南海域末次冰期以来硅铝分布特征及意义	李学杰	(8)
南黄海海域晚古生代—新生代沉积		
演化特征	王嘹亮 易 海 姚永坚 冯志强 金华锋 陈 强	(15)
南海北部陆坡海底异常地貌特征与		
天然气水合物的关系	沙志彬 杨木壮 梁 劲 郭依群 梁金强	(29)
南沙中部海域南薇西盆地、南薇东盆地构造演化差异性分析.....	高红芳	(35)
南沙海域西南海区表层沉积物地球化学特征	黄雪华 陈 芳 刘 坚	(45)
南沙中部海域地震速度分析与应用	王衍棠 姚永坚 金华锋	(56)
南沙中部海域北康盆地重、磁异常解释.....	林 珍	(69)
南海北部海底微地貌特征与近代变化	蔡秋蓉	(77)
麦哲伦海山链富钴结壳成矿区域地质背景	梁德华 朱本铎	(84)
高精度差分 GPS 技术在海洋资源调查中的应用	杨世学 刘宇明	(91)
香港外海海底光缆路由工程地质特征	马胜中 张锦炜	(97)

南海北部陆坡 5 万年来沉积磷的 积累与环境变化的关系

吴能友¹ 翁焕新² 张兴茂²

(1. 广州海洋地质调查局 广州 510760; 2. 浙江大学地球科学系 杭州 310027)

摘 要 南海北部陆坡 SZ2 大型重力活塞柱状沉积物岩心提供了 5 万年以来的沉积记录。该柱状样沉积磷含量百年尺度的研究结果显示,5000aB.P 以前,沉积磷含量随深度呈现平缓的变化趋势,表明在自然环境条件下,陆源磷向海洋的输送量基本是恒定的,不同深度沉积磷含量的波动与地质时期发生的气候事件相对应,反映沉积磷的积累对气候、环境变化影响的记录是敏感的。5000aB.P 以来,沉积磷含量呈现陡然的升高趋势,这是由于自然过程和人为因素双重作用的结果。

关键词 南海北部陆坡 沉积磷 环境变化

1 前 言

近十几年来,通过对冰心、黄土、海底沉积、湖积物、树木年轮、洞穴碳酸盐,以及生物遗迹等的研究(Hafildson et al., 1995; GRIR Members, 1993; 丁仲礼等, 1996; 剪知缙等, 1996; 王苏民等, 1996; Fex et al., 1994; 刘东生等, 1997; Froval et al., 1995),地质时期和人类发展时期的气候、环境变化纪录不断地被揭示。在进一步讨论气候、环境变化的原因和机制时,人们愈来愈认识到营养元素——磷的生物地球化学过程对全球变化起着不可忽视的作用,因为它直接或间接地与大气圈中的 O_2 、 CO_2 的含量相关联。Mcelroy(1983)和 Holland(1994)认为,对大气圈 O_2 和 CO_2 起主要控制作用的海洋碳循环,强烈地制约着营养元素——磷,这是因为在海洋生产中磷是一个重要的限制因素;Broecker 和 Stewart 也指出, CO_2 的变化在一定程度上是受磷的变化所制约,它与海洋沉积物中的磷在短期(10^4 a)内的交换有关(马隆等, 1990)。

海洋中的磷主要来源于陆地地表径流中以溶液、悬浮物、无机和有机物等组分中的磷。进入海洋的绝大部分陆源磷,可以通过生物的、化学的和物理的过程沉积在大陆边缘(翁焕新, 1999)。由于磷在整个沉积过程中,无论以何种方式沉淀都受到环境系统背景的影响,因此,海洋沉积物中生物遗骸的碳、氧同位素所记录的古气候和古环境变化信息,在沉积磷中也会有相应的记录,Levin et al.(1994)在研究赤道太平洋深海沉积物中磷含量的垂向变化

第一作者简介:吴能友,男,1965 年生,博士,现任广州海洋地质调查局副总工程师、教授级高工,主要从事海洋构造地质、第四纪地质与环境调查研究。

本研究得到国家自然科学基金资助(批准号:49973032)。

时发现,在万年时间尺度上,沉积磷的积累速率表现出与氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 变化有一定的对应关系,即在间冰期积累速率增加,而在冰期减少。

为了高分辨率地揭示海洋沉积磷的积累历史及其与气候、环境变化之间的关系,我们研究了南海北部陆坡 5 万年以来沉积物中磷的含量随深度的变化,进而在百年尺度上讨论气候和环境变化对沉积磷积累的影响,这对认识磷的环境与生物地球化学行为,以及在揭示过去全球变化的地球化学指标和多指标互证方面,具有重要的理论意义和科学价值。

2 样品与分析

本次研究的大型重力活塞柱状沉积物岩心 SZ2 采自南海北部陆坡,水深 2903 m 处。地理位置为 $20^{\circ}29'43.8''\text{N}$, $119^{\circ}07'04.3''\text{E}$ 。柱状沉积物岩心长 8.26 m, 提供了大约 5 万年以来的沉积记录。沉积物岩心色调一致,除了在 7.54~7.75 m 之间为黄色粘土质粉砂外,其余均为灰色粉砂质粘土。

以 3 cm 为间隔分割沉积柱样,共采得分辨率为百年时间尺度的分析样品共 275 个。沉积物分析样品在 40°C 的恒温箱中烘干,研细。取 1 g 样品放入烧杯中,加入 10 mL 70% 的 HClO_4 , 在 120°C 下消化,直至溶液退色,浓烈的 HClO_4 气烟出现,二氧化硅变成白色为止。冷却后,用去离子水定容至 250 mL, 然后用分光光度法测定总磷,最低检出限为 0.01 m。用重复样品和标准样品 CRMMESS-1 检验分析误差小于 5%。

由中科院广州地球化学研究所在沉积柱样 143~160 cm 处,测得的 ^{14}C 年龄为 $(7500 \pm 150)\text{a}$ 。在 798~801 cm 处,测得的热释光年龄为 $(51100 \pm 4000)\text{a}$ 。

3 结果与讨论

3.1 坡沉积物中磷含量随深度的变化趋势

通过对南海北部陆坡 SZ2 沉积物柱状岩心中总磷含量的测试结果的垂向变化进行五次多项式拟合,曲线如图 1。

从图中可以看到,在 5000 aB .P 前后,沉积磷的含量变化曲线出现拐点,将南海北部陆坡沉积物中总磷含量的变化划分为 2 种不同的变化趋势。在 5000 aB .P 以前,尽管在不同深度,沉积磷的含量存在较大幅度的高低变化,最大极差可以达到 222.63 mg/ kg,但是,拟合曲线随深度的变化平缓,沉积磷的含量仅在 420~450 mg/ kg 之间,如此小的含量变化幅度范围,表明在没有人为因素影响的自然环境下,由陆源供给海洋的磷的数量是基本恒定的。不难理解,在不同深度沉积物中的磷含量出现偏离变化曲线的现象是由于受古气候、古环境变化的影响,导致陆源磷在间冰期向海洋输送的量增加,在冰期向海洋输送的量明显减少,导致磷的生物地球化学过程发生改变,从而使沉积磷积累量发生改变的必然结果。因此,海洋沉积磷的含量随深度发生的明显增高和降低的变化与气候、环境相关联,各个时段沉积磷变化幅度的大小,反映了当时气候、环境变化对沉积磷积累的影响程度。

5000 aB .P 以来,南海北部陆坡沉积物中磷的含量变化曲线呈现出陡然增高的趋势,这一方面说明了由于气候的自然转暖,使陆源磷向海洋输送量的增加,另一方面也表明了因人类活动,增加了磷向海洋排放量。因此,南海北部陆坡近代沉积物中磷含量的大幅度增加,

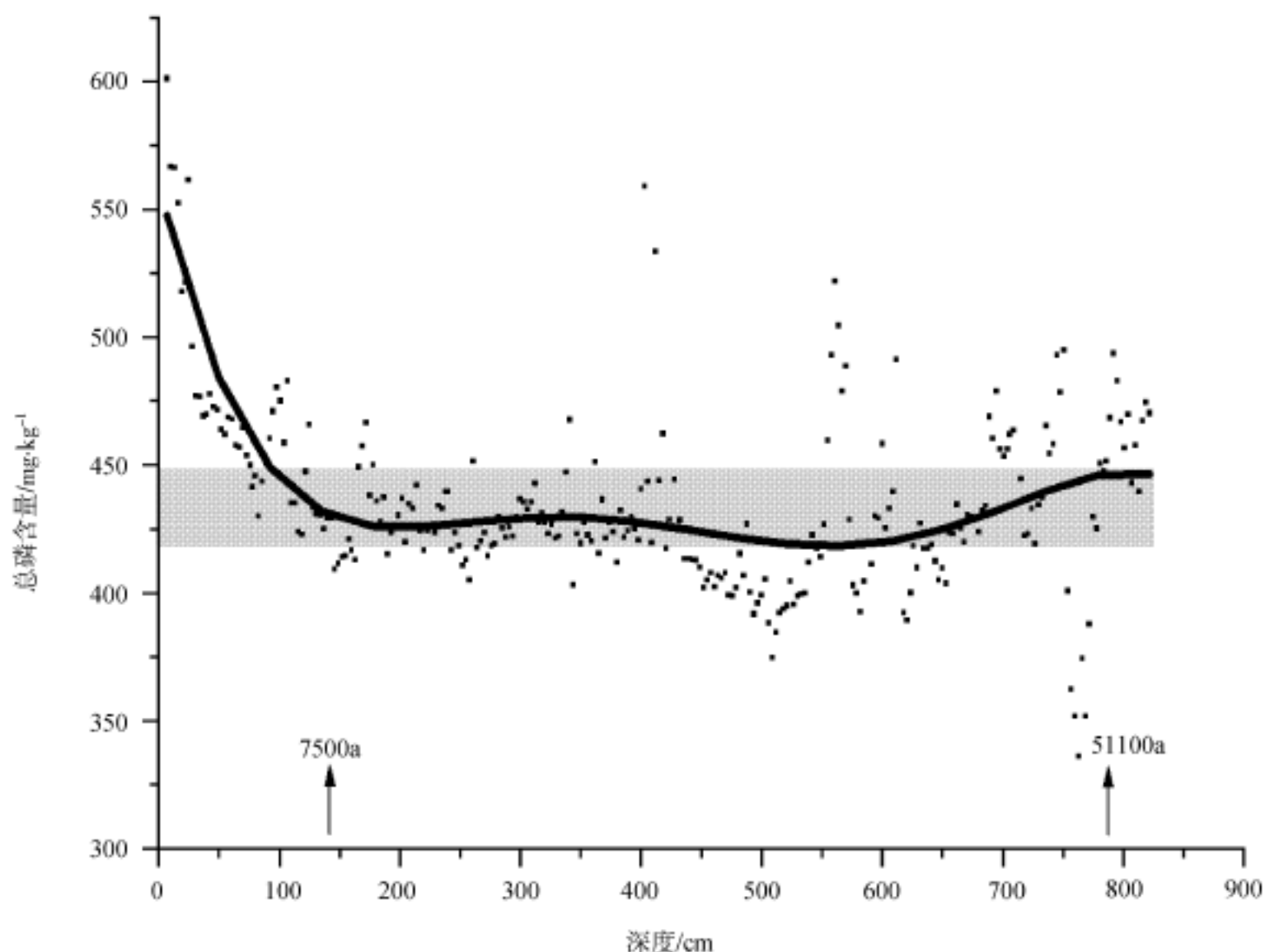


图 1 南海北部陆坡沉积磷含量随深度的变化曲线(五次拟合)

Fig. 1 Curve of phosphorus content in sediments changing with depth of core SZ2 from the north slope of South China Sea (after 5 degree of polynomial fitting)

是自然过程与人类因素双重作用影响的结果。

南海北部陆坡沉积磷含量的频率分布图如图 2,其中图 2a 给出了 5000 aB .P 以来近代沉积物中磷的含量分布类型,图 2b 为 5000 aB .P 以前沉积物中磷的含量分布类型。两图相比可以看出,控制沉积物中磷积累和含量分布的因素明显有人类因素和纯自然因素,两种磷的含量分布类型具有明显不同的特征。

磷在沉积过程中,除了自然的沉淀作用外,一个十分重要的生物地球化学过程是通过海洋生物对磷的吸收,然后以排泄物或遗骸的形式沉淀,因此,沉积物中磷积量的大小,不仅直接反映了陆源磷输入量的多少,而且也间接地反映了海洋的初级生产力。这就是说,陆源磷向海洋输送的数量增加,会促使海洋初级生产力增强,由此而产生的正面效应,起到调节大气圈 CO_2 和 O_2 的作用(Holand, 1994; Mcelroy, 1983),但是,近代人类活动向海洋过量排放的磷所带来的负面效应是导致海洋的富营养化,尤其是近年来全球范围内频繁发生的赤潮事件,反映了这种负面效应已给我们的环境带来不良的影响。

3.2 沉积磷的积累与气候、环境变化的对应关系

南海北部陆坡沉积物中磷的含量随深度的变化,呈现出周期性波动的特征,与格陵兰冰心(GRIP) $\delta^{18}\text{O}$ 曲线(Bond et al ., 1993)的对比表明,这种周期性波动与全球气候事件有较好的对应关系(图3)。从图中可以看到,全球性YD和H₁-H₅事件,在中国南海北部陆坡沉

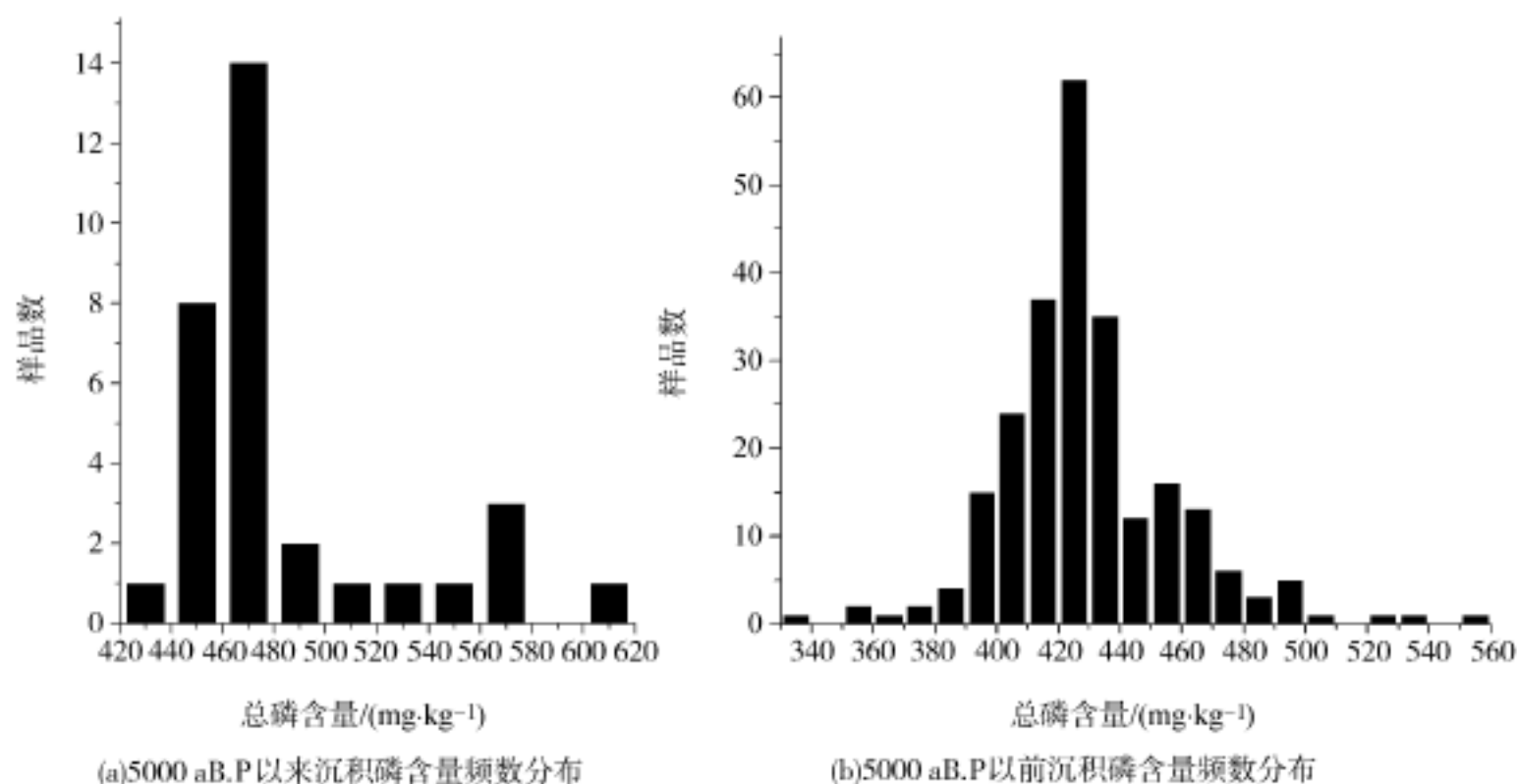


图 2 南海北部陆坡沉积物中磷含量的频率分布图

Fig 2 Frequency distribution of phosphorus contents in sediments from the north slope of South China Sea since 5000 aB .P(a)and before 5000 aB .P(b)

积磷中均有相应的记录。这与汪品先等(1996)在对南海北部陆坡区的 17940 柱做了高分辨率年代学分析后,从中找到的 Heinrich 事件和 H_1-H_4 存在特征相一致。综观 5 万年以来南海北部陆坡沉积物中磷含量的变化,沉积磷的含量从高变低所跨越的深度明显大于从低变高所跨越的深度,即沉积磷从间冰期的含量高峰值变向冰期的含量低谷值所经历的时间,远低于从冰期的低谷值变向间冰期的高峰值所经历的时间。南海北部陆坡沉积磷含量在深度上的这个变化特征与全球气候变化的规律是完全相一致的(图 3),格陵兰冰心 $\delta^{18}O$ 的变化曲线正反映了全球气候变化,由冷转暖的时间是短暂的,而由暖变冷的时间明显延长的特征。以上结果说明,在气候由间冰期向冰期转变的过程中,不仅为陆源向海洋输入更多磷创造了气候条件(包括温度、降水量、风化条件等),而且也为海洋沉积磷的积累提供了充裕的时间。根据图 3 的显示,南海北部陆坡沉积磷在不同深度上的变化是明显的,这反映了不同时段沉积磷的积累,对来自气候、环境的影响的记录是敏感的。

汪品先等(1995)曾分析了南海北部陆坡柱样同位素与微体古生物,揭示了 YD 事件在南海的存在,修正了 Broecker 等(1988)提出的太平洋区无 YD 事件推论的同时,而且测得 YD 事件出现年代为 11390~10310 aB .P。这个时间段,根据沉积速率,相当于 SZ2 柱状样深度 227~206 cm 处,从图 3 中可以看出,在这一深度段沉积磷的含量出现明显降低的变化,这不仅反映了 YD 事件对沉积磷积累的影响,同时也为 YD 事件在南海的存在提供了证据。

根据 AMS¹⁴C 法测年,末次冰期开始于 14900~14800 aB .P (Broecker et al ., 1988),南海冰消期开始于 13600 aB .P (王律江等, 1994),这相当于南海北部陆坡 SZ2 沉积柱约 240 cm 深处,图 3 中可以看到在这个深度以上,沉积磷的含量开始逐渐升高,反映了末次冰消期以来气候明显转暖,陆源磷向海洋输入的量增加。

黄麟(1988)根据青海湖 Q-14A 钻孔中有机质含量变化所反映的干湿程度,指出全新世以来 5 次干旱事件,其时间分别为 8000~7500 aB .P, 5400~5100 aB .P, 4700~4100 aB .P,

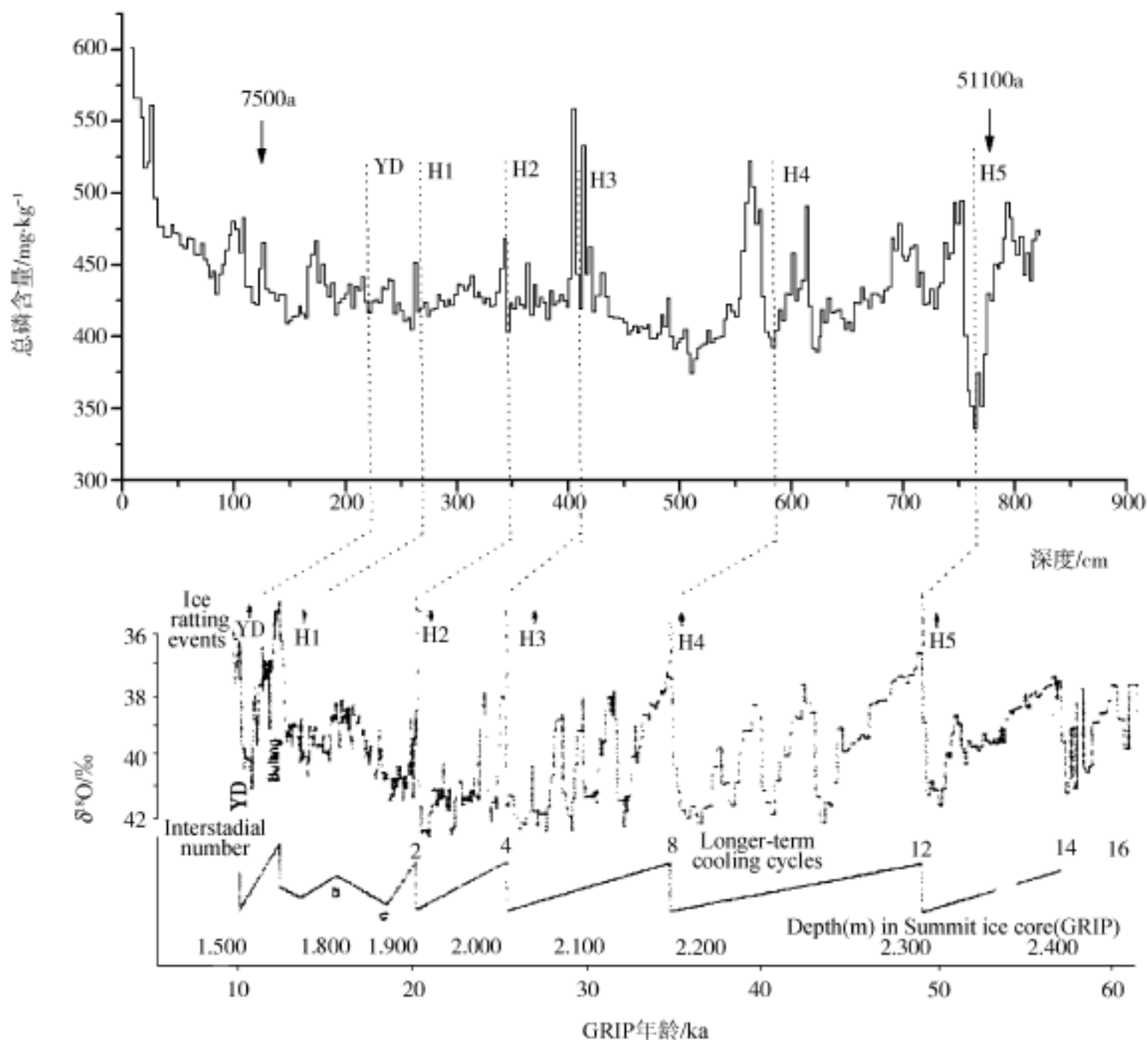


图3 南海北部陆坡沉积磷的垂向变化与冰心 GRIP $\delta^{18}\text{O}$ 曲线的对比

Fig 3 Correlation between the curves of phosphorus content in sediments of core SZ2 from the north slope of South China Sea and $\delta^{18}\text{O}$ of ice core GRIP from Greenland

2800~2200 aB .P 和 1600~100 aB .P, 这些干旱事件的发生时期分别相当于南海北部陆坡 SZ2 柱状样深度为 32~2 cm, 56~44 cm, 94~82 cm, 108~102 cm 和 150~160 cm。从图 3 中可以看到, 从 7500 aB .P 以来, 南海北部陆坡沉积磷的含量总的呈现出急剧上升的趋势, 但是在上述相应时间段的沉积磷含量均呈现出相对较低的水平, 表明了干旱事件发生期间, 陆源磷向海洋输送量的明显减少, 同时也说明了沉积磷的这些低峰值记录了全新世以来的干旱事件。

郭正堂等(1996)用化学风化指数(CIW)研究了渭南黄土剖面, 并根据风化强度的低峰, 揭示了干冷气候事件, 这些事件出现的年代, 与本柱相应时段沉积磷含量较低的深度一一对应, 进一步说明南海北部陆坡沉积磷含量在垂直方向上的变化, 与地质时期发生的每一次气候事件是紧密相关联的。

综上所述, 海洋沉积磷的含量随深度的波动是气候和环境变化直接和间接影响的结果,

也就是说,海洋沉积磷记录了古气候和古环境变化的信息,因此,海洋沉积磷可以作为指示古气候,古环境变化的指标。

参 考 文 献

- [1] Hafildson, H ., Sejrup, H .P ., Kristensen, D .K .et al ., 1995 .Coupled response of the late glacial climatic shifts of north-west Europe reflected in Greenland ice coes: Evidence from the northern North Sea . *Geology*, 23, 1509~1062
- [2] GRIR Members . 1993 .Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core . *Nature*, 364, 203~207
- [3] 丁仲礼,任建璋,刘东生等 .1996 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题 .*中国科学(D 辑)*, 26,385~391
- [4] 剪知缙,刘保华,汪品先等 .1996 .太平洋晚新世变冷事件 .*中国科学(D 辑)*, 26(5), 461~466
- [5] 王苏民,羊向东,马燕等 .1996 .江苏固城湖 15ka 来的环境变迁与古季风关系的探讨 .*中国科学(D 辑)*, 26(2), 137~141
- [6] Fex, X ., Epstein, S . 1994 .Climatic implications of an 800-year hydrogen isotope time series from Bristlecone pine tree, *Science* , 256, 1074~1081
- [7] 刘东生,谭明,秦小光等 .1997 .洞穴碳酸钙微层理在中国的首次发现及其对全球变化研究的意义 .*第四季研究*, 1, 41~51
- [8] Froval, T ., Jansen, E ., Bloemendal, J .et al . . 1995 .Oceanic evidence for coherent fluctuations in fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennium time scates . *Nature*, 374, 443~446 .
- [9] Holand, H .D . 1994 The phosphorus-oxygen connection . *Ocean Science Meeting*
- [10] Mcelroy, M .B . . 1983 .Marine biological controls on atmospheric CO₂ and climate .*Nature*, 302, 328~329
- [11] 马隆, T .F ., 罗尔统, J .G . . 1990 .全球变化 曹可珍,耿庆国,宋炳忠等译 .北京:地震出版社, 31~38
- [12] 翁焕新 .1999 .海陆边缘沉积磷在全球变化研究中的意义 .*地球科学进展*, 14(5), 524~528
- [13] Levin, A .L ., Filipelli, G .M . et al . . 1994 . Glacial/ interglacial variation in phosphorus accumulation rates in equatorial Pacific sediments .*Ocean Science Meeting*
- [14] Bond, G ., Broecker, W ., Johnsen, S . et al . . 1993 .Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greeland ice . *Nature* , 365, 143~147
- [15] 汪品先,卞云华,李保华等 .1996 .西太平洋边缘海的“新仙女木”事件 .*中国科学(D 辑)*, 26(5), 452~460
- [16] Broecker, W .S ., Andree, M ., Klas, M . et al . . 1988 .New evidence form the South China Sea for an abrupt termination of the last glacial period . *Nature*, 333, 156~158
- [17] Broecker, W .S ., Andree, M ., Wolfli, W . et al . . 1988 .The chronology of the Last Deglaciation: Implications to the Cause of the Younger Dryas Event .*Paleoceanography*, 3, 1~19
- [18] 王律江,卞云华,汪品先 .1994 .南海北部末次冰消期及快速气候回返事件 .*第四纪研究*, 1, 1~12
- [19] 黄麒 .1988 .青海湖沉积物的沉积速率及古气候演变的初步研究 .*科学通报*, 22, 1740~1744
- [20] 郭正堂,刘东生,吴乃琴等 .1996 最后两个冰期黄土中记录的 Heinrich 型气候节拍 .*第四纪研究*, 1, 21~28

PRIMARY STUDY ON PHOSPHORUS ACCUMULATION IN SEDIMENTS AND ITS RELATION TO ENVIRONMENTAL CHANGE OF THE NORTH SLOPE, SOUTH CHINA SEA SINCE 50 ka BP

Wu Nengyou⁽¹⁾ Weng Huanxin⁽²⁾ Zhang Xingmao⁽²⁾

(1) Guangzhou Marine Geological Survey, CGS, MLR, Guangzhou 510760

(2) Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

Abstract: The piston core SZ2 (8.26 m in length) recovered from the north slope of South China Sea (29°3'43.8"N, 119°7'04.3"E) provide the sedimentation record since 50 ka BP. The phosphorus accumulation in sediments of SZ2 at the scale of 100 years and its relation to the environmental change of the north slope of South China Sea were discussed in the present paper. Before 5000 a BP, the phosphorus contents in sediments present the gentle change with the increase of core depth. It is showed that the input of phosphorus from the continent to the sea is basically constant under the natural environmental condition. The phosphorus content changes in different depths were in correspondence with the climatic events in the geological history and revealed that the phosphorus accumulation is sensitive to the climatic and environmental changes. After 5000 a BP, the phosphorus contents in sediments showed the increasing trend and reflected the combined result of natural process and anthropic factor.

Key words: north slope of South China Sea, deposited phosphorus, environmental change

琼东南海域末次冰期以来硅 铝分布特征及意义

李学杰

(广州海洋地质调查局海洋地质科学发展战略研究所 广州 510760;
同济大学海洋地质教育部重点实验室 上海 200094)

摘 要 对琼东南从陆架到陆坡的 33 个表层样和 1 个柱状样的 SiO_2 、 Al_2O_3 分析、浮游有孔虫鉴定、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 分析和 ^{14}C 测年,结果表明,从陆架到陆坡 SiO_2 含量呈下降趋势, Al_2O_3 含量变化较复杂,总体为“先升后降”,在外陆架—上陆坡最高。 SiO_2 与 Al_2O_3 的相关性在陆架和陆坡完全不同,在水深 $<150\text{ m}$ 的陆架区两者呈负相关关系,在水深 $>300\text{ m}$ 的陆坡区,两者呈正相关,在 $150\sim300\text{ m}$ 的过渡区,两者相关性不明显。陆坡区柱状样的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 与浮游有孔虫转换函数计算的表层水温有明显相关,均在氧同位素 1、3 期高,2 期较低,这反映了不同气候条件下,陆源物质的风化淋滤作用强度不同造成,因此 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值可能成为又一反映古气候特征的指标。

关键词 地球化学 末次冰期 琼东南 古气候

南海是西太平洋最大的边缘海,其北部大陆边缘宽广,沉积速率高,同时各种钙、硅质微体生物发育,成为古海洋学研究的热点地区之一^[1~11]。对于南海沉积地球化学已作了不少研究^[12~16],但沉积地球化学对古气候古海洋环境方面的研究很少。

在中国海陆架 SiO_2 、 Al_2O_3 分布表现为负相关关系^[16~17],但陆坡区两者的关系比较复杂, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 总体随水深增多,先降后升^[12]。本文对晚冰期以来的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 研究后,发现它与海水表层温度有关,可能为古气候研究提供一些有用的信息。

1 材料与方法

对琼东南海域进行 34 个站位的地质取样(图 1),其中 1 个为柱状样,其余为表层样。从取样站点的水深来看,小于 150 m 的 5 个站点, $150\sim300\text{ m}$ 的 4 个站点,大于 300 m 的 24 个站点。柱状样 S19,长 664 cm ,按 10 cm 间距取样,共取 64 个样品。对所有样品作硅酸盐全分析、浮游有孔虫鉴定,对上部 49 个样品作 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 分析,并作了 3 个 ^{14}C 年龄测定,其中 SiO_2 、 Al_2O_3 采用原子吸收进行测定。

研究区表层沉积物总体由西北向东南变细,西北以陆源碎屑为主,主要为细砂、粘土质粉砂等;东南部以生物碎屑为主,主要有钙质生物砂质粉砂、钙质生物粘土—砂—粉砂、含硅

国家重点基础研究发展规划资助项目(G2000078501)。

作者简介:李学杰,男,1964 年生,在职博士,高工,主要从事海洋地质与第四纪地质研究工作。

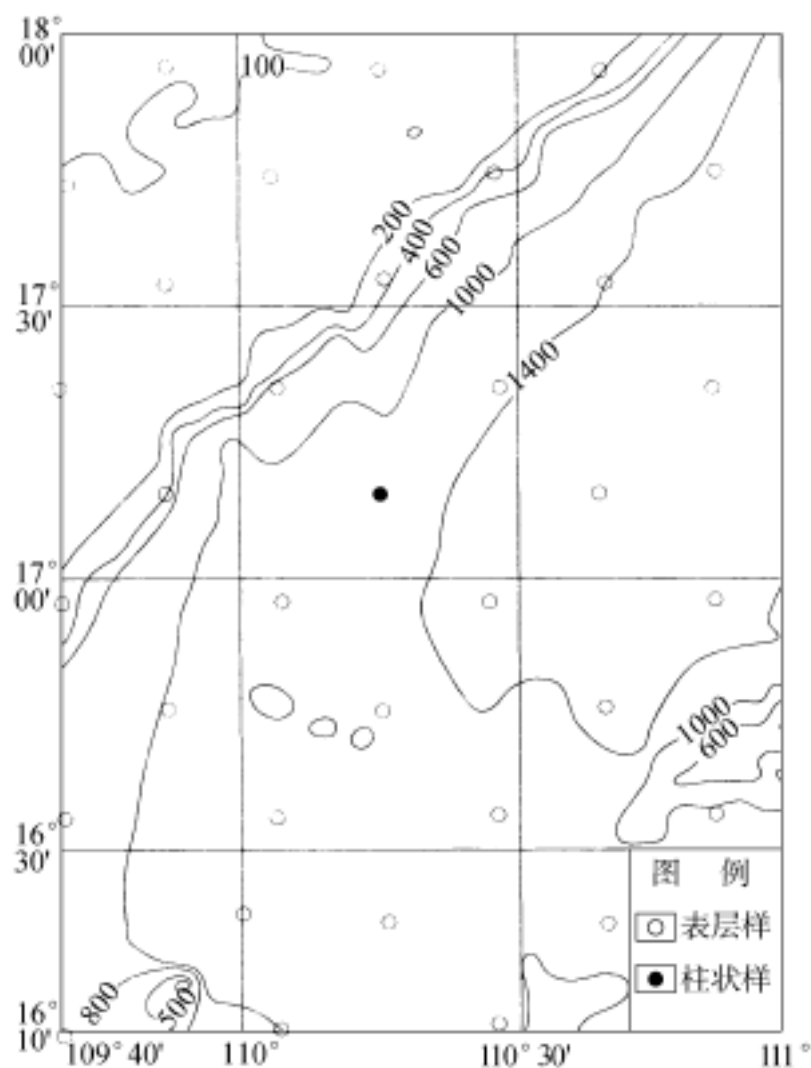


图 1 取样站位图

Fig. 1 Sites of sampling

钙质生物粘土质粉砂等。

2 表层样品 SiO_2 、 Al_2O_3 分布特征

2.1 SiO_2 分布特征

总体从西北部陆架区向东南陆坡, SiO_2 含量逐渐下降, 从 70% 下降至 34% (图 2)。在陆架部分等值线与水深的等深线基本平行, 到西南部西沙海槽南坡, 虽水深变浅, 其含量继续下降, 而且变化梯度大致相同。显然主要受离岸距离和水深控制, 陆源物质主要来自西北的海南岛, 随离岸距离和水深增大, 陆源物质减少, 其主要成分 SiO_2 含量下降。

2.2 Al_2O_3 分布特征

Al_2O_3 含量分布比 SiO_2 含量分布复杂, 成块状分布 (图 3), 西北陆架区含量最低, 为 8.0%~11.0%。外陆架—上陆坡含量最高, 为 10.0%~14.5%。在东南部西沙海槽的南坡, 含量下降, 为 10.5%~12.5%。且与水深等深线不完全一致, 显然, 它的影响因素更多。但总体而言, 由西北向东南, 由陆架到上陆坡, 随水深和离岸距离增大而递增, 之后在陆坡区随离岸距离增大而下降。

2.3 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 分布特征

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值的分布有明显的规律 (图 4), 由西北向东南下降, 由 8.5 降至 3.2, 在内陆架区变化梯度大, 水深越浅变化梯度越大, 且与等深线大致平行。而外陆架至陆坡含量相对稳定, 尤其在海槽区变化很小, 为 3.2~3.6, 但仍受离岸距离控制, 东南部最低。

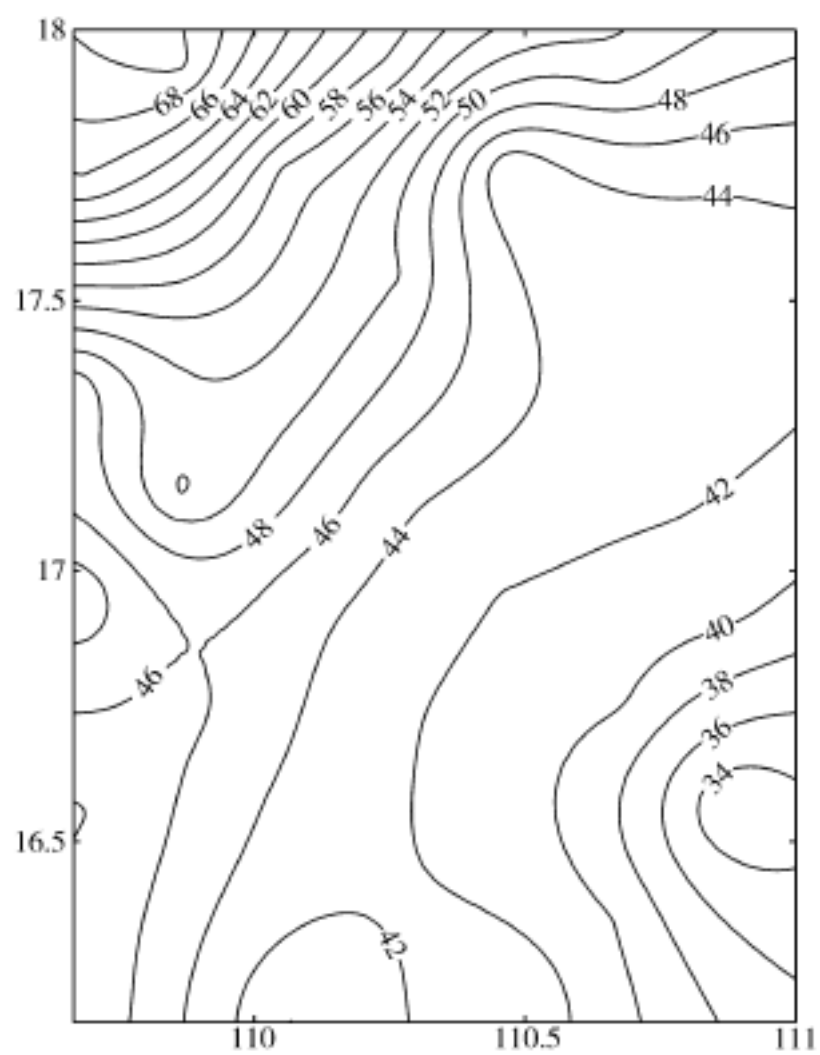


图 2 琼东南表层沉积物 SiO_2 含量分布图

Fig 2 Distribution of content of SiO_2 at submarine surface sediment in Southeastern Hainan

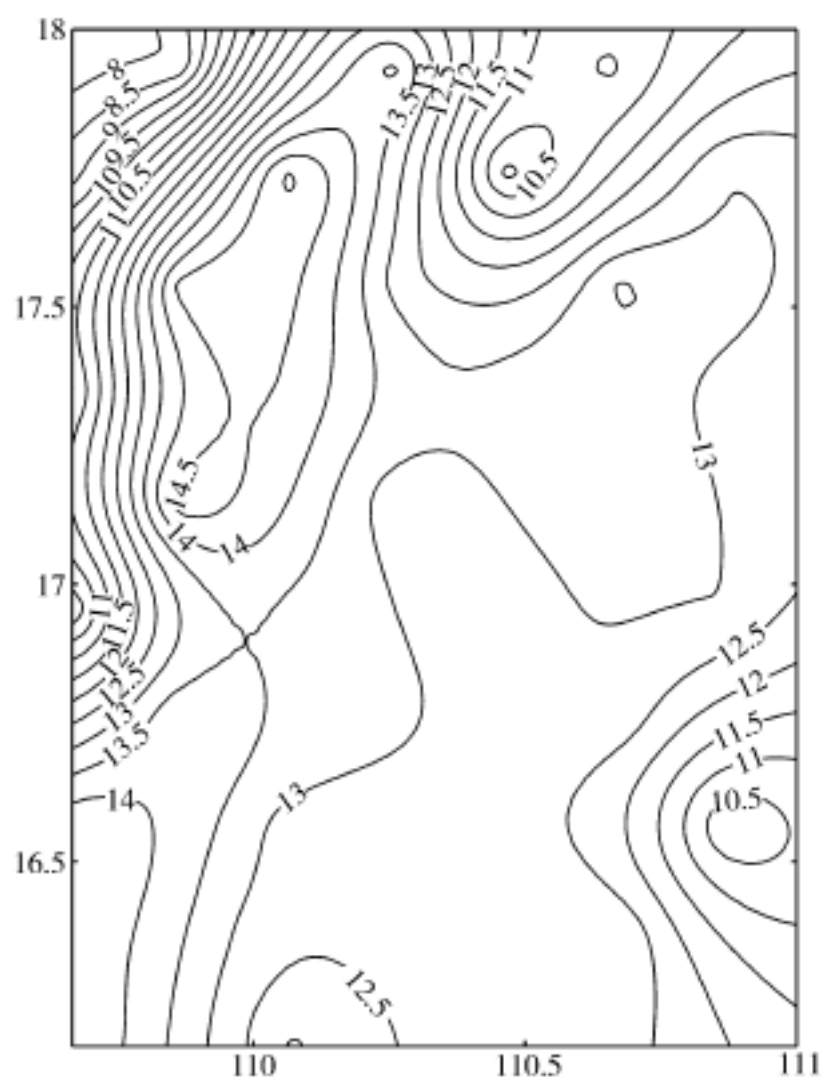


图 3 琼东南表层沉积物 Al_2O_3 含量分布图

Fig .3 Distribution of content of Al_2O_3 at submarine surface sediment in Southeastern Hainan

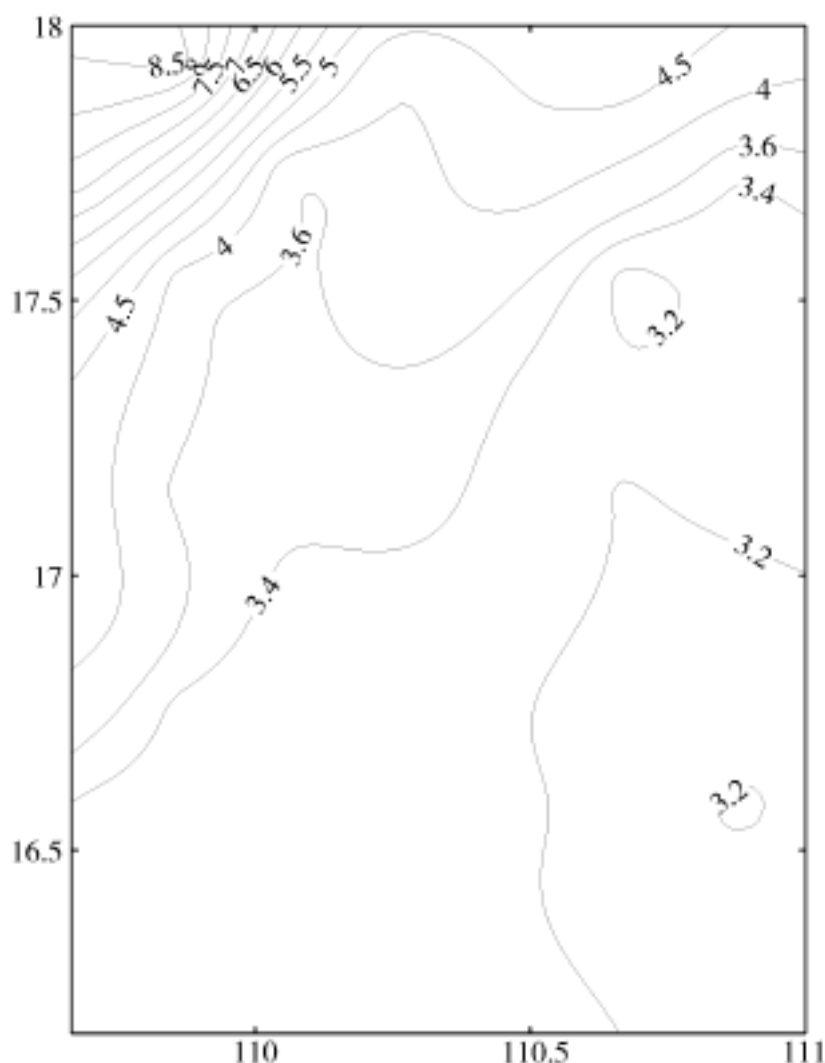


图 4 琼东南表层沉积物 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值分布图

Fig 4 Ratios of SiO_2 to Al_2O_3 at submarine surface sediment in Southeastern Hainan

2.4 相关分析

通常认为陆架区沉积物中 SiO_2 、 Al_2O_3 含量的分布呈负相关关系^[16,17]。对本区表层样品的详细研究表明, SiO_2 、 Al_2O_3 之间的关系在不同水深的海域是不一样的, 在水深小于 150 m 的内陆架, 两者为负相关关系, 这与以往的研究是一致的; 但在水深 150~300 m 的外陆架至上陆坡区, 两者没有明显的相关性; 在水深大于 300 m 的陆坡区两者呈明显的正相关关系(图 5)。

3 S19 柱状样地层时代

S19 柱状样的氧同位素测定结果(图 6)表明, 0~140 cm 段为氧同位素 1 期, 140~420 cm 为氧同位素 2 期, 420 cm 以下为氧同位素 3 期, 未见底。同时对该柱状样的¹⁴C 测年结果, 143~146 cm 为 (10860 ± 240) aB.P., 246~249 cm 为 (14000 ± 350) aB.P., 349~352 cm 为 ≥ 17000 aB.P., 与氧同位素结果基本吻合。

4 S19 柱状样 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 变化与古水温

4.1 SiO_2 、 Al_2O_3 分布特征

S19 柱状样的 SiO_2 、 Al_2O_3 呈明显的正相关关系, 与本区 > 300 m 的陆坡海域表层沉积物 SiO_2 、 Al_2O_3 相关性一致(图 6), 而与浅海陆架区分布相反。总体看, 该柱状样 SiO_2 、 Al_2O_3

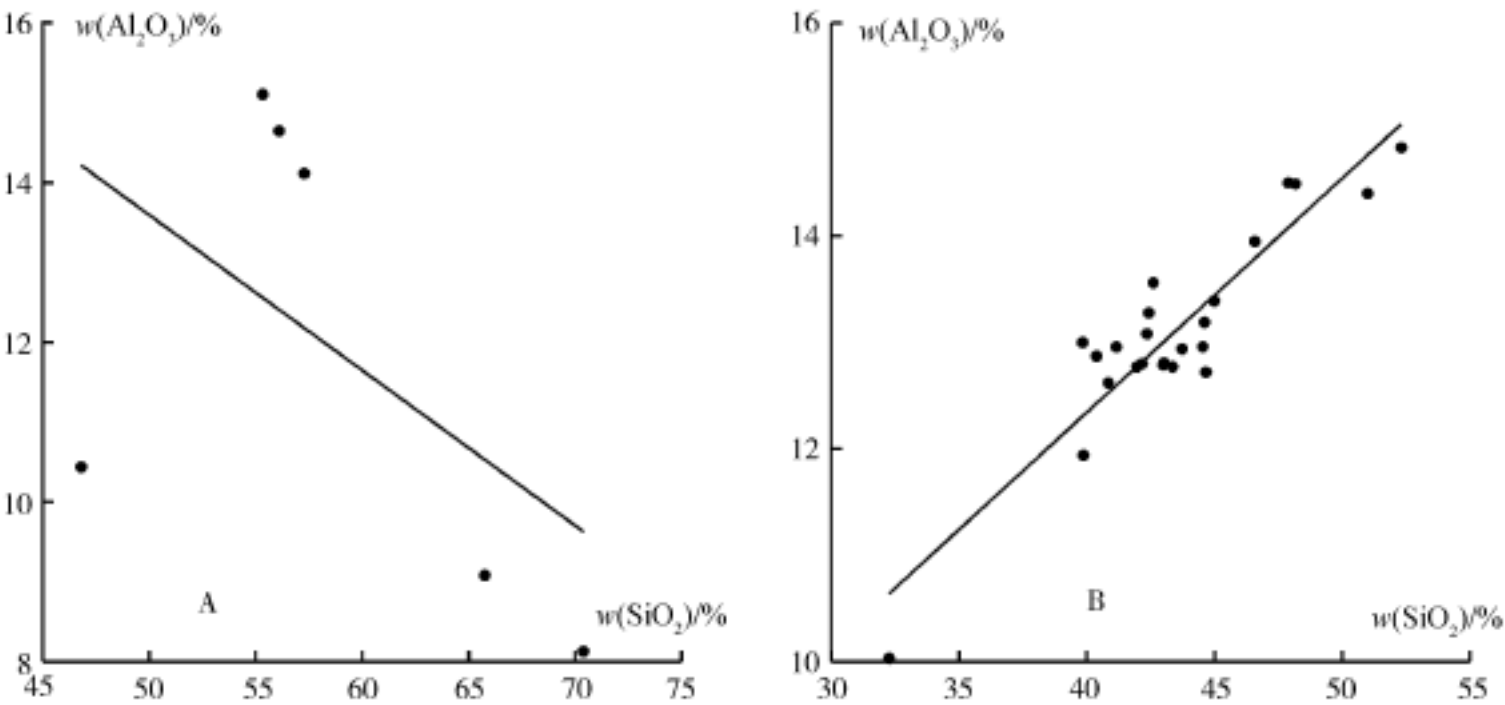


图 5 琼东南表层沉积物 SiO₂ 与 Al₂O₃ 相关图

Fig 5 Relationship between content SiO₂ and Al₂O₃ at submarine surface sediment in Southeastern Hainan

A: 水深 < 150 m, B: 水深 > 300 m

含量在氧同位素 2 期较高,而 1、3 较低。但在 2 期末,即末次冰期的冰消期均明显下降,达到最低值, SiO₂、Al₂O₃ 含量分别为 41.26%~43.56%, 22.58%~13.08%;全新世早期上升,其含量分别为 45.08%~46.76%, 13.58%~14.58%;中晚期下降 43.61%~44.67%, 12.72%~15.15% (图 6)。

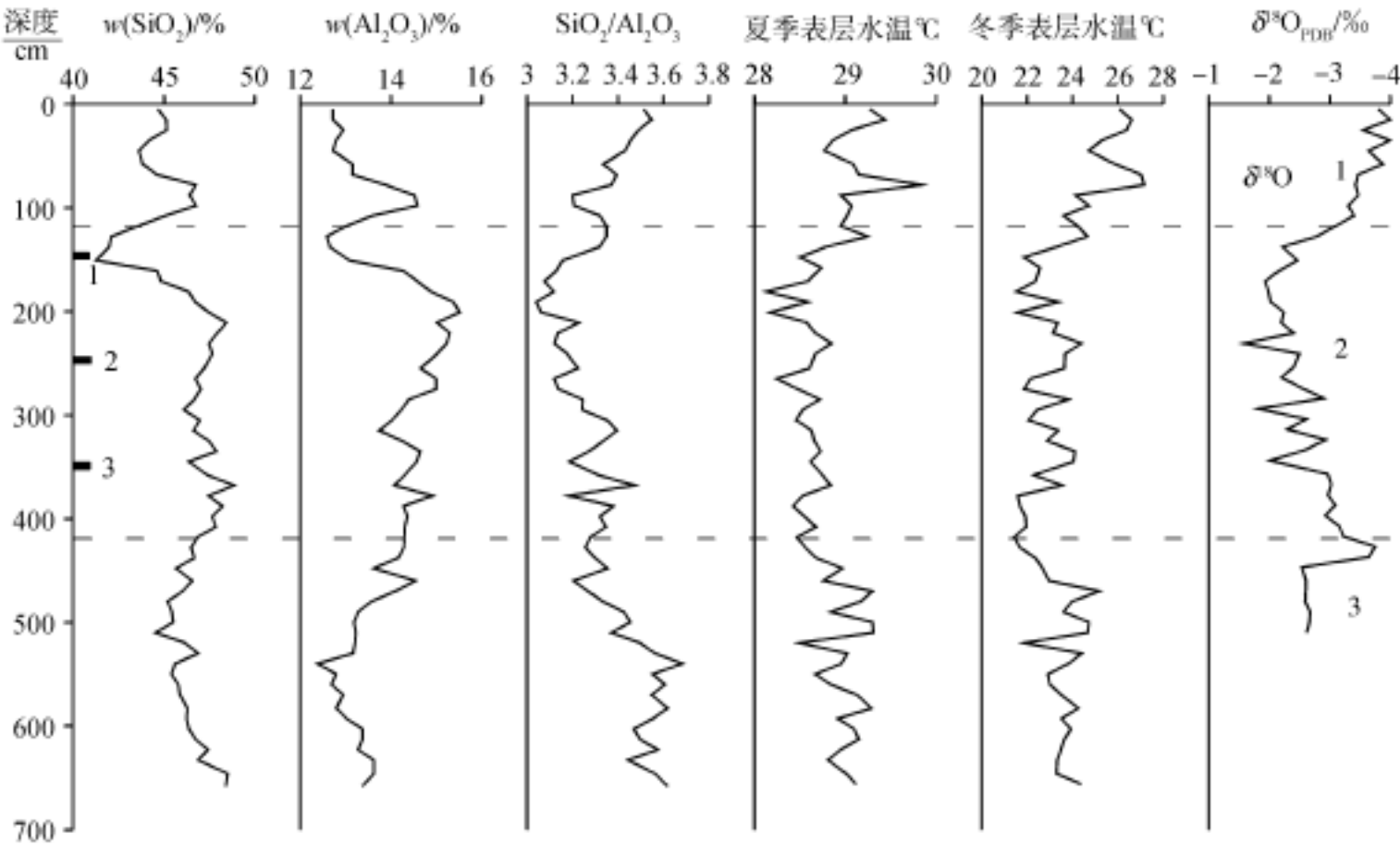


图 6 S19 柱状样 Si、Al 分布与表层水温关系

Fig 6 Relationship between SST and content of Si and Al at piston core S19

¹⁴C 测年: -1: 10860 ± 240 aB .P ., -2: 14000 ± 350 aB .P ., -3: ≥ 17000 aB .P .

4.2 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 与古水温

该柱状样 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值的变化与 SiO_2 、 Al_2O_3 含量变化完全不同(图 6), 总体呈负相关。但它与浮游有孔虫转换函数计算的表层水温^[18] 却有明显的正相关, 大致均可分为 3 段: 0~140 cm, 即氧同位素 1 期, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值较高, 为 3.08~3.55, 表层水温也较高, 冬季为 23.3~27.2 °C, 夏季为 27.8~29.8 °C; 140~460 cm, 大致相当于氧同位素 2 期, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值较低, 为 3.04~3.47, 表层水温也较低, 冬季为 21.4~24.4 °C, 夏季为 28.1~29.0 °C; 460~664 cm, 氧同位素 3 期, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值较高, 为 3.27~3.68, 表层水温也明显增高, 冬季为 21.9~25.2 °C, 夏季为 28.5~29.3 °C。

从下陆坡区 SiO_2 、 Al_2O_3 呈正相关分布来看, 控制其分布的显然与内陆架的“粒度分布率”^[16] 不同, 下陆坡的陆源物质主要是粘土矿物, 因此, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值变化与粘土矿物的化学成分有关。在不同的气候条件下, 陆地的风化淋滤作用强度不同, 使带到陆坡的粘土矿物含量和成分不同。在温暖潮湿时期, 陆地风化淋滤作用强, 硅质成分先被淋滤带入海洋, 而铝相对更多的滞留在陆地; 在干冷期, 风化淋滤作用弱, 这种由淋滤造成的硅、铝差异较小, 这可能是暖湿期 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值高, 而干冷期 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值低的原因。

5 结 论

(1) 从陆架到陆坡 SiO_2 含量呈下降趋势, Al_2O_3 含量变化较复杂, 总体为“先降后升”, 在外陆架—上陆坡最高。

(2) SiO_2 与 Al_2O_3 的相关性在陆架和陆坡完全不同, 在水深 < 150 m 的陆架区两者呈负相关关系, 在水深 > 300 m 的陆坡区, 两者呈正相关, 在 150~300 m 的过渡区, 两者相关性不明显。

(3) 陆坡区柱状样的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 与浮游有孔虫转换函数计算的表层水温明显相关, 均在氧同位素 1、3 期高, 2 期较低, 因此可能成为又一反映古气候特征的指标。

参 考 文 献

- [1] 汪品先, 卞云华, 王律江等. 1995. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 46~82
- [2] 钱建兴. 1999. 晚第四纪以来南海古海洋学研究. 北京: 科学出版社
- [3] Schonfeld, J, Kudrass H. 1993. Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to Late Quaternary Sea-level changes. *Quaternary Research* 40: 368~379
- [4] Sarnthein M, Pflaumann U, Wang P X, et al., eds. 1994. Preliminary report on Sonne-95 cruise “Monitor Monsoon” to the South China Sea. Reports Geol-Palaeont Inst Univ Kiel, 68
- [5] 李学杰, 陈芳, 唐荣革等. 1996. 南海北部 HY4-901 孔氧同位素与古气候研究. *科学通报*, 41(10): 911-913
- [6] 李学杰, 段威武, 魏国彦等. 1997. 近 2 万年来南海北部与西部碳酸盐旋回及其古海洋学意义. *海洋地质与第四纪地质*, 17: 9~20
- [7] Wang L, Sarnthein M, Eelenkeuser H, et al., 1999. East Asian monsoon climate during the Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 156: 245~248
- [8] 邵磊, 李献华, 韦刚健等. 2001. 南海陆坡高速堆积体的物质来源. *中国科学(D 辑)*, 31(10): 828~833
- [9] 王律江, Sarnthein M. 1999. 南海北部陆坡近四万年来的高分辨率古海洋记录. *第四纪研究*, (1): 27~31

- [10] 涂霞, 郑范, 陈木宏 .2000 .南海南部 NS93-5 柱状样揭示的晚第四纪以来的古海洋学特征 .热带海洋, 19(4): 38~43
- [11] 许东禹、刘锡清、张训华等 .1997 .中国近海地质 .北京:地质出版社
- [12] 姚伯初, 蓝先洪, 邱燕 .1998 .西沙西南海域表层沉积物的地球化学特征 .海洋地质与第四纪地质, 18(1): 23~35
- [13] 邵磊, 董百万, 刘志伟等 .1999 .南海沉积物稀土微量元素分析 .同济大学学报(自然科学版), 27(增刊): 55~60
- [14] 张富元 .1991 .南海中部表层沉积物的元素地球化学 .海洋与湖沼, 22(3): 253~263
- [15] 古森昌, 陈绍谋, 吴必豪等 .1989 .南海表层沉积物稀土元素的地球化学 .热带海洋, 8(2): 93~101
- [16] 赵一阳, 鄢明才 .1994 .中国浅海沉积物地球化学 .北京:科学出版社
- [17] 张虎才 .1997 .元素表生地球化学特征及理论基础 .兰州:兰州大学出版社
- [18] 李学杰, 江茂生 .2002 .南海西沙海槽末次冰期以来浮游有孔虫与表层水温 .中国科学(D 辑)32(5): 423~429

DISTRIBUTION AND SIGNIFICATION OF Si AND Al FROM LAST GLACIATION IN NORTHERN SOUTH CHINA SEA

Li Xuejie

(Institute of Marine Environmental Geology and Engineering Geology, GMGS,
Guangzhou 510760; China Laboratory of Marine Geology, Tongji University,
Shanghai 200092, China)

Abstract: 33 samples of seabed sediment and 1 piston core was collecting from southeastern Hainan Island, northern South China Sea, for analysis of SiO_2 , Al_2O_3 , Planktonic foraminifera, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and ^{14}C dating . The contents of SiO_2 decrease from the continental shelf to the slope as the increasing of the water depth and distance from the continent, but the distribution of Al_2O_3 is much complex which is highest in the outer shelf to upper slope and both decreasing to coast and deep-sea basin . The relationship between SiO_2 and Al_2O_3 was variation as the change of water depth, that was negative in water depth less than 150 m area, positive in larger than 300 m area and not clear relation in the 150 m to 300 m area . $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ in piston core S19, collecting from the slope, were good relative with sea surface temperature (SST), calculated by planktonic foraminiferal transfer function EP-12E, both higher in $\delta^{18}\text{O}$ stage 1 and 3, lower in the stage 2 . It reflected on different weathering eluviation in different weather condition, so it may be another proxy of paleoclimate in slope area .

Key words: geochemistry, Last glaciation, southeastern Hainan, Paleoclimate

南黄海海域晚古生代—新生代沉积演化特征

王嘹亮 易海 姚永坚 冯志强 金华锋 陈强

(广州海洋地质调查局 510760)

摘 要 南黄海地区发育古生界-第四系沉积。加里东运动使华南褶皱带与扬子地台拼接,在下扬子地台的主体部分,形成一个广阔稳定的后加里东台地。早中泥盆世台地处于剥蚀夷平阶段,晚泥盆世开始接受内陆河流相沉积。中、晚石炭世,海侵加强,包括勿南沙隆起区在内的整个南黄海成为浅海环境,接受碳酸盐岩沉积。早、晚二叠世之间的东吴运动,引起裂陷和陆棚的沉积分异,湖泊-滨岸沉积发育,并形成多个煤层。早三叠世早期,下扬子区大幅沉降,全区遭受海侵,台地灰岩、浅海灰泥岩沉积区占据了现今的黄南盆地、中部隆起及黄北盆地的大部分区域。至中三叠世早期,海水大规模退出苏浙皖区,南黄海演变为潮坪,沉积了较厚的碳酸盐岩,局部地区出现晒湖环境;晚期,海水全部退出苏浙皖区,开始沉积以河、湖相为主的黄马青组红色碎屑岩,至此结束了海相沉积历史。印支运动早期,后加里东地台的南侧产生裂谷,北侧为边缘拗陷。印支运动晚期,南侧裂谷伴随着郯庐断裂的左旋走滑而进一步扩大和裂陷,形成黄南盆地。中三叠世末,随扬子地台与华北地台碰撞加剧,苏鲁造山带形成并不断上升,在其南缘形成前陆盆地。中生代黄北盆地和黄南盆地内河流相、湖相沉积和中酸性火山岩发育,沉积总厚度达 3000~6000 m。古新世-渐新世末,黄海进入断陷发育阶段,古新世-始新世,湖相沉积占优势,渐新世沼泽沉积发育。中新世-第四纪南黄海转入区域性拗陷沉降,主要发育河流相沉积。

关键词 南黄海 晚古生代 沉积特征

南黄海海域面积约 $32 \times 10^4 \text{ km}^2$,是我国目前尚未获得有效油气突破的管辖海域。广州海洋地质调查局自 2000 年开始,连续两年采用新的野外勘探技术装备对南黄海进行新一轮资源调查,结合先进的室内资料处理方法,获得了 2900 km 高质量的地震剖面。调查资料显示,南黄海普遍发育中、古生界海相地层,在黄北盆地和黄南盆地还发育以中、新生代陆相为主的地层,沉积厚度超过 10000 m;具有多层系、多类型的生、储、盖组合条件,发现了多种类型的局部构造显示,表明南黄海具有良好的油气远景。

1 地质背景

南黄海地区是下扬子地台的主体,它奠基于前震旦系变质岩基底之上,是中、古生界海相地层及中、新生界陆相地层所形成的大型叠覆沉积区。其构造单元可划分为三隆两盆,由北而南为千里岩隆起区、黄北盆地(旧称南黄海北部拗陷或南黄海北部盆地)、中部隆起区(旧称南黄海中部隆起)、黄南盆地(旧称南黄海南部拗陷或南黄海南部盆地)及勿南沙隆起

第一作者简介:王嘹亮,男,1964 年生,1993 年毕业于长春地质学院,博士,教授级高工,参加了南海海洋地质和太平洋多金属结核与结壳矿产调查,已发表“南沙海域万安盆地层序地层分析”等论文 20 余篇。

区,南邻华南褶皱带闽浙隆起区(许薇龄,1982)。

加里东运动使华南褶皱带与扬子地台拼接,在下扬子地台的主体部分,形成一个广阔稳定的后加里东台地。下扬子地区全部上升为陆,早中泥盆世处于剥蚀夷平阶段,晚泥盆世开始接受内陆河流相沉积。晚泥盆世之后,江南隆起占据苏浙皖区西南地区,成为晚古生代海盆沉积物源区,北部为统一的陆表海盆地。早石炭世苏浙地区以滨海相为主,中石炭世大规模海侵,发育开阔台地碳酸盐岩沉积。晚石炭世后,海侵增强,江南隆起区淹于水下。早、晚二叠世之间发生的东吴运动,使江南隆起再次上隆,早期全区大范围海退,发育海陆交互相龙潭煤系,晚期再次海侵,发育大隆组硅质岩、硅质泥页岩和长兴组石灰岩。早三叠世早期达到海侵高峰,全区发育泥质岩与石灰岩。至中三叠世早期,海水大规模退出苏浙皖区,出现台地蒸发岩和囹湖沉积环境,后期,海水全部退出苏浙皖区,开始沉积以河、湖相为主的黄马青组红色碎屑岩,至此结束了海相沉积历史(王金渝等,2000;杨方之等,2001)。

印支运动早期,后加里东地台的南侧产生裂谷,北侧为边缘拗陷;印支运动晚期,南侧裂谷伴随着郯庐断裂的左旋走滑而进一步扩大和裂陷,形成黄南盆地,其构造特点以断块及断背斜构造为特征,中新世代陆相沉积厚度约 4000 m,可与苏北盆地对比。盆地由西而东逐渐变窄,至 123°E 附近封口,主体在陆地和浅水区。

中三叠世末期,扬子地台与华北地台碰撞加剧形成苏鲁造山带,在千里岩隆起与中部隆起区之间形成黄北前陆盆地(冯志强等,2002)。该盆地经历了古生代被动型边缘拗陷、中生代前陆、早第三纪断拗和晚新生代区域沉降四个演化阶段,沉积巨厚,可达 15000 m。

2 地震地层特征

在新采集的地震剖面上,可追踪对比出 T_2^0 、 T_3^0 、 T_4^1 、 T_4^0 、 T_6^0 、 T_7^0 、 T_8^0 等 7 个地震反射界面,局部地区在 T_8^0 界面以下还识别出另外两个地震反射波组(图 1)。以 T_2 、 T_4 、 T_6 三个区域不整合面为界,南黄海地震反射层自上而下划分为四个超层序:超层序 I(T_0 - T_2^0),相当于上第三系-第四系;超层序 II(T_2^0 - T_4^0),相当于下第三系,其中层序 A(T_2^0 - T_3^0)相当于渐新统,层序 B(T_3^0 - T_4^0)相当于始新-古新统;超层序 III(T_4^0 - T_6^0)相当于中生界;超层序 IV(T_6^0 - T_8^0)相当于下三叠统和古生界海相地层的上部($T_{1+2} + P + C$)(表 1)。

超层序 I (T_0 - T_2^0)

顶界为海底(T_0),底界上超、下超或整一接触。下部为高频、弱振幅或空白、低连续-断续反射,往上为中-高频、强-弱振幅交替、连续的反射层组,具平行—前积结构,席状或披盖外形,上超、下超现象明显。地层厚度稳定、构造变形微弱或未变形、断裂不发育,以披盖沉积为主,反映区域沉降阶段的产物。

超层序 II (T_2^0 - T_4^0)

该层序在纵向上具有明显双层反射特征,横向上各层的地震反射特征差异大。下部相当于层序 II 2(T_3^0 - T_4^0),上部相当于层序 II 1(T_2^0 - T_3^0)。该超层序总体为变频、变振幅、连续-低连续反射波组,具平行、发散、前积结构,席状或楔状外形,厚度变化大。反映新生代盆地从断拗发展到拗陷过程,早期充填沉积、侧向加积,后期逐渐转为垂向加积,岩性自下而上由粗变细。

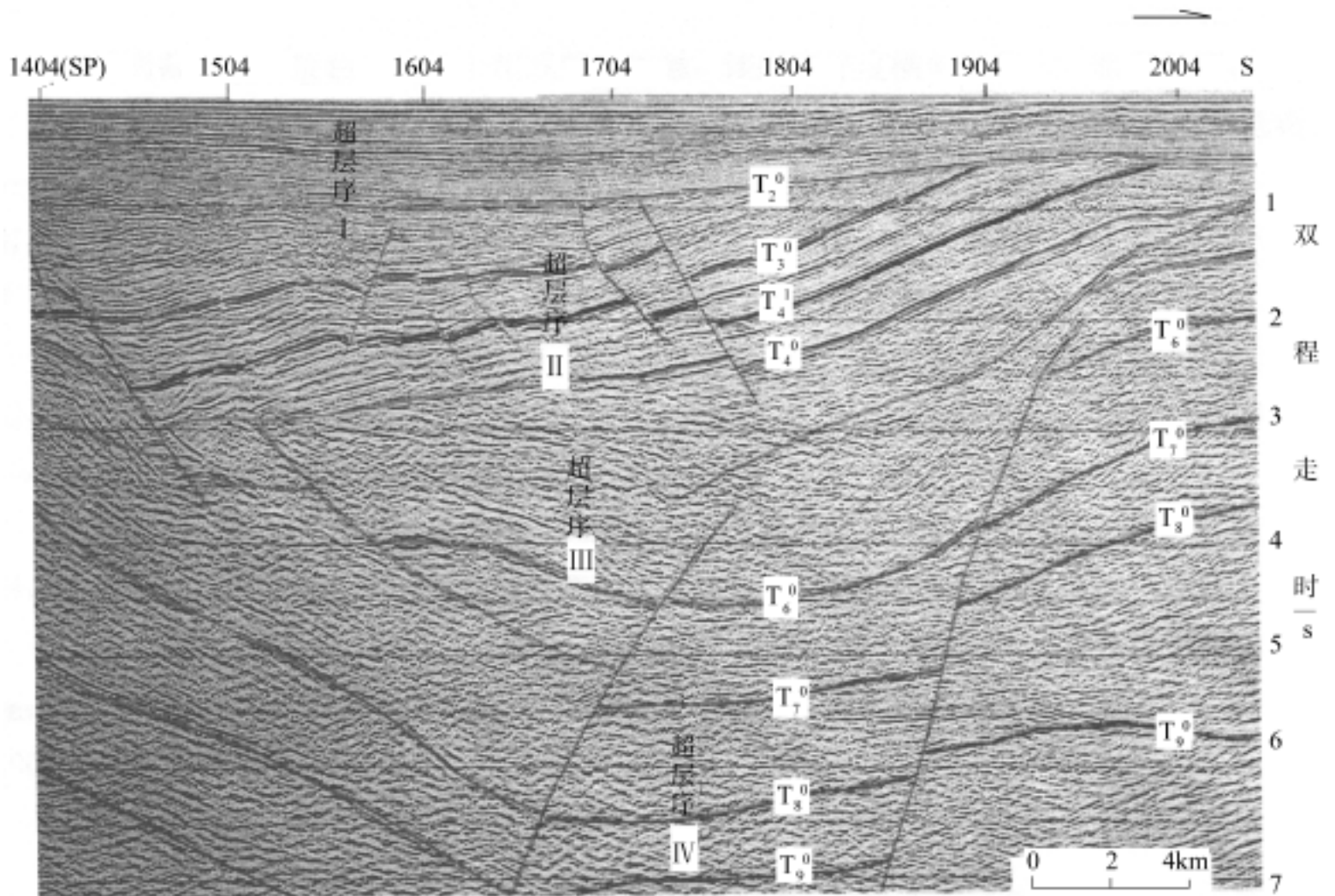


图 1 南黄海地震层序划分

Fig. 1 Seismic sequences division of the Southern Yellow sea

层序 II 1(T_2^0 - T_3^0)

顶界削截或整合接触,底界上超、下超或整合接触。该层序分布稳定,断层错断不明显,为中-高频、中-弱振幅、连续-低连续反射波组,具平行-亚平行结构,席状或楔状外形,南、北部局部为杂乱反射,厚度 0~2000 m,层速度 2250~2900 m/s。

层序 II 2(T_3^0 - T_4^0)

顶界削截、顶超或整合接触,底界上超、下超或整合接触。该层序反射特征横向和纵向差异大。东南部和北部局部地区为断续-杂乱反射,在凹陷底部为低频、弱振幅、低连续-断续反射,具平行、亚平行、发散和前积结构,席状或楔状外形,局部明显剥蚀,断层发育,变形明显,厚度 0~3000 m。层速度 2700~4000 m/s。

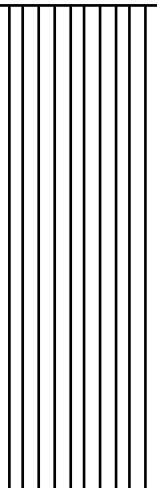
超层序 III(T_4^0 - T_6^0)

顶界削截、整合接触,底界上超或整合接触。该层序厚度横向变化大,断层发育,局部遭受强烈的剥蚀,已变形,在构造高部位缺失。黄北盆地北部、中部和西南部为中-低频、中-强振幅或强弱振幅交替、中-低连续,局部断续或杂乱反射。往北见上超充填现象;其南部为中-低频、变振幅、低连续-断续,局部杂乱或夹中-低连续反射。黄北盆地东部和黄南盆地为中-低频、弱振幅为主,局部中-高频、中-强振幅、低连续-断续。总体具平行-亚平行、上超充填和前积结构,席状或楔状外形。中-东部表现为中-低频、中-弱振幅、断续-杂乱反射。该超层序层速度 3000~5000 m/s,厚度 0~4000 m,局部大于 4000 m。

超层序 IV(T_6^0 - T_8^0)

表 1 地震层序划分及其与钻井分层深度对比表

Tab.1 The Comparison of Seismic Sequences Division and Well Data

地层名称				地震反射界面	超层序/ 层序		ZC7-2-1	ZC1-2-1	无 5-ST1	黄 海 9
Q	东台群			T ₂ ⁰	I		175	205	268	257
上第三系	N ₂	上盐 城组	上段				526	465	442	
			下段						748	410
	N ₁	下盐 城组	上段					880	812	895
			下段						1119	1023
							1284			
下第三系	E ₃	三垛 组	上段			1785				
			下段				1181			
		戴南组				2297				
	E ₂	阜宁 组	四段			2500		1688		
			三段	2794			1986			
			二段	3016		1262	2250			
			一段	3275		1340	2320			
	E ₁	泰州 组	上段	619		3423	1410	终孔		
			下段							
	K	K ₂	赤山组			T ₄ ⁰	III	1625	终孔	1648
	浦口组		1990							
	T	T ₃	黄马青群			T ₆ ⁰	IV	终孔	终孔	2549
T ₁ — T ₂		上青 龙 组		2820						
		下青 龙 组								
P	P ₂	大隆组		T ₇ ⁰	IV	终孔	终孔	2930		
		龙潭组						3259		
	P ₁	栖霞组								
C	C ₃	船山组		T ₈ ⁰		终孔	终孔			
	C ₂	黄龙组								
	C ₁	和州组								
		高骊山组								
震旦系										

顶界削截、整一接触,底界整一、局部上超。该层序经历后期多期构造改造,已褶皱变形,断层发育。在中部隆起区和勿南沙隆起区大部分地区连续性较差,呈断续-杂乱,局部为强振幅、低频、中连续反射。在坳陷内一般以中-低频、中-强振幅、中连续-断续反射,在凸起、深凹处或构造复杂区连续性变差。该超层序厚度大且分布广泛,一般为 5000~10000 m,层

速度 3800~6600 m/s。

3 沉积特征

在地震剖面上追踪对比的古生代地层主要有石炭系、二叠系和三叠系。石炭系底界未能全区追踪,加里东运动面以下的地层面貌不清楚。

(1) 石炭系

据陆地资料,岩关期郯庐断裂和宿松—安庆—无为—海安线之间为台地沉积相区,台地相带呈向东扩大变开阔之势。江山-绍兴断裂和宿松—安庆—无为—海安线之间的陆区,当时为河流到滨岸沉积相区。勿南沙隆起以北的南黄海海域基本处于台地沉积相区,勿南沙隆起则为滨岸-河流沉积相区。

黄南盆地与勿南沙隆起接壤,在早石炭世初期,水体开始加深,受隆起带物源影响明显。常 12-1-1(A)井揭露的底部高骊山组为以深灰色方解石化泥质砂岩,含灰质石英岩屑粉砂岩、泥质细粉砂岩和少量粉晶灰岩,缺化石,是邻近台地的滨岸-滨海环境的沉积表现。往北,逐渐远离隆起进入浅海区,以碳酸盐岩沉积为主。

早石炭世中、晚期(大塘期),海水退却,先期的台地相区演变为滨岸沉积相区,中部隆起和北部凹陷仍以滨岸环境为主,勿南沙隆起区为河流环境。

中、晚石炭世,海侵加强,包括勿南沙隆起区在内的整个南黄海海域均接受台地碳酸盐岩沉积。

(2) 二叠系

下扬子区,二叠纪以碳酸盐岩台地环境为主,晚二叠世龙潭期,上海—连云港一带为陆棚-滨岸沉积相区,其中在滨海一带为滨岸相和三角洲相沉积,碎屑岩发育。二叠纪南黄海主要为浅海环境,黄南盆地主要表现为台地沉积环境,以灰岩沉积为主,无 13-3-1 井揭露二叠系下统栖霞组浅海灰岩、白云质灰岩组合,含燧石结核,部分岩石具微细水平层理,产二叠系栖霞组类标准化石。早二叠世晚期—晚二叠世早期,出现过裂陷和陆棚的沉积分异,湖泊-滨岸沉积发育。常 12-2-1(A)井,揭露栖霞组湖沼相煤系。龙潭组为陆表海环境形成的煤系地层,夹灰岩,产丰富的孢子化石。黄北盆地二叠纪水体相对较深,以浅海砂泥岩沉积为主,含泥灰岩沉积。

在地震剖面上, $T_7^0-T_8^0$ 间地震层序大致与二叠系对应。其主要地震相有:中-弱振幅、中连续、中频,席状外形地震相;强振幅、高连续、高频、平行结构地震相;中-高连续、中振幅、中频,平行结构,席状外形地震相和中振幅、低连续、中-低频反射地震相。其中具三高特征的地震相,平面上主要分布于黄南盆地,为湖泊沼泽沉积的反映。中-弱振幅、中连续、中频,席状外形地震相,主要分布于黄北盆地,为浅海砂泥岩和泥灰岩等交互沉积的反映。中-高连续、中振幅、中频,平行结构,席状外形地震相分布于南黄海中部隆起及其东延部分,为台地灰岩、泥灰岩及泥岩互层的反映。在黄南盆地东面,有大片中振幅,低连续,局部有台滩状外形的地震相分布区,钻井证实为灰岩为主,夹泥岩和页岩沉积,推测为台地灰岩沉积区,其中的泥岩和页岩为台地内湖沉积(图 2)。

(3) 三叠系

在下扬子区,早三叠世早期大幅沉降,全区遭受海侵。连云港至上海一带的陆地区,

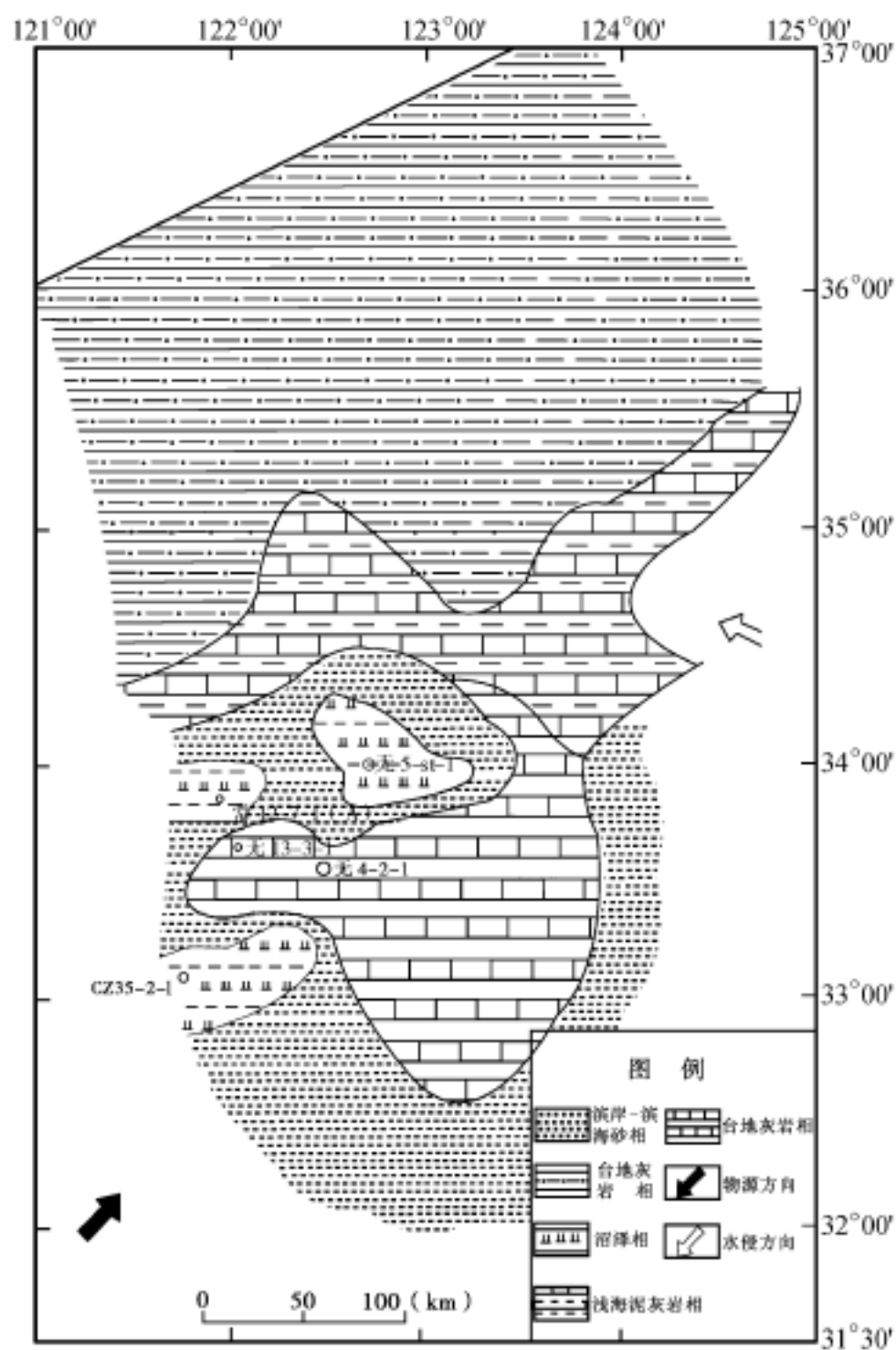


图 2 南黄海二叠系沉积相

Fig 2 Sedimentary facies of Permian

早三叠世早期,为陆棚沉积环境,发育灰岩和泥质灰岩。南黄海海域黄南盆地无 5-ST1 井和勿南沙隆起区的 CZ35-2-1 井揭示,早三叠世初期以陆表海环境占优势,下青龙组一段以灰岩为主,夹多层粉砂岩和泥岩。台地发育期间,发生过多次出露和台地淹没。

地震剖面上, T_6^0 - T_7^0 界面间地震层序大致与三叠系对应。其主要地震相类型有:中-弱振幅、中-高频、高连续、平行结构、席状外形地震相,中-弱振幅、中频、中连续、平行结构、席状外形地震相,中振幅、中-低频、中-低连续、平行结构、席状外形地震相,中-强振幅、或低连续、中-低频、亚平行,局部发散或为杂乱反射、席状-楔状外形地震相,台滩状地震相。平面上,中部隆起中-东部,为中-弱振幅、中-高频、高连续,局部中连续、平行结构、席状外形地震相分布区。该区地层厚度相对较小但稳定,砂泥比较低。中-高频和高连续的地震相特征,表明当时的沉积环境不同沉积物频繁交替,但水动力较弱。结合当时的主要物源区位于南黄海南部,该区相对远离主物源,推测该区为浅海-半深海环境,以泥岩和泥灰岩交互沉积为主,

夹砂质沉积。

黄南盆地和中部隆起西部及黄北盆地东部,以中振幅、中-低频、中-低连续、平行结构、席状外形地震相为主,其间分布有台滩状地震相,推测该区以浅海台地环境为主,发育灰岩,在海进期间接受泥质沉积。黄南盆地所有钻井均揭露到灰岩,以生屑灰岩为主,部分井揭露到泥岩与页岩,说明在黄南盆地以浅海台地环境为主是毫无疑问的。根据地震相特征的相似性和地层结构的可比性,认为中部隆起和黄北盆地东部也可能属浅海台地环境。

黄北盆地中部近北京向展布区,以中-弱振幅、中频、中连续、平行结构、席状外形地震相为主。该区地层厚度较小,为浅海沉积环境,以灰、泥岩交互沉积为主,夹砂质沉积。

勿南沙隆起区,以中-强振幅、低频、杂乱反射地震相为主。推测这些区域主要为滨海环境,以粗屑沉积为主。黄北盆地西北部地层厚度大,局部见楔状外形地震相,可能有三角洲或扇三角洲沉积发育。

综上所述,三叠纪时期的南黄海,以浅海环境为主,台地灰岩、浅海灰泥岩沉积区占据了现今的黄南盆地、中部隆起及黄北盆地的大部分区域。勿南沙隆起区,在当时靠近主要物源,以滨海或三角洲沉积为主(图 3)。

(4)白垩系

据区域地质资料和南黄海已有钻井资料揭示地层情况分析,南黄海的中生界主要为上白垩统。黄北盆地西面的黄 7 井揭露上白垩统赤山组为棕褐色泥岩、粉砂质泥岩与棕色泥质粉砂岩灰质粉砂岩、细中砂岩、细砂岩,沉积韵律发育。黄北盆地东南面的 Kachi-1 井揭示上白垩统为薄层砂岩、泥岩及灰岩,钙质增多,为浅湖相沉积,下白垩统主要由红色和褐色的粉砂岩和砂岩组成,夹有火山岩,为滨湖或河流沉积。

白垩系地层分布于南黄海黄北盆地和黄南盆地,千里岩隆起区、勿南沙隆起区未见其分布,中部隆起区小断陷内有白垩系沉积。地震剖面上,中生界常见四类地震相,即强振幅、高频、高连续地震相,中振幅、中-高频、中连续地震相,中-强振幅、中-低频、低连续地震相和杂乱反射地震相。其中前两类地震相主要分布于黄北盆地中部。在砂泥岩比等直线平面图上,该两类地震相分布区对应 P_s 值小于 50% 区域,代表湖泊及湖泊淤浅后的沼泽环境。中-强振幅、中-低频、低连续地震相分布于上述两地震相区的外围及黄南盆地与中部隆起区的局部地区,与 P_s 值大于 15% 的区域对应,属滨湖或河流沉积环境。杂乱反射地震相多处分布,但以黄北盆地中东部和黄北盆地东北部分布最广。杂乱反射地震相分布区的外围是高连续地震相分布区。推测此类杂乱反射地震相是湖泊中厚层火山碎屑岩沉积的反映。白垩纪时期,黄北盆地区以湖相沉积为主,其次为河流相沉积。黄南盆地区及中部隆起的小断陷区,为河流相沉积及浅水湖泊沼泽沉积(图 4)。

(5)下第三系

a. 古新统泰州组($E_1 t$)

泰州组在黄南盆地和黄北盆地分布普遍,但岩性不稳定,在黄北盆地西部黄 7 井钻遇古新统下部棕红色砂泥岩段,上部灰色泥岩段;黄北盆地东北凹陷东南部的 Haema-1 井揭示古新统主要由粉砂岩和砂岩组成,夹火山岩;始新统下部为红色岩石,上部为杂色泥岩。黄南盆地揭露的泰州组以杂色角砾岩为主,夹紫灰色薄层泥岩、灰白色和杂色粉砂岩。泰州组主要发育四类地震相。黄北盆地东南部、西北部及东北凹西部以中-强振幅、中频、中-高连续地震相为主,可能为半深湖沉积的反映。黄南盆地中北部、黄北盆地东部和中南部及各隆

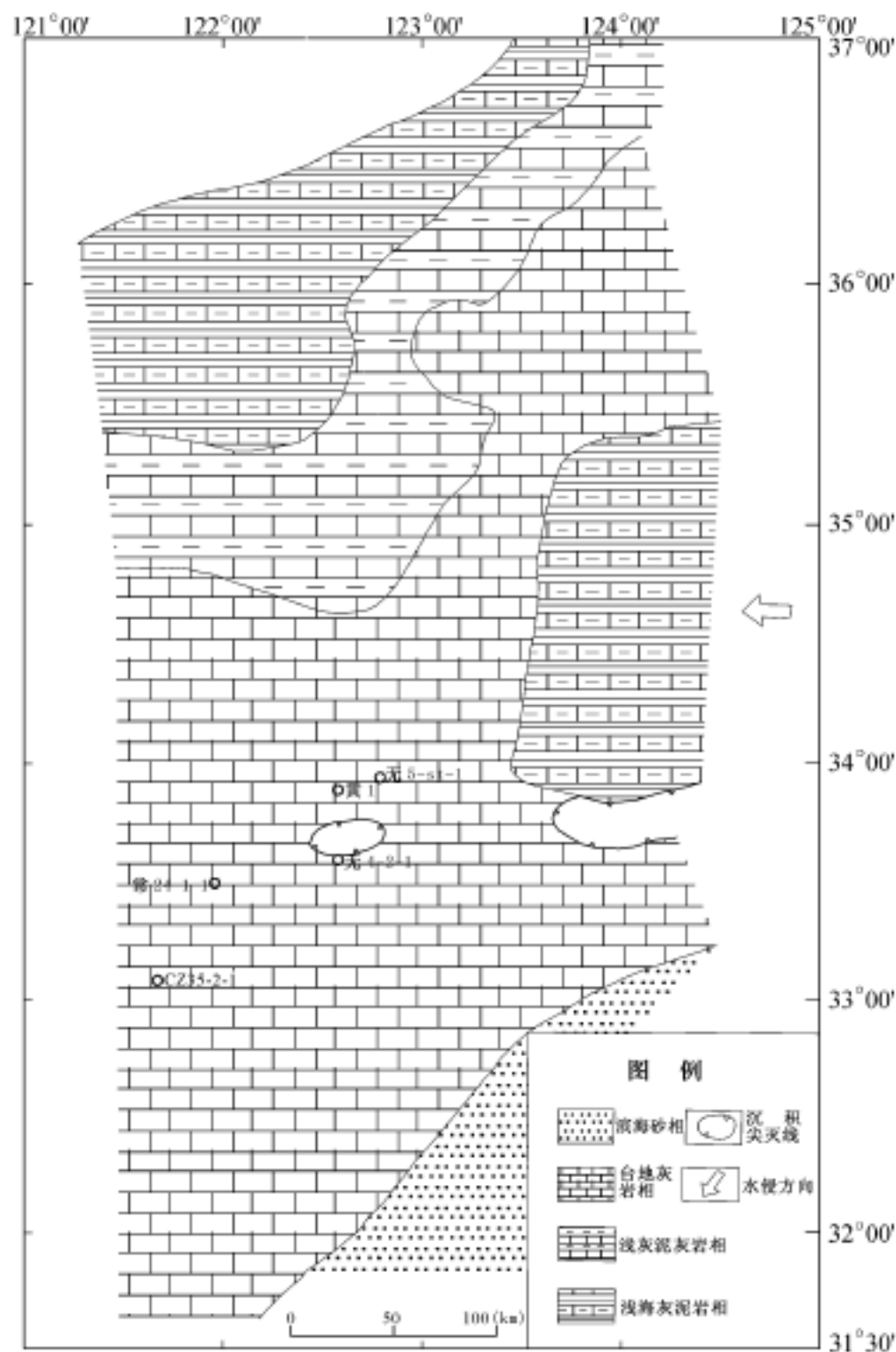


图 3 南黄海中-下三叠统沉积相

Fig 3 Sedimentary facies of lower to middle Triassic

起区的局部断陷区为中-弱振幅、中频、中连续、发散-平行结构、席状-充填外形地震相。该类地震相主要为滨-浅湖沉积的反映。黄南盆地西南部有杂乱反射地震相连片分布,可能是冲积扇、扇三角洲与冲积平原沉积的反映。黄北盆地南部凹陷的中部为中-强振幅、中频、低连续-断续、杂乱-亚平行结构、席状-充填外形地震相,可能为湖泊浅滩沉积的反映。

早第三纪早期南黄海的沉积环境与晚白垩世的沉积环境具继承性,且沉积范围有所扩大(图 5)。黄北盆地水体加深,首先快速充填红色河湖相砂泥岩,随后演变为浅湖-半深湖,充填灰色泥岩及少量砂岩和鲕状灰岩。沉积物源主要来自千里岩隆起,沿千里岩断层发育一系列规模不等的冲积扇或扇三角洲。古新世,黄南盆地的各个分隔性凹陷也开始接受沉积,一般充填河流相砂岩、砾岩,部分凹陷发育为浅湖,充填泥岩、泥质粉砂岩、粉砂岩等。主要物源为勿南沙隆起。各凹陷间的凸起也提供部分碎屑物质。

b. 始新统卓宁组 ($E_2 f$)

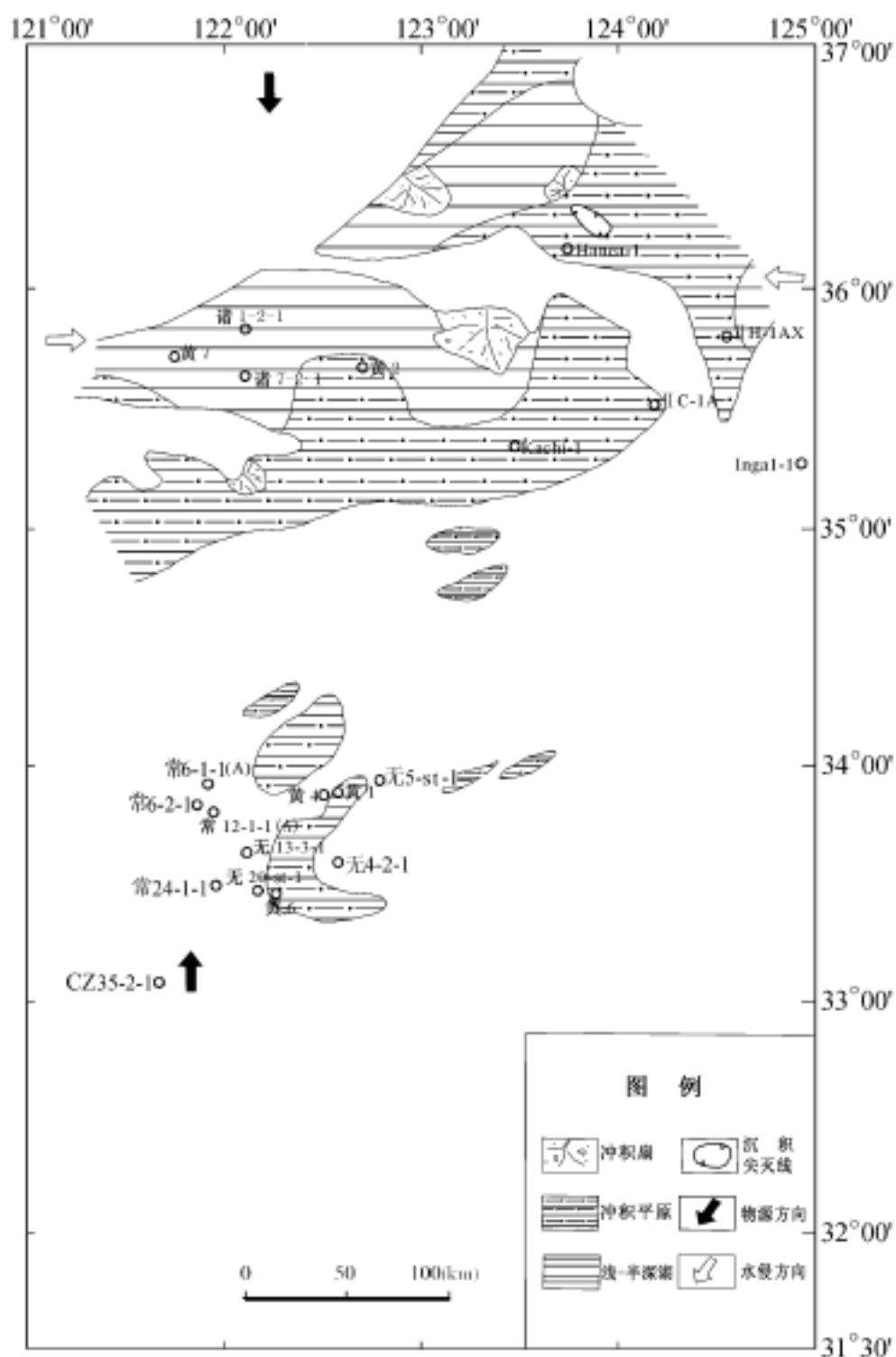


图 4 南黄海侏罗系-白垩系沉积相

Fig 4 Sedimentary facies of Jura-Cretaceous

目前,在黄南盆地的常 24-1-1 井、无 13-3-1 井、常 6-1-1(A) 井、无 5-ST1 井及黄北盆地的黄 9 井、黄 5 井、ZC1-2-1、Haema-1 井均不同程度地揭露到阜宁组。阜宁组沉积下部为红色粗粒沉积,与上部地层构成正韵律,推测为河流相,在边界断层附近为冲积扇粗屑沉积。阜二段沉积期各凹陷逐渐连通成为湖泊,水体不断加深,以暗色泥岩为主,夹砂岩、石灰岩,局部地区夹煤线。阜三段沉积期,沉积区有所抬升,水体下降或隆起区与沉降区高差增大,碎屑物快速堆积,以暗色砂泥岩沉积为主,砂岩增多。阜宁组发育晚期,盆地快速沉降,湖泊水域扩大,阜四段为暗色泥岩段,很少甚至不夹砂岩。始新世晚期可能有海侵影响。阜宁组上部地层中产膨胀新单角介,深灰色泥岩中夹石灰岩和泥灰岩。

阜宁组主要有四类地震相。分布于黄南盆地南部凹陷的西北部、东南部和东北凹陷的西南部为连续和中-低连续、平行结构的地震相,可能反映浅湖-半深湖相泥岩、页岩和砂质泥岩沉积。黄南盆地和黄北盆地的外围区为断续-低连续、亚平行-杂乱反射结构、席状外形

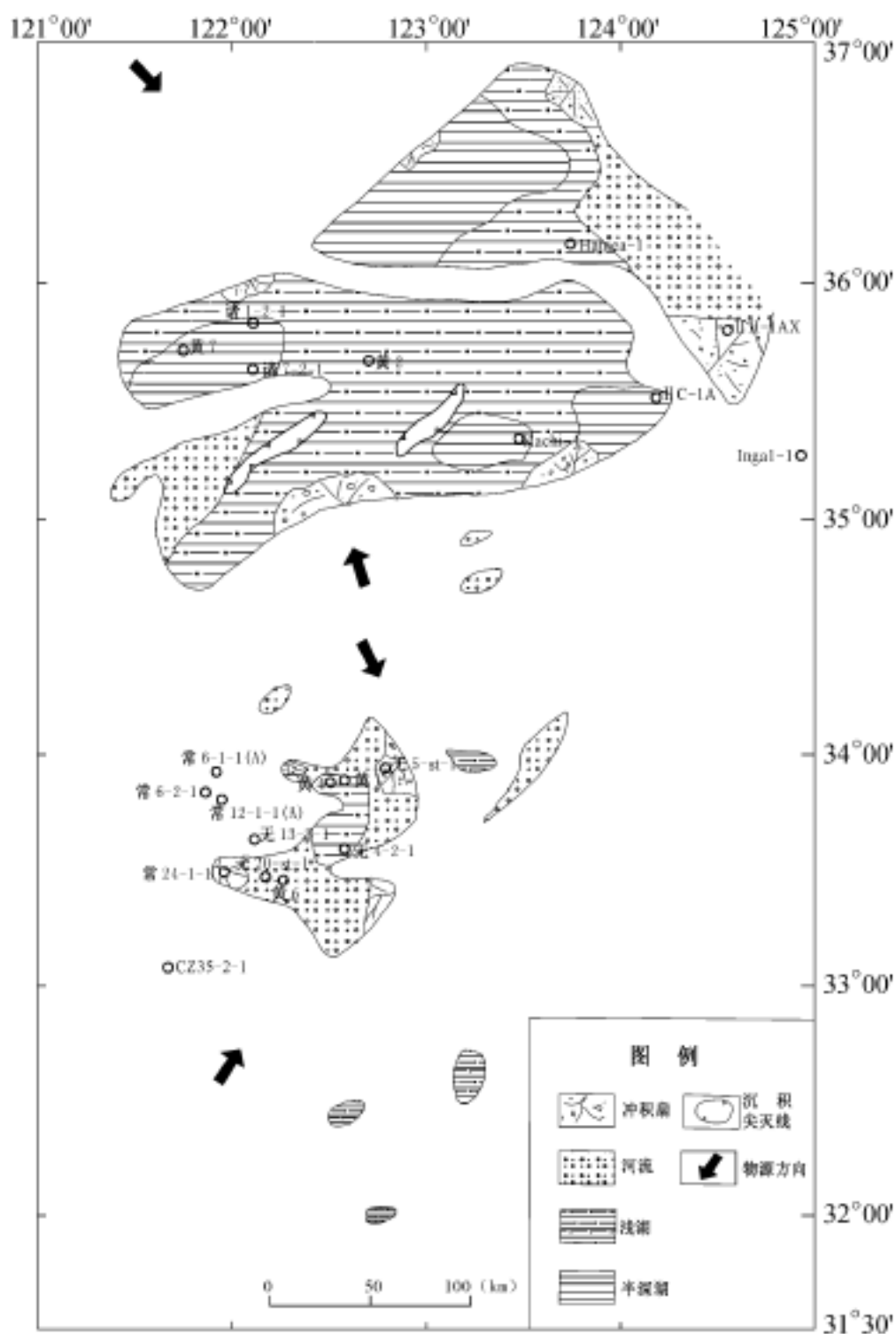


图 5 南黄海泰州组沉积相

Fig 5 Sedimentary facies of Taizhou formation

地震相,反映滨湖-浅湖环境的沉积砂岩、泥质砂岩、粉砂岩沉积。大的边界断裂附近为杂乱反射地震相,反映冲积扇及扇三角洲沉积。在盆地中部的杂乱反射层,可能为玄武岩层的反映(图 6)。

4 渐新统戴南组($E_3^1 d$)十三垛组($E_3 s$)

渐新世黄北盆地东北凹陷与南部凹陷基本连通,渐新统分布广,一般厚度在 1000~1500 m,最大厚度分布区在南部凹陷的西北部,达 2500 m。黄南盆地现有地震测线控制范围内,大部分缺失渐新统,在有渐新统分布的地方,其厚度薄,一般小于 500 m。

渐新统有三类地震相。黄北盆地东北凹陷西南部、黄北盆地南部凹陷中东部与西北部为中-强振幅、中-高频、高连续、平行结构、席状外形地震相。第二类为中-弱振幅、中-高频、

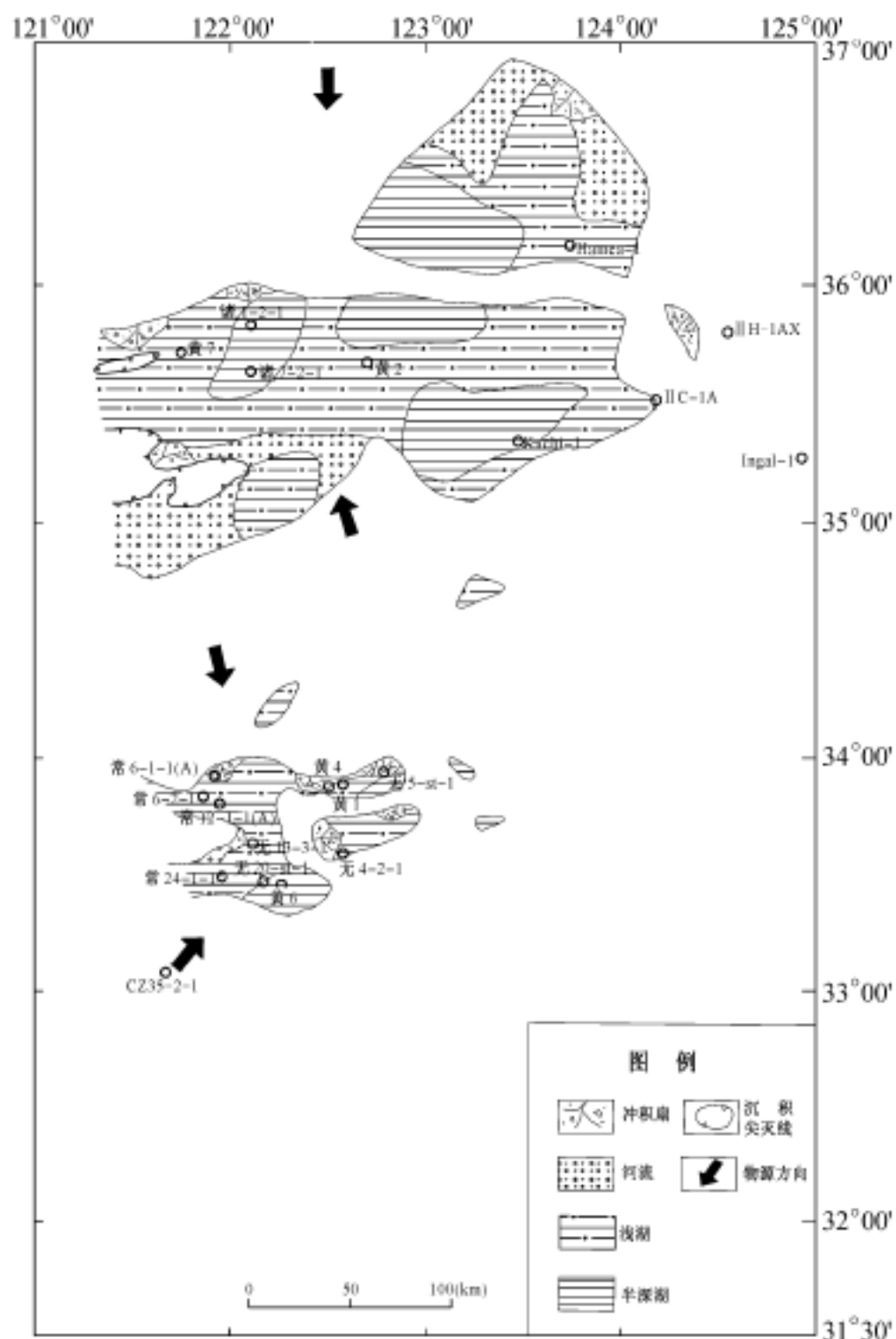


图 6 南黄海阜宁组沉积相

Fig. 6 Sedimentary facies of Funing formation

中-低连续、平行-亚平行结构、席状外形地震相,分布于黄北盆地中部及第一类地震相的外围。上述两类地震相反映浅湖到半深湖沉积环境。第三类是弱振幅、中频、断续、充填结构地震相。该类地震相,在黄北盆地内环绕第二类地震相分布于盆地边缘地区,在黄南盆地则分布于现有测线控制区的西缘。该类地震相主要为河流、冲积扇相的反映。

渐新世早期黄南盆地基本继承阜宁组沉积特征,戴南组岩性纵向变化规律明显,下部为灰、深灰、灰黑色为主的泥岩,上部为紫红、褐红、深灰等色的砂泥岩,普遍夹煤层或炭质泥岩,碎屑岩含炭屑,下部的深灰色和黑色泥岩是南黄海地区重要的生油岩。北部斜坡发育冲积平原和沼泽相,沿南部断层发育冲积扇和水下扇。黄北盆地的戴南组主要发育河流相,湖相和沼泽相,凹陷中央为浅湖相,部分地区为半深湖相。

渐新世晚期,南黄海海域进入消亡阶段。三垛组下部为灰色、部分为棕色泥岩,粉砂质泥岩夹浅灰、灰白色灰质砂岩、含砾砂岩,底为含泥砾的砾岩,属网状河-蛇曲河相沉积,局部

为沼泽相沉积。上部为棕红-紫灰色泥岩夹灰绿-深灰色泥岩、粉砂质泥岩和少量粉砂岩砂岩,下部夹多层含膏泥岩,上部夹油页岩、泥灰岩,是典型的湖泊沉积(图 7)。黄南盆地的沉积物来源主要为勿南沙隆起和中部隆起。黄北盆地的主要物源有千里岩隆起和中部隆起。

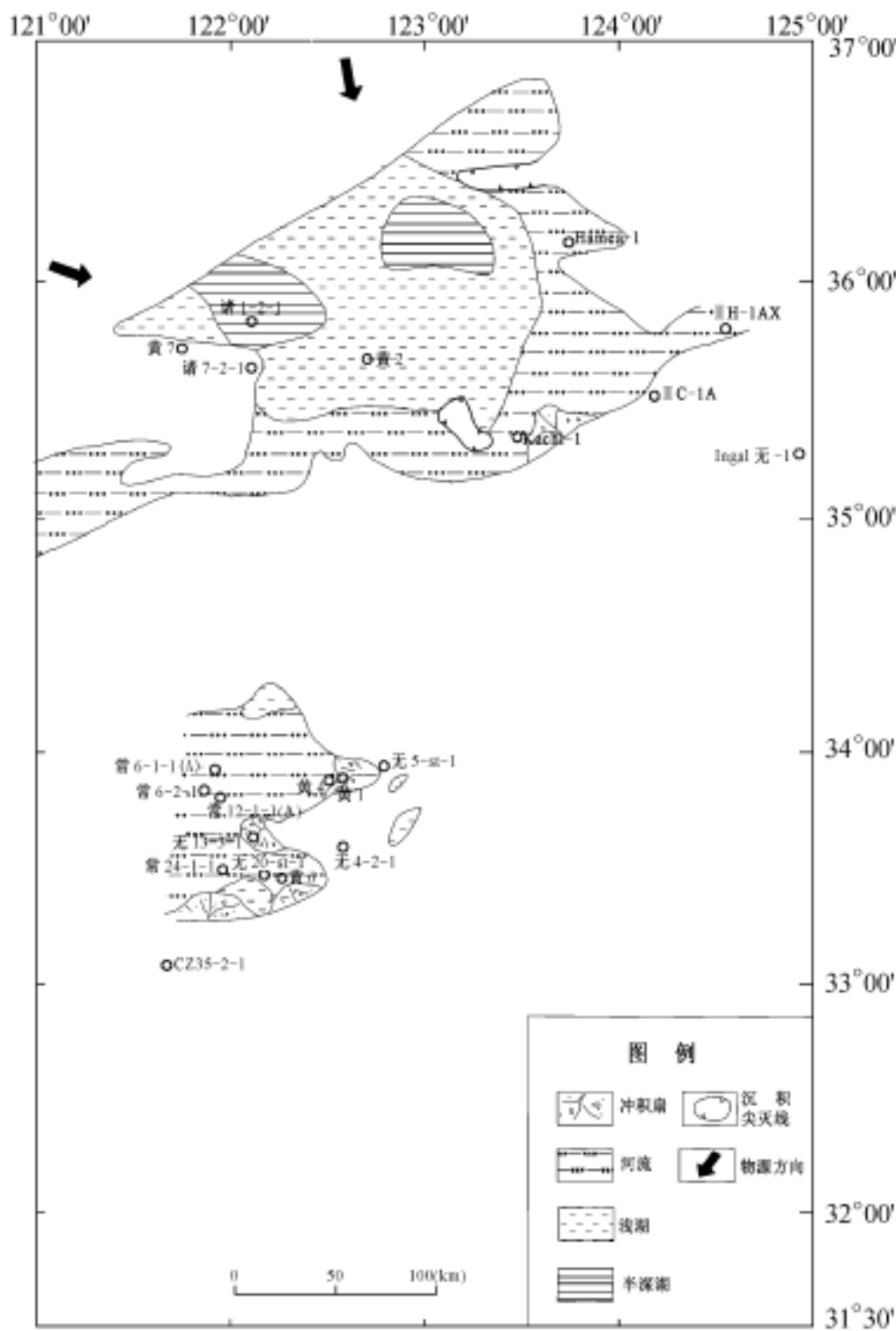


图 7 南黄海戴南组-三垛组沉积相

Fig. 7 Sedimentary facies of Dainan to Sanduo formation

(1)上第三系—第四系

地震剖面上,超层序 I (T_0 - T_2^0)与上第三系—第四系对应。资料显示,南黄海上第三系分布广泛,厚度稳定,一般在 1800 m 左右。其地震相特征表现为中-强振幅、中-高频、中-高连续、平行结构、席状外形的特征。

渐新世末的三垛运动造成区内地壳再一次上升。下第三系受到较长时间的剥蚀、夷平。中新世,南黄海海域在差异风化剥蚀的基底上,首先在低洼处接受沉积。黄南盆地的中新统

下盐城组(N_1y)下部为灰、灰黄色含砾砂岩,细-粗砂岩,杂色泥岩,呈正韵律,有的凹陷内发育煤层。上部为杂色泥岩夹粉砂岩,砾石粒径小,磨圆度高,表现为网状河岩性组合特征,局部有沼泽化。黄北盆地的下盐城组下部为粗屑砂岩、砾岩为主的冲积-洪积相沉积。上部为网状河沉积。

上新世,南黄海全面下沉,上新统上盐城组(N_2y)钻井岩心古生物资料显示干凉气候型早本植物花粉,且含量丰富。碎屑岩分选差,但成分简单,为蛇曲河或泛滥平原相沉积。

南黄海第四系厚度变化不大,一般为 150~350 m,为灰-灰白色砂质粘土、粘土质粉砂、细砂层组成,属海陆交互相沉积。

5 结 论

a 晚古生代-第四纪,南黄海经历了后加里东稳定地台型陆表海沉积、印支运动后的前陆盆地、断陷盆地型湖相和河流相沉积及三垛运动以后的区域沉降阶段河流-内陆滨海沉积三个大的构造-沉积演化阶段。

b 南黄海发育有中、古生界海相层、部分中生界湖相层、古新统泰州组上部和始新统阜宁组湖相沉积等多套烃源岩。各地质时期沉积的砂岩和中、古生界灰岩及风化面可形成良好的储层。

致谢:本文参考了原地质部第一海洋地质调查大队赵金海教授等 1979 年编写的“南黄海海区地球物理调查及含油气远景评价报告”、华东石油地质局地质研究大队 1986 年编写的“下扬子区海相中、古生界油气资源量预测报告图册”、冯志强教授等 2002 年编写的全国油气战略选区入库报告“黄海有油气远景的战略区”等资料,在此对这些专家们致以深深的谢意。

参 考 文 献

[1] 王金渝,周荔青,郭念发,杨方之.2000.苏浙皖石油天然气地质.北京:石油工业出版社
[2] 许薇龄.1982.论南黄海的两个新生代盆地.海洋地质研究,2卷2期,9~19
[3] 杨方之,周荔青,郭念发.2001.江苏黄桥二氧化碳气田.北京:石油工业出版社

SEDIMENTARY CHARACTERISTIC SINCE LATE PALEOZOIC OF THE SOUTHERN YELLOW SEA

Wang Liaoliang Yi Hai Yao Yongjian Feng Zhiqiang Jin Huafeng Chen Qiang
(Guangzhou Marine Geological Survey, 510760)

Abstract: Paleozoic to Quaternary sediments well developed in the Southern Yellow Sea . That was Caledonian Movement made South China folded zone with Yangtze platform jointed, and

then a wide and steady platform was formed after Caledonian movement in the main part of Eastern Yangtze platform . The platform was in a denudation and level state during early to middle Devonian, and accepted intercontinental fluvial deposits during late Devonian . It was intensify transgression during middle to late Carboniferous made the whole Southern Yellow Sea which included Wunansha swell to become a shallow marine environment, and to accept carbonate deposits . Dongwu revolution which occurred between early with late Permian resulted in regional rifting and shelf sedimentary differentiation, and the lakes-shore sediments well developed, also there were many coal beds formed . In early Triassic, the eastern Yangtze area was greatly subsiding and transgression, the platform limestone and shallow marine lime-mudstone distributed in most parts of Huangnan Basin, middle swell and Huangbei Basin . In the early stage of middle Triassic, that was large scale regression resulted in the South Yellow Sea becoming tide plane, there more thicker carbonate rock were deposited, and some places were changed into lagoon environments . To late stage, the Southern Yellow Sea had completely closed marine environment and becoming a continental environment, the Huangmaqing Formation which mainly composed of red fluvial and lacustrine clastic sediments were formed . In early stage of Indosinian movement, some rifts were formed in the south side of platform which formed after Caledonian movement, and edge depression in the north side . The Huangnan Basin was formed in the late period of Indosinian movement for the rift enlarging which located at the south side of Yangtze platform that resulted from left-lateral slip of the Tanlu fault . The Huangbei foreland Basin was formed at the South edge of Sulu orogenic belt in the end of middle Triassic for Yangtze platform with North China platform collision, fluvial and lacustrine sediments and medium-acid volcanic rocks well developed in the Huangbei Basin, and the thickness is up to 3000~6000m . During Paleocene to the end of Oligocene, the Yellow sea come into downchasms developing stage, and lacustrine and palus deposits predominated during this period . And the South Yellow Sea turn into a regional depression stage, mainly developing fluvial deposits .

Key words: South Yellow Sea, Late Paleozoic, Sedimentary characteristics

南海北部陆坡海底异常地貌特征 与天然气水合物的关系

沙志彬 杨木壮 梁 劲 郭依群 梁金强

摘 要 在南海北部陆坡的浅层剖面上,发现存在若干海底声学异常反射现象,主要有滑塌体、丘状体、麻坑、羽状流(海水中)等类型,它们是由于滑塌、浅层气或流体溢出等因素造成的海底微地形地貌突变,可能与海底下存在的天然气水合物有关。

关键词 浅层剖面 天然气水合物 海底异常地貌

1 前 言

南海水深大于 400 m 的陆坡和陆隆区的面积约 $90 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。根据区域地质资料,这一地区在中中新世之后进入区域沉降阶段,构造活动微弱,沉积了一个厚度达 1000~5000 m 的地层,有机质比较丰富,可能为天然气水合物的形成提供充足的气源,而它们相对复杂的构造环境又能够形成良好的疏导体系、水合物成藏的有利地质体和适宜的温压场环境。因此,南海广阔的陆坡区具有形成天然气水合物的有利地质条件。

2 异常地貌类型及特征

北部陆坡浅层剖面上广泛存在异常反射现象,主要有海床面及其上的滑塌体、丘状体、麻坑、羽状流(海水中)和海底地层中的杂乱反射、模糊反射和空白反射等类型。根据经验,浅层气体大部分在地震记录上都具有吸收声波能量、形成空白反射、反射波中断等声学屏蔽层、声学混乱性的特点,并形成一系列的地形地貌特征。因此,它们可能是由于滑塌、断裂和流体溢出、浅层气、地层岩性不均一等原因而造成海底微地形地貌突变和反射同相轴杂乱、模糊不清、中断、消失或不规则变化,而羽状流是水柱在浅层剖面上的反映。

2.1 滑塌体

浅层剖面测线 A 揭示了滑塌体的存在,该测线水深 800~1700 m(图 1),地形变化剧烈,浅层剖面显示了不规则、强弱反射波、杂乱反射波相间的复杂海底地形和可能的“水合物气帽”,反射面之下的沉积物既具有声学透明性又具有声学非透明性特征,在反射波变弱或出露海底的区域,整个沉积层序就变成了声学透明区。如果杂乱的反射波是由于“水合物气

第一作者简介:沙志彬,男,1972 年生,工程师,1994 年毕业于中国地质大学(武汉)石油系石油地质勘查专业,主要从事天然气水合物调查研究工作,先后参加了“863”“973”等项目的研究工作。

本论文由广州海洋地质调查局院士基金(2001-YSJJ-G/H-06)项目资助。

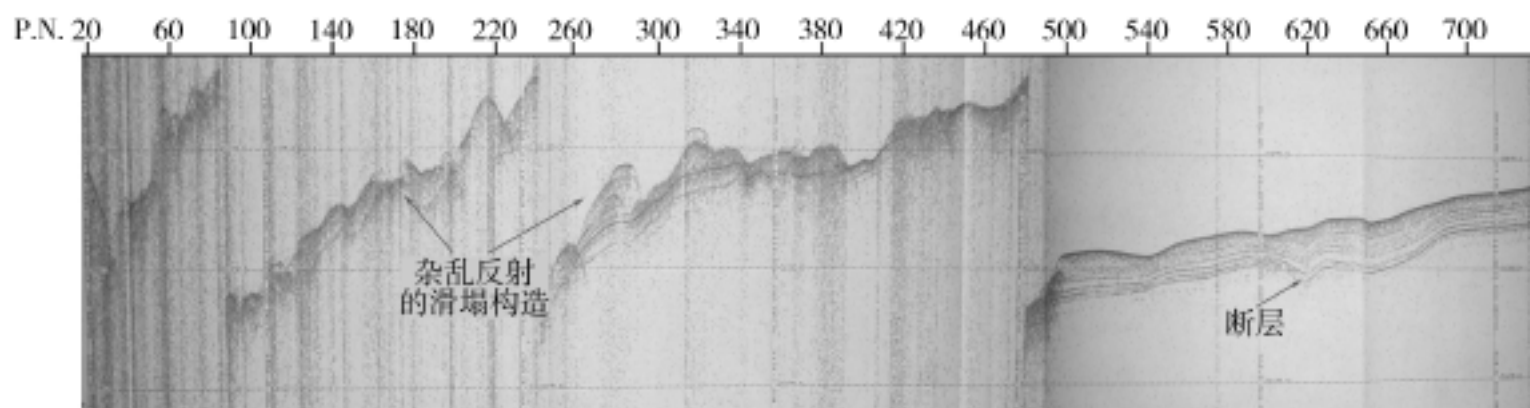


图 1 测线 A 浅层剖面

Fig. 1 Sub-bottom profile of Line A

帽’所造成,那么它就反映了气体扰动的结果,且气体正不断向上部运移。由于气体运移发生在沿倾向向上的方向,故随着气体不断向上运移的同时,海底表层沉积物的声浊度往上坡也逐渐增加。经过分析认为,这种现象是由于气体强烈扰动引起沉积物的滑塌而向斜坡下方滑动,如果气体饱和度达到破坏盖层与气体保存平衡条件的时候,气体就会逸出形成相关复杂地貌。还有强、弱、杂乱反射波相间出现,也一定程度上说明了滑塌与气体饱和度之间的关系。另外,本测线 PN620 有一浅部小断层,断距不大,可作为气体向上运移的通道。故浅部地层可能存在小部分的天然气水合物分解气,如甲烷气。因此,滑塌体的出现可以说明该区存在丰富的气体,水合物气体可能是形成浅地层处滑塌构造的外因。

2.2 丘状体

浅层剖面测线 B 发现了两个高出海底约 5~18 m、底宽约 0.7~1 km(图 2),内部具有模糊反射特征的丘状体。丘状体海底以下的反射特征从模糊反射逐渐变为空白反射可能是由于海底的水或海底温度、气体组分、孔隙水盐度、地温梯度以及海底深度变化所致,同时还可能意味着气体大量的存在。由于海底温度的升高,海底沉积物中的气体持续不断地流动,从而导致气体膨胀,这样沉积物不断被气体推动向上”生长”,最后堆积成一座小山丘。所以推测丘状体的形成可能与甲烷气体的释放有关,而储存于浅层附近的天然气水合物储集层可能是影响底层水体温度变化及引起甲烷气体大量释放的原因。因此,丘状体地貌的出现可以说明该区存在相当数量的气体。

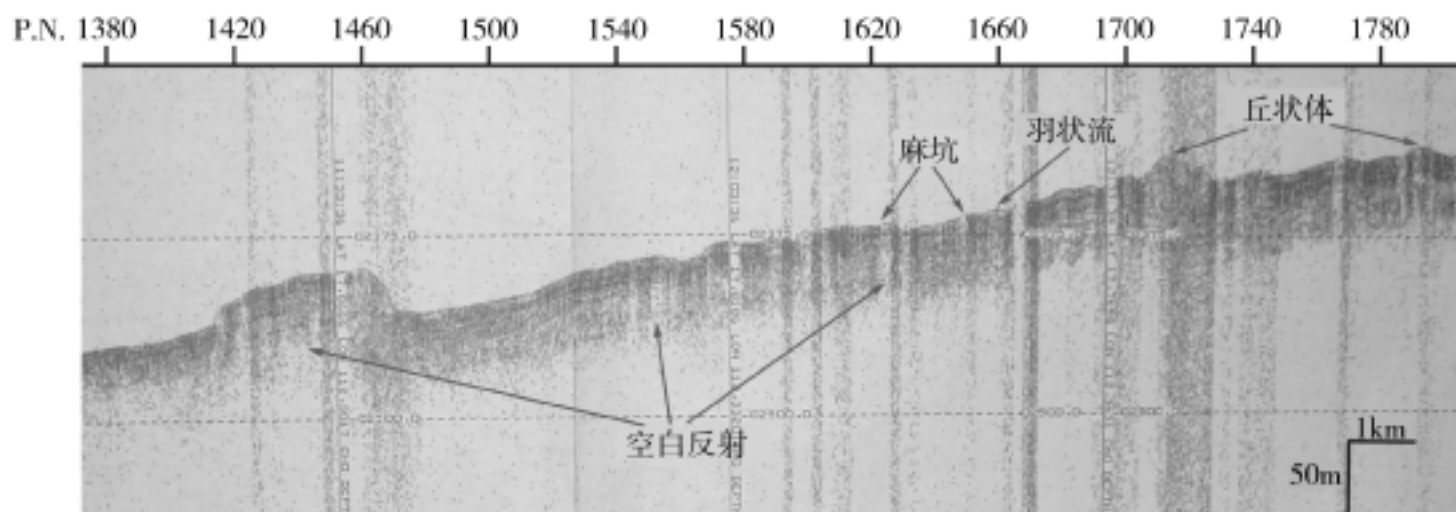


图 2 测线 B 浅层剖面

Fig. 2 Sub-bottom profile of Line B

2.3 麻坑

浅层剖面测线 B(图 2)和测线 C(图 3)都揭示了地层的空白反射、反射波中断及与渗流相伴生的形式出现的声学屏蔽异常特征,这些现象说明地层中存在富含气体的沉积物。其中部分区块空白反射直通海底,指示了气体向上运移的通道,气体不断逸出最后形成小麻坑。推测测线 B 和测线 C 存在着直径约 3~5 m、深约 1 m(估计值,目前的浅层剖面系统在此深度达不到此分辨率)类似于“V”形洼地的麻坑。分析认为这些麻坑可能是由于碳氢化合物气体(主要为甲烷气体)的逸出而引起海底物质的移动所致。因此,麻坑地貌的出现也一定程度说明该区存在相当丰富的气体。

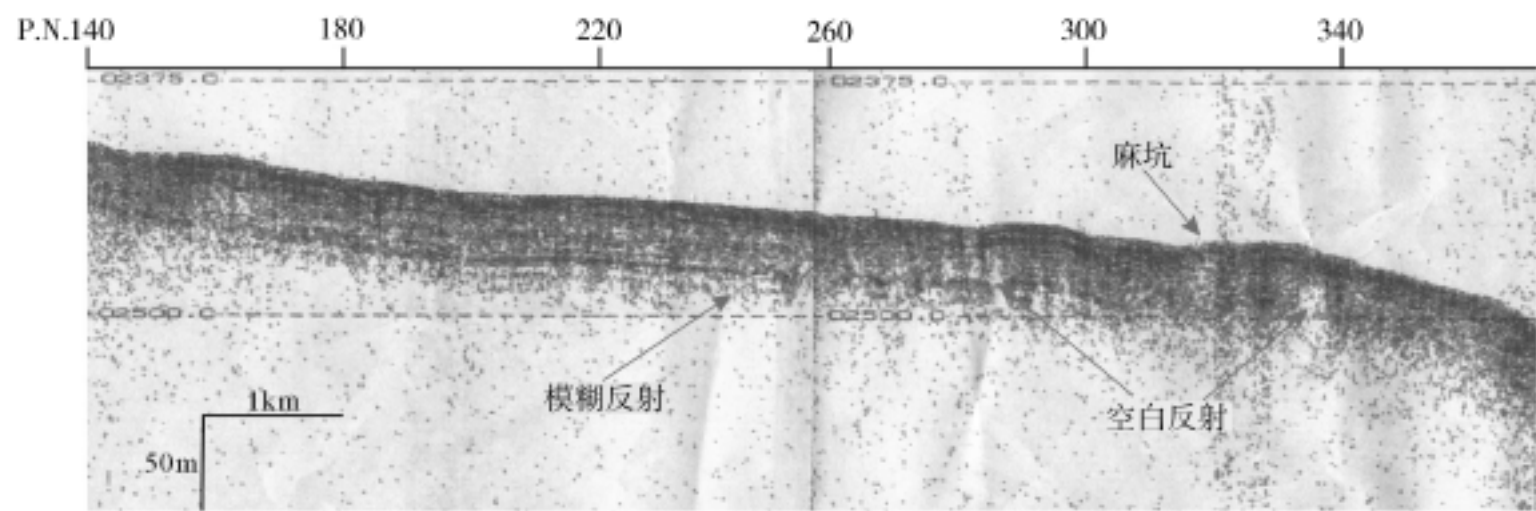


图 3 测线 C 浅层剖面
Fig 3 Sub-bottom profile of Line C

2.4 羽状流

在测线 B(图 2)上有少量水柱的反射推测(因浅层剖面系统在此深度达不到此分辨率)是以羽状流形式出现的,且与麻坑相伴生,这亦可能反映了气体的渗漏。而海底麻坑正好为气体的溢出提供了运移通道,这些羽状流在麻坑以上的海水中形成,当气体源源不断从地层中溢出达到一定规模时,它就会在海水中形成气泡效应,从而在海水中形成羽状流反射特征。

3 典型地貌成因机制探讨

通过对北部陆坡区浅地层剖面资料的分析,可以总结出可能与天然气水合物有关的典型地貌如滑塌、丘状体、麻坑和羽状流的成因机制模式(图 4)。

图 4 说明了天然气水合物的形成以及由于气体的运移、逸出而在海底形成麻坑、丘状体、滑塌、羽状流和泥底辟等地貌的原因。其主要成因是由于在具备天然气水合物形成背景条件(低温高压)下的海底沉积物内,烃类气体负载流体的定向运移为天然气水合物形成创造了必要条件(Hovland M 等, 1997),为这种漫长的地质过程提供了充足的烃类过饱和流体。因此,天然气水合物分布区富烃类流体的活动十分活跃,从而在海底形成这种独特的、释放气体的海底地貌特征。

3.1 滑塌体成因

滑塌体的发育为天然气水合物赋存提供了较为适宜的温压环境,它可能是滑塌构造的一

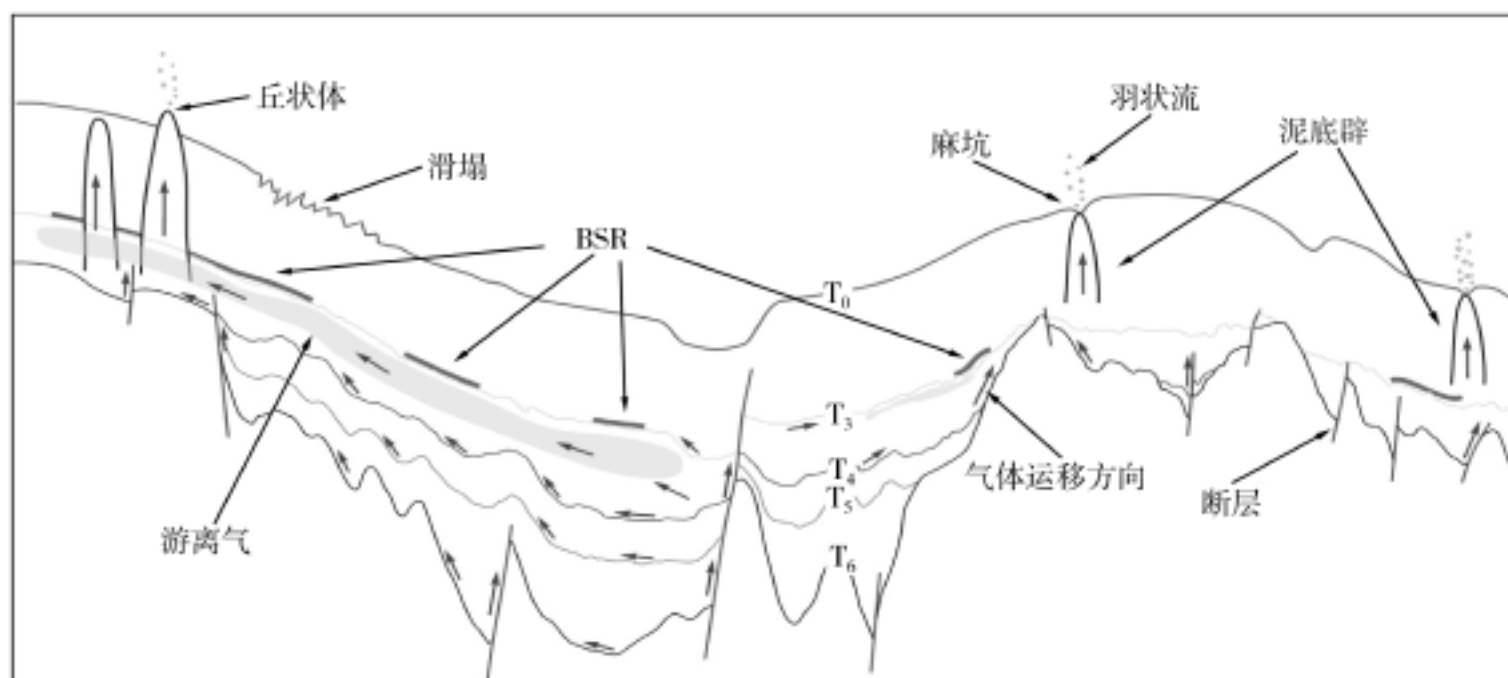


图 4 北部陆坡天然气水合物与典型地貌形成关系模式示意图

Fig 4 A sketch showing the model between gas hydrate and typical land forms

个重要诱发因子,而滑塌本身可能就是由于气体水合物分解而产生的构造效应, Richard D. Mclver 曾对水合物的这一构造效应进行了论述:随着压力增加,低密度泥岩和气体从下伏稳定带中排出,使水合物顶部边界破裂,因此引起上陆坡悬浮沉积物沿着其平缓边缘的前面滑动。此外,流体分解带可以沿着水合物块的楔状边缘滑动而形成一个滑面。海平面的交替变化可引起一系列事件重复发生,从而在陆坡的坡脚下形成巨厚的混杂堆积。

Mclver(1977)、Kvenvolden (1980, 1993)、McMenamin (1980)、Reed 等(1991)、Paul 等(1996)科学家先后指出:海洋沉积物中大量的甲烷水合物也影响其它海洋地质作用,包括块体坡移和全球气体变化模式。例如,甲烷水合物能作为胶结物,增强 BSR 之上的沉积物机械强度。然而,BSR 之下的未固结沉积物可能更容易块体滑动,并向斜坡下运动,因而在海洋沉积物中形成不整合面,引起海底块体滑坡或位移。另外,孔隙流体压力减小或浅海底温度增加使水合物层底部的水合物分解,导致沉积物的剪应力降低,导致沉积物不稳定并发生块体滑移。

1998 年德国基尔海洋地质科学研究中心的 J. Mienert 等,在 R/ V“ Professor Logachev ”号调查船的 TTR-8 航次调查中,对挪威 Storegga 滑塌区进行了与气体水合物相关的调查,调查结果证明该区水合物形成与浅地层处的滑塌构造关系密切。

3.2 丘状体成因

根据北部陆坡区的温度与压力关系,可知当海底沉积物温度随着深度增加而改变时,将会有一区间段的游离甲烷气变得稳定并且能够聚集于水合物稳定带底界之下。由于海底水温会不断变化,当海底的水温上升至一定高的温度时,这种热量完全可以传输至下伏海底,那么天然气水合物稳定带的底面将上升至丘状体底部,这样任何水合物都将升华产生甲烷气体并在海底逸出。随着气体的渗漏,气体将会持续不断地逸出直到压力和温度条件达到水合物能在火山口底部渗漏区域形成为止,最后将会形成一个“气帽”(Mac Donald 等, 1994)。它说明当天然气水合物和游离气界面紧邻海底时,就会形成丘状体。据报道,巴伦支海和墨西哥湾北部的天然气水合物丘状体的形成也有类似的机理(Prior 等,1989)。

3.3 麻坑成因

麻坑地貌是被动大陆边缘海底中与水合物密切相关的重要标志,是在外陆架及陆坡区未固结海底表层堆积物中出现的洼地,通常直径达数米到数十米之间,深达数厘米到数十厘米。据统计,在世界被动大陆边缘的水合物探区均存在这种地貌现象,如大西洋海岸、印度西部大陆边缘、非洲西部海岸等。这种“麻坑”地貌的成因可能是由于生物气、或深成气热流体沿断裂向上运移进入水体所致,“麻坑”之下多为被断层复杂化的褶皱地层,并因气体充填在浅部地层形成反“U”状、“V”状、丘状、穹隆状、圆锥状、蘑菇状、海底之上的锥状特征面直至渗漏及空白反射区等一系列声学屏蔽特征和声波模糊带,而最下部可能为类似底辟柱的构造,在垂向上形成了“麻坑-断褶带-底辟柱”式样的三层楼地质构造,这些都反映了沉积物中气体的存在和气体逸出特征。可惜,北部陆坡区的浅层剖面在垂向上未能见到具有这样典型的地形地貌特征。

与北部陆坡区相似的麻坑特征在美国的贝尔法斯特湾 (Kelley 等, 1994)、希腊的 Patras 湾 (Hasiotis 等, 1996) 及 Persian 湾 (Uchupi 等, 1996) 均可见到,并且已被 Hovland 和 Judd (1988) 以及 Fader (1991) 进行过详细的分析。它们的成因都被归因于生物成因的天然气和孔隙水的逸出 (Kelley 等, 1994)、地震诱发的气体渗漏 (Hasiotis 等, 1996) 以及地下水、热成因和火山成因的气体所造成 (Uchupi 等, 1996)。

3.4 羽状流成因

从深部地层中通过沉积物向上运移及不断地向上覆水层渗漏的浅层气可部分改变麻坑周围附近海水的速度-密度特性。如果渗漏出来的气体达到一定数量,当水柱与相邻的均匀水质之间能够形成声阻抗界面时,充满气体的羽状反射波就会在麻坑之上的海水中形成 (Li 和 Jin, 1989)。

4 结论和建议

浅层剖面出现空白反射区及声学空白等异常现象,跟深部 BSR 之上所产生的空白带机理一样,它们都一定程度上反映沉积物组分发生了变化。如果深部存在气体水合物,而盖层封闭又不严的话,断层、褶皱和底辟等构造就可作为甲烷气体和流体从深部向上运移至浅部地层提供通道。这些异常反射的区块,如果存在足够大压力的气体,那么碳氢化合物气体完全可能通过分子扩散、鼓泡或徐缓沸腾现象从沉积物中向上溢出而形成相关地貌。

北部陆坡区浅层剖面出现可能由气体引起的不同程度声学异常现象及存在可能与天然气水合物有关的地形地貌特征,采集的浅表层沉积物和孔隙水等样品的各种地球化学测试分析结果也出现异常,某些多道地震测线亦有 BSR 显示。通过对比分析北部陆坡和存在天然气水合物的巴伦支海 (Barents) 以及 Sorokin 海槽的浅层剖面,认为它们有类似之处,故推测北部陆坡存在天然气水合物。

从国外天然气水合物的勘查手段看,他们往往联合应用浅层剖面系统、旁侧声纳系统和单道地震系统来获取从海底表层至一定深度地层的地质信息,从而综合判定其特征是否由水合物造成。因此,在进行天然气水合物资源调查时,能否运用多学科、多手段来获取更直接、有效、可靠的资料,为寻找水合物矿藏提供科学依据。

参 考 文 献

- [1] 金庆焕,杨木壮,梁金强 .21 世纪可能的新能源-天然气水合物,中国科学技术前沿(中国工程院版,第 5 卷) .北京:高等教育出版社
- [2] 许东禹,刘锡清,张训华等主编 .1997 .中国近海地质 .北京:地质出版社
- [3] D .Long,张莉译 .巴伦海巨大的海底火山口中潜在的水合物丘状体 .海洋地质,2001,2:68~80
- [4] Hyndman R .D .,张光学译 .海底流体排出及甲烷水合物 BSR 形成机理 .海洋地质,2000,3:24~46
- [5] N .K .Ivanov,张莉译 .黑海克里米亚大陆边缘存在大量流向海底的深部流体 .海洋地质,2001,4:69~79
- [6] S .Bouriak,舒虎译 .从地球物理角度研究克里米亚大陆架斜坡带气体水合物聚集的来源 .海洋地质,2001,1:60~67
- [7] A .V .Egorov, K .Crane, P .R . Vogt, A .N . Rozhkov .1999 .Gas hydrates that outcrop on the sea floor: stability models . Geo-Marine Letters, 19:68~75
- [8] Dickens, G .R ., Paull, C .K ., Wallace, P ., and the ODP Leg 164 Scientific Party .1997 .Direct measurement of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir .Nature, 385, 426~428
- [9] Hyndman, R ., and Davis, E . .1992 .A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom simulating reflectors by vertical fluid expulsion . J . Geophys .Res ., 1997, 7025~7041
- [10] Olga Ye . Zatsepina and Bruce A . Buffett .1998 .Thermodynamic conditions for the stability of gas hydrate in the seafloor . Journal of geophysical research, Vol .103, No .B10, 24127~24139
- [11] Wenyue Xu and Carolyn Ruppel .1999 . Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments . Journal of geophysical research, Vol . 104 . No .B3, 5081~5095

THE CHARACTERISTICS OF THE ABNORMAL PHYSIOGNOMYS OF SEABED RELATED TO GAS HYDRATE IN NORTH SLOPE, SOUTH CHINA SEA

Sha Zhibin, Yang Muzhuang, Liang Jin, Guo Yiqun, Liang Jinqiang
(Guangzhou Marine Geological Survey , Guangzhou, 510760)

Abstract: Some acoustics abnormal reflector, such as slip block, hummock, pock mark and plume etc .were identified in the sub-bottom profile in north slope, south China sea . These acoustics abnormal reflectors constructed by slipness, shallow gas or overflow of the fluid which might have some relations with gas hydrate . The characteristics of those acoustics abnormal reflectors were analysed in this paper . The possibility of the gas hydrate in existence and the cause of formation of the relative physiognomy were discussed in the next .

Key words: sub-bottom profile, gas hydrate, seabed abnormal land forms

南沙中部海域南薇西盆地、南薇东盆地 构造演化差异性分析

高红芳

摘 要 南薇西盆地、南薇东盆地同处于南沙中部海域南沙地块上,地理位置十分相近,但其构造特征却有明显差异。本文根据两盆地的构造沉降变化规律及构造沉降在盆地总沉降中所起作用的研究,分析两盆地构造演化的差异性以及构造演化阶段的不同对盆地沉积面貌所造成的影响,同时论述构造特征、构造沉降、构造演化、沉积特征之间的内在联系。

关键词 南薇西盆地 南薇东盆地 构造沉降 构造演化

1 前 言

南沙中部海域发育众多规模不等、构造复杂的沉积盆地,南薇西盆地、南薇东盆地是其中两个规模较大、有一定油气远景的盆地(图 1)。两个盆地分别处于南沙海域南薇滩东西两侧,位置十分相近,盆地之间无大的或重要的断层为界,只有沉积层的减薄。但两者的构造、沉积特征却有很大区别,分析这种地质差异的形成机制,对于研究南沙中部海域整体的构造演化、沉积发育、油气条件预测都有很重要的意义。本文在盆地地质构造特征分析的基础上,通过盆地构造沉降量大小即构造沉降速率分析,比较构造沉降活动对盆地地质构造格局的影响,研究盆地构造演化史的差异。

南沙中部海域盆地受南海区域应力场的影响,构造活动频繁,其中对盆地沉积构造影响较大的运动主要有三个,分别为礼乐运动、西卫运动和万安运动。礼乐运动发生于中生代末期至新生代早期,是一次强烈的构造运动,相当于南海北部的神狐运动。它从西部地区开始,逐渐向东扩展,是一次张裂运动。西卫运动发生于始新世中、晚期之间,区域上与南海第一次扩张有关。在全球海平面大规模下降时期,是一次席卷整个南海的构造运动,在南海西部和北部,以拉张应力为主,而在南海东部和南部,以挤压应力为主。万安运动是盆地内最强烈的一次构造运动。主要发生于中中新世—晚中新世之间。此次运动使地层强烈变形,它是盆地由此前的张裂阶段转为中中新世末期压扭阶段的转型构造运动。

2 地质构造特征

南薇西盆地北北东向展布,水深 1800~2000 m,地层最厚 11000 m;南薇东盆地北东东

作者简介:高红芳,女,1971 年生,硕士,工程师,1998 年毕业于中国地质大学(北京)能源系,主要从事地震资料解释及综合研究工作。



图 1 南薇西、南薇东盆地位置图

Fig.1 The sketch map of Nanweixi and Nanweidong Basin

向或近东西向展布,水深 1600~2000 m,新生代最大沉积厚度约 6000 m,以下第三系沉积为主。在国家“九五”期间的多次科考工作中,主要识别了六个地震反射界面,代表了区内的六个重要不整合界面 (见表 1)。

表 1 南薇西、南薇东盆地地震层序划分简表

Tab.1 Seismic sequence division of Nanweixi and Nanweidong Basin

时 代 \ 层 序			南 薇 西、南 薇 东 盆 地			
			界 面		超层序	层序
第四纪(Q)					A	
第三纪	上新世(N ₂)		T ₁	I	B	
	中新世(N ₁)	晚(N ₁ ³)	T ₂		C	
		中(N ₁ ²)	T ₃		II	D
		早(N ₁ ¹)				
	渐新世(E ₃)	晚(E ₃ ²)	T ₄	E		
		早(E ₃ ¹)				
	始新世(E ₂)	晚(E ₂ ³)	T ₅	III		
		中(E ₂ ²)				
		早(E ₂ ¹)				
	古新世(E ₁)					
中生代			T _g			

2.1 南薇西盆地地质构造特征

南薇西盆地总体呈 NNE 走向,其东部以 2000 m 等厚线及断层与南薇隆起区为界,由五个二级构造单元及二十个三级构造单元组成。二级构造单元由坳陷和隆起组成,隆起的沉积厚度一般小于 3000 m,为盆地内沉积隆起地区;坳陷的沉积厚度一般大于 3000 m,最大达 10000 m 以上,为盆地内沉积的主体地区。盆地内断层、岩体发育,地层变形强烈,构造特征十分复杂(图 2)。盆内下-中构造层(古新统-中中新统)地层发育大量呈骨牌状排列的反向正断层,同时断背斜、向斜串珠状发育。在下-中构造层的顶部,为万安运动形成的区域不整合界面 (T_3),这个界面在南薇西盆地大部分地区表现为角度较大的剥蚀面,也是一个重要的分界面。以 T_3 面为界,下-中构造层大量发育断层、褶皱,而 T_3 面以上的上构造层构造活动十分平静,地层变形微弱。

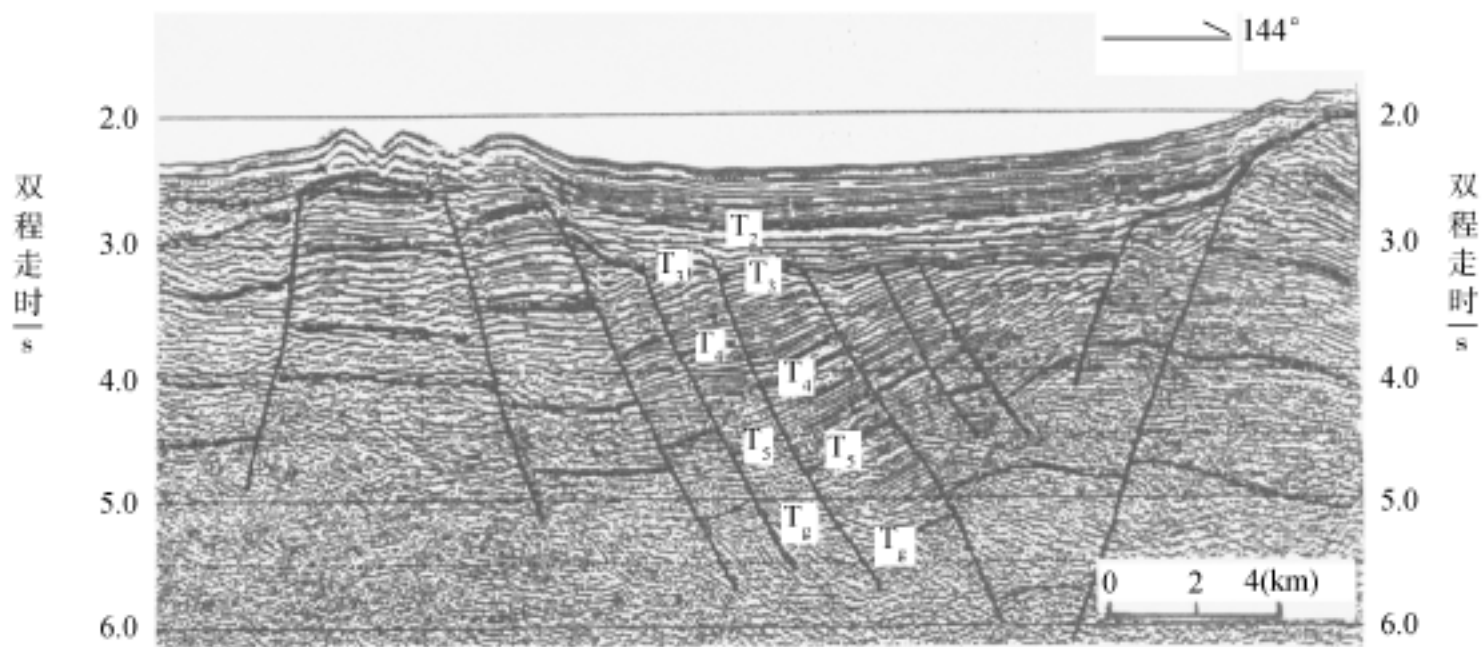


图 2 南薇西盆地剖面地质特征

Fig 2 The geologic characteristics of Nanweixi Basin

2.2 南薇东盆地地质构造特征

位于南薇西盆地的东南部,其四周为南薇隆起区,以断层及 2000 m 等厚线为盆地边界。盆地总体呈 NEE 走向,沉积厚度 500~6500 m。该盆地的最大特点是下构造层(古新统一始新统)的厚度较大,遭受轻微的变形,少量正断层发育,岩体多发育于盆地边部;而中—上构造层(上始新统一第四系)无明显的变形现象(图 3)。说明在晚始新世—第四纪盆地处于较平静的沉积区,未经历强烈的构造变化。盆地面积较小,构造特征简单。在南薇西盆地内削截特征十分明显的 T_3 反射界面在该盆地表现为平行不整合或在地震剖面上无法观察到不整合现象,且地震剖面显示削蚀现象不明显。

3 盆地构造沉降特征比较

沉积盆地的总沉降量主要与构造作用、沉积物压实、均衡作用、沉积基准面变化或古水深变化等因素有关。本文应用 EBM 盆地模拟系统(林畅松,1996),定量和动态模拟了南薇西盆地、南薇东盆地的沉降过程。

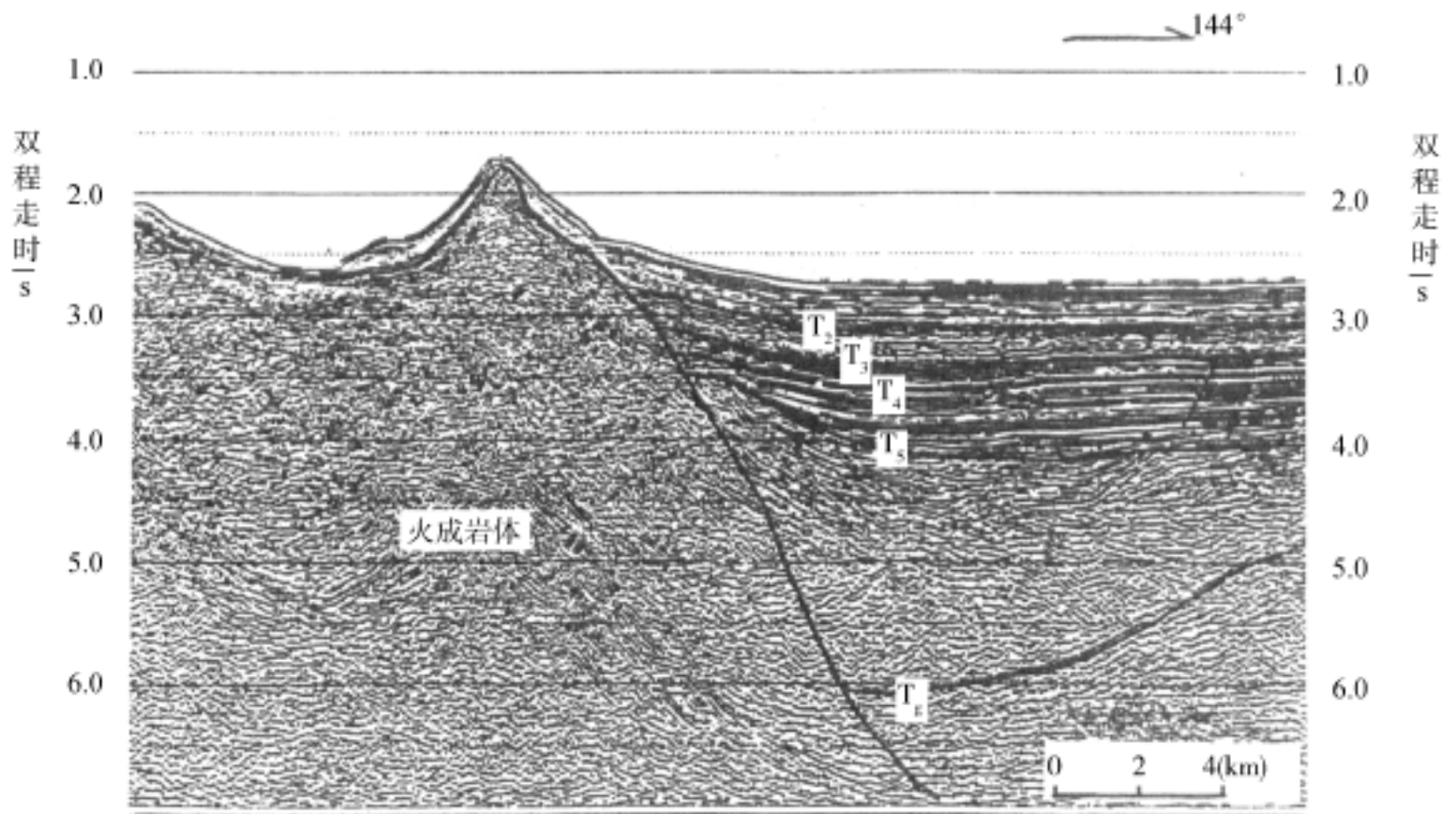


图3 南薇东盆地剖面地质特征

Fig 3 The geologic characteristics of Nanweidong Basin

3.1 盆地构造沉降量大小及构造沉降速率比较

通过对控制盆地主要部位剖面一维和二维沉降史定量模拟分析,对南薇西、南薇东盆地新生代各时期沉降速率的变化和沉降过程有了一定的认识。两盆地不同部位的沉降速率分析结果(图4、图5)表明,主要有两次沉降高峰期,即古新世和晚始新世时期,伴随这两次高峰期之后是早—中始新世盆地沉降量减小和渐新世—中中新世沉降速率逐渐降低时期。晚中新世—第四纪时期盆地沉降速率有所回升。

根据模拟结果,南薇西盆地总沉降速率最大为 360 m/ Ma, 构造沉降速率最大约为 180 m/ Ma; 南薇东盆地总沉降速率最大为 530 m/ Ma, 构造沉降速率最大约为 175 m/ Ma。两个盆地相比较,最大总沉降速率发生于南薇东盆地,而最大构造沉降速率发生于南薇西盆地。沉降量的变化同沉降速率的变化一致。而且各盆地沉降过程的变化规律具有相似性。

据沉降速率在新生代时期总的变化,可将沉降速率的变化分为三幕:第一幕为古新世—中始新世末。如前所述,古新世是第一个沉降高峰期,总沉降速率一般为 90~320 m/ Ma, 构造沉降速率一般约为 70~180 m/ Ma。到始新世时期,沉降速率明显降低,总沉降速率降至 30~50 m/ Ma, 构造沉降速率降至 20 m/ Ma, 构造沉降速率的变化控制了总沉降速率的变化。

第二幕为晚始新世—中中新世末。在晚始新世,沉降速率急速回升,由不足 50 m/ Ma 升至 150~370 m/ Ma, 成为盆地第二个沉降高峰期。因此该时期可容纳空间急剧增大,沉积了厚度较大的烃源岩,是油气形成的主要时期。到渐新世,沉降速率明显减小,总沉降速率降至 30~90 m/ Ma, 构造沉降速率降为 20~40 m/ Ma。到中中新世,总沉降速率降至 10~40 m/ Ma, 构造沉降速率降至 0~15 m/ Ma。构造沉降速率由大到小的变化控制了总沉降速率的变化。这两幕沉降是盆地发育的最主要时期,为盆地的沉积充填提供了大量的可容

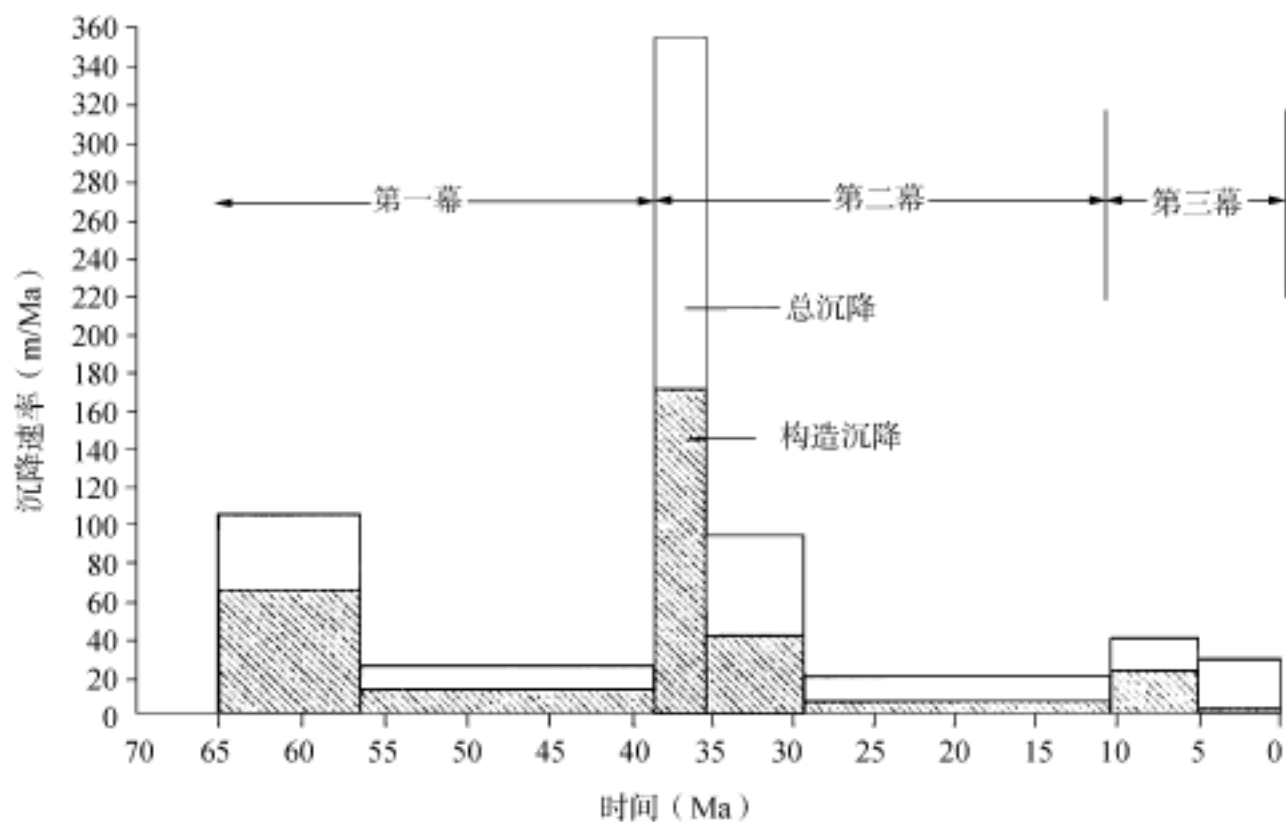


图 4 南薇西盆地深部位构造沉降速率变化图

Fig .4 Reconstructed subsidence rate of deep position in the middle of Nanweixi

纳空间。中中新世末期沉降速率的急剧降低,盆地变形剧烈,上中新统一中中新统地层遭受严重剥蚀、风化,其顶部形成一个区域性角度不整合面。

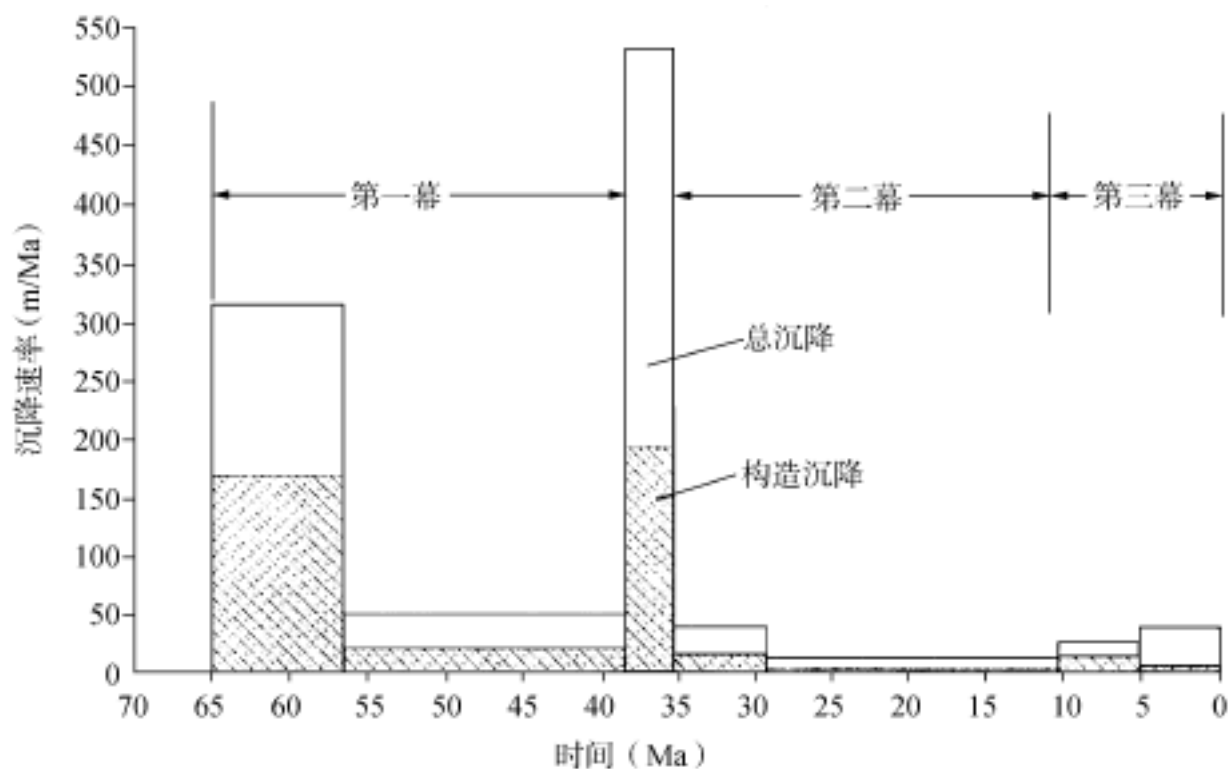


图 5 南薇东盆地深部位构造沉降速率变化图

Fig 5 Reconstructed subsidence rate of deep position in the middle of Nanweidong Basin

晚中新世到第四纪形成盆地沉降的第三幕。这段时期沉降速率略有回升,总沉降速率升至 40~70 m/ Ma, 构造沉降速率 10~40 m/ Ma。但总体上,晚中新世以来,沉降速率降低,构造沉降速率的变化不再控制总沉降速率的变化趋势。表明在这个时期,构造沉降在可

容纳空间中所占比例明显降低,盆地晚期区域沉降幅度较小。

3.2 构造沉降活动对盆地地质构造格架影响的比较

三幕沉降活动在各盆地沉积和构造格架上都有明显反映：

第一幕沉降时盆地受礼乐运动影响,发生张裂,发育为半地堑或地堑。表现为早期沉降速率大,在盆地中边部断裂发育;晚期沉降速率降低,因此盆地抬升, T_5 界面表现为风化不整合面。地震反射层为中-低频、变振幅、中-低连续: 楔状、杂乱或亚平行反射结构,反映了成盆初期断陷充填特征^[2]。

第二幕沉降初期受西卫运动的影响,构造沉降再度活跃,在南薇西盆地主要表现为向盆地边部断块式上超,构造活动剧烈,样式复杂多样。中中新世末期,在南沙运动挤压抬升作用下沉降速率降至最低,在盆地中表现为地层隆起,遭受剥蚀,反向断层发育。在南薇东盆地主要表现为晚始新世到晚渐新世时期,沉积厚度巨大,断裂不发育,构造沉降在总沉降中所占比例不足 40%,属拗陷沉降。在中中新世末期,沉降速率降至最低,沉积厚度很小,断裂依然不发育。

第三幕沉降时期,构造沉降逐渐回升,断裂基本不再活动,无固定沉积中心,沉积厚度变化不大。

3.3 构造沉降速率横向上的变化对盆地沉积构造活动的影响

从各时期构造沉降速率在二维剖面上的横向变化(图 6)可以看出,古新世和晚始新世至早渐新世的构造沉降在盆地中占主导地位,控制了盆地沉积活动的进行。盆地的沉降中心和沉积中心基本吻合。

早期南薇东盆地构造沉降速率远远大于南薇西盆地的构造沉降速率,因此推测各盆地

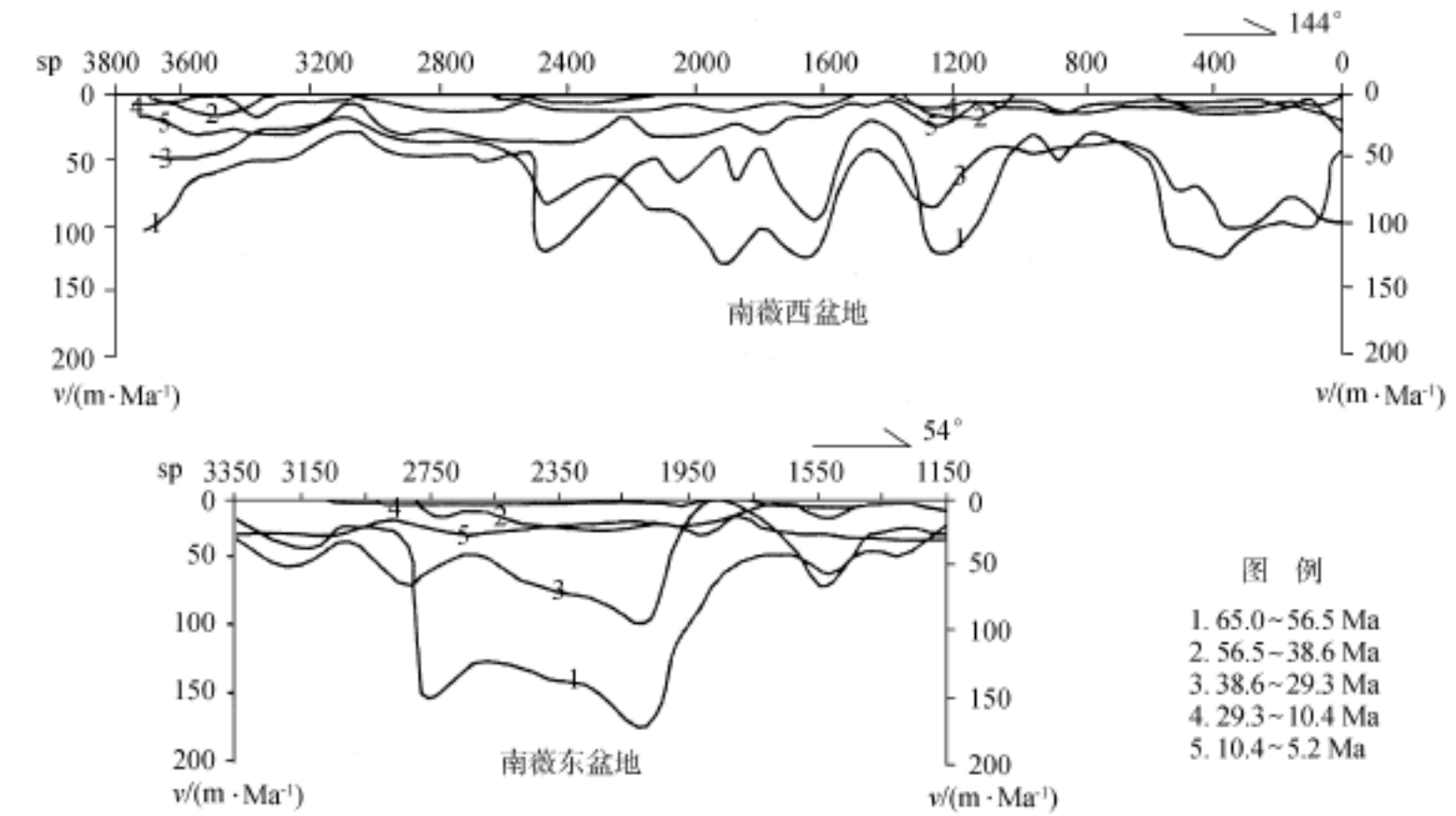


图 6 南薇西盆地、南薇东盆地新生代构造沉降速率(v)二维变化图

Fig. 6 Two demension changing chart tectonic subsidence rate of Nanweixi Basin and Nanweidong Basin during Cenozoic

形成初期,主要沉降中心位于南薇东盆地内,至盆地发育的第二幕时期,南薇东盆地经过早一中始新世长期的构造抬升后,晚始新世盆地重新沉降,但在沉降中心区域构造沉降速率仅回升至第一幕沉降高峰期的一半,而在南薇西盆地第二幕晚始新世构造沉降速率大幅度回升,甚至在部分地区,超过第一幕高峰期的构造沉降速率。横向比较,第二幕时期,南薇西盆地的构造沉降速率超过了南薇东盆地,可见在第二幕沉降时期,沉降中心由东向西迁至南薇西盆地内。第三幕时期,区内整体沉降,沉积厚度差别不大。

综上所述,南薇东盆地沉降活动同南薇西盆地有明显差异,早期南薇东盆地构造沉降速率远远大于南薇西盆地的构造沉降速率,因此早期的沉降中心位于南薇东盆地;中期南薇西盆地的构造沉降速率超过了南薇东盆地,因此沉降中心逐渐迁移到南薇西盆地。构造活动与构造沉降速率的关系同样密切,南薇西盆地的构造沉降量在盆地总沉降量中所占比例远远大于南薇东盆地构造沉降量在盆地总沉降量中所占比例,因此在构造活动上表现为南薇东盆地受构造运动影响较小。

4 南薇西盆地、南薇东盆地构造演化史研究

根据两盆地一维、二维沉降模拟结果的分析,结合两盆地的断裂、岩浆活动、沉积特征和区域构造演化史均表明, T_3 、 T_5 界面是两个重要不整合面,在区域上具有可对比性。这两个不整合面将区内盆地构造层分为三部分,对应于三个不同的演化阶段。在南薇西盆地和南薇隆起区的大部分地区,在古新世至中中新世时期,断层、岩浆活动十分强烈,大部分地区遭受扭压、剥蚀夷平。晚中新世至第四纪断裂活动减弱,构造活动相对平静,这两个发展阶段所对应的构造特征和沉积发育特征均有明显的差异。因此,在这些地区,以中中新世末期(T_3)为界,其构造演化分成裂陷阶段和区域沉降阶段。其中裂陷阶段又可分为断陷阶段和断拗阶段。在断拗阶段末期,压扭形迹明显,因此又称断拗、压扭阶段。南薇东盆地的构造和沉积特征与区内其它地区有明显不同,古新世至中始新世末这一段时期,盆地边部断裂、岩体发育;而晚始新世至中中新世时期,断裂基本不再发育,盆地中心沉积了巨厚沉积岩。因此,在南薇东盆地,以中始新世末(T_5)为界,古新世—中始新世为裂陷阶段,晚始新世—中中新世为断陷阶段。在晚中中新世以后,盆地沉积厚度稳定,无固定沉积中心,为区域沉降阶段(表 2)。因此,两盆地的构造演化可分为两部分进行叙述,分析如下:

4.1 南薇西盆地

断陷阶段

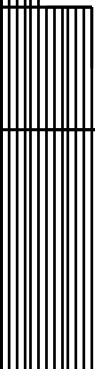
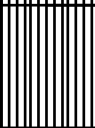
中生代末至新生代早期,受欧亚板块东南部燕山造山带岩石圈拆沉作用的影响,南海地区发生礼乐运动(在南海北部称为“神狐运动”),地壳应力由 NW-SE 向挤压转为 NW-SE 向拉张。这次运动在当时地表产生一系列 NE 向断裂以及彼此分隔的地堑、半地堑。南部大陆边缘的一部分地堑和半地堑构成了南薇西盆地的雏形。早期盆地范围较小,基底起伏大,张性正断层发育,形成了多个小的沉降和沉积中心。至中始新世末期盆地受早期西卫运动的影响,构造沉降速率剧减,盆地发生隆升,出现沉积间断,部分地区遭受剥蚀。

断拗、压扭阶段

晚始新世,在西卫运动中晚期拉张应力的作用下,盆地构造沉降速率明显加大,张性断裂继续发育,盆地边缘断块式上超,面积扩大,并伴随有热沉降,盆地进入断拗发育阶段。同

表 2 南薇西盆地、南薇东盆地构造演化阶段对比表

Tab 2 The contrast of structure evolvement history of Nanweixi Basin and Nanweidong Basin

地质时代			构造 沉降幕		构造 运动	地 质 特 征		构造演化史		
						南薇 西盆地	南薇 东盆地	南薇 西盆地	南薇 东盆地	
第四纪(Q)					第三幕	万安运动	构造活动平 静,地层变形 较微弱	构造活 动 平 静,基本无断 层、岩体发育	区 域 沉 降 阶 段	区域沉降 阶段
晚 第三纪	上新世(N ₂)									
	中新世 (N ₁)	晚 (N ₁ ³)								
		中 (N ₁ ²)								
早 (N ₁ ¹)										
早 第三纪	渐 新 世 (E ₃)	晚 (E ₃ ²)			第二幕	西卫运动	断层岩体异 常发育,地层 变形强烈,发 育大量骨牌 状反向正断 层,构造沉降 量大,T ₃ 界 面为角度不 整合面	只有少量正 断层发育,岩 体仅发育在 盆地边部,构 造沉降量小, 地层变形微 弱,T ₃ 界面 与下伏地层 无明显不整 合关系	断 拗 压 扭 阶 段	拗陷阶段
		早 (E ₃ ¹)								
	始 新 世 (E ₂)	晚 (E ₂ ³)								
		中 (E ₂ ²)								
		早 (E ₂ ¹)								
	古新世 (E ₁)				第一幕	礼乐运动	发育一系列 地堑半地堑, 沉积中心分 散,断层发育	盆地边缘主 断层发育,沉 积中心集中, 沉积厚度巨 大	断陷阶段	断陷阶段
	前第三纪									

时,由于印度板块与欧亚板块发生碰撞,在南海地区产生了向东南方向流动的上地幔流,从而引起了又一次构造运动——南海运动。此次运动使得南沙地块从中沙—西沙地块分离而向东南方向运动,后期受菲律宾板块向欧亚板块东部俯冲的影响,南沙地块向南流动。这一阶段盆地沉积厚度大,沉降中心稳定,是盆地发育的主要时期。

中中新世末期,受万安运动影响,区域应力由 NW-SE 向拉张转为 NWW-SEE 向压剪,盆地构造沉降速率急剧减小,盆地整体抬升,遭受长时期剥蚀,伴随盆地隆升、岩层变形,岩浆活动频繁,在盆地中部地区地层受到剪切、压扭改造出现变形褶皱,反向正断层、雁列断裂十分发育。至此盆地发育演化基本完成。

区域沉降阶段

晚中新世,盆地裂陷活动完全停止,进入后期热冷却沉降阶段。这一时期盆地张裂作用逐渐停止,断层基本不再活动,构造对沉积活动的控制作用明显减弱,盆地整体沉降,无固定沉降中心。

4.2 南薇东盆地

南薇东盆地和南薇西盆地同处于南沙地块上,区域构造演化有一致性。但盆地内部发育演化有所不同。

裂陷阶段(断陷阶段)

古新世至中始新世受南海地区礼乐运动的影响,南薇东盆地发生强烈张裂活动。在盆地西南方向,主断裂发育,控制了盆地沉积和沉降中心,而在东北方向发育舒缓的斜坡,在斜坡顶部,少量小型反向正断层发育。因此盆地早期沉降中心稳定,沉积中心集中,沉降中心和沉积中心基本吻合。中始新世晚期盆地岩体上拱,发生隆升,致使南薇东盆地被分隔成多个凹陷。

拗陷阶段

晚始新世,南薇东地区快速稳定沉降,构造沉降在总沉降中所占比例下降。同时海水大量涌进,在构造沉降和海平面上升两种作用下,可容纳空间急剧加大,沉积物在盆地低洼处快速沉积。断裂、岩体基本不再发育。地层变形小,构造稳定。早期(晚始新世至早渐新世)沉降速率大,沉积厚度超过了 3000 m。后期在南沙运动作用下,盆地整体缓慢上升,构造沉降速率明显降低,沉积厚度减薄至 500 m 左右。至此盆地演化基本完成。

区域沉降阶段

晚中新世以后,进入沉降阶段,区域应力场进入平静松弛状态。沉积物均匀地覆盖于老构造层之上,无断裂、岩体发育。

5 结 论

A. 南薇西盆地和南薇东盆地地质面貌的差异主要存在于古新统至中中新统地层中。

B. 构造沉降模拟的结果表明,最大的总沉降速率发生于南薇东盆地,而最大的构造沉降速率则发生于南薇西盆地。南薇西盆地的构造沉降量在总沉降量中所占比例远远大于南薇东盆地。

C. 根据各时期构造沉降量分析,早期盆地的沉降中心位于南薇东盆地内,但西卫运动后沉降中心逐渐向南薇西盆地转移。

D. 南薇东盆地所受地质营力以伸展应力为主,而南薇西盆地则除伸展力外,还受到剪切应力的影响。

E. 构造运动引起的不同的构造沉降速率及不同的地质营力是南薇西盆地和南薇东盆地构造演化差异的主要原因。

总之,南薇西盆地和南薇东盆地的新生代构造演化经历了古新世—中始新世、晚始新世—中中新世、晚中新世—第四纪三个构造演化阶段,形成了较完整的裂陷-拗陷旋回。然而,虽然两盆地都经过了裂陷-拗陷的演化,但裂陷和拗陷在两盆地所经历的时间和构造营力有很大差异。正是这种力的差异,造成了两盆地截然不同的地质面貌。

参 考 文 献 及 资 料

- [1] 林畅松 .1998 盆地的形成和充填过程模拟 .地学前缘, Vol.6 增刊
- [2] 白志琳等 .2000 .南沙中部海域南薇西盆地、南薇东诸盆地综合地球物理普查报告(内部资料)
- [3] 高红芳,白志琳 .2000 .南海中建南盆地构造沉降分析及沉积充填序列 .南海地质研究,第十二期 .北京:地质出版社

COMPARISON STUDY OF TECTONIC EVOLUTION BETWEEN NANWEIXI BASIN AND NANWEIDONG BASIN, SOUTH CHINA SEA

Gao Hongfang

Abstract: Both Nanweixi Basin and Nanweidong Basin are situated in the Nansha area, South China Sea . Geographical location of the two basins is very close, but their structure features have apparent differences . By the variation rule of their tectonic subsidence and the action of tectonic subsidence on the basin subsidence difference of tectonic evolution of Nanweixi Basin and Nanweidong Basin of South China sea, and the effect to basin sedimentary face are studied and the relations of the structure features, tectonic evolution, sedimentary features are discussed .

Key words: Nanweixi Basin, Nanweidong Basin, tectonic evolution, tectonic subsidence

南沙海域西南海区表层沉积物地球化学特征

黄雪华 陈 芳 刘 坚

(广州海洋地质调查局实验测试所 510760)

摘 要 对南沙海域西南海区 101 个站位表层沉积物中的元素含量及分布特征分析表明:①元素含量的分布规律是 Al、Fe、Mg、Ti、P、K、Na 及 Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Ba、Zr 含量从陆架到陆坡直到深海明显递增;Ca、Sr 含量由陆架到陆坡递增,由陆坡向深海锐减;Si 含量在陆坡低,在陆架和深海高。②沉积物中元素的分布和含量变化与沉积物类型有密切关系。粗粒沉积物中 Si、Sr 含量较高,细粒沉积物则相对富集 Al、Fe、Mg、Ti、P、K、Na 及 Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Ba、Zr 等元素,并且随沉积物变细,其含量亦增加,在粘土中含量最高。③SiO₂ 与其余常量组分均呈负相关,且随水深的增加,含量逐渐减少。Al、Fe 与大多数常、微量元素(Si、Ca、Sr 除外)呈正相关,Ca、Sr 与大多数元素呈负相关,而它们本身呈强正相关。Co、Ni、Zn、Ba、Zr 与 Cu 呈正相关,表现为亲铜性。④本区元素的分布主要受沉积物类型、物质来源、水深和生物生产力的影响。

关键词 南沙海域西南海区 表层沉积物 地球化学

南海是我国南部的大型边缘海,在古气候变化、古环境演变中具有特殊重要性而被地学界所关注。南海拥有丰富的生物资源和油气资源,自 20 世纪 70 年代以来,我国科学工作者已作了大量的调查研究,并取得了很大的成绩。本文根据在南海西南部调查取得的 101 个站位表层沉积物中的 21 项元素分析资料,对沉积物中元素含量与特征、元素相关性、控制因素等进行了探讨研究。

按项目要求,对 54 个站位表层沉积物进行了 Si、Ti、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、K、Na、P、烧失量等 11 项常量元素分析;对 74 个站位表层沉积物进行了 Sr、Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Cr、Ba、Zr 等 9 项微量元素分析;对 99 个站位表层沉积物进行了碳酸盐(以 CaCO₃ 计)分析。采用无水碳酸钠熔融—动物胶凝聚重量法测定 Si;重量法测定烧失量;容量法测定 Al 和碳酸盐(以 CaCO₃ 计);Ti、P 用光度法测定;用原子吸收光谱法测定 Fe、Mn、Mg、Ca、K、Na 等元素;Sr、Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Cr、Ba、Zr 等 9 项微量元素用等离子发射光谱法测定。

研究区位于南沙海域西南部,在 108°~112°E,7°~10°N 之间。取样站位及水深见图 1。

1 元素的含量及分布特征

1.1 常量元素的含量分布特征

SiO₂为最常见的常量组分,含量为11.88%~83.40%(图2a),从浅海陆架到半深海陆

第一作者简介:黄雪华,女,1972 年 11 月生,化学分析工程师,1995 年毕业于武汉华中理工大学化学系,现工作于广州海洋地质调查局实验测试所,主要从事化学分析与研究工作。

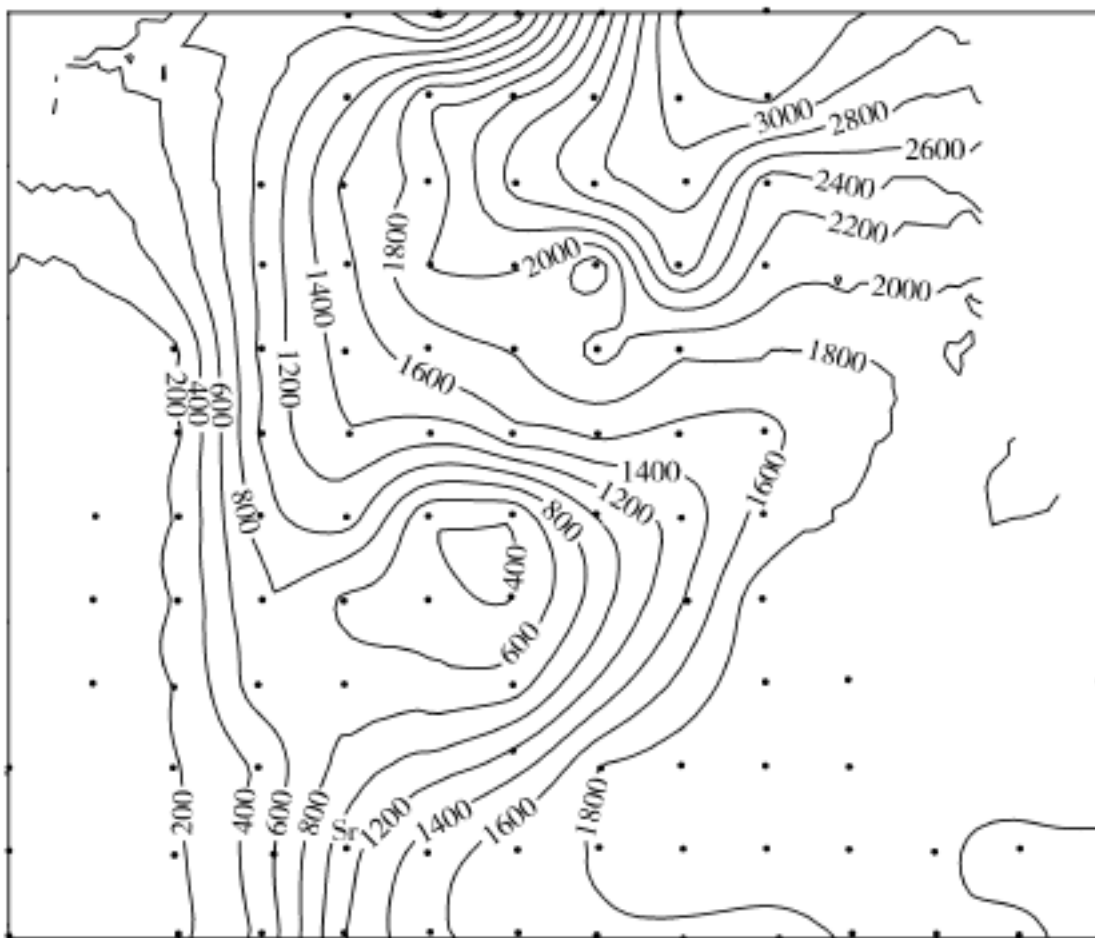


图 1 取样站位图

Fig. 1 Sampling station
(单位: m)

坡区呈减少趋势,局部地区如在中南部的岛礁区出现最低值,在深海平原区, SiO_2 含量又稍微增加,这可能与深海生成自生硅有关。

CaO 、 CaCO_3 的含量由浅海陆架向半深海陆坡区逐渐增加(图 2b),在中南部岛礁区和中北部区域形成高值区,随着水深的继续加深, CaO 、 CaCO_3 的含量又下降到低值。

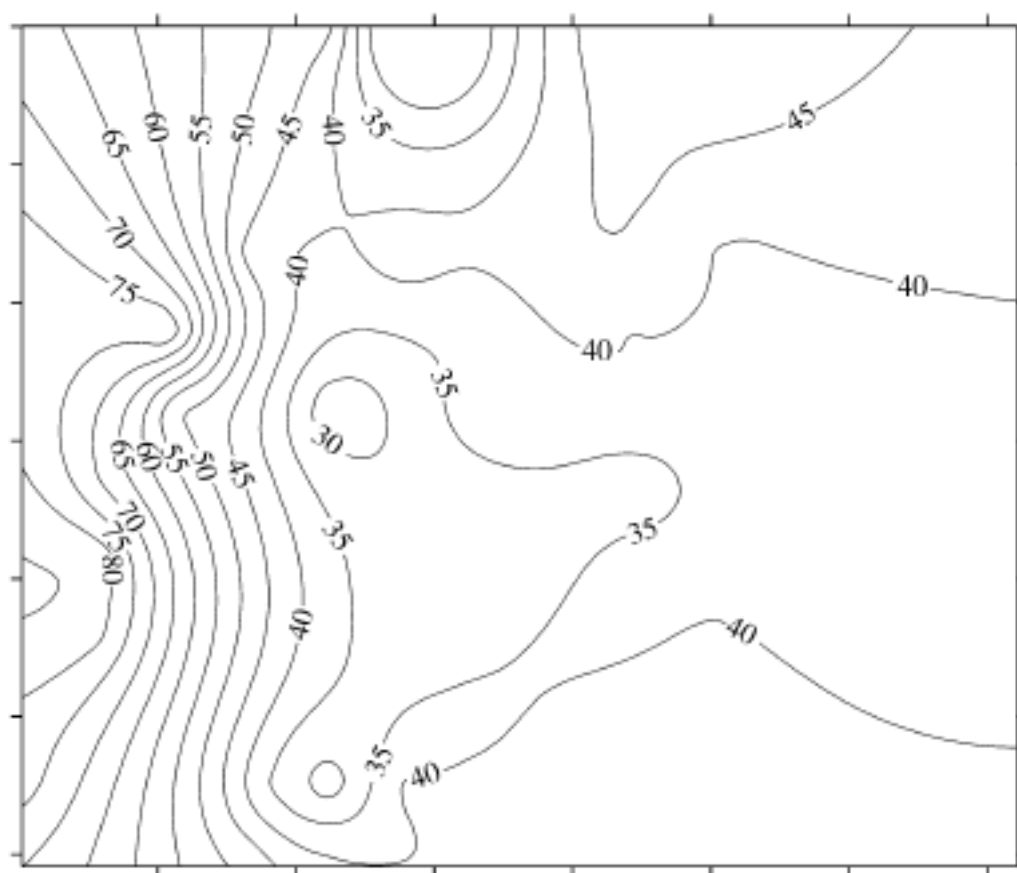
Al_2O_3 的含量,由西向东,逐渐增加(图 3a)。以区中南部的岛礁为界,西部浅海陆架区 SiO_2 与 Al_2O_3 变化相反,东部从半深海陆坡到深海平原区 SiO_2 , Al_2O_3 变化相似,含量逐渐增加。 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 、 TiO_2 、 MnO 的含量变化与 Al_2O_3 相似,也呈增加趋势(表 1)。 MgO 与 SiO_2 、 CaCO_3 的变化不甚相同,说明 MgO 不以单一的硅酸盐形式或碳酸盐形式存在,可能以两种或多种形式存在。

MnO 的含量从浅海、半深海陆坡向深海平原区逐渐增加,与 Al_2O_3 呈正相关,说明锰的迁移主要不是随碎屑进行的,而以络合物形式搬运。 MnO 在深海平原区的高含量,除赋存于粘土沉积物外,还与深海铁锰氧化物胶体的存在有关。

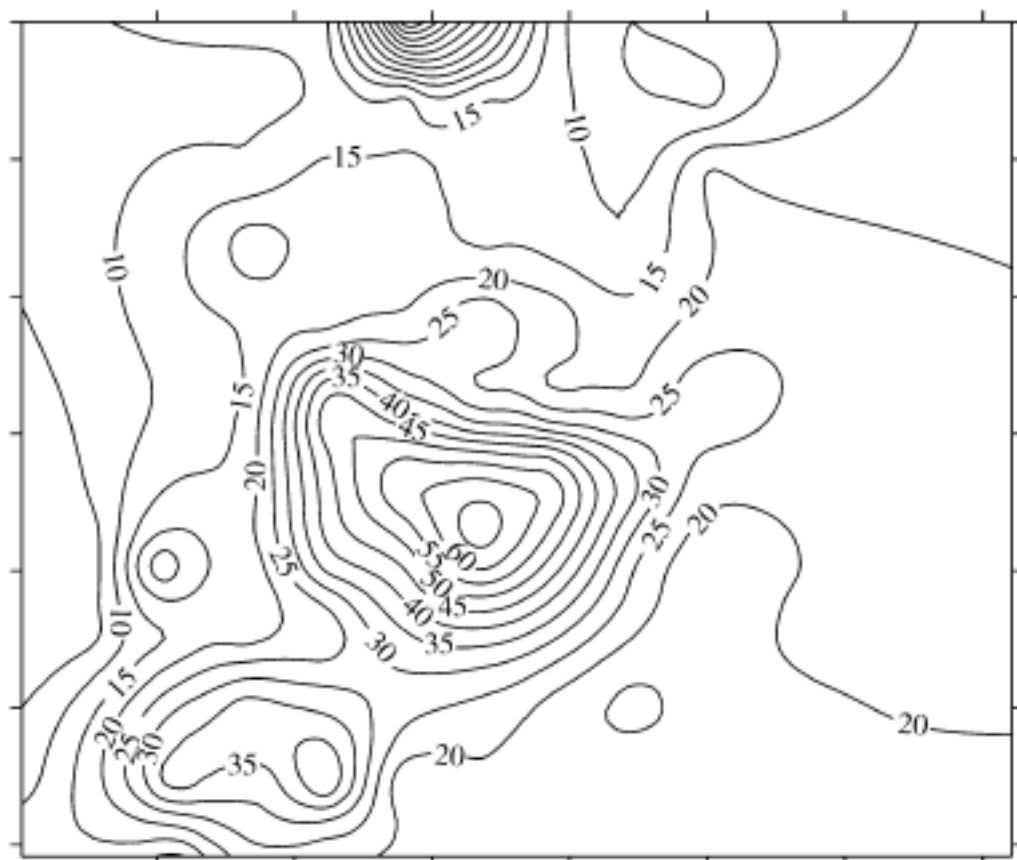
1.2 微量元素的含量分布特征

对采集的表层沉积物样品进行了 Cu 、 Co 、 Ni 、 Pb 、 Zn 、 Cr 、 Sr 、 Ba 、 Zr 等 9 项元素测试,结果表明, Sr 、 Ba 的含量较高,一般为 $(100 \sim 1000) \times 10^{-6}$,少数站位超过 1000×10^{-6} , Zn 的含量也在 100×10^{-6} 以上。

Sr 的含量分布(图4)以及 Sr 与 CaCO_3 的变化相关图(图5),表明从浅海到半深海陆坡



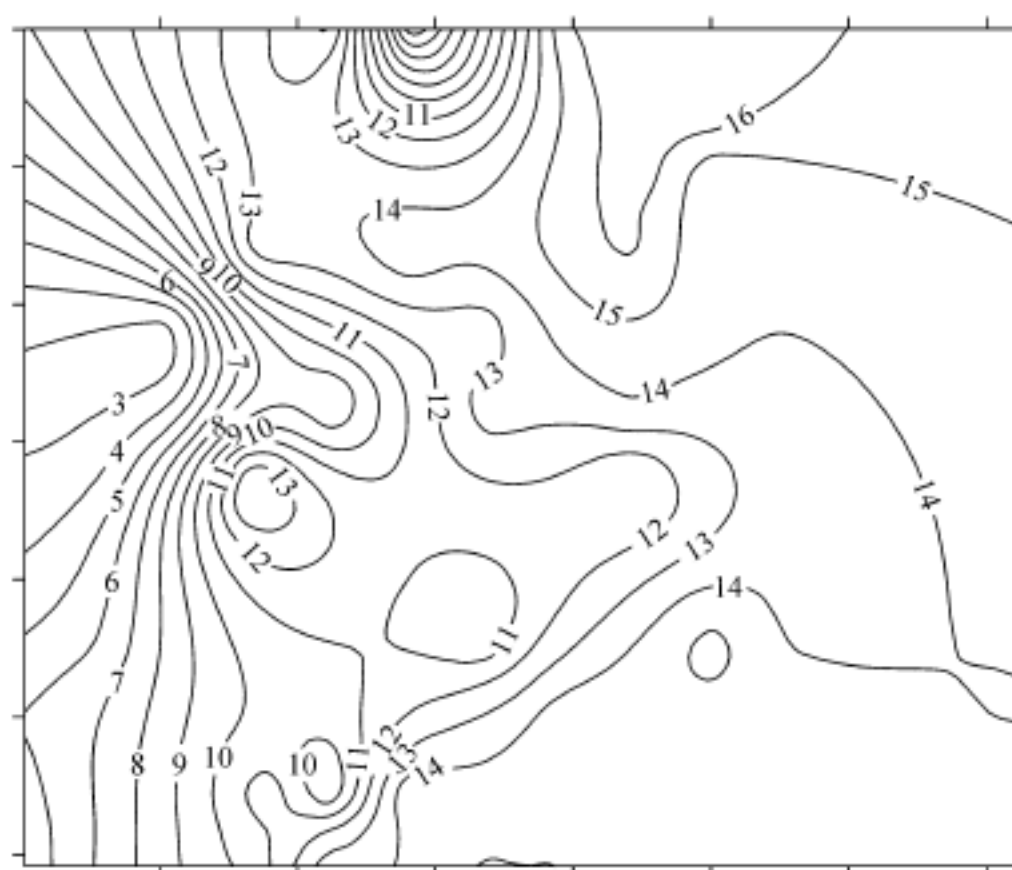
a $w(\text{SiO}_2)/\%$



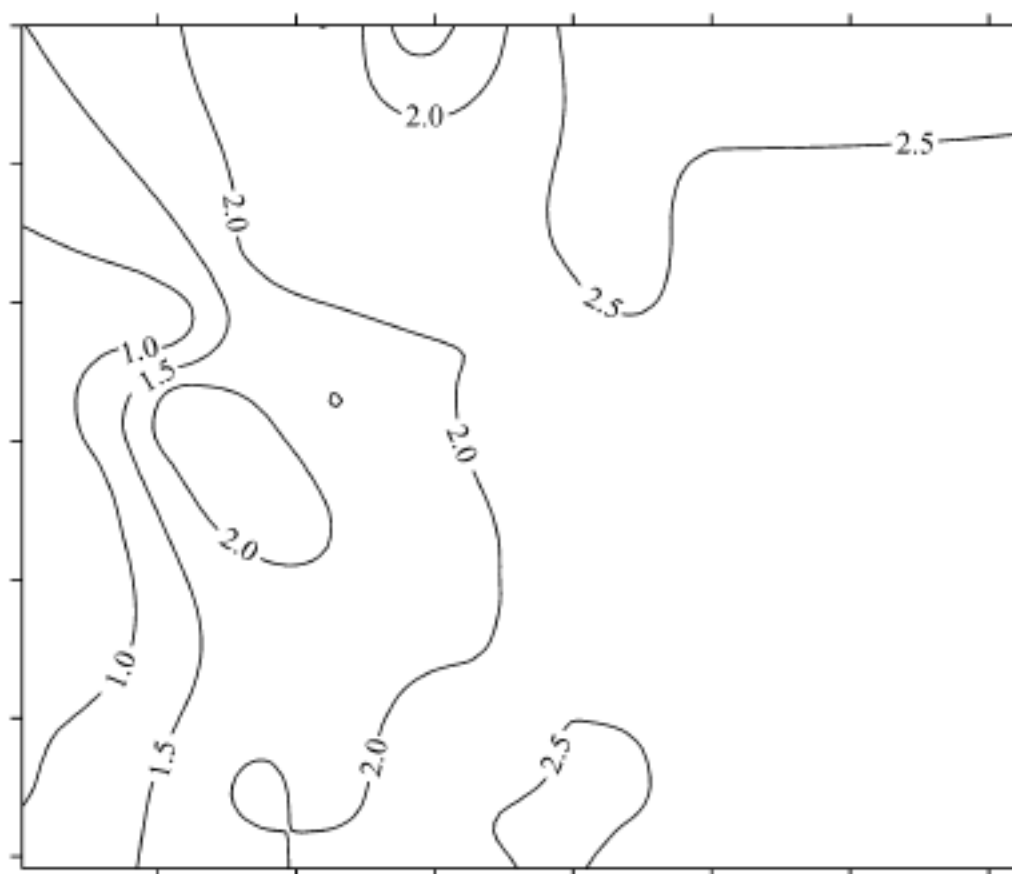
b $w(\text{CaCO}_3)/\%$

图 2 沉积物中 SiO_2 、 CaCO_3 含量分布

Fig 2 Distributions of SiO_2 and CaCO_3 in sediments



a $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/\%$



b $w(\text{MgO})/\%$

图 3 沉积物中 Al_2O_3 、 MgO 含量分布(%)

Fig 3 Distributions of Al_2O_3 and MgO in sediments

表 1 表层沉积物常量元素含量表($w_B/\%$)

Tab .1 Contents of major elements in surface sediments

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaCO ₃
浅 海	最大值	83.40	6.08	4.77	16.51	2.50	1.66	1.11	0.14	0.18	0.28	14.52
	最小值	50.61	2.41	2.31	1.68	0.61	0.92	0.49	0.042	0.050	0.07	2.68
	平均值	73.71	4.91	2.96	6.36	1.06	1.39	0.94	0.070	0.082	0.21	7.45
半深海陆坡	最大值	47.87	16.41	5.97	40.15	2.67	2.80	3.70	3.38	0.23	0.71	72.24
	最小值	11.88	3.93	1.97	4.97	1.12	0.72	1.86	0.035	0.074	0.22	8.36
	平均值	38.99	13.37	4.90	13.00	2.27	2.27	2.93	1.20	0.15	0.54	23.30
深海平原区	最大值	49.71	16.82	6.21	3.44	2.78	2.92	3.46	2.87	0.15	0.71	5.75
	最小值	47.86	16.45	5.89	1.91	2.71	2.65	3.06	1.33	0.11	0.59	3.18
	平均值	48.89	16.64	6.08	2.77	2.75	2.80	3.29	2.17	0.13	0.66	4.62

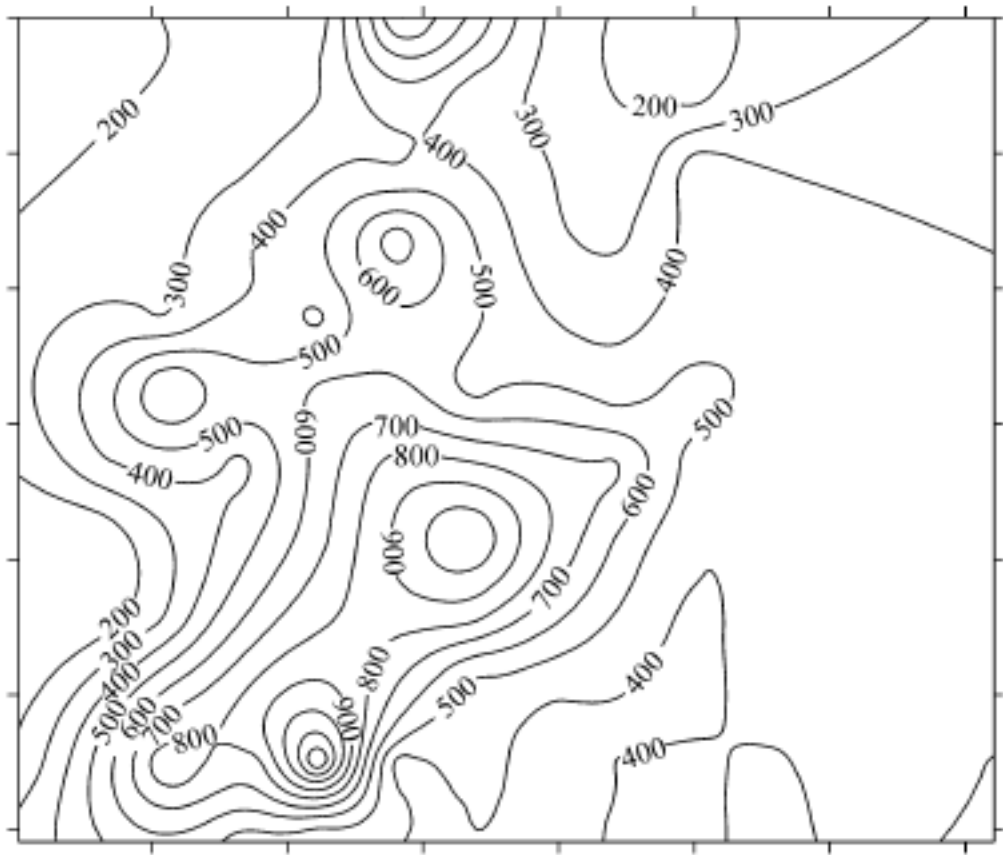


图 4 Sr 含量分布图(10^{-6})

Fig 4 Distribution of Sr in sediments

再到深海平原区, Sr 的含量先增加,后减少,在礁滩区含量最高。Sr 大部分存在于生物碳酸盐介壳中,与 CaCO_3 成正相关,为亲生物源的元素。Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Cr、Ba、Zr 等与 Al_2O_3 呈正相关,这与粘土吸附多金属有关。Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Cr、Ba、Zr 等元素随着离岸距离的加大,水深的增加,含量也逐增(表 2)。

表 2 表层沉积物微量元素含量表($w_B/10^{-6}$)

Tab 2 Contents of minor elements in surface sediments

		Cu	Co	Ni	Pb	Zn	Cr	Sr	Ba	Zr
浅 海	最大值	19.6	14.0	23.9	22.9	85.7	168	891	294	58.8
	最小值	1.35	5.81	10.9	1.42	12.4	28.8	97.7	165	11.4
	平均值	4.90	9.16	18.1	10.2	39.7	85.6	381	225	34.4
半深海陆坡区	最大值	61.6	36.6	96.0	47.3	316	104	1290	1504	130
	最小值	14.2	7.45	18.9	0	44.0	21.7	199	81.0	18.1
	平均值	35.7	20.7	58.9	15.0	118	66.5	475	663	65.5
深海平原区	最大值	68.5	31.4	101	25.9	151	111	198	941	102
	最小值	58.3	25.5	77.6	21.3	141	78.1	157	876	62.2
	平均值	62.9	28.0	89.2	23.0	146	96	181	909	82.8

2 元素的相关分析

表 3 为各常量、微量元素及水深的相关矩阵。由表看出, Si 与其它的常量组分呈负相关关系, 并随水深的增加, 含量逐渐减少; Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 Na_2O 、 TiO_2 之间的相关性较好, 相关系数为 0.820~0.956。Ca、Sr 与大多数元素呈负相关关系, 它们自己为强正相关(图 5)。随水深的增加, SiO_2 、 CaO 、 $CaCO_3$ 含量减少, 与水深的相关系数为 - 0.418, - 0.236, - 0.384。其余的常量元素含量增加, 尤以 Al_2O_3 随水深增加的趋势最明显, 相关系数为 0.856。

微量元素与水深多为正相关关系(Sr 除外), 其中 Cu、Co、Ni、Ba、Zn 与水深的关系最为密切, 它们的相关系数分别为: 0.924, 0.793, 0.89, 0.833, 0.634。Co、Ni、Zn、Ba、Zr 等与 Cu

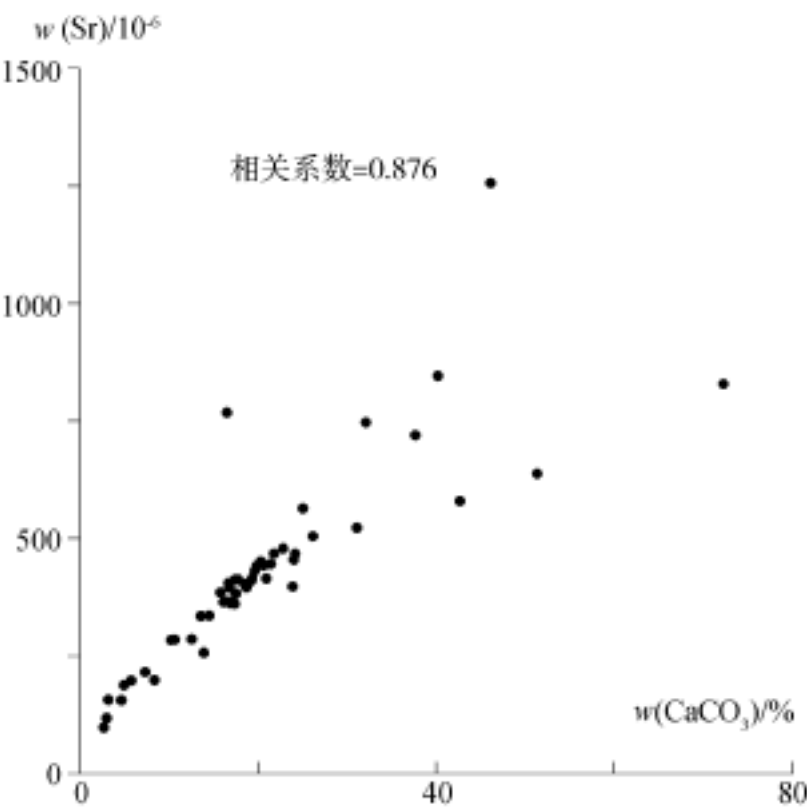


图 5 Sr 与 $CaCO_3$ 相关图

Fig 5 Correlations between Sr and $CaCO_3$ in sediments

表 3 南沙海域西南海区表层沉积物元素相关矩阵

Tab 3 Interrelated matrix of elements in surface sediments at the Southwestern Nansha

	水深	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	Cu	Co	Ni	Pb	Zn	Cr	Sr	Ba	Zr	CaCO ₃
水深	1																				
SiO ₂	- 0.418	1																			
Al ₂ O ₃	0.856	- 0.451	1																		
Fe ₂ O ₃	0.794	- 0.371	0.929	1																	
CaO	- 0.236	- 0.711	- 0.298	- 0.350	1																
MgO	0.783	- 0.546	0.907	0.953	- 0.152	1															
K ₂ O	0.800	- 0.237	0.956	0.884	- 0.483	0.820	1														
Na ₂ O	0.797	- 0.618	0.909	0.820	- 0.064	0.854	0.802	1													
MnO	0.702	- 0.179	0.645	0.606	- 0.368	0.575	0.578	0.587	1												
P ₂ O ₅	0.309	- 0.497	0.488	0.539	0.117	0.607	0.322	0.529	0.459	1											
TiO ₂	0.757	- 0.484	0.938	0.902	- 0.214	0.870	0.855	0.890	0.584	0.621	1										
Cu	0.924	- 0.469	0.885	0.835	- 0.205	0.823	0.822	0.834	0.705	0.471	0.838	1									
Co	0.793	- 0.315	0.875	0.837	- 0.354	0.816	0.885	0.769	0.541	0.236	0.755	0.774	1								
Ni	0.890	- 0.371	0.913	0.871	- 0.339	0.845	0.875	0.835	0.768	0.458	0.814	0.908	0.842	1							
Pb	0.555	0.043	0.625	0.634	- 0.546	0.525	0.718	0.478	0.531	- 0.025	0.509	0.462	0.527	0.542	1						
Zn	0.634	- 0.482	0.922	0.850	- 0.201	0.857	0.871	0.861	0.561	0.446	0.859	0.715	0.660	0.732	0.334	1					
Cr	0.187	0.604	- 0.095	- 0.044	- 0.589	- 0.158	0.050	- 0.281	0.105	- 0.469	- 0.265	0.052	0.247	0.217	0.369	0.071	1				
Sr	- 0.303	- 0.638	- 0.195	- 0.206	0.835	- 0.021	- 0.360	- 0.027	- 0.291	0.173	- 0.136	- 0.253	- 0.387	- 0.372	- 0.373	- 0.199	- 0.597	1			
Ba	0.833	- 0.323	0.828	0.753	- 0.309	0.725	0.841	0.715	0.620	0.227	0.674	0.801	0.737	0.817	0.692	0.556	0.267	- 0.359	1		
Zr	0.597	- 0.328	0.778	0.725	- 0.227	0.692	0.794	0.581	0.362	0.233	0.725	0.679	0.653	0.604	0.428	0.459	0.059	- 0.290	0.648	1	
CaCO ₃	- 0.384	- 0.731	- 0.316	- 0.387	0.999	- 0.190	- 0.508	- 0.058	- 0.371	0.091	- 0.235	- 0.320	- 0.501	- 0.459	- 0.445	- 0.254	- 0.654	0.876	- 0.435	- 0.389	1

关系密切, 表现为亲铜性, 正相关系数分别为 0.774, 0.908, 0.715, 0.801 和 0.679; Ni、Zn、Ba 与 Co 呈正相关, Zn、Ba 与 Ni 呈正相关, 其余元素间的相关性不明显。

图 6a 为沉积物的 Al-Fe 相关图。图中浅海陆架、陆坡及深海盆区域呈逐渐过渡, 并有明显的线性排列。表明 Al/Fe 比值似乎与沉积物类型无关, 大致保持 1:1 的关系。这可能是沉积物中 Al、Fe 含量主要取决于粘土含量的多寡而定的。由浅海陆架、陆坡到深海盆, 沉积物逐渐细化, 粘土含量由 10% 上升到 70%, Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的含量相应的由 4.91%、2.96% 上升为 16.64%, 6.08%。故此 Al、Fe 的含量往往与粘土呈正相关。

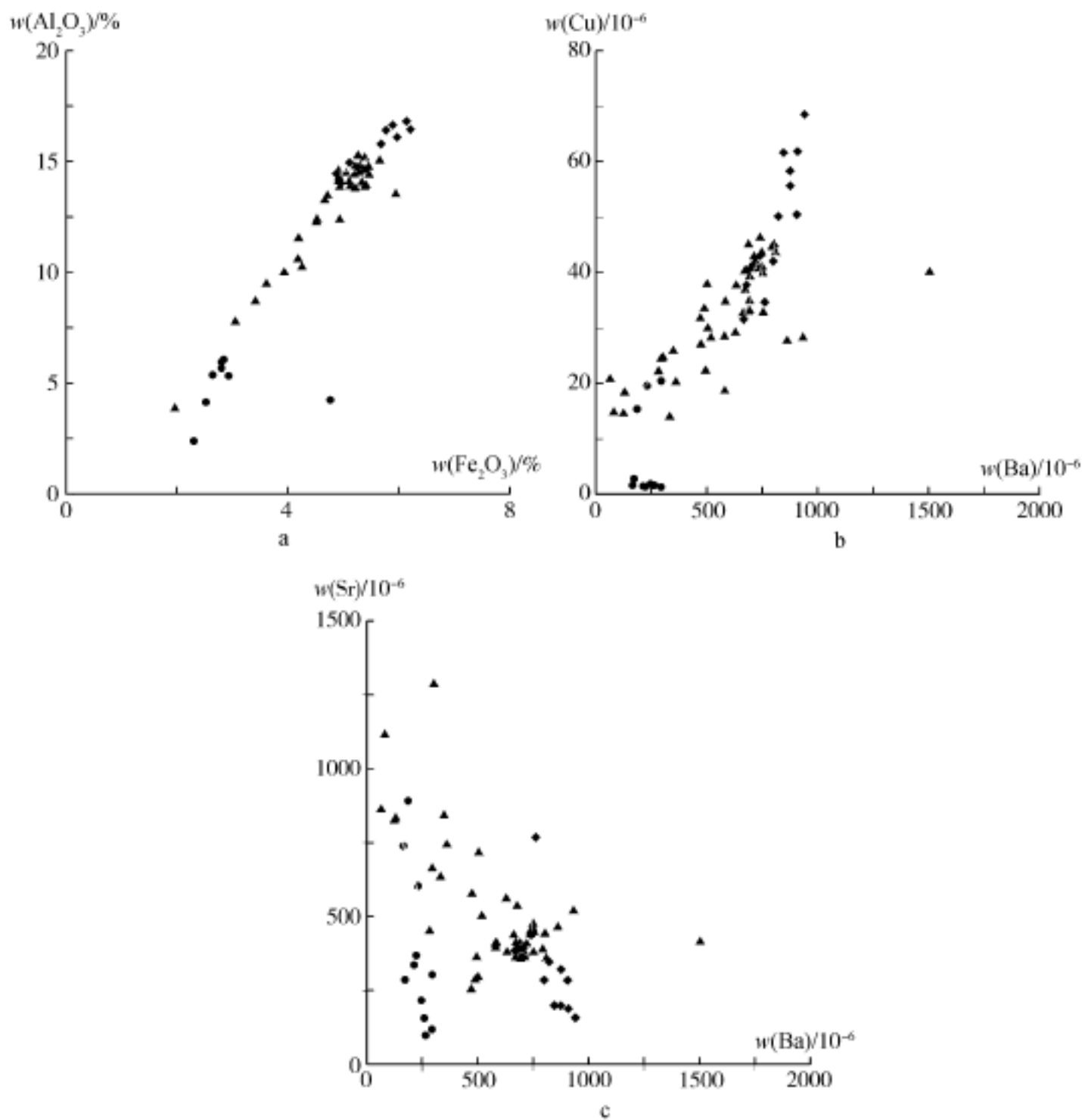


图 6 沉积物中 Al_2O_3 与 Fe_2O_3 , Cu 与 Ba, Sr 与 Ba 的关系

Fig. 6 Correlations between Al_2O_3 and Fe_2O_3 , Cu and Ba, Sr and Ba in sediments

● < 200 m 水深, 陆架外缘; ▲ 200~3000 m 水深, 陆坡; ◆ > 3000 m 水深, 深海

Cu-Ba 相关图(图 6b)特点是样品点分区明显, 在陆架外缘 Cu、Ba 比值呈负相关关系, 在陆坡和深海盆区 Cu 随 Ba 含量增加而增加, 尤其是在陆坡区 Cu、Ba 的线性关系最好。这些现象在 Al-Fe 相关图中没有, 说明 Cu、Ba 比值不像 Al、Fe 那样在各类沉积物中保持基本

不变,而是有区别的,表明 Cu、Ba 含量和分布受多方面因素影响。

Sr-Ba 相关图(图 6c)表明 Ba 与生物成因关系密切的 Sr(Ca)没有良好的线性关系。一般认为 Ba 的含量分布与生物作用有关。本区由浅海陆架到半深海陆坡, Sr、Ba 呈正相关关系。含量分别由 380×10^{-6} 、 225×10^{-6} 增加为 475×10^{-6} 、 663×10^{-6} ; 而从陆坡到深海盆 Sr 含量降低, Ba 含量则增加, 两者呈负相关。Sr、Ba 的这种变化关系说明生物作用在浅海陆架—半深海陆坡区域对 Ba 的影响较大。另外 Bostron(1973)研究了大洋沉积物中 Ba 的含量分布后认为, Ba 的富集也可以与火山活动有关。本区陆坡生物种类丰富, 生物量和碳酸钙高, 但陆坡 Ba 含量(663×10^{-6})比深海盆的 Ba 含量(909×10^{-6})低, 这说明可能是海底火山活动对 Ba 含量有影响。

3 元素分布的控制因素

影响元素分布的因素多种多样, 是受所处地区各种因素及元素本身地球化学行为综合作用的结果。通过对南沙西南海区上述元素的研究分析, 结果表明, 控制该区元素分布的因素主要有:

3.1 物质来源

表层沉积物综合分析表明, 调查区的沉积作用以碎屑沉积作用、生物沉积作用为主, 化学沉积作用、火山物质沉积作用为辅。由西向东, 调查区由大陆架, 陆坡和深海平原组成。大陆架以陆源碎屑沉积为主, 陆坡以生物沉积作用—陆源沉积作用为主, 礁滩区以生物沉积为主, 深海平原区以粘土-化学沉积为主。区内沉积物有多种沉积作用参与, 表明物质来源具有多源性。物质来源不同使得元素的组成和含量变化出现差异。西部陆架区由于陆源碎屑沉积作用, SiO_2 的含量很高, 平均值为 73.71%, 最高值达 83.40%; 陆坡中南部的礁滩区 CaO 、 CaCO_3 、Sr 含量较高, 这是由于富含钙质生物砂等生物沉积作用的影响; Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 、 MnO 及微量元素 Cu、Co、Ni、Zn、Ba 等的含量随着海水深度的增加, 含量逐渐增加, 至深海平原区含量最高。如 MnO 在浅海陆架区的含量平均值只有 0.07%, 而在深海平原区含量的平均值高达 2.17%, 是陆架区含量的数十倍; Cu、Co、Ni、Zn、Ba 等元素的含量变化也很明显。这是由于深海平原区的粘土-化学沉积作用的结果。来源于大陆和岛屿上的粘土、岩石风化产物, 被风和流水搬运到海洋, 又经海洋水动力的搬运以及海洋中氧化还原环境的影响、作用, Al、Fe、Mn 及其它元素最后沉积在海底。火山沉积作用局部分布, 见于调查区西南部和东北偏中部。

3.2 沉积物类型

沉积物中元素的分布、组合和含量变化与沉积物类型有密切的关系(表 4)。本调查区由西向东, 随水深的加大, 沉积物逐渐细化, 砂和粉砂粒级沉积物逐渐减少, 粘土粒级沉积物逐渐增多。由表可见, 砂, 粉砂等粗颗粒沉积物中 Si、Sr 等元素的含量高; 而细颗粒沉积物则相对富集 Al、Fe、Mg、K、Na、Cu、Co、Ni、Ba 等元素, 它们的含量随着沉积物变细而增加, 在粘土粒级沉积物中含量最高。Ca 在各粒级沉积物中的含量相近。

3.3 水深

水深对生物种类和数量有影响, 从陆架到陆坡再到深海平原, 生物(有孔虫, 钙质超微化石)的丰度由低到高, 再变低, 表现为两头低, 中间高的特点。浅海陆架区沉积物中 CaO 的

表 4 不同粒度沉积物中化学元素的含量

Tab 4 Contents of chemical elements in different sediment types

沉积物 w _B / %	砂	粉砂	粘土	沉积物 w _B / %	砂	粉砂	粘土
SiO ₂	66.84	40.38	40.11	Cu	8.42	36.6	39.3
Al ₂ O ₃	4.80	13.84	13.74	Co	11.0	22.1	21.6
Fe ₂ O ₃	2.85	5.10	4.97	Ni	19.1	63.6	62.5
CaO	10.11	11.43	12.00	Pb	1.41	15.3	16.9
MgO	1.06	2.34	2.31	Zn	45.7	120	125
K ₂ O	1.32	2.30	2.38	Cr	70.8	66.5	72.3
Na ₂ O	1.06	3.06	2.88	Sr	493	451	433
MnO	0.07	1.47	1.10	Ba	206	667	735
P ₂ O ₅	0.09	0.16	0.14	Zr	34.3	61.6	72.9
TiO ₂	0.21	0.58	0.53	CaCO ₃ / %	22.22	20.84	21.25

平均含量达 6.36%，陆坡区沉积物中 CaO 的平均含量为 13%，在水深大于 3000 m 的深海平原，CaO 的含量明显减小，平均只有 2.77%。CaO 的含量变化同样表现出两头低，中间高的特点，说明 Ca 是亲生物源的元素，其含量分布同样受水深的影响。水深也影响 Si 的含量，因深海自生硅的生成，使得硅含量随水深的增加而增加，表现出含量随水深先降后升的分布特点。

3.4 生物

本区海洋生物对元素的贡献也是明显的，生物死亡后其中未被分解的生物残体成为沉积物的一部分。本区陆坡中南部的礁滩区，沉积物中的含量异常高，究其原因，正是由于这些区域生物发育繁盛，生物沉积作用明显造成的。

4 结 论

南沙海域西南海区表层沉积物类型多，生物含量高。本文通过对调查区的表层沉积物的元素地球化学特征的上述分析，得到以下认识：

- (1)调查区绝大多数常、微量元素的分布具有从陆架、陆坡向深海平原逐渐增加的特征。SiO₂ 的含量在陆架区最高，说明浅海陆架区以陆源碎屑补给为主，随着离岸距离的加大，陆源物质中以 SiO₂ 为主的碎屑逐渐减少，以 Al₂O₃ 为主要成分的粘土矿物逐渐增加。
- (2)调查区由西向东，水深逐渐加深，沉积物逐渐细化，元素在不同粒级沉积物中的分布有不同的特点。粗粒级沉积物中 Si、Sr 含量高，细粒级沉积物富集 Al、Fe、K、Na 及 Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Ba 等多种金属。
- (3)控制本区沉积物分布的因素主要是物质来源、沉积物类型、水深及水化学作用等。

参 考 文 献

- [1] 张富元 .1991 .南海中部表层沉积物的元素地球化学 .海洋与湖沼 .22(3):253~263
- [2] 刘锡清 .1996 .中国边缘海的沉积物分区 .海洋地质与第四纪地质 .16(3):1~9
- [3] 李粹中 .1987 .南海中部沉积物的元素地球化学特征 .东海海洋 .5(1,2):77~91
- [4] 姚伯初,蓝先洪,邱燕 .1998 .南沙西南海域表层沉积物的地球化学特征 .海洋地质与第四纪地质 .18(1):23~34
- [5] 高学民,林振宏,刘兰等 .2000 .冲绳海槽中部表层沉积物的地球化学特征和物源判识 .海洋学报 .22(3):61~66

THE GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF SURFACE SEDIMENTS AT THE SOUTHWESTERN NANSHA, SOUTH CHINA SEA

Huang Xuehua Chen Fang Liu Jian

Abstract: The analyses of elements in 101 samples of surface sediment from the southwestern Nansha, South China Sea, reveal the following geochemical characteristics: (1) There appears to be a tight relation between the contents of elements and the sediment type .While coarse-grain sediment is rich with Si and Sr, fine-grain sediment is rich with Al、Fe、Mg、Ti、P、K、Na、Ca、Co、Ni、Pb、Zn、Ba and Zr .What is more, the finer the grain is , the higher their contents are; (2) It is suggested that the contents of Al、Fe、Mg、Ti、P、K、Na、Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Ba and Zr increase with the depth of the water, Al、Fe、Mg、Ti、P、K、Na、Cu、Co、Ni、Pb、Zn、Ba and Zr contents increase gradually from the outer continental shelf and the continental slope to the deep-sea, and contents of Ca、Sr, also increase from the outer continental shelf to the continental slope, but decrease rapidly from the slope to the deep-sea, Si concentration is higher on the outer shelf and in the deep-sea than on the slope; (3) the major controlling factors of chemical composition and element content in the sediment are material source, sediment type, water depth and productive forces of creature .

Key words: southwestern Nansha area, surface sediment, geochemistry

南沙中部海域地震速度分析与应用

王衍棠 姚永坚 金华锋

摘 要 本文在南沙中部海域地质背景的基础上,描述了研究区的速度解释流程和计算公式,编制出地层的平均速度、层速度以及砂岩百分含量平面图;通过对各层速度平面图的分析,了解研究区速度的纵、横向变化规律。利用速度资料提供时深转换公式,并对研究区的岩性进行了预测。

关键词 南沙中部海域 层速度 平均速度 砂岩百分含量 时深转换 岩性

1 前 言

近年来地震速度的分析和应用越来越广泛被使用于油气勘探中,尤其在缺少钻井的低勘探程度区或在开展区域性地震相研究方面日益发挥着重要的作用,同时为地震、岩性和构造解释提供依据。

南沙中部海域位于南海的南部和巽他陆架以北的陆坡区,岛礁、暗沙、浅滩密布,地形地貌、地质构造都复杂,其上分布着大小不等多类型的新生代沉积盆地(图 1),它们均奠基于南沙、曾母、礼乐和中-西沙四个地块上,由于水深较大,迄今尚未有钻探活动,相对于周缘的陆架区调查程度较低。20 世纪 80 年代末期以来,广州海洋地质调查局已开始进军南沙海域,相继在万安、曾母、万安北、北康、南薇西、南薇东、文莱—沙巴等盆地进行以油气调查为目的的综合地球物理调查,并取得了丰硕成果。在南沙中部海域初步划分了 T_2 、 T_3 、 T_4 、 T_5 、 T_g 五个特征明显的反射界面,其对应的地质属性见表 1。

本文在大量速度资料的基础上,针对研究区范围大,着重选取 68 条有代表性的测线、共 2000 多个谱点进行整理解释,其中谱点间隔主要为 8 km,局部为 4 km,目的是了解南沙中部海域的速度变化规律,提供时深转换所需的速度,为层位对比、岩性分析、资源量计算和编制图件提供基础资料。

2 速度资料整理

研究区速度谱浅层能量团比较集中,误差小,精度高,中深层受地震地质条件影响,能量团分散,误差大,精度低。速度资料解释流程框图见图 2。研究区地形复杂,水深变化大,为 160~3920 m。为了真实地反映地层速度,必须消除海水的影响,因此,在计算层速度、平均

第一作者简介:王衍棠,男,1968 年生,工程师,1992 年毕业于成都地质学院应用地球物理系,获学士学位,现在广州海洋地质调查局矿产所工作,主要从事海洋地震资料解释和油气地质研究。

速度时,反射时间都是从海底算起。速度资料计算公式见表 2。

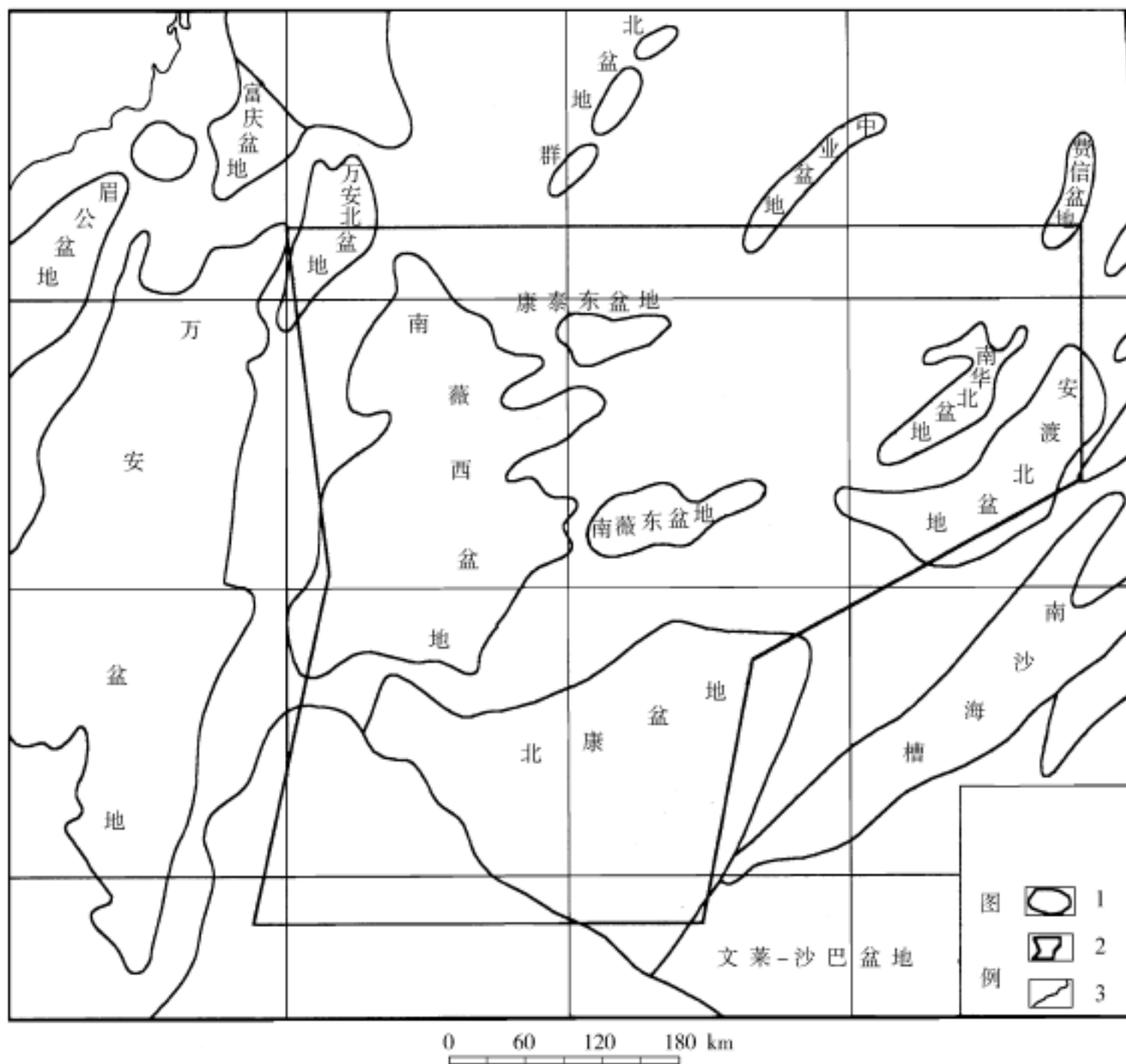


图 1 南沙中部海域新生代盆地分布示意图

Fig.1 Cenozoic basing distributed in Nansha area, south China sea

1—盆地边界；2—调查区；3—海岸线

3 速度变化规律

3.1 横向变化规律

3.1.1 层速度变化规律

层速度平面图反映了地层速度受岩性、埋深(压实作用)、地质年代等因素影响。通过对编绘的 T_0 - T_3 、 T_3 - T_4 、 T_4 - T_5 、 T_5 - T_g 四层的层速度平面图(图 3、4、5、6)分析,研究区的层速度变化规律为:

(1)层速度等值线走向,东部和中部为 NE 向,西部为 NW 向,与区域构造走向基本一致。

表 1 南沙中部海域地震层序划分表

Tab.1 Seismic sequence dividing in Nansha area

地 质 时 代			年 龄 (Ma)	层 序	地震反射界面
第四纪 (Q)					T ₀
晚第三纪	上新世 (N ₂)		1 .64	A	
	中新世 (N ₁)	晚	5 .2	B	T ₂
		中	10 .4		T ₃
		早	16 .3	C	
	早第三纪	渐新世 (E ₃)	晚	23 .3	
早			29 .3	D	T ₄
始新世 (E ₂)		晚	35 .4		
		中	38 .6		T ₅
		早	50 .5	E	
古新世 (E ₁)		56 .5			
白垩纪 (K ₂)		65 .0		T _g	

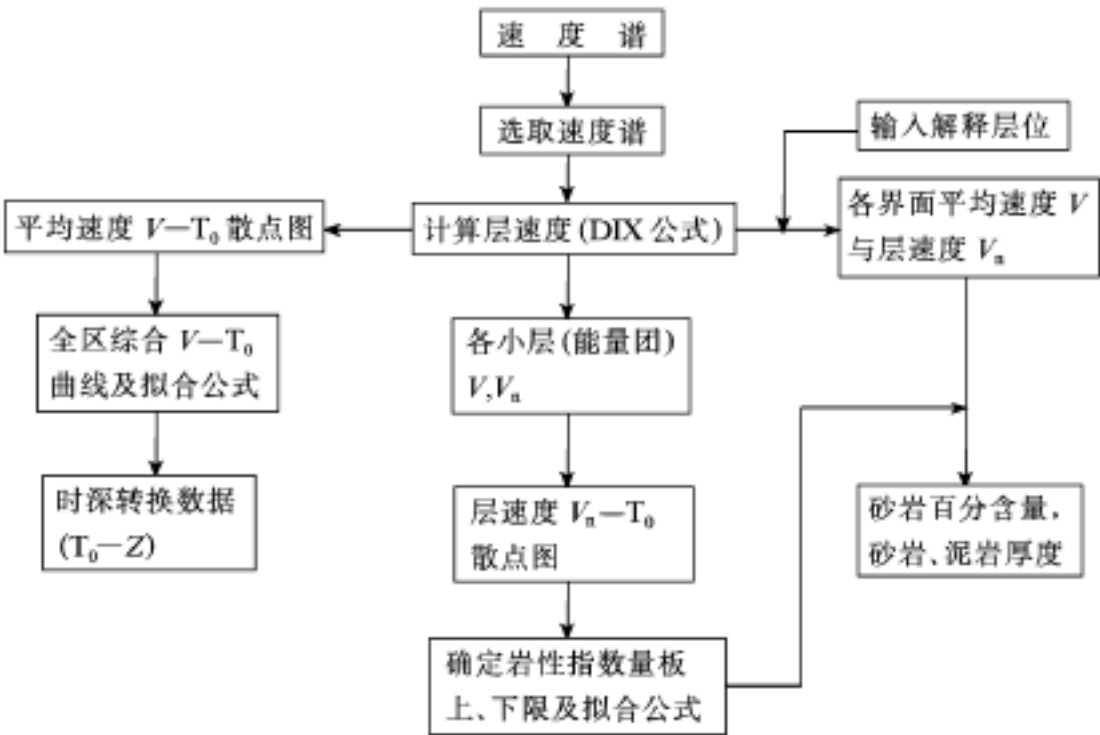


图 2 速度资料解释流程图

Fig.2 The explanatory flow chart of velocity data

(2) T₀-T₂ 层速度为 1800~3400 m/ s, 地层时代新, 速度较小; 往下深度越大, 层速度变化也越大, 如 T₃-T₄ 层速度为 2250~5000 m/ s, T₄-T₅ 层速度为 2500~5500 m/ s, T₅-T_g 层速度为 3000~5500 m/ s。

(3) 层速度西南部最高, 北部次之, 中部最低。表明隆起部位压实作用小, 层速度低; 深拗部位由于埋藏深, 压实作用明显, 层速度较高; 由此可见, 沉积压实作用是层速度变化的主要因素, 控制了层速度的区域性变化。

3.1.2 平均速度变化规律

平均速度平面图是反映某一界面以上地层的速度变化。图 3、7、8、9 分别反映了 T₃、T₄、T₅、T_g 界面以上地层的速度变化, 它们有如下规律:

表 2 速度资料计算公式表

Tab 2 Calculated formulation of velocity data

名 称	计 算 公 式	参 数
DIX 公式	$V_n = \left[\frac{V_{R,n}^2 \times t_{0,n} - V_{R,n-1}^2 \times t_{0,n-1}}{t_{0,n} - t_{0,n-1}} \right]^{\frac{1}{2}}$	$V_{R,n}$ —底界均方根速度 $V_{R,n-1}$ —顶界均方根速度 $t_{0,n}$ —底界反射时间 $t_{0,n-1}$ —顶界反射时间
平均速度	$\bar{V} = \frac{\sum_{k=1}^n V_k \times t_k}{\sum_{k=1}^n t_k}$	V_k —第 K 层的平均速度 t_k —第 K 层的反射时间
层速度	$V_n = \frac{\bar{V}_n \times t_{0,n} - \bar{V}_{n-1} \times t_{0,n-1}}{t_{0,n} - t_{0,n-1}}$	$\bar{V}_n$ —底界平均速度 $\bar{V}_{n-1}$ —顶界平均速度 $t_{0,n}$ —底界反射时间 $t_{0,n-1}$ —顶界反射时间
砂岩百分含量	$P_s = \frac{V_n(t) - V_{nl}(t)}{V_{ns}(t) - V_{nl}(t)} \times 100\%$	$V_n(t)$ —层速度 $V_{nl}(t)$ —纯泥岩层速度 $V_{ns}(t)$ —纯砂岩层速度 t —层中点时间
时深转换	$Z = \frac{1}{2} \times \bar{V} \times t_0$	Z —深度 $\bar{V}$ —综合平均速度 t_0 —双程反射时间

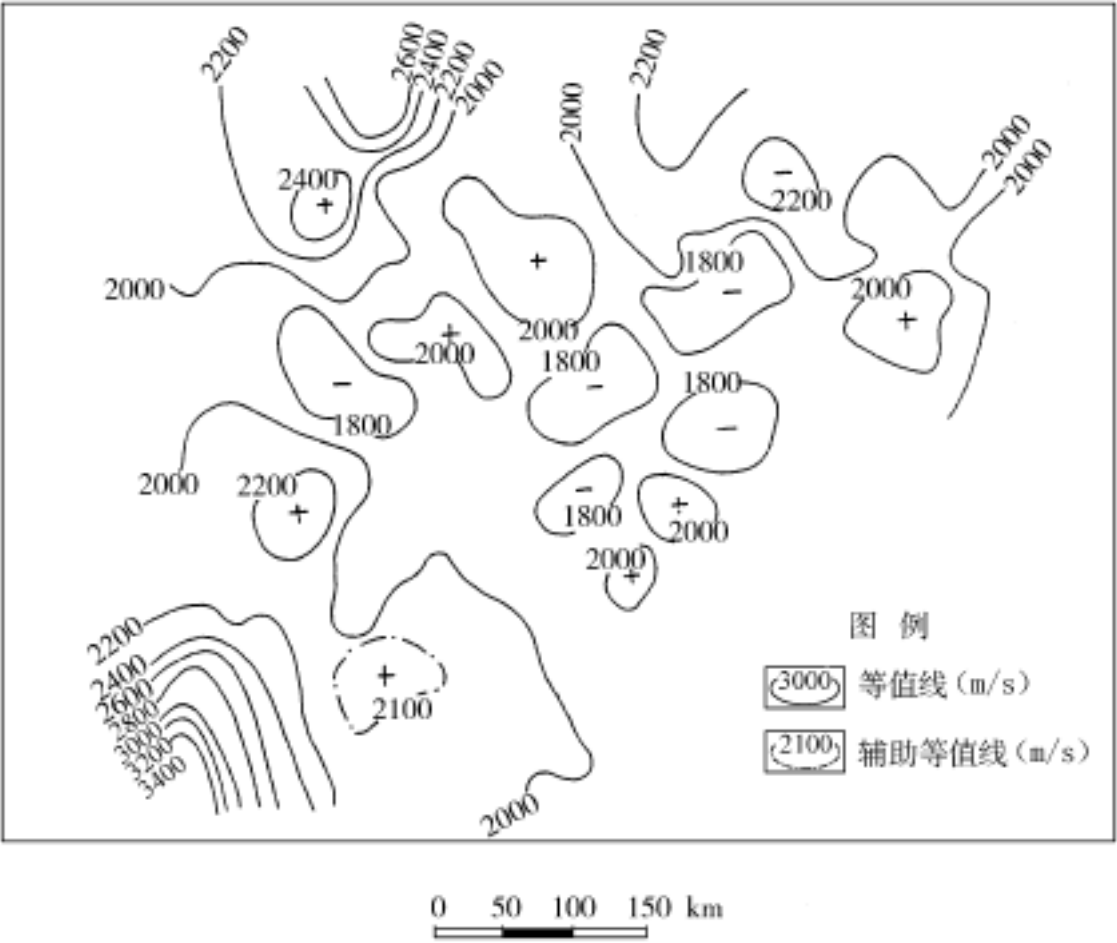


图 3 T₀-T₃ 层速度等值线图

Fig 3 Interval velocity contour of T₀-T₃

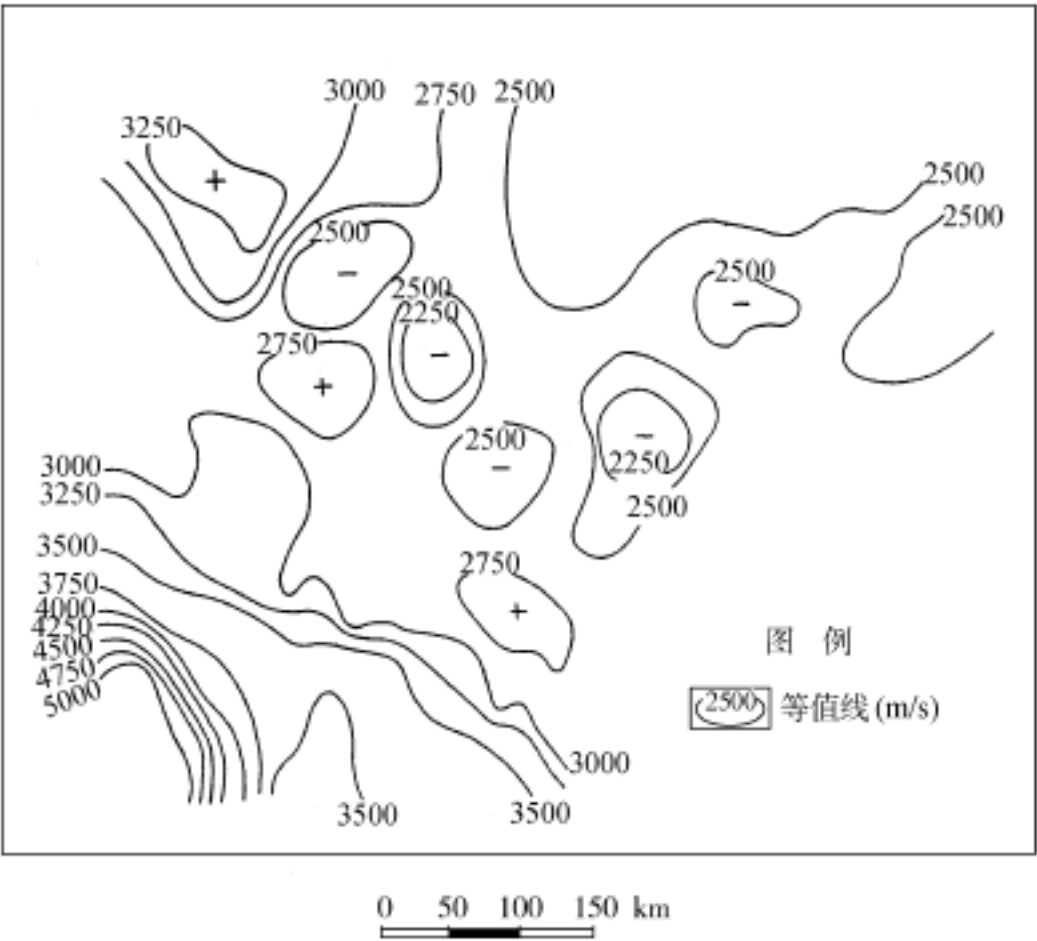


图 4 T_3 - T_4 层速度等值线图
Fig 4 Interval velocity contour of T_3 - T_4

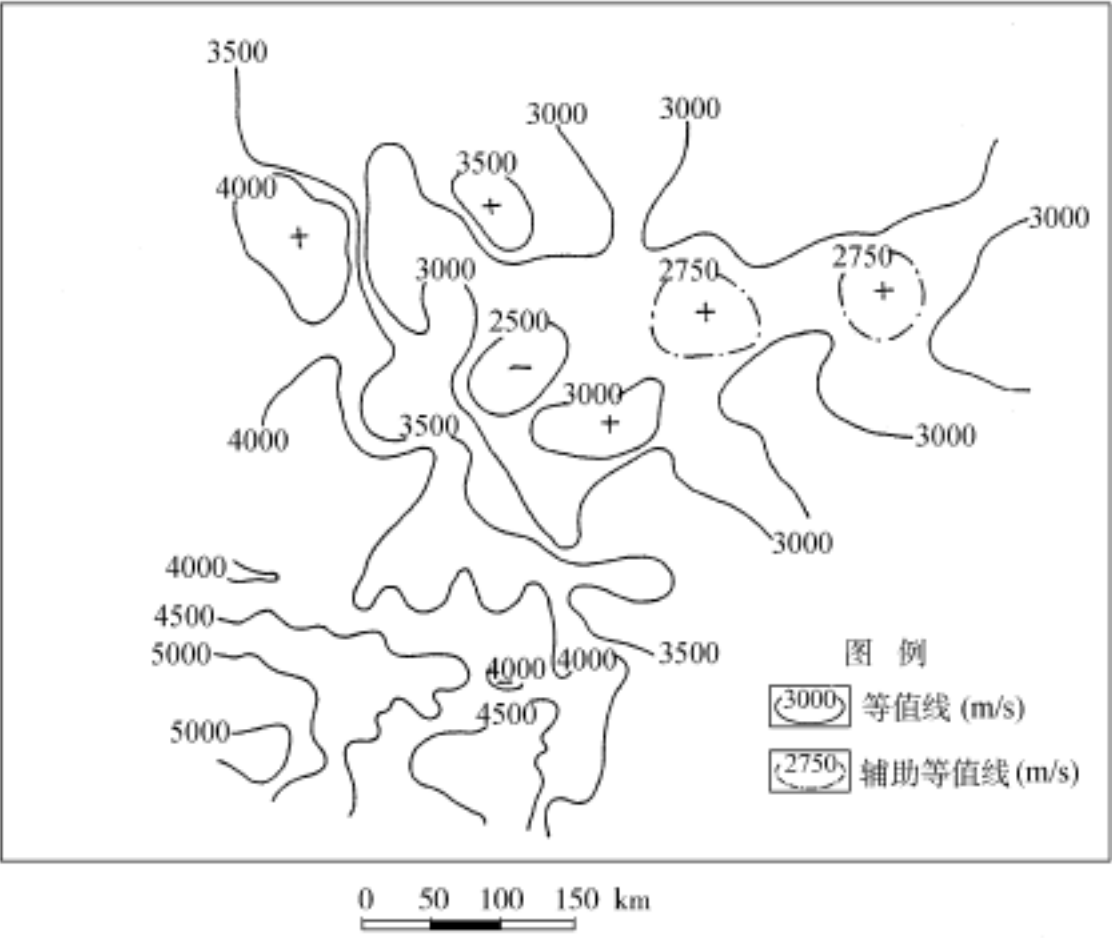


图 5 T_4 - T_5 层速度等值线图
Fig 5 Interval velocity contour of T_4 - T_5

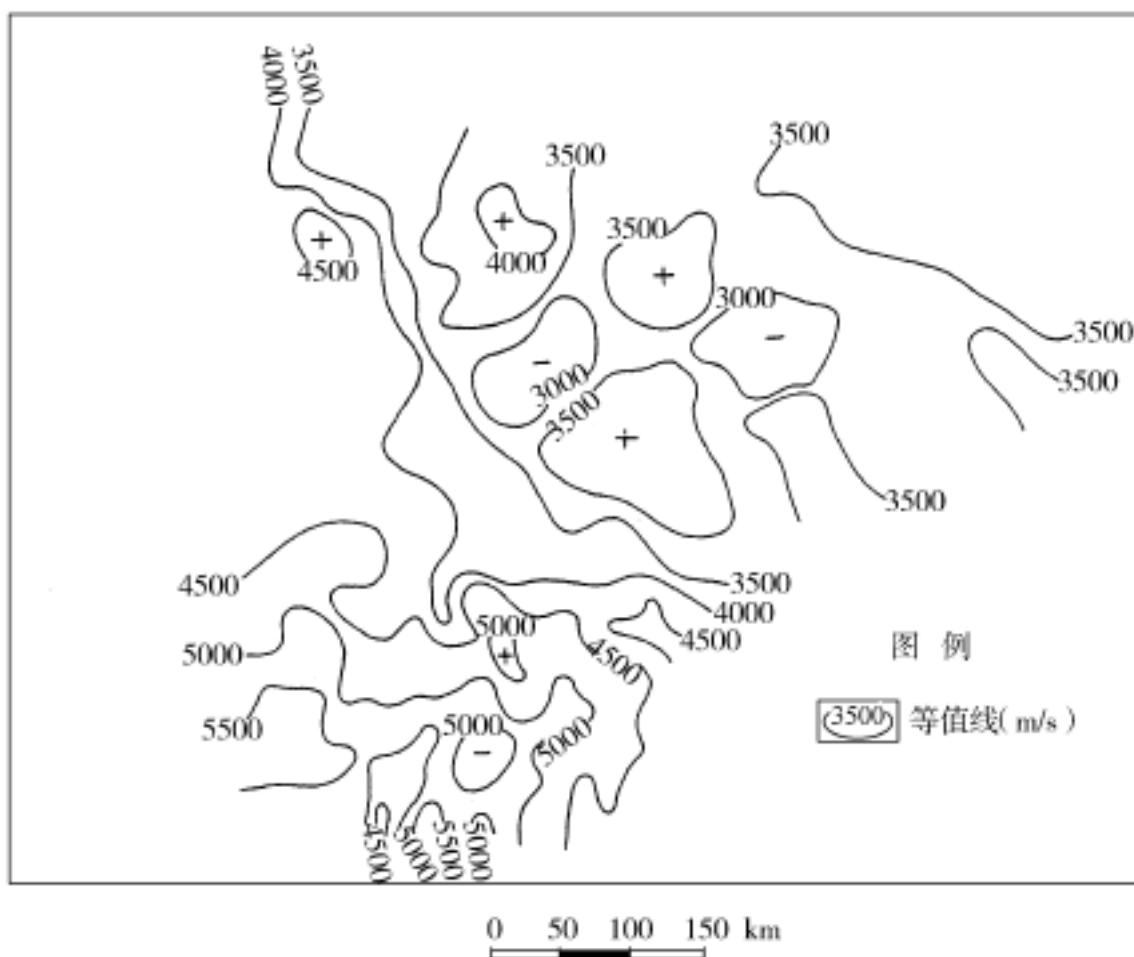


图 6 T₅-T_g 层速度等值线图

Fig .6 Interval velocity contour of T₅-T_g

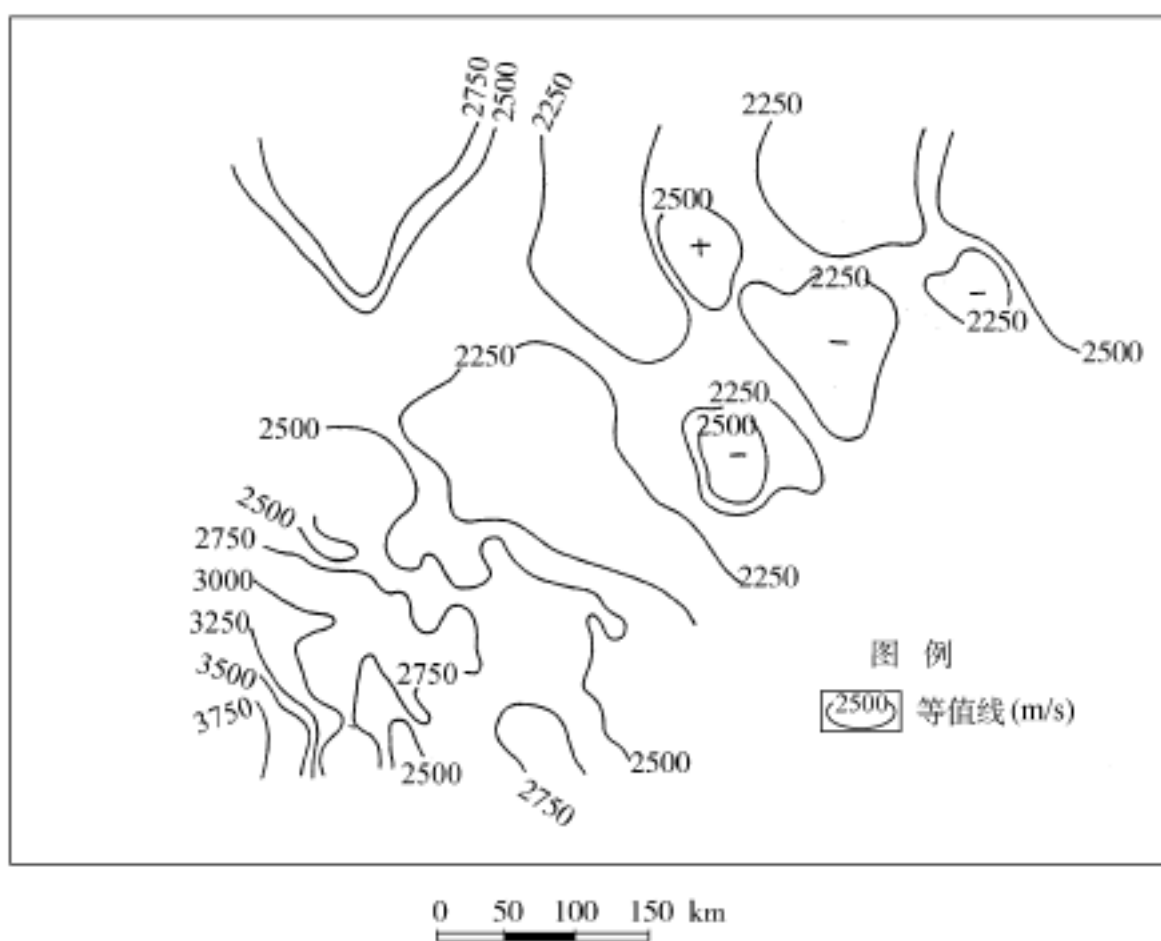


图 7 T₄ 界面平均速度等值线图

Fig .7 Average velocity contour of T₄

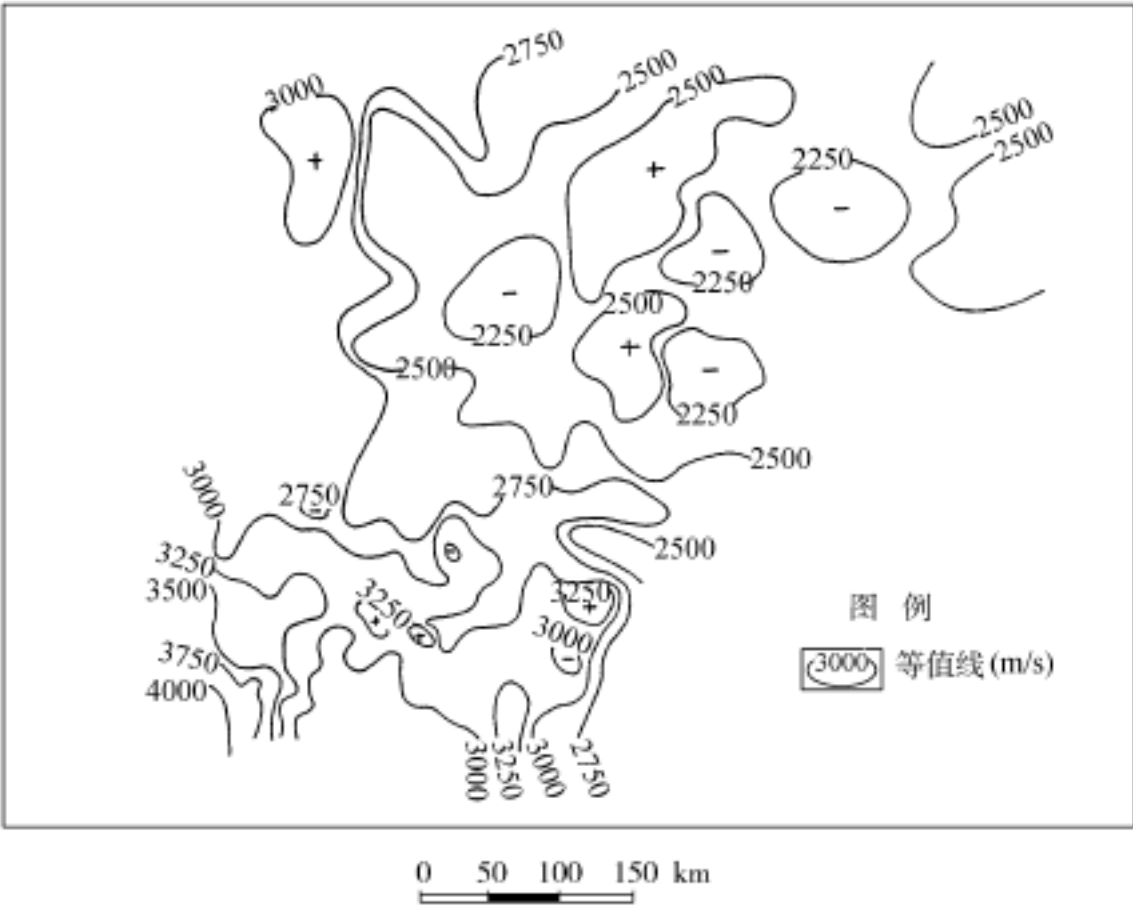


图 8 T_5 界面平均速度等值线图
 Fig 8 Average velocity contour of T_5

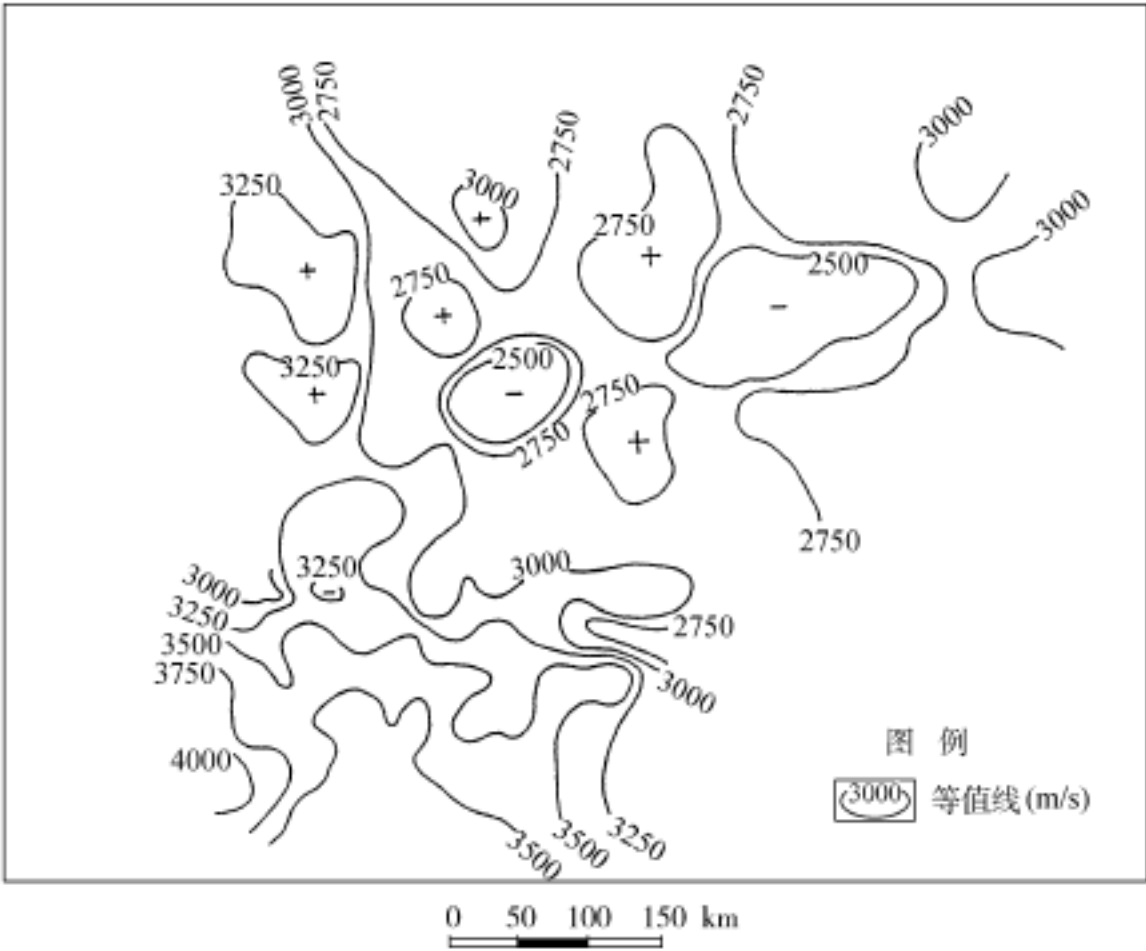


图 9 T_g 界面平均速度等值线图
 Fig 9 Average velocity contour of T_g

(1)平均速度等值线走向,东北部和中部主要为 NE 向,西北部、西南部为 NW 向或 N 向。

(2) T_3 、 T_4 、 T_5 、 T_g 界面以上地层的平均速度变化范围分别是:1800~3400 m/ s、2000~3750 m/ s、2250~4000 m/ s、2500~4000 m/ s;总体上西南部速度最高,西北部和东北部次之,中部最低。如 T_4 界面以上的地层,西南部的平均速度最大为 3750 m/ s,西北部为 2750 m/ s,东北部为 2500 m/ s,而中部仅有 2250 m/ s,与地层的构造特征吻合。以上表明,沉积越厚,速度越高,沉积越薄,速度越低。

(3)浅层速度变化小,深层速度变化大。如 T_0 - T_3 层的平均速度,除西南部之外,变化范围为 1800~2000 m/ s,变化幅度为 200 m/ s,这与浅层沉积环境稳定,岩性变化小等因素有关。而深层由于断层多,岩性复杂,因此速度变化大,如 T_0 - T_5 大部分区域的平均速度变化范围为 2250 m/ s~3000 m/ s,变化幅度达到 750 m/ s。

3.2 纵向变化规律

3.2.1 层速度

层速度随着埋深、地质时代的变化而变化,埋藏越深、时代越老,速度越大(见表 3)。

表 3 层速度变化表
Tab .3 Variation in interval velocity

层 位	T_0 - T_3	T_3 - T_4	T_4 - T_5	T_5 - T_g
地质时代	Q - N_1^3	N_1^2 - E_3^2	E_3^1 - E_2^3	E_2^2 - E_1
层速度 (m/ s)	1800~3400	2250~5000	2500~5500	3000~5500

3.2.2 平均速度

由图 10 可知,浅层速度变化大,深层速度变化小。经计算本区的综合平均速度公式为:

$$V = 2216 \times T_0^{0.15} \qquad (T_0 \leq 1.2 \text{ s})$$
$$V = 2150 \times T_0^{0.333} \qquad (1.2 < T_0 \leq 5.0 \text{ s})$$
$$V = 2924 \times T_0^{0.142} \qquad (5.0 < T_0 \leq 7.0 \text{ s})$$

T_0 :从海底算起

4 速度资料的应用

4.1 时深转换

速度的一个主要用途就是把时间转换成深度。研究区由南区和北区组成(大约以北纬 8°为界,以南称南区、以北称北区),两个区的地质构造不同,速度差别较大,因此,在进行时深转换时,分别计算了南区、北区以及南北区的综合平均速度,然后把它们换算成深度。它们的时深转换公式分别为:

南区:

$$Z = 1000 \times T_0^{1.097} \qquad (T_0 < 1.0 \text{ s})$$
$$Z = 1000 \times T_0^{1.296} \qquad (1.0 \leq T_0 < 1.5 \text{ s})$$
$$Z = 932.5 \times T_0^{1.468} \qquad (1.5 \leq T_0 \leq 5.0 \text{ s})$$

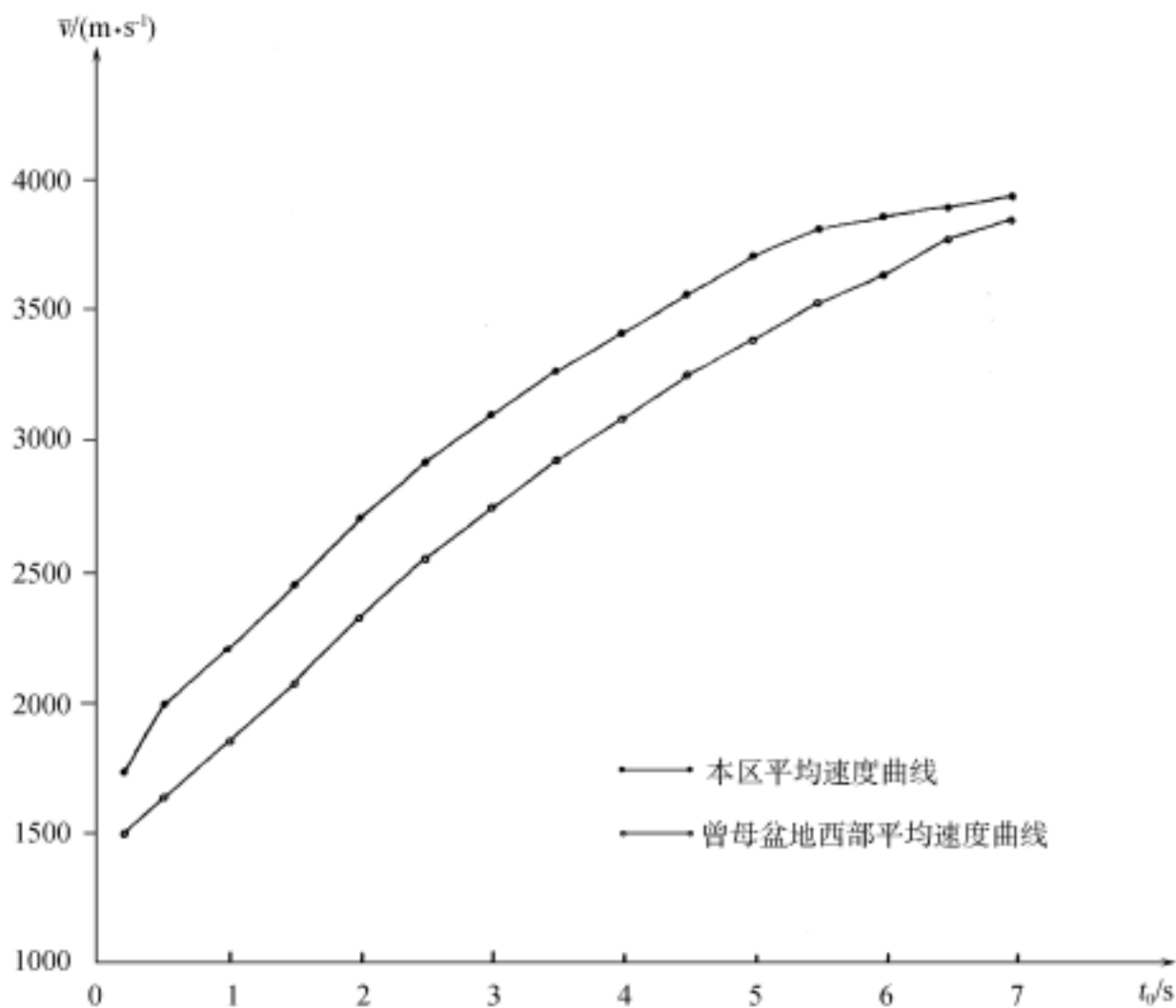


图 10 平均速度曲线图

Fig .10 Average velocity curve chart

$$Z = 1000 \times T_0^{1.097} \quad (5.0 \leq T_0 \leq 7.0 \text{ s})$$

T_0 : 从海底算起

北区:

$$Z = 1120 \times T_0^{1.143} \quad (T_0 \leq 1.2 \text{ s})$$

$$Z = 1085 \times T_0^{1.349} \quad (1.2 < T_0 \leq 4.0 \text{ s})$$

$$Z = 1192.5 \times T_0^{1.281} \quad (4.0 < T_0 \leq 7.0 \text{ s})$$

T_0 : 从海底算起

南北区:

$$Z = 1120 \times T_0^{1.143} \quad (T_0 < 1.2 \text{ s})$$

$$Z = 1085 \times T_0^{1.349} \quad (1.2 \leq T_0 < 5.0 \text{ s})$$

$$Z = 1192.5 \times T_0^{1.281} \quad (5.0 \leq T_0 \leq 7.0 \text{ s})$$

T_0 : 从海底算起

主要时深转换数据(根据南北区综合平均速度得到)见表 4。

4.2 岩性分析

根据层速度资料,画出层速度散点图的上、下限曲线,上限代表纯砂岩的速度曲线,下限代表纯泥岩的速度曲线,然后分别拟合出它们的速度公式,按表2中的计算公式,计算出每

表 4 时深转换数据表

Tab 4 Time-Depth converted data

时间(s)	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0
平均速度(m/s)	1997	2216	2460	2708	2917	3100	3263	3411	3548	3675	3725	3771	3814	3855
深度(m)	499	1108	1846	2708	3646	4650	5710	6823	7983	9187	10243	11313	12396	13491

层的砂岩百分含量(P_s),为研究区的岩相划分及资源量计算提供依据。北区的砂、泥岩速度公式分别为:

$$V = 3504 \times T_0^{0.205} \qquad (T_0 \leq 0.5 \text{ s})$$
$$V = 3680 \times T_0^{0.276} \qquad (0.5 < T_0 \leq 2.5 \text{ s})$$
$$V = 4097 \times T_0^{0.159} \qquad (2.5 < T_0 \leq 7.0 \text{ s})$$

$$V = 1912 \times T_0^{0.103} \qquad (T_0 \leq 0.7 \text{ s})$$
$$V = 2132 \times T_0^{0.409} \qquad (0.7 < T_0 \leq 7.0 \text{ s})$$

划分岩相参数的标准是: $P_s \leq 25\%$ 为泥岩相, $25\% \sim 50\%$ 为偏泥相, $50\% \sim 75\%$ 为偏砂相, $P_s \geq 75\%$ 为砂岩相或碳酸盐岩相。图 11、12、13、14 分别反映 T_0 - T_3 、 T_3 - T_4 、 T_4 - T_5 、 T_5 - T_g 层的砂岩百分含量平面等值线图,下面对 P_s 等值线图分析如下:

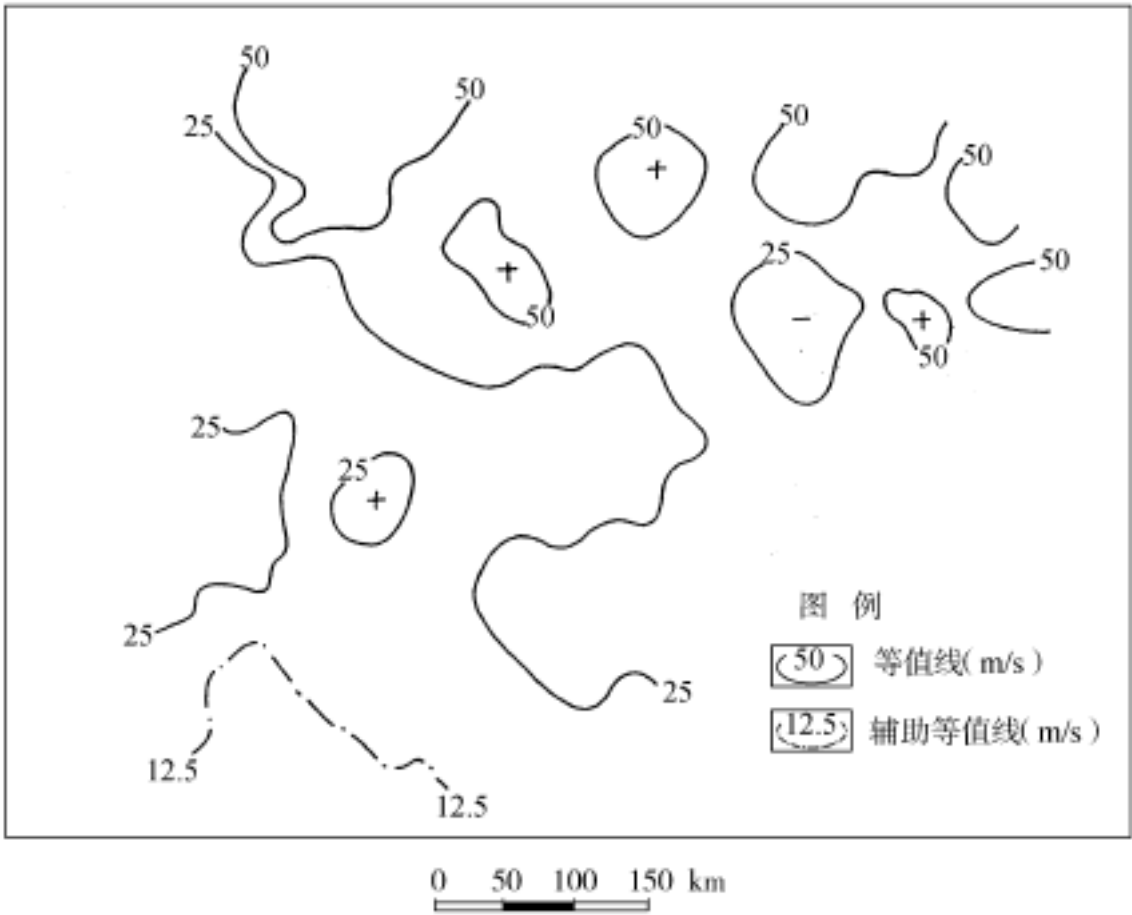


图 11 T_0 - T_3 层 P_s 等值线图
Fig .11 P_s contour of T_0 - T_3

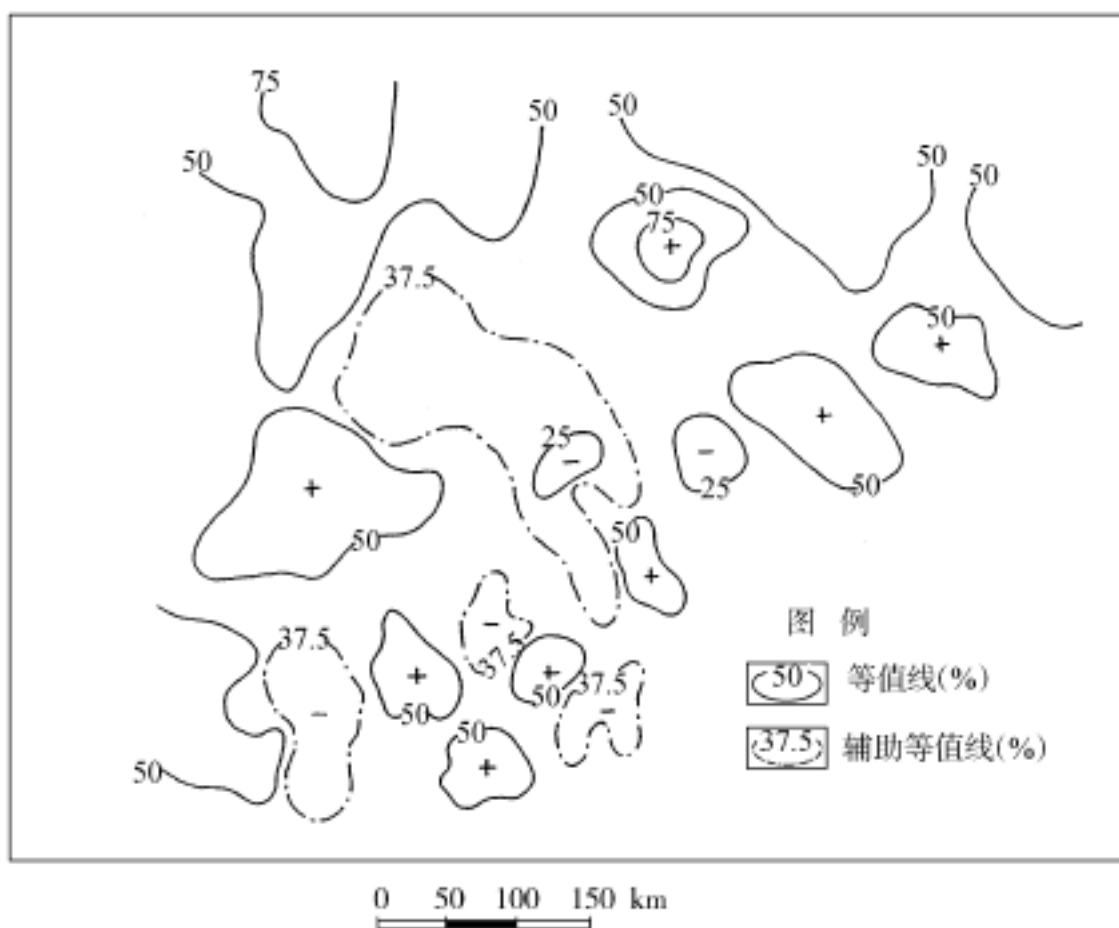


图 12 T₃-T₄ 层 P_s 等值线图

Fig .12 P_s contour of T₃-T₄

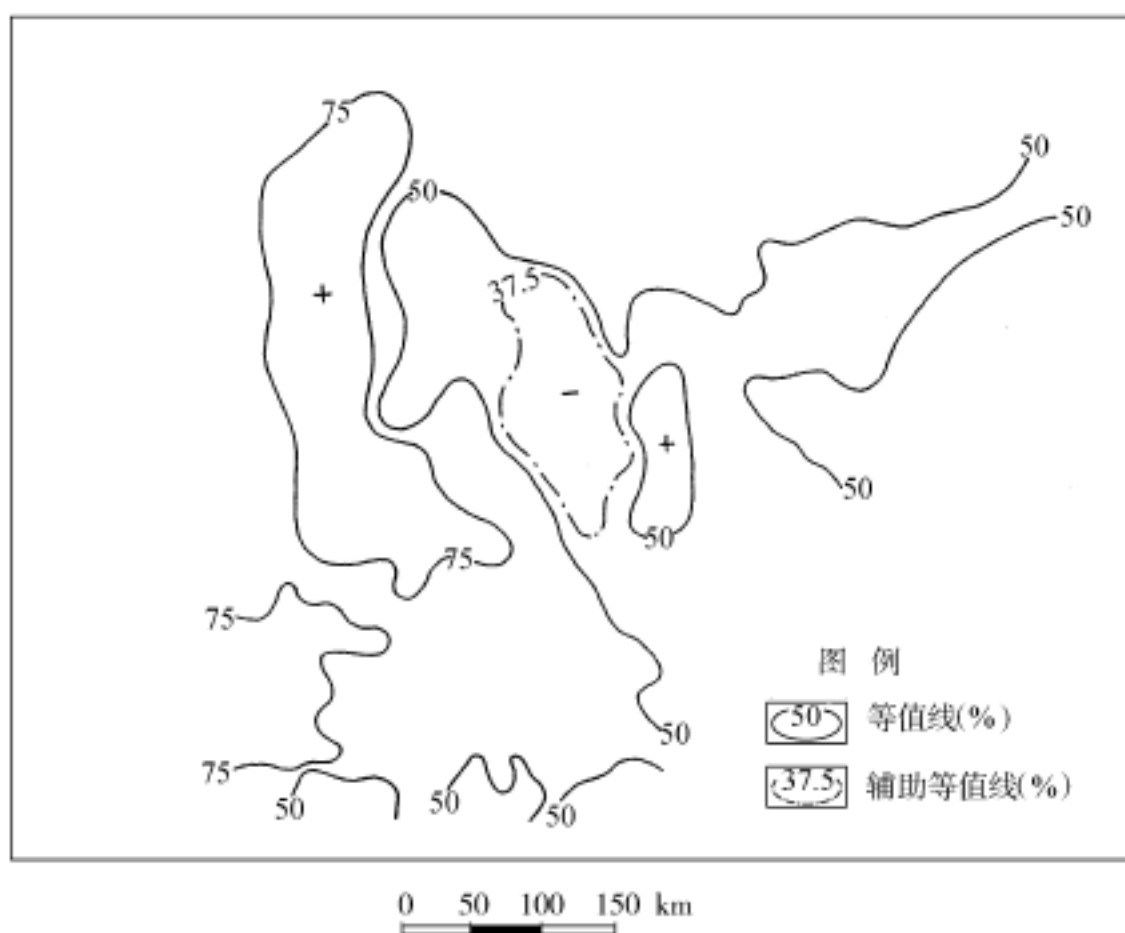


图 13 T₄-T₅ 层 P_s 等值线图

Fig .13 P_s contour of T₄-T₅

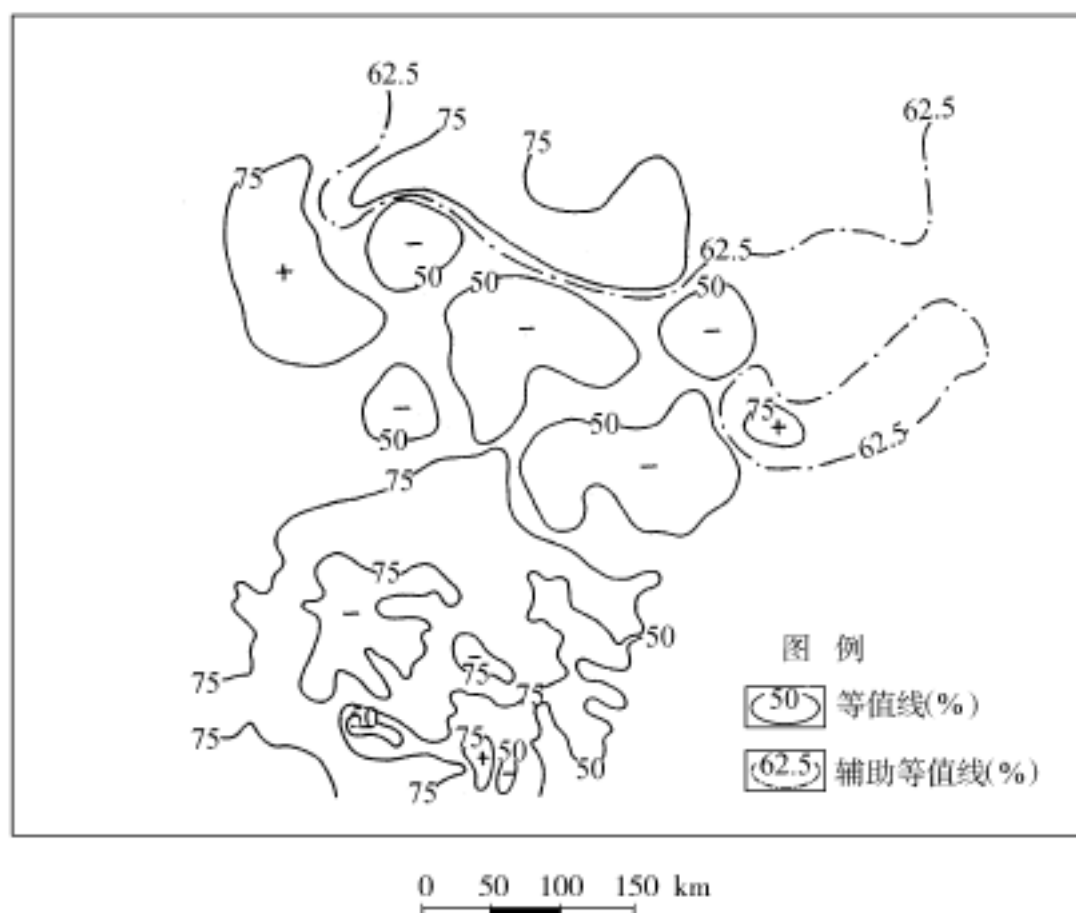


图 14 T_5 - T_g 层 P_s 等值线图

Fig .14 P_s contour of T_5 - T_g

(1) 等值线走向主要为 NE 向,局部为 NW 向。

(2) T_0 - T_3 层砂岩百分含量大部分地区小于 25% 为低值异常,表明在晚中新世-第四纪,沉积岩性较细,以泥岩相沉积为主;在调查区的西北部和东北部 P_s 值大约为 50%,属偏泥岩相沉积。

(3) T_3 - T_4 层砂岩百分含量,西北部、西南部和东北部为 50%~75%,属偏砂相沉积,其余为小于 50% 的偏泥岩相沉积。

(4) T_4 - T_5 、 T_5 - T_g 层砂岩百分含量为 50% 左右,中部为中—低值异常 ($P_s \leq 50\%$),反映地层以偏泥岩相沉积为主,其余大部分为中—高值异常 ($P_s > 50\%$),岩性较粗,属偏砂相或砂岩相沉积。

(5) 从 T_0 - T_3 层至 T_5 - T_g 层,岩性由细变粗,宏观上反映了海侵沉积旋回。

综上所述,研究区的 P_s 值总体呈北部和西部高,中部低的趋势。结合区域地质资料,推断中部为泥岩相沉积,东北部、西北部和西部为偏砂岩相沉积。

5 问题与讨论

(1) 一般来说,在地震剖面上,反射振幅越强,速度谱的能量团越集中,它所对应的叠加速度越准;速度谱解释的任务就是排除干扰和假象,确定正确的叠加速度值。但是在地震记录中存在着各种干扰和假象或者野外采集质量较差、处理方法不当都会使速度谱质量受到影响,导致速度谱的能量团弱而分散,给南沙中部海域速度谱解释带来困难,不能反映地层

真实的叠加速度。

(2) 鉴于南沙中部海域分布范围大、构造单元多,至今尚处于早期勘探阶段的特点,速度的变化规律只能根据相邻万安和曾母盆地已知速度值进行比较来确定。平均速度和层速度的大小除与岩石的岩性有关外,还受到岩石的埋深等因数的影响。因此,研究区不同地方地质条件差异会导致速度的变化,而不一定表现为相同的变化规律。

(3) 从区域地质出发,结合地震剖面的反射特征及速度资料的分析,南沙中部海域主要为碎屑岩,局部存在碳酸岩,晚中新世以后火成岩发育。由于没有钻井验证速度与岩性的对应关系,因此层速度预测岩性的方法主要考虑砂泥岩地层,对于复杂岩性地层,例如在碎屑岩之外还有较多碳酸岩或火山岩时,就不能简单套用层速度与岩性的转化公式,否则就会出现错误的岩性预测结果。

SEISMIC VELOCITY ANALYSIS AND APPLICATION IN NANSHA AREA, THE SOUTH CHINA SEA

Wang Yantang Yao Yongjian Jin Huafeng

Abstract: Based on the regional geological background in Nansha area, the south China Sea . This paper described the interpreted flow and calculated of velocity data, drawing the plane map of average velocity, interval velocity and percent by sand of main strata . Find out the lateral and vertical velocity change principle through integrated analysis of the interval velocity data in this area . Used the velocity data to make the time-depth conversion and lithologic analysis .

Key words: Nansha area, average velocity, interval velocity, percent by sand, time-depth conversion, lithology

南沙中部海域北康盆地重、磁异常解释

林 珍

摘 要 通过对南沙中部海域北康盆地重、磁资料的定量计算、定性解释,认为空间重力异常主要受浅部地质因素影响,空间重力异常的高低间接地反映了海底地形起伏变化、新生代沉积层厚度大小、沉积岩密度变化以及基底的坳、隆等特征;磁力异常资料通过预后处理及反演计算,推测北康盆地新生代火成岩以酸性—中基性岩为主,磁性基底与声波基底基本一致,可划分为三处坳陷及两处隆起;北康盆地位于减薄的大陆壳上,莫霍面深度约 19~22 km。重、磁资料综合解释结果为沉积盖层构造分区、基底断裂推断及火成岩岩性识别提供依据。

关键词 重力异常 磁力异常 磁性基底 北康盆地

1 前 言

北康盆地位于南沙中部海域大陆坡上,面积约 $2.8 \times 10^4 \text{ km}^2$,在大地构造位置上位于南沙地块的西南边缘,属于华南古大陆的一部分。其周邻海域海底地形复杂,岛、礁、滩以及沟槽相当发育,北部有南薇滩,西北部有西卫滩、李准滩和广雅滩,西部有万安滩,南部有北康暗沙,东部为安渡滩和南沙海槽。其基底性质是一个建立在稳定的结晶基底上,长期处于隆起剥蚀状态,到新生代早期才下陷接受沉积的盆地。北康盆地及其邻域断层发育、火成岩活动强烈,断层以 NE、NW、NS 向为主,其规模大小不一;火成岩为酸性—基性岩类,多与断裂伴生。本文就原第二海洋地质调查大队对南沙中部海域南区进行科考所采集到的重磁资料提出解释意见。

2 重、磁异常特征及地质解释

2.1 重力异常特征及地质解释

北康盆地重力场主要特征为:①空间重力异常与海底地形基本呈同相反映,即海山、海丘等海底地形高部位对应空间重力高;海沟、海槽等海底地形低部位对应空间重力低。②空间重力异常幅值一般为 $(5 \sim 20) \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,局部异常走向不定。盆地的东部空间重力异常值变化大,极大值为 $55 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,极小值为 $-26 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$;盆地的西部空间重力异常相对平缓,一般幅值为 $10 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。东、西部空间重力异常变化分区界线大致以经线 112° 为界。③布格重力异常值均为正值,一般幅值为 $(90 \sim 150) \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,极大值为

作者简介:林珍(1968年),女,广东海丰。物探工程师。1991年毕业于中国地质大学(武汉),勘查地球物理专业,现在国土资源部广州海洋地质调查局海洋矿产地质调查所从事南沙海域重、磁资料的解释与研究工作。

$154 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 位于工区的东北部, 极小值为 $85 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 位于工区的西南部, 布格重力异常由于布格改正不完善的原因(作中间层改正时, 选用的中间层密度为 $2.67 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, 水层密度为 $1.03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), 异常走势与等深线走势非常相似, 异常值随着水深的加深而增大。全区共解释了 19 个局部重力异常, 编号为 $G_1 \sim G_{19}$, 其特征及解释见表 1。

根据空间重力异常特征, 将重力场划分为三个区: 东部重力异常高值区(I 区)、中部重力异常低值区(II 区)、西南部重力异常高值区(III 区)。

I 区范围大致对应 $6^\circ \sim 7^\circ \text{N}$, $112^\circ \sim 113^\circ \text{E}$ 的区域。空间重力场主要特征为: 高值背景场, 异常最大幅值为 $55 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 走向为 NNE 向; 由于受地形及浅部沉积岩影响明显, 局部地带异常梯度大, 正负异常伴生; 局部重力低对应地形低及基底拗陷, 局部重力高对应地形高及基底隆起, 并有火成岩体伴随。推测 I 区重力异常与海底地形高低、基底及下地壳起伏有关, 并受火成岩影响。

II 区重力异常特征是: 变化平缓的低值背景场, 其主体走向为 NW 向, 异常幅值为 $(0 \sim 9) \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 梯度小。空间重力异常主要由海底地形及火成岩重力效应的叠加有关。

III 区对应工区西南部的曾母盆地。空间重力异常特征是: 异常反映为重力高异常, 异常幅值为 $(0 \sim 15) \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 走向 NNE 向。该区新生代沉积层厚度大, 据地震资料基底(Tg)深度可达 18 km, 推测巨厚沉积层背景下反映的重力高主要与下地壳隆起有关, 局部重力高异常与地形及火成岩体有关。

综合空间重力异常特征、计算解释及相关地震资料的分析, 可以得出: 空间重力异常不仅与海底地形、火成岩体有关, 还与空间重力异常的高低与新生代沉积厚度、基底埋深有关, 一般地, 新生代沉积厚度大、基底埋深凹陷对应空间重力异常低; 新生代沉积厚度小、基底埋深凸起对应空间重力异常高。空间重力异常场是深部与浅部地质体重力效应的共同反映, 浅部地质体产生的重力效应往往比深部地质体产生的重力效应更为明显, 但亦有例外, 如西南部重力异常高值区(III 区)的空间重力高 G_{19} 就是由深部高密度物体上隆引起的重力高效应。此外, 通过对空间重力异常作低通滤波处理, 进一步反应局部异常与区域异常的内在关系, 低通滤波清晰地反映三区的背景场特征, 并为三区的划界提供。布格重力异常以反映深部地质体为主, 对沉积层厚度变化反映不明显, 布格重力异常背景场值的变化基本上反映了莫霍面的起伏变化。

2.2 磁力异常特征及地质解释

由于本区处于低纬度地区($5^\circ 50' \sim 7^\circ 35' \text{N}$, $110^\circ 20' \sim 113^\circ 20' \text{E}$), 正常地磁场强度(T_0)为 $40800 \sim 41000 \text{ nT}$, 正常地磁倾角(I_0)为 $(-3^\circ \sim 0^\circ)$ 。理论上, 一个直立板状磁性地质体在此地磁场此背景下感应产生的磁异常(ΔT)以负值为主, 异常形态为两翼几乎对称的伴生磁异常, 当磁化倾角或磁性地质体倾角发生变化时, 特征角也发生变化, 磁异常形态也随之变化。

北康盆地磁异常主要特征为: ①磁异常以负值为主, 极大值为 64 nT , 极小值为 -254 nT 。②磁异常类型一般为北高南低或北正南负伴生磁异常。③磁场表现较为平静, 异常变化平缓、梯度小, 一般幅值为 $50 \sim 100 \text{ nT}$, 共解释了 5 个局部磁异常, 编号为 $M_1 \sim M_5$, 其特征见表 2。④据地震资料, 工区内共有 36 个火成岩体, 这些火成岩体均具磁性, 但磁性强弱大小不一, 从酸性岩—基性岩均有。

根据磁异常的形态、走向、幅值梯度及组合关系, 将本区分为二个区: 东部负磁异常低值区(I 区)及西部正负伴生磁异常高值区(II 区)(图 1)。

表 1 南沙中部海域北康盆地重力异常特征表

Tab .1 Gravity anomaly characteristics of the Beikang basin of central Nansha

重力异常编号	异常中心地理坐标	水深 m	重力异常特征					推断解释意见
			异常类型	走向	范围 km ²	$\frac{\Delta g_F \text{ 值}}{10^{-5} \text{ m/ s}^2}$	$\frac{\Delta g_B \text{ 值}}{10^{-5} \text{ m/ s}^2}$	
G ₁₋₁	6°16'N 112°42'E	1200~1400	Δg_F 低、 Δg_B 反应不明显	总体走向 NE	33×26	6~15	105~125	主要与海底地形低有关
G ₁₋₂	6°29'N 112°59'E	1300~1600			18×15	3~15	90~110	
G ₂₋₁	6°14'N 112°30'E	700~1200	Δg_F 高、 Δg_B 高	总体 NNE 向	28×15	20~32	90~112	主要与海底地形高、中性~基性火成岩体、基底凸起、下地壳拗陷有关
G ₂₋₂	6°33'N 112°37'E	400~1500			83×6	20~59	105~143	
G ₃	6°08'N 112°18'E	1400~1500	Δg_F 低、 Δg_B 梯阶带	NNE	23×13	- 5~0	90~100	与海底地形低、基底拗陷、沉积层厚有关
G ₄	6°14'N 111°53'E	1100~1800	Δg_F 高、 Δg_B 低	Δg_F 近等轴状	17×16	5~18	96~100	与海底地形高、中酸性火成岩有关
G ₅	6°26'N 112°06'E	1300~1700	Δg_F 高、 Δg_B 梯阶带	NW	23×15	15~25	105~125	主要与中酸性火成岩有关
G ₆	6°51'N 112°29'E	1900~2250	Δg_F 低、 Δg_B 高	近 SN	东部未完全控制	- 26~0	120~140	与海底地形低、基底凹陷及沉积层厚有关
G ₇	6°44'N 112°10'E	1300~1900	Δg_F 高、 Δg_B 高	Δg_F 走向 NE	53×23	5~29	130~144	与海底地形高及中基性火成岩体有关
G ₈	7°23'N 112°46'E	2000~2030	Δg_F 低、 Δg_B 低	NE	北部未完全控制	- 17~0	125~140	与海底地形低、基底凹陷及沉积层厚有关
G ₉	6°27'N 111°29'E	700~1700	Δg_F 高、 Δg_B 低	近 EW	10×8	0~4	94~100	与海底地形高及中酸性火成岩有关
G ₁₀	6°43'N 111°42'E	1800~2000	Δg_F 高、 Δg_B 高	Δg_F 近等轴状	30×24	5~12	130~143	与基底凸起及深部中性~基性火成岩有关
G ₁₁		1400~1900	Δg_F 重力低带、 Δg_B 梯阶带	总体走向 EW	190×(10~16)	- 20~ - 8	90~120	主要与海底地形低有关
G ₁₂₋₁	7°20'N 111°55'E	1800~2000	Δg_F 低、 Δg_B	总体 NNW	43×20	- 17~ - 5	110~130	
G ₁₂₋₂	6°56'N 112°00'E	1800~2000	反映不明显		33×25	- 9~ - 5	130~140	
G ₁₃	7°22'N 111°44'E	1100~1800	Δg_F 高、 Δg_B 低	Δg_F 走向 NE、 Δg_B 走向 NNW	25×18	0~26	90~115	主要与海底地形高基底凸起及中酸性火成岩有关
G ₁₄	7°19'N 110°30'E	1900~2000	Δg_F 低、 Δg_B 反映不明显	近 SN	38×15	- 24~ - 15	110~120	主要与海底地形低有关
G ₁₅	7°08'N 111°22'E	1100~1900	Δg_F 高、 Δg_B 低	Δg_B NE 向	50×(8~25)	- 5~6	110~126	与海底地形高基底凸起及中酸性岩有关
G ₁₆	7°29'N 111°25'E	1150~1900	Δg_F 高、 Δg_B 反映不明显		25×8	0~26	104~130	主要与海底地形高有关
G ₁₇	7°23'N 110°30'E	350~1800	Δg_F 高、 Δg_B 低	NNE	北部未完全控制	- 5~12	88~110	主要由海底地形高、中酸性~基性火成岩引起
G ₁₈	6°16'N 111°22'E	900~1550	Δg_F 高、 Δg_B 高	NNW 转 NW	北部未完全控制	- 5~22	105~118	与海底地形高及中性~基性火成岩有关
G ₁₉	6°38'N 110°25'E	1150~1750	Δg_F 高、 Δg_B 梯阶带	NNE	西、南部未完全控制	- 5~17	90~120	主要与海底地形高及下地壳隆起有关

表 2 南沙中部海域北康盆地磁异常特征表

Tab .2 Magnetic anomaly characteristics of the Beikang basin of central Nansha

磁力异常编号		M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	M ₅
异常中心地理坐标		6°13'N 112°47'E	6°30'N 112°00'E	5°02'N 113°00'E	7°16'N 111°25'E	7°03'N 110°30'E
水深/ m		1000~1500	1000~1900	1200~2200	1500~1800	1600~1800
磁力异常特征	异常类型	北高南低伴生磁异常	北高南低伴生磁异常	带状负磁异常	北高南低伴生磁异常	长轴状磁异常
	走向	NE	NE	NEE	NE	NWW
	异常范围 km ²	北部延出工区	(110 ~ 200) × (80~140)	东部延出工区	30 × 25	80 × 40
	极大值/ nT	- 24	30	- 100	3	67
	极小值/ nT	- 168	- 215	- 269	- 125	- 50
	一般幅值/ nT	50~100	50~100	100	100~150	50
推断解释意见	磁性体顶埋深 km	3~6	7~10	5~11	5~8	6~10
	有效磁化强度 10 ⁻³ A·m ⁻¹	1300	450~700	500~1000	450~500	
	磁性体性质	变质岩、中性~ 基性火成岩	变质岩、中酸~ 中基性火成岩	中性~基性火 成岩	中酸性火成岩	中基性侵入岩 (隐伏)
备 注		分布 12 号火成 岩体	分布有 5~6、16 ~19、28、31~33 号火成岩体	分布 21、22 号 火成岩体	分布 27、29、30 号火 成岩体	分布 13 号火成 岩体

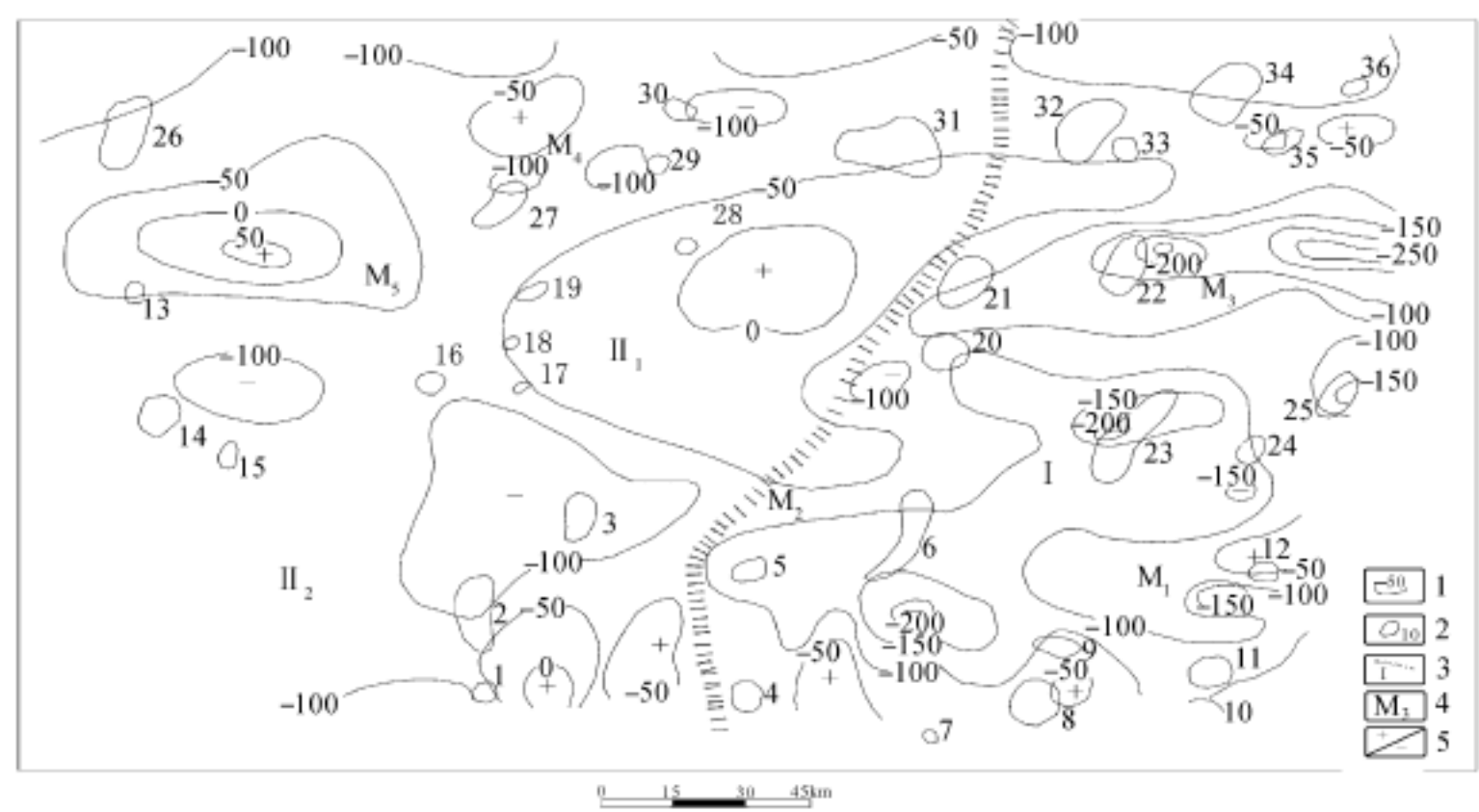


图 1 南沙中部海域北康盆地磁力异常(ΔT)平面图

Fig .1 Plan of magnetic anomaly (ΔT) in the Beikang basin of central Nansha

1— 磁力异常等值线(nT); 2—火成岩体及编号; 3—磁力异常分区界线及编号; 4—局部磁异常编号; 5—磁力高/ 磁力低

I 区与东部重力异常高值区(I 区)相对应。磁异常均为负值,极大值为 - 9 nT,极小值为 - 254 nT,一般幅值为 50~250 nT,最大水平梯度为 18 nT/ km。据反演结果,磁性体顶部埋深为 2.4~11.2 km,有效磁化强度为 $(0\sim1300)\times10^{-3}\text{ A/ m}$ (图 2)。推测该区磁异常主要由前新生代弱磁性变质岩及中酸性~基性火成岩综合引起,其区域性负磁场背景与磁性体埋藏深度大及以变质岩为主的磁性基底有关。

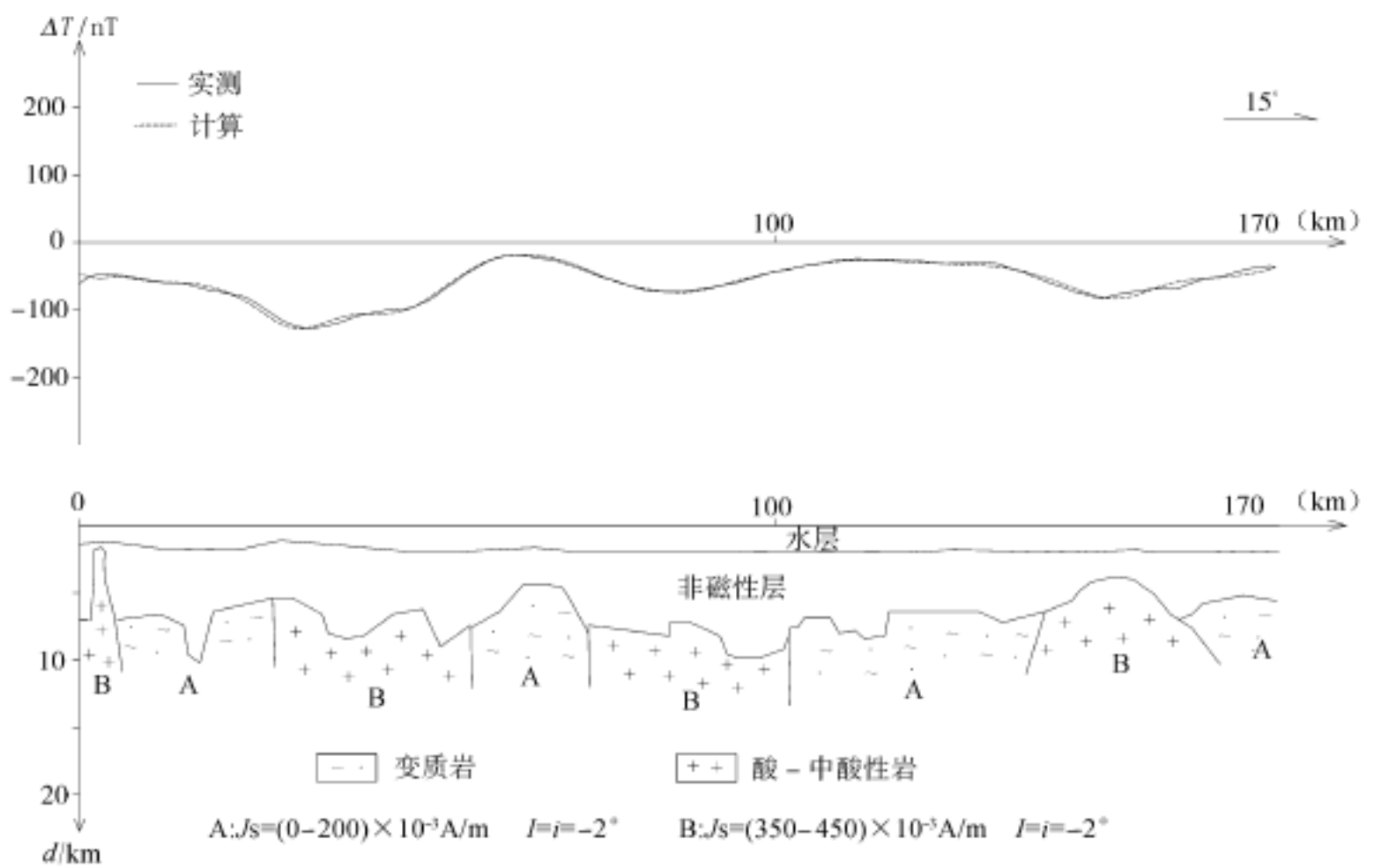


图 2 测线 ZM400-1 磁力异常解释剖面图
 Fig 2 Line ZM400-1 magnetic anomaly interpreted section

II 区与中部重力异常低值区(II 区)及西南部重力异常高值区(III区)相对应。该区磁场表现极为平静,极大值为 64 nT,极小值为 - 176 nT,一般幅值为 50~100 nT,水平梯度一般小于 5 nT/ km,磁性体顶部埋深为 3.2~16.0 km,有效磁化强度为 $(0\sim700)\times10^{-3}\text{ A/ m}$ (图 3)。推测该区磁异常主要由前新生代弱磁性变质岩及酸性—中酸性火成岩引起,该平静磁场与磁性体埋藏深度密切相关。

3 重力、磁力异常综合解释

3.1 磁性基底

北康盆地宏观上只存在一个磁性层,此磁性层是由埋藏在声波基底以下具磁性的前新生代变质岩及酸性—基性火成岩(统称磁性基岩,下同)。盆地磁性基底顶部埋深 2.4~16 km(采用反演方法计算所得结果,并以声波基底作为它的控制界面)。磁性基底埋藏深度图大致反映了磁性基底的起伏变化,据此可划分为五个区:西北部磁性基底隆起区(I 区)、中南部磁性基底坳陷区(II 区)、中部磁性基底隆起区(III区)、中部磁性基底坳陷区(IV区)、东南部磁性基底隆起区(V 区)(图 4)。

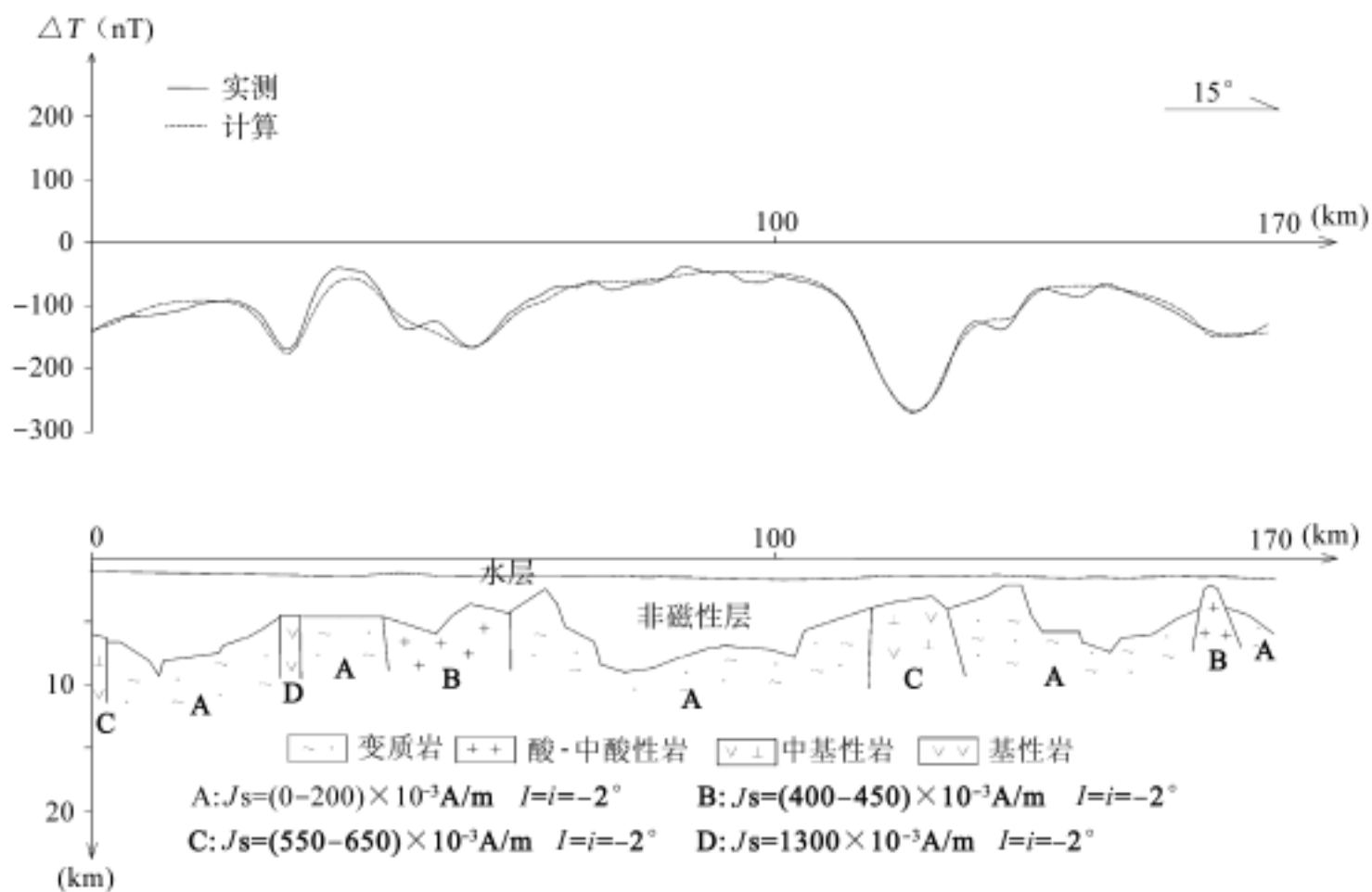


图 3 测线 ZM496-1 磁力异常解释剖面图

Fig 3 Line ZM496-1 magnetic anomaly interpreted section

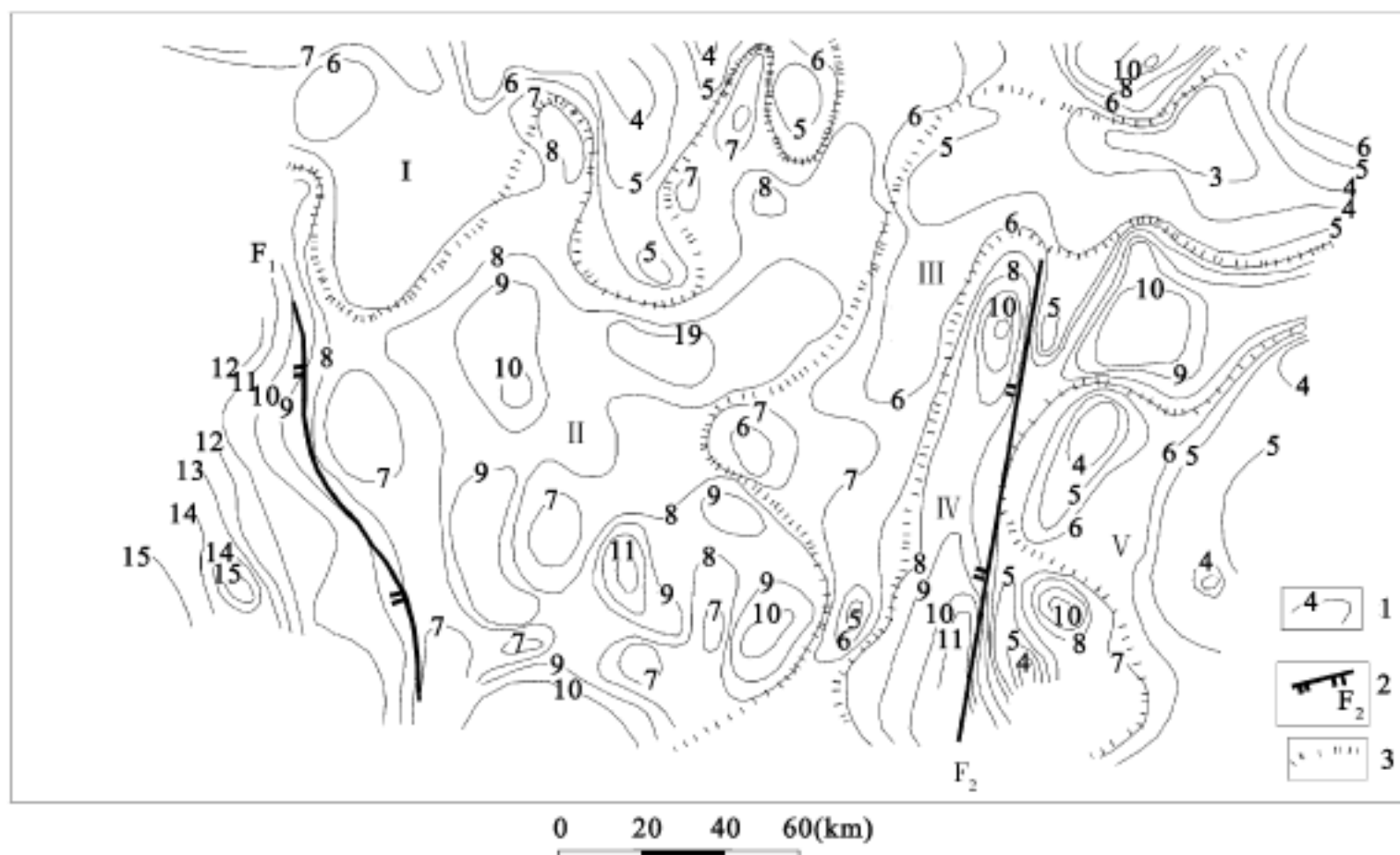


图 4 南沙中部海域北康盆地磁性基底埋藏深度及分区图

Fig. 4 Magnetic basement depth and division map of the Beikang basin of central Nansha

1—磁性基底深度等值线 (单位: km); 2—断层及编号; 3—磁性基底分区界线; I—西北部磁性基底隆起区; II—中南部磁性基底坳陷区; III—中部磁性基底隆起区; IV—中部磁性基底坳陷区; V—东南部磁性基底隆起区

I 区控制面积约 6400 km², 在构造位置上对应南薇盆地的南部, 磁性基底埋深约 3.2~8.8 km, 一般埋深为 4~7 km, 与相邻坳陷区(II 区)最大落差达 13 km, 推测磁性基岩主要为前新生代变质岩及酸性—中酸性火成岩。

II 区控制面积约 1700 km², 磁性基底起伏大, 埋深约 5~16 km。该区东部磁性基底埋深相对大, 约 9~16 km, 在构造位置上对应曾母盆地北部, 重力异常反映为重力高, 磁力异常反应为低幅值平静磁场; 该区西部磁性基底埋深相对小, 约 5~12.3 km, 在构造位置上对应北康盆地西部, 与相邻隆起区(III 区)的最大埋深落差为 10 km。推测 II 区磁性基岩主要为前新生代变质岩及酸性—中酸性火成岩, 并有少量中性—中基性火成岩。

III 区控制面积约 8200 km², 在构造位置上对应北康盆地中部及东北部, 磁性基底埋深一般为 4~7 km, 与相邻坳陷区(IV 区)最大落差达 9 km, 推测磁性基岩主要为前新生代变质岩及中酸性—中基性火成岩。

IV 区控制面积约 4900 km², 在构造位置上对应北康盆地东部, 磁性基底埋深一般为 8~10 km, 最大埋深为 11.2 km, 与相邻隆起区(V 区)最大落差达 8 km, 推测磁性基岩主要为前新生代变质岩及中酸性—基性火成岩。

V 区控制面积约 4600 km², 在构造位置上对应北康盆地东南部, 磁性基底埋深一般为 5~6 km, 最小埋深为 2.7 km, 磁性基岩有效磁化强度为 $(50 \sim 1300) \times 10^{-3} \text{ A/m}$, 推测磁性基岩主要为前新生代变质岩及中酸性—基性火成岩。

3.2 断裂

根据重、磁异常特征, 磁性基底面的起伏变化及火成岩分布特征, 推测北康盆地存在二条深部大断裂 F₁、F₂。

F₁ 断裂: 位于北康盆地西南部。断裂两侧重、磁场特征明显不同, 磁性基底埋深落差大, 据地震资料解释结果, 特征线附近沉积层亦有较大的断裂分布, 并有火成岩体出露。该断裂呈 NW 走向, 向南西倾伏, 区内控制长度为 130 km。

F₂ 断裂: 位于北康盆地东部。断裂两侧重、磁场特征明显不同, 磁性基底埋深落差大, 在磁性基底埋藏深度图上, 断裂处存在梯阶带, 特征线附近沉积层有较大的断裂分布, 并有火成岩体出露。该断裂呈近 SN 走向, 向西倾伏, 区内控制长度约 110 km。

3.3 火成岩

据地震资料解释, 北康盆地共有 36 个火成岩体, 既有侵入岩亦有火山岩, 这些火成岩体一般对应空间重力高, 磁性强弱不一, 多与断裂伴生, 推测其形成于喜山期(部分中生代), 属于酸性—中基性岩类。

磁性基底的火成岩亦较发育, 盆地的东部火成岩较西部密, 东部主要为中酸性—基性岩, 中部及西部主要为酸性—中酸性岩, 部分中性—基性火成岩。磁性基底中的火成岩与基底断裂密切相关, 往往沿基底断裂侵入或喷出。推测磁性基底中的火成岩主要为前喜山期的产物。

3.4 地壳类型及结构

北康盆地位于大陆壳上, 地壳厚度约 19~22 km, 盆地的东北部莫霍面较西南部的浅。地壳可划分为三层结构: 上地壳层、中地壳层及下地壳层。

上地壳层以沉积层为主, 一般指结晶基底面(磁性基底面)之上的地层, 磁性基底面位于声波基底附近。上地壳通常无磁性, 平均密度为 $(1.95 \sim 2.45) \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, 层速度约 1800~4700 m/s, 厚度约 1~15 km。中地壳层是指由具弱磁性变质岩及后期活动形成的岩浆岩

组成的地层,主要有前新生代变质岩、中酸性—基性火成岩,平均密度为 $2.67 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$,层速度约 $5300 \sim 5800 \text{ m/s}$,厚度约 $4 \sim 7 \text{ km}$ 。下地壳层厚度一般不大于 10 km ,平均密度为 $2.9 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$,层速度约 $6600 \sim 6800 \text{ m/s}$,推测下地壳层具较强磁性,莫霍面为其底界。

4 结 论

本文采用重磁与地震相结合、定性与定量解释相结合、剖面与平面相结合的方法,获得对深部基底、断裂、地壳的认识。圈出 19 个局部重力异常,5 个局部磁力异常,通过对比、分析,确定局部重异常与火成岩体的关系,推测出本区火成岩的性质与分布规律,对盆地的形成和构造演化史的认识提供帮助,尤其在地震资料无法解决的问题的情况下充分发挥重磁资料的优势,提高了研究的深度和可信度。但是,由于本区磁测资料存在日变改正不完善的问题,影响了磁测精度;另外,本区处于低纬度地区,而未有相关的较理想的低纬度化极方法,这两点约束了重磁的对应分析,影响了重磁资料的综合解释,有待进一步的研究与解决。

参 考 文 献

- [1] 夏戡原等 .1996 .南沙群岛及其邻近海区地区地质地球物理与油气资源 北京:科学出版社
- [2] 白志琳等 .1989 .南海南部曾母工区综合地球物理概查报告(内部) .原地矿部广州第二海洋地质调查大队

INTERPRETATION OF GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES IN THE BEIKANG BASIN OF CENTRAL NANSHA

Lin Zhen

Abstract: Through quantitative calculation and qualitative interpretation to gravity and magnetic anomalies data collected from the Beikang basin of central Nansha, it is demonstrated that the gravity anomalies mainly influenced by shallow geological factor, the Gravitational high and Gravitational low indirectly reflect the topographical features of the sea bed、the thickness of Cenozoic sedimentary、the density changing of sedimentary and the depression or rise of basin . The conclusion that Cenozoic igneous of the Beikang basin mainly is composed of acidite-intermediate base rock infers from disposition and opposite calculation of magnetic dates . The magnetic basement is basically consistent with the acoustic basement, can be divided to two depression and three rise zones . Beikang basin lies to weaken continental crust with thickness of about $19 \sim 20 \text{ km}$. The result of gravity and magnetic interpretation provide inference of structural division of the basement and distinguish of igneous rock .

Key words: gravity anomaly, magnetic anomaly, magnetic basement, the Beikang basin

南海北部海底微地貌特征与近代变化

蔡秋蓉

摘 要 根据大量测深和旁侧声纳资料,对南海北部海底微地貌特征进行了分析,并探讨了近代微地貌动态变化。滨海地貌主要有河口港湾、水下浅滩、水下岸坡、水下三角洲、潮流三角洲、海底沙波、潮流沙脊、海釜等;内陆架地貌主要有陆架堆积平原、水下阶地、古海岸线、古河道、小丘和坑洼群等;外陆架地貌主要有陆架平原、古浅滩、古三角洲、浅槽、沙波、沙丘、埋藏古河道、海底滑坡等等残留地貌。滨海地区水动力作用强,加上人为因素,地貌形态变化较大,内陆架和外陆架水动力作用较弱,地貌形态基本处于相对稳定。

关键词 海底地貌特征 动态变化 南海北部

1 前 言

开发海洋,向海洋索取资源已成为当今世界强大的时代潮流,是解决人类面临的人口、资源、环境三大问题的首要途径。随着海洋油气资源与固体砂矿的勘探与开发、沿海港口的建设和航道的整治、海涂围垦与利用、水产养殖与捕捞、滨海旅游业的发展与海水浴场的建设,海底微地貌特征与近代变化之研究显得越来越重要。本文根据大量测深和旁侧声纳资料,对南海北部海底微地貌特征进行了分析与讨论,并对其近代变化作了初步探讨。

2 海底地貌类型与分布

2.1 滨海地貌

主要指水深 15 m 以内的地貌形态。

河口、港湾 广东沿海有 130 个河口与港湾。按地貌成因可分为山地溺谷港,如广海湾、镇海湾、海陵湾等;台地溺谷港,如湛江湾、流沙湾等;泻湖港,如沙扒港、水东港、乌石港等;河口港,如珠江口、韩江口、漠阳口、釜江等。具有规模大,水深条件好,是海洋与内陆交通枢纽,是发展海洋经济的重要门户。

水下浅滩、岸坡 由于地理环境不同,各地水下浅滩宽窄不一。水下浅滩发育地区往往见有河口扇、潮沟、潮滩、水下沙堤、沙坝等。水下浅滩向外即水下岸坡,下限水深可达 20~40 m。近岸一侧陡,平均坡降 750×10^{-3} ,向外海逐渐变缓,坡降为 60×10^{-3} 。由岸向海物质组分由粗变细地有规律地变化。

台湾浅滩位于台湾岛西南侧,由 40 m 水深线围成,面积达 8800 km^2 ,分布着数以百计

的水下沙丘和沙垄。沙丘大体呈北东—南西向展布,即与 200 m 之内等深线走向基本一致。有些沙丘排列均匀,高低相近,宽窄基本一致。有些沙丘排列不均匀,高低、宽窄差异很大,但形态基本相似。沙丘北陡南缓,虽然目前仍受到风浪影响,但显然不是现代形成的。

水下三角洲 珠江、韩江、漠阳江、鉴江、廉江等河口均发育有水下三角洲,一般宽 1~8 km,呈舌形向南偏西方向突出。水下三角洲内一般发育迳流冲沟、潮沟与沙脊。

珠江是华南最大的水系,水下三角洲发育较完善,由于晚更新世海平面下降,海底发育有多期水下古三角洲。

I 期水下古三角洲位于上川岛-万山群岛-担杆列岛一线之南,水深 30~62 m。该古三角洲南北长 50 km,东西宽 92 km,古三角洲表面平坦,平均坡降为 14.5×10^{-3} ,两翼发育了数条顺岸分布的沙坝,高 0.5~1.5 m,沙坝之间距 1~3 km 不等。该三角洲上发育 6 条浅槽,深 2~3 m,宽 2000~5000 m,是珠江的古溺谷。II 期水下古三角洲位于珠江口盆地水深 80~100 m 处,这期古三角洲规模大,分东、西两个,等深线明显向南突出,纵长 58 km,宽 110 km,平均坡降 $0.4 \times 10^{-3} \sim 0.7 \times 10^{-3}$ 。在古三角洲外缘见有沙堤或沙坝,高 2~3 m,且有许多溺谷浅槽。其中有两较较大的古河道,贯穿整个古三角洲。III 期古三角洲水深 100~160 m,顶部与 II 期古三角洲边缘相连接或相互叠置,由一个大三角洲与一个小三角洲组成,长 47 km,宽 128 km,平均坡降 $0.8 \times 10^{-3} \sim 1.2 \times 10^{-3}$ 。但在水深 140~150 m 处有一北东向延伸的陡坡,相对高差 2~4 m。古三角洲前缘地形复杂,坡陡,且见一大型海底滑坡带,由滑坡壁、崩塌谷、滑坡体和台地等组成,宽约 3 km,滑坡壁相对高差 10~25 m。三期古三角洲各具特色,以 II 期古三角洲最为壮观。

潮流三角洲 南海北部潮流三角洲明显的有 4 个,即湛江湾口门外、闸坡口门外以及琼州海峡东、西口。

琼州海峡西口三角洲形态单一,4 条浅槽及其相间的浅滩呈指状向西延伸,由东向西水深逐渐变浅,最浅的浅滩水深仅 6.5 m。西口两岸没有较大河流入海,陆源碎屑补给不多,所以形成的三角洲规模小且稳定。

琼州海峡东口潮流三角洲由内、外 2 个三角洲相叠置,形态复杂。内三角洲有 4 个浅滩与槽沟组成,规模较小,滩、槽相对高差大,呈指状伸展。浅滩的基底为基岩,表层覆盖沙,浅槽底部有少量砾石堆积。外三角洲由 4 个浅滩、浅槽组成,规模大,滩槽相对高差小,且成北东或近东西向展布。浅滩水深小,一般为 0.2~0.5 m,罗斗沙浅滩已露出水面。该三角洲除局部地段受季节性水动力因素的影响而变化外,总体而言,它是稳定的。

潮流沙脊 潮流沙脊为强大的潮流作用所塑造,如企水-江洪外海,海康-东里外海,珠江口的崖门口、磨刀门、伶仃洋,粤东的柘林湾等。潮流沙脊顺潮流方向呈隆洼相间排列,隆起与洼地比高一般为 3~5 m,个别地段可达 15~25 m。潮流沙脊长 3~7 km,宽 0.7~3.2 km。由于受现代水动力作用常常改变其形态,所以其具有不稳定性。

海釜 海釜仅见于琼州海峡,由于强劲的潮流冲刷创蚀海峡底部,形成“深水盆地”,长约 60 km,宽 1~3 km,最大水深 127 m,主要由玄武岩岩体组成。西段见零星的玄武岩块,东段则有少量砾石或砾砂,并发育有次一级小海釜,它们呈椭圆形或卵形,居于最大水深处。

海底沙波 沙波的分布范围较广,如雷州半岛东、西海区,台湾浅滩海区。由于水动力条件比较活跃,发育有各种各样的沙波,形态复杂,大小不一,方向各异,它们是波浪、波流、潮流、海流等作用的结果。水深 10 m 以内波浪对沙波形态起着主导作用,塑造的沙波走向

基本上与海岸线平行,一般波长 8~10 m,波高 0.5~2.0 m,波与波紧密排列。水深小于 10 m 的沙波,海浪、波浪起重要作用;水深大于 10 m 的沙波,沿岸流、潮流、波流的塑造作用明显增强。规模较大的海底沙垄也可见,沙垄与沙垄之间距为 30~40 m,沙垄峰谷比高 3~4 m,形态不对称。早期的沙垄比较顺直,后期逐步发展到弯曲,并进一步发展成新月形沙丘。沙波形态不稳定,冬季和夏季不一样,台风前和台风后也不一样。当热带风暴过境时,破坏了原有地貌形态。原来的沙波、沙垄被冲刷移动,洼地迅速填平。海底电缆或输油管道应避开沙坡区,否则可能发生移位或折断,钻井平台桩脚也可能发生位移,迫使钻井工程中断,乃至钻井报废。

2.2 内陆架地貌

内陆架一般指 50 m 水深范围内,是现代海洋沉积最强烈的海区。

内陆架堆积平原 内陆架堆积平原属近代海相堆积地貌,海底平坦,平均坡降为 0.7×10^{-3} ,海底没有明显突变性的隆起或洼坑。陆源物质来源丰富,现代沉积作用强盛,主要为粉砂质粘土或粘土质粉砂,厚度大于 3 m,最大厚度大于 25 m,目前海洋沉积作用仍在进行,沉积物正在不断加厚,堆积平原范围在逐渐扩大。

水下阶地 南海北部内陆架海区发育有 4 级水下阶地,一级水下阶地水深 15~20 m,见于雷州半岛的东部海区,北部湾海区,汕头海区,阶地面平坦,平均坡度为 $0^{\circ}1'20''$ 左右,宽约 10~20 km,阶地的外缘海底地形变陡,坡度增至 $0^{\circ}6'37''$ 。水下二级阶地水深 50 m 左右,见于粤西海区、粤东海区、北部湾海区,阶地面极为平坦,在大河口外围该级阶地为河流相砂泥所覆盖。水下三级阶地水深 80 m 左右,是南海北部大陆架形态最典型的水下阶地,分布范围广,宽度达 30 km,阶地面上分布着一些沙垄、沙坝、垅岗、洼地及水下古河道等残留地貌。水下四级阶地仅见于珠江口南之陆架外缘,阶地面宽阔,一般为 7~15 km。

古河道 区内海底有多条埋藏古河道,断续出现,呈树枝状展布于陆架平原,有的为现代沉积物覆盖或正在被覆盖,成为溺谷或埋藏谷。

小丘与洼坑群 南海北部陆架海底常常有成群分布的小丘与洼坑,有的单体存在,有的成群分布,有疏有密,通常人们称之为麻坑群。麻坑有圆形、椭圆形、弯月形、碟形、盆形等。它们常发育于某一区块,相对密集,主要见于油气田盆地地区的海底,可能是油气田形成过程中,部分气体沿地层的孔隙、裂隙、断层界面上升到海底而形成小丘与洼坑。

2.3 外陆架地貌

残留堆积平原 南海北部外陆架残留堆积平原宽阔,西部最大宽度可达 128 km,中部宽 100 km 左右,东部宽 65 km 左右,自西向东逐渐变窄,平均坡降 $0.47 \times 10^{-3} \sim 0.91 \times 10^{-3}$ 。它是玉木冰期低海面及冰后期海面上升过程中形成的堆积型陆架平原,虽然后期受到珠江、韩江等水系携带来大量细粒沉积物影响与现代动力因素作用,但本区仍以残留地貌为主体,地貌体物质组分多以细砂和中细砂为主体,是低海面时期的残留沉积。在宽阔的外陆架残留堆积平原上发育有浅槽、古浅滩、古三角洲、沙波、沙丘、埋藏古河道、海底滑坡等残留地貌。

陆架外缘斜坡 陆架外缘斜坡位于大陆架外部地势较陡的区域,呈条带状分布,北东向或北东东向延伸,宽度 5~40 km,平均坡度在 $0^{\circ}15' \sim 0^{\circ}30'$ 之间,它是外陆架平原平均坡度的 5~10 倍。陆架外缘斜坡地形变化较为复杂,有的地方出现阶梯状地形,随着深度增加,

坡度变陡,并逐渐向大陆坡过渡。表层沉积物以细砂、粗中砂等残留沉积物为主,可见到全新世地层零星分布,并发育有沙堤、沙丘、滑坡体、滑塌谷和小海丘等。

2.4 大陆坡地貌

大陆坡从西北部陆架外缘坡折线起,向东南方向水深逐渐增加到 3400 m 左右。本区陆坡地形起伏大,变化复杂,向东南方向呈阶梯状下降。地貌类型齐全,根据区内陆坡的形态特征及排列组合,其三级地貌分为陆坡海台、陆坡海槽、陆坡斜坡、陆坡陡坡等。

陆坡海台 位于水深 300~350 m 之间,地形平坦,如东沙海台,台面上分布着北卫滩、南卫滩和东沙岛等。该海台外形似倒三角洲,东西方向宽约 160 km,南北方向纵长约 105 km。其南部为海台外缘斜坡,坡度明显变陡,并有放射状沟谷分布。

陆坡海槽 区内只涉及到西沙海槽东部的一部分。该海槽近东西向展布,槽底较为平坦,槽底和槽壁的转折点非常明显,槽底由西向东微微倾斜,而宽度逐渐变窄,到东口宽度只有 11 km。西沙海槽是在元古代地块基础上,由于新生代拉张产生的裂谷,经历过早期张裂产生断陷,形成裂谷雏形;中期稳定沉降,接受沉积;晚期裂谷进一步发展,海槽逐步形成。

陆坡斜坡 陆坡斜坡以堆积作用为主,沉积厚度大,地形较为平缓,其坡度大部分在 $2^{\circ}\sim 5^{\circ}$ 之间,以珠江海谷为界分为东、西两部分。

西部陆坡斜坡上陡下缓,形态较为单一,水深 200~1000 m 左右,坡度较陡。其中水深约 200~500 m 处局部出现小型的滑坡、坍塌和侵蚀沟群等。而水深 1000~1800 m 以堆积作用为主体,坡度较为平缓,地貌类型也较为单一。

东部陆坡斜坡,地貌类型较复杂,上部和下部形态特征有较大的差异。上部特别是陆架外缘和陆坡相接地段有多个滑坡区分布。这是因为该区沉积物是由陆架区向陆坡区不断推进,沉积物较为松散,而地形坡度显著变大,为不稳定地带。下部地形较为平缓,以堆积地貌为主体。而水深 1200~2800 m 附近地形明显变缓,具有大陆隆和深海扇的地貌形态特征。东南部有较多的海山、海丘分布,大型的海山有尖峰海山等,且大小断层遍布,其延伸方向多变,但以北东向和北西向为主,也有少量近东西向分布。

陆坡陡坡 陆坡陡坡是陆坡中坡度陡、地形变化最为复杂的海区,可分为两个区。

其一位于西沙海槽北部上陆坡处。西沙海槽是在元古代地块基础上,由于新生代拉张作用形成裂谷,呈北东东向延伸,两侧及槽谷内断裂活动强烈。在海槽北坡发育一系列张性断裂,断裂带长 200~300 km,断距可达 1000~2000 m。区内由于受成组成带的阶梯状断裂作用,并向海槽底呈阶梯状下降,形成一系列断裂谷、边缘沟、断崖和陡坡。由于地层受到挤压,随之出现一系列滑坡、崩塌、浊流堆积体等各种地貌类型。

其二位于西沙海槽的北槽坡及其以东的陆坡与深海盆相接处。主要受北东—北东东向断裂构造控制。而海底岩浆物质沿着断裂带侵入和喷发,形成形状和大小各异的海山和海丘。

3 近代海底地貌动态演化

由于受到各种因素的作用,海底地貌一直在变化之中。一般而言,海底地貌在河口海湾水动力作用强盛的海区变化比较大,而在外海水动力作用弱的海区变化相对较小。

3.1 珠江口海区

近百年来,由于自然环境的变化,珠江口海区地貌形态也随之变化,变化程度各区不一,分别说明。

伶仃洋 1900 年到 1960 年间海底地貌形态相对稳定,东浅滩和汎石水道基本上没有什么变化,只是伶仃水道淤浅,10 m 等深线退缩南移至内伶仃岛的西南侧。1960 年以来变化较大,泥沙呈条带状大量堆积于川鼻水道和伶仃水道西侧,海底增高 4~5 m。淇澳岛西北水域泥沙也在迅速淤积,海底每年以 50 mm 的速度增高。伶仃洋东部浅滩北段淤积较慢,而南段相反,海底侵蚀,浅滩后退。同时遭受侵蚀后退的浅滩还有汎石浅滩、伶仃拦江沙坝。伶仃水道南段淤积长高 1~3 m,北段冲蚀,虎门川鼻水道东侧则受强烈冲蚀。

磨刀门 1900 年到 1960 年间海底地貌形态变化较大,白藤湖周围原为一片浅海,成了海涂浅滩。泥湾门-龙屎窟水槽、大门深槽淤积填平,鹤洲-交杯沙淤积最快,且出露到水面,新出现的灯笼沙,更显示出海底地貌形态的近代变化。1960 年以来磨刀门海域普遍淤积,海底明显增高,鹤洲-交杯浅滩,白藤湖-三灶海湾,三灶以南海域淤积了 0.5 m,磨刀门拦门沙坝以南海域淤积最快,海底淤高 2.0~2.5 m。

黄茅海 一百年前黄茅海原来是一片汪洋大海,到 1960 年已形成喇叭状河口湾,本来 2~3 km 宽的虎跳门,两岸淤积成一水道。本区海底淤积明显,5 m 等深线、10 m 等深线大幅度南移至荷包岛以南。1960 年以来黄茅海南部滩地淤高了 0.5 m,而大碚岛-南水岛间的深槽局部遭到冲刷侵蚀。

总之,珠江口海区在柯氏力作用下,西侧淤积明显,近百年来珠江三角洲向海推进,尤以伶仃洋西侧、磨刀门至大海环一带较快,万顷沙每年向海推进 50 m,磨刀门至大海环每年 40~140 m,最大为 160 m。

3.2 韩江口海区

义丰溪口至莱芜岛以北海滩侵蚀退缩,义丰溪口以南的海滩也遭侵蚀后退,狮屿、五屿西侧海滩遭侵蚀,大片浅滩高程下降 0.5 m,东溪口冲刷出一条 2 m 深的新槽。五屿以南至东溪口浅滩淤涨明显,海涂发育,2 m 等深线往外推移,而风屿至莱芜岛以北 5 m 等深线向外推移更多。莱芜至新津溪,海滩遭侵蚀,海涂遭冲刷,高程一般下降 1.0~2.0 m。新津溪口外的待狎金浅滩受冲刷降低了 0.5 m。海底侵蚀,2 m,5 m 等深线向岸推进较大范围。海山岛南侧,海滩受侵蚀,0 m 等深线向岸推进,而水下浅滩变化不大,5 m 等深线基本稳定。

3.3 湛江湾、雷州湾海区

湛江湾 湛江湾海底地貌形态较稳定,在深槽、水下岸坡、湾缘台地陡坎略有侵蚀。支叉水道及其附近出现少量淤涨现象。

雷州湾 雷州湾海底地貌形态 1956 年与 1978 年相对比,变化比较大。西部湾顶边滩向南淤进了 300 m,向北淤进了 1800 m,北坛附近淤进了 900 m,但后葛一带遭侵蚀,水下浅滩出现沟槽,海岸侵蚀后退 900 m,迈旗深水槽淤浅 1.2~2.4 m。中槽西段侵蚀,槽深增加 0.5 m,槽床扩宽 500 m。中槽中段淤积,槽深减低 1.2~2.5 m。槽床缩窄 300 m。在中槽南、北之间的三角地带,浅滩淤积增高,增幅最大者达 2 m 之多。龙湾村对面浅滩侵蚀降低,一般浅滩比原来水深增加 1.5~2.0 m。

4 结 论

南海北部海底地貌形态复杂,类型齐全,微地貌种类众多。水深 15 m 以内的滨海地貌主要有河口、港湾、水下浅滩、岸坡、水下三角洲、潮流三角洲、潮流沙脊、海釜、海底沙波等类型;水深在 50 m 范围内的内陆架地貌包括内陆架堆积平原、水下阶地、古海岸线、古河道和小丘与洼坑群;水深大于 50 m 的外陆架地貌包括外陆架残留堆积平原,其上发育有浅槽、古浅滩、古三角洲、沙波、沙丘、埋藏古河道、海底滑坡等残留地貌,陆架外缘斜坡;大陆坡地貌包括陆坡台地、陆坡海槽、陆坡斜坡、陆坡陡坡等。海底地貌在河口海湾水动力作用强盛的海区变化比较大,而在外海水动力作用弱的海区地貌形态基本稳定。

参 考 文 献

[1] 从鸿文等 .1992. 中国海区及邻区地形图(1:500 万). 北京:地质出版社

[2] 王文介 .1995. 琼州海峡潮流通道地貌体系发育的动力效应. 海平面变化与海岸侵蚀专集, 南京大学海岸与海岛开发国家重点实验室. 南京:南京大学出版社, 234~242

[3] 毛树珍等 .1982. 南海中部及北部海底地形特征. 南海海区综合研究报告(一). 北京:科学出版社

[4] 冯文科等 . 南海北部海底地貌初步研究. 海洋学报, 1982, 4(4), 462~472

[5] 陈俊仁等 .1983. 南海北部 - 50 m 古海岸线的初步研究. 地理学报, 38(2), 176~187

[6] 陈俊仁等 .1985. 南海北部 - 20 m 古海岸线之研究. 中国第四纪海岸线学术讨论会论文集. 北京:海洋出版社, 230~240

[7] 谢以萱, 毛树珍 .1985. 南海海区的海底地形. 南海海区综合调查研究报告(二). 北京:科学出版社, 13~34

[8] 谢以萱 .1985. 南海东北部海底地貌. 热带海洋, 2(3), 182~190

[9] 谢以萱 .1986. 南海的陆缘扩张地貌. 热带海洋, 5(2), 12~19

[10] 鲍才旺 .1987. 地形图说明书. 何廉声主编. 南海地质地球物理图集. 广州:广东地图出版社, 3~12

MICRO-GEOMORPHIC FEATURES AND THEIR DYNAMIC CHANGE IN NORTHERN SOUTH CHINA SEA

Cai Qiurong

Abstract: Based on a large amount of bathymetric and side-scan data, the micro-geomorphic features and their recent change were discussed in the present paper . There exist the different geomorphic types including the branching bay, submarine shoal, subfluvial bank, subaquatic delta, tidal current delta, tidal sand ridge, sand wave and caldron in the littoral zone . In the inner shelf, the main geomorphic types have the accumulational plain, shoreface terrace, ancient costal line, ancient stream channel, mamelon and pit-and-pots . However the main geomorphic types in the outer shelf include shelf plain, ancient shoal, ancient delta, slack, sand

wave, sand dune, buried ancient stream channel and submarine slumping . The geomorphic shapes changed greatly because of the strong hydrodynamic action and the anthropic factor in the littoral zone, whereas the geomorphic shapes are relatively stable because of the weak hydrodynamic action in the inner and outer shelf .

Key words: geomorphic feature, dynamic change, northern South China Sea

麦哲伦海山链富钴结壳成矿区域地质背景

梁德华 朱本铎

(广州海洋地质调查局 510075)

摘 要 本文根据我国调查成果和充分利用 DSDP 资料,通过综合研究分析认为:麦哲伦成矿区,实际上是一条呈北西方向展布的、规模宏大的海山链。该海山链包含十多座海山,每座海山均属平顶山类型。几乎每座海山都具有从山顶往下,由平坦→陡峭→缓坡变化的规律。即山顶平坦,海山上、中部山坡陡峭,海山中、下部山坡变缓。依据海山形态和其坡度的变化特点,每座海山可划分出台地、陡坡带和缓坡带等三个地貌单元。根据区域地层和海洋磁异常条带($M_{25} - M_{38}$)展布特征综合分析,推断麦哲伦海山链所在的位置,原来是一条规模宏大的、走向北西的转换断层。该断层控制着麦哲伦海山链富钴结壳的成矿作用。

关键词 麦哲伦海山链 富钴结壳 转换断层

1 海山地形地貌特征

麦哲伦海山链是库拉板块内部的规模较大的一条海底火山链。它的西面与马里亚纳海沟相望,东北面临皮嘉费他(Pigafetta)海盆,西南紧接马里亚纳海盆(图 1)。海山链由十余座海山组成,呈北西方向绵延,长达 1000 km 以上。我国“海洋四号”科学调查船,根据中国大洋协会的布局,在“九五”期间,曾对其中五座海山(编号为 MA、MC、MD、ME、MF)(图 1)进行过初步调查。

根据调查成果和区域资料分析,研究区各座海山的地形地貌具有很大的相似性,大致可归纳为如下几个特点:

海山展布/走向:研究区整个海山链的总体展布方向约为北西 320° 左右。然而,从每座海山基座的等深圈闭线和海山整体形体分析看,单座海山的走向却为北东方向。

海山的地貌形态:所有海山均属大的平顶山类型,山顶为壮观的平坦台地,其坡度不超过 2° 或 2.5° 。

成因类型:沿断裂带火山喷发/溢作用和构造因素控制下的火山成因。

海山坡度变化:研究区的上述 5 个海山的地形地貌特征非常相似,均为山坡陡峭而山顶平坦的大型平顶海山,其地形坡度也有一定的规律。以 MA 海山(图 2)为例,从图 2 中可显示出,海山地形坡度具有从山顶往下,由平坦→陡峭→缓坡变化的规律。即山顶平坦,海山上、中部山坡陡峭,海山中、下部山坡变为缓坡地带。

地貌单元:依据海山形态和其坡度的变化特点,大体上,每座海山可划分出如下三个地

第一作者简介:梁德华(1935—),男,教授级高级工程师,主要从事海洋固体矿产研究。

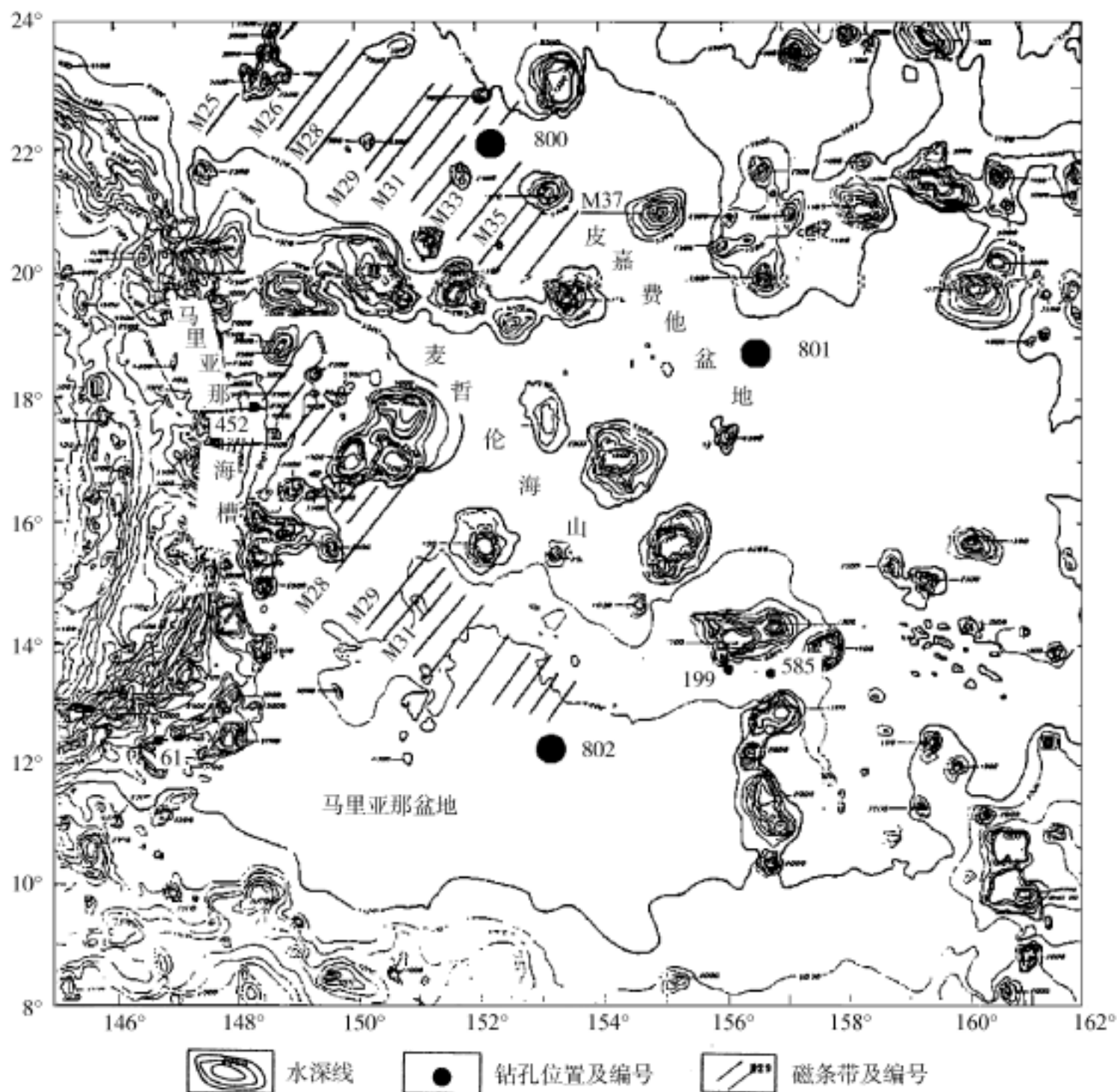


图 1 麦哲伦海山链及 ODP129 航次 800、801 和 802 钻孔位置图

Fig. 1 The positions of the Magellanean Seamount Chain and the 800, 801, 802 drills from Cruise ODP 129

貌单元。

a. 台地: 位于海山的顶部, 地势极为平坦, 面积宽阔, 常呈椭圆形。水深 1600 m 左右。坡度通常小于 2° , 最大不超过 2.5° , 主要由火山碎屑物和火山喷发期后或喷发间息期的碳酸盐沉积物组成。台地水深圈闭线之外为陡峭的岩壁, 地貌形态蔚为壮观。

b. 陡坡带: 位于台地以外, 山坡的上中部, 呈环带状。水深 2000~3000 m。坡度很陡, 一般都在 $15^\circ \sim 20^\circ$ 之间, 有的甚至大于 20° 。局部形成陡立的岩壁。主要由基岩、风化基岩、坡积物等组成。

c. 缓坡带: 位于山坡中下部, 呈环带状, 面积比陡坡带大。水深一般 3000~4000 m。坡度相对较缓 ($5^\circ \sim 15^\circ$)。主要由残积物和部分坡积物组成。

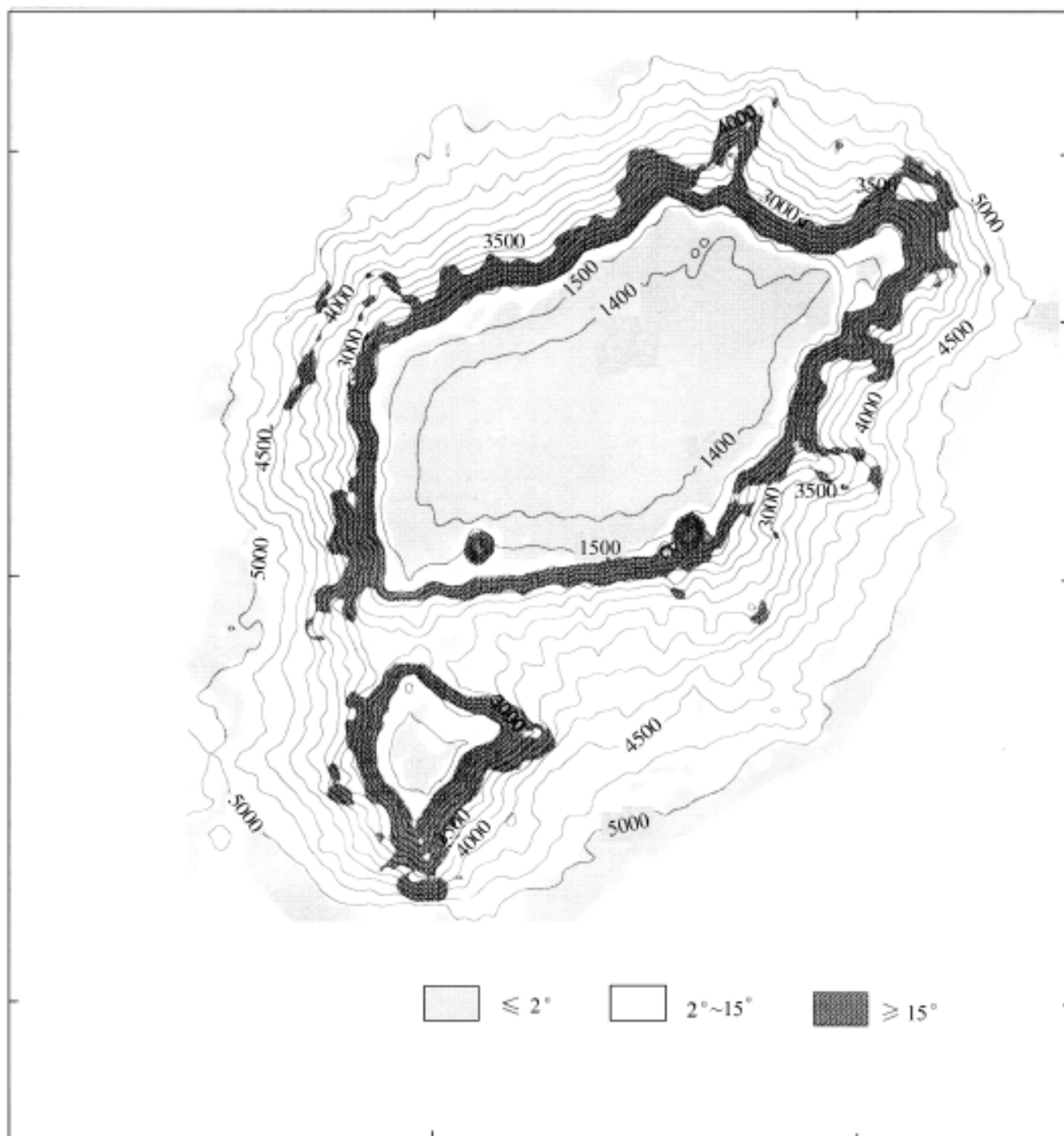


图 2 MA 海山地形坡度图

Fig. 2 The map of the topographical grade from the MA seamount

2 海山构造

2.1 海山岩石组成

研究区整个海山主要是由大洋玄武岩和碳酸岩(主要是鲕粒灰岩)及其他碎屑岩组成。大洋玄武岩构成海山的主体,灰岩和其他碎屑岩主要沉积/充填火山口环礁内,构成火山平台的主体。

2.2 构造特征

如上所述,从宏观上看,控制研究区整个海山链的展布,是北西向规模宏大的转换断层(下文论述),因此,火山链的排列方向为北西向。但每座海山的走向却为北东方向,我们可以推测,海山在其形成过程,必定又受到北东向次级断裂的控制。这种断裂一般为张性断

裂。从各个地形地貌图上都能看出,除了主台地外,很有一个次级台地。从火山的活动规律分析,主台地是主体火山形成,而次级台地则为寄生火山演变而来。主、次台地的中心连线,均为北东方向,这更证明了每座海山在其形成的过程,北东向构造(主要是断裂)作用是不可忽视的。

2.3 地层发育特征

这里实际上是指海山台地中地层发育的概况。DSDP 在麦哲伦海山区的深水平原中打的钻孔相对较多,真正在海山顶上布孔极少。幸好,DSDP 第 20 航次在我们研究区的 MC 海山(伊塔梅唐海山)顶上布设了一个钻位 ($12^{\circ}40.9'N$; $156^{\circ}57.15'E$),钻了三个孔,其编号为 200、201 和 202。200 和 202 孔所获得的资料,对了解海山台地的地层是有帮助的。200 和 202 孔间距离为 20 km。200 孔水深 1479 m,132 m 终孔;202 孔水深 1525 m,154 m 终孔。两个孔揭露出共有五套岩性,由上而下为:有孔虫和超微化石软泥、有孔虫白垩、灰岩、鲕粒灰岩和珊瑚软泥等。地层时代从早始新世至早更新世。

2.4 区域地层

资料主要来源于上述 800、801、802 三个钻位。西太平洋皮嘉费他海盆是一个北西向延伸的深水盆地,盆地内为侏罗纪稳定沉积区,周围为海山链环绕:西南为麦哲伦海山;北和东北为 Marcu-威克海山链。800 孔水深 5686 m,位于皮嘉费他西北部,东北距 Himu 海山约 40 海里。800 孔恰恰落在 M33 异常磁条带处 ($2155.38N$, $15219.37E$)。801 孔水深 5673 m,位于皮嘉费他海盆的中部($1838.57N$, $15621.57E$),处于 M25-M37 异常条带的东南面磁静区。两个孔均揭露了生物和大洋黏土两个主要沉积相。其中见有类似于火山事件形成的火山碎屑岩。两孔的沉积层序详见(图 3)。

从图 3 中看出,两孔地层层序,大致可以进行对比。800 孔从顶至底,沉积层序分为 5 个单元(时代是从早白垩世到上新世),岩性主要为:褐色大洋沸石粘土、褐色燧石和钠钙柱高岭石、灰色的燧石和硅灰岩、沉积火山碎屑岩、浊流层和薄层状红色泥岩。801 孔的岩性层序从上到下分为 6 个单元(时代从中侏罗到上新世),岩性主要为大洋褐色沸石粘土夹薄层状钙质软泥、褐色燧石和钠钙柱石高岭石、放射状钠沸石、褐色放射钠沸石和含锰的黑褐色燧石、放射钠沸石和硅质泥岩、熔岩流和枕状玄武岩。

802 孔位于马里亚纳海盆的中部,距岛弧 300 多千米,水深 5674 m,由再沉积物地质组成的沉积层序厚达 500 m,沉积层序可分为 9 个单元(时代是从早白垩世到上新世),岩性自上而下主要为:褐色粘土、凝灰岩、保存完好的碎玻质熔岩和火山灰、超微化石白垩、深海沸石泥岩、火山碎屑浊流层夹泥岩、钠钙柱高岭石和碎屑流、褐色泥岩、钠钙柱高岭石和火山碎屑浊流层。

3 火山活动

要准确厘定每座海山火山活动期次,必须要做大量的工作。而每座海山的活动时期、活动次数及其特点也未必相同。但有一点是共同的,就是具多期多次性活动的特点。

综合区域资料,可推断研究区至少有五期火山活动,每期活动的年代及其特点,列于表 1。

由于资料所限,有关整个海山链和每座海山的具体年代和火山活动规律,还有待进一步深入研究。

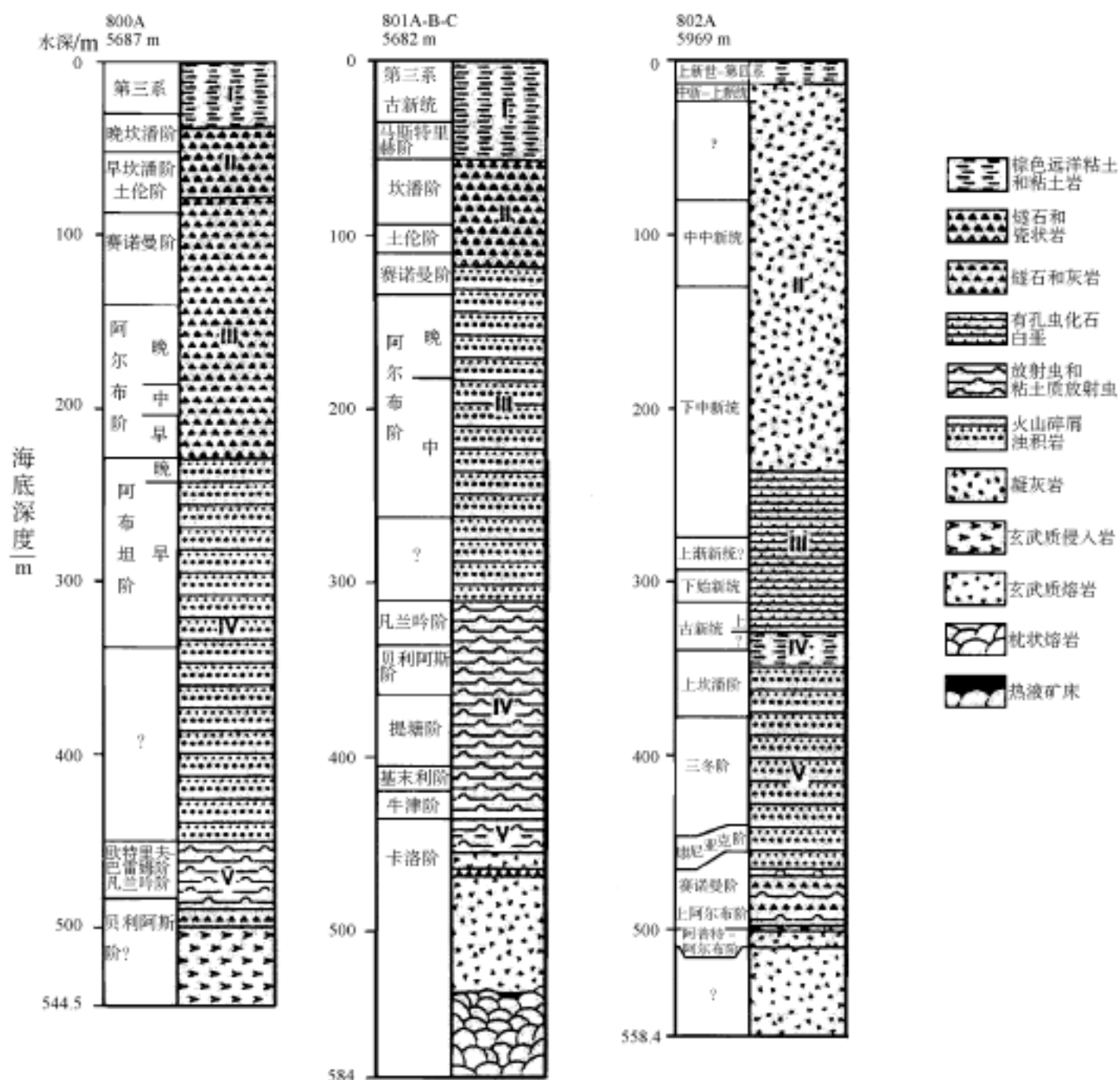


图 3 ODP129 航次 800、801 和 802 钻孔地层层序

Fig. 3 The layer sequence of the 800,801,802 drills from the Cruise ODP 129

表 1 火山活动简表

Tab .1 Volcano activity

年 代		活 动 特 点
第三纪	中新	碎玻质熔岩和火山岩,在凝灰岩之间夹深海粘土,表明至少有 2 次活动,喷溢和喷发交替出现
	渐新	
	始新	
	古新	
白垩纪	晚	发生在坎佩尼阶(约 75 Ma),早期喷溢,晚期喷发为主,主要形成枕状玄武岩、岩流和火山碎屑岩等
	早	发生在凡兰今阶—阿尔布阶(约 125~95 Ma),喷溢和喷发并存,主要形成碱性玄武岩和火山碎屑岩
侏罗纪	晚	以喷溢为主,形成碱性玄武岩
	中	以喷溢为主,形成熔岩、枕状玄武岩(碱性玄武岩和拉斑玄武岩)

4 区域构造背景

根据深海钻探资料分析,研究区的区域构造显示为板内构造特点。海洋磁异常条带展布特征可揭示研究区的构造轮廓。从图 1 看出,麦哲伦海山区的东侧(偏西北)展布着一组东北方向磁异常条带($M_{25}—M_{37}$),800 孔恰恰处于 M_{33} 位置;801 孔位于上述一组磁异常条带东南、皮嘉费特海盆中部磁静区;另一组相对应的磁异常条带($M_{25}—M_{38}$),则出现在麦哲伦海山西侧(偏东南)马里亚纳海盆的中部。显然,两组磁异常条带同属一扩张轴的产物,扩张轴位于 M_{25} 西北面,轴向亦为北东向。

通过上述区域地层分布特点和海洋磁异常条带展布特征的综合分析,不难推断,麦哲伦海山链所在的位置,原来是一条规模宏大的、走向北西的转换断层。显然,麦哲伦海山链的形成与这条断层密切相关。

5 主要结论

麦哲伦海山链是由十多座海山组成。海山链东北侧的皮嘉费特海盆和西南侧的马里纳海盆原来是一个统一的大盆地。由于板块(库拉板块)内部的扩张作用而产生了一条北西向的转换断层,该断层将其分割成目前两个海盆。

从侏罗纪至第三纪期间,沿着转换断层,发生了五期火山活动,形成了麦哲伦海山链。富钴结壳的成矿期就伴着各期火山活动期后而形成的。成矿构造背景暗示,在海山链中,海山越靠近东南部,结壳的厚度越大,丰度越高,矿的质量越好。

参 考 文 献

- [1] Karpoff, A .M . .1992 .Cenozoic and Mesozonic sediments from the Pigafetta Basin, Leg 129, sites 800 and 801 : Mineralogical and Geochemical trends of the deposits overlying the oldest oceanic crust, Leg 129 , PODP .Scientific Result, Vol .129 , 3~31
- [2] Lanord, C .F ., and Simon, E .F .S .1992 .Hydrogen isotope composition of pore waters and interlayer water in sediments from the central western Pacific, Leg 129, PODP .Scientific Results, Vol .129, 295~302
- [3] Lanord, C .F ., Michand, A ., and Karpoff, A .M . .1992 .Major element and Sr isotope compositional water in sediments from Leg 129: the role of diagenetic reactions, PODP .Scientific Results, Vol .129, 26~281
- [4] Pring, M .S . .1992 .Radiometric ages of basaltic basement recovered at sites 800, 801 and 802, Leg 129, PODP .Scientific Results, Vol .129, 139~403

THE REGION GEOLOGICAL BACHGROUND OF COBALT-RICH CRUST FORMATION FORM THE MAGELLANEAN SEAMOUNT CHAIN

Liang Dehua Zhu Benduo

Guangzhou marine Geological Survey, Guangzhou 51005

Abstract: Based on the R/ V Haiyang IV investigation and the deep-sea drillings information, the Magellanean Seamount area usually is a sweeping seamount chain, which contains of more ten volcanic seamount . The seamount chain is bearing WN-ES . Each of the seamount was proved by sounding results to consist of the following 3 geomorphic unit: ① mesa on top of the seamount; ② escarpment belt on the central-upside slope of the seamount; ③ delay sloping belt on the below-central slop belt of the seamount .

From the regional stratum and distributing characteristic of the ocean magnetic anomaly lineations ($M_{25} - M_{38}$), which are progeny by DSDP and physical geography sea valley, it is concluded that the position of the seamount chain was a transitional fault . There were five violent active volcanic stages along the transitional fault age, Which are, in ascending order, The alkali basalte and tholeiite in Middle Jurassic, alkali basalt in late Jurassic, alkali basalt and volcaniclastic in Early Cretaceous, basalt and volcaniclastic in late Cretaceous, lava and volcano in the Oligocene—Miocenc .

It is shown by the region geological background that the thickness and abundance of the cobalt-rich crust in southeast segment are greater than the northwest segment from the Magellanean Seamount Chain .

Key words: Magellanean Seamount Chain, cobalt-rich crust, transition fault

高精度差分 GPS 技术在海洋资源调查中的应用

杨世学 刘宇明

摘 要 本文以差分 GPS 技术多年来在海洋资源调查中使用为例,对差分技术在海洋资源调查中的应用和定位质量评定方法作探讨,并对两种综合导航定位系统作了介绍。

关键词 差分 GPS 技术 定位中误差 伪距

1 前 言

自 20 世纪 90 年代以来,我国海洋资源调查中,使用了许多先进的技术手段,如多波束地形地貌全覆盖精密探测技术、多道数字地震勘探和海洋工程勘探技术等,为我国海洋资源的探测发挥了重要作用。而这些先进的技术手段都离不开导航定位技术,近年来,高精度差分 GPS 导航定位技术有了很大发展,在海洋资源调查中得到广泛的应用。

2 差分 GPS 定位技术的产生

对海洋资源调查来说,最合适的测量手段是 GPS 定位技术。早期的 GPS 定位精度(2DRMS)在百米左右,美国政府在 GPS 设计中,设计了两种定位方式,即标准定位服务(SPS)及精密定位服务(PPS)。标准定位服务的定位精度约 100 m,提供给民间用户使用;精密定位服务的定位精度可达到 10 m,但仅提供给美国军方和得到美国政府特许的用户使用。在标准定位服务方式中,美国政府采用了选择可用性(SA)政策,人为地将误差引入卫星时钟和卫星轨道数据中,降低了 GPS 的定位精度,使得标准定位服务方式的用户仅能获得 100 m 的水平定位精度(2DRMS)。为了克服 SA 政策的影响,国内外一些 SPS 方式的用户采用了较易实施的方法——差分 GPS(DGPS)技术。GPS 测量中,主要存在着两大误差,一是 GPS 接收机本身的误差,它包括噪声和量变误差、接收机通道偏差和多路径误差;二是外部误差,它包括电离层延迟误差、对流层延迟误差、卫星时钟误差和卫星轨道参数误差。使用差分技术,主要是为了消除大部分外部公共误差,从而达到提高定位精度的目的。

差分 GPS 系统可分为四种:位置差分,伪距差分,相位平滑伪距差分和相位差分。这四种差分方式的工作原理基本相同。伪距差分 GPS 系统工作时,基准站接收机观察它至所有可见卫星的距离,它包含有卫星时钟误差、电离层延迟误差、对流层延迟误差、卫星轨道参数

作者简介:杨世学,男,1960 年生,导航定位工程师;1985 年毕业于广东省广播电视大学电子技术专业,一直从事测量工作,参加了南海、南黄海、东海、太平洋调研项目的导航定位技术工作。

误差等,因此,该距离称为伪距。根据已测定的基准站坐标,求得其至各卫星的精确距离,得到各卫星的伪距改正数,即测定的基准站坐标,求得其至各卫星的精确距离,得到各卫星的伪距改正数,即测距误差。利用 α - β 滤波器将此差值滤波并求出其偏差——误差改正值。将所有卫星的误差改正值通过通讯链传送给用户。用户利用此值改正测量伪距,从而消除外部误差,提高定位精度。

2000 年以后,美国政府暂时取消 SA 政策 (Selective Availability),GPS 单机定位精度有了较大的提高。但是,海上实际工作证明,它仍未能满足海洋资源高精度调查的需要,因此,差分 GPS 技术仍然得到广泛的使用(图 1)。

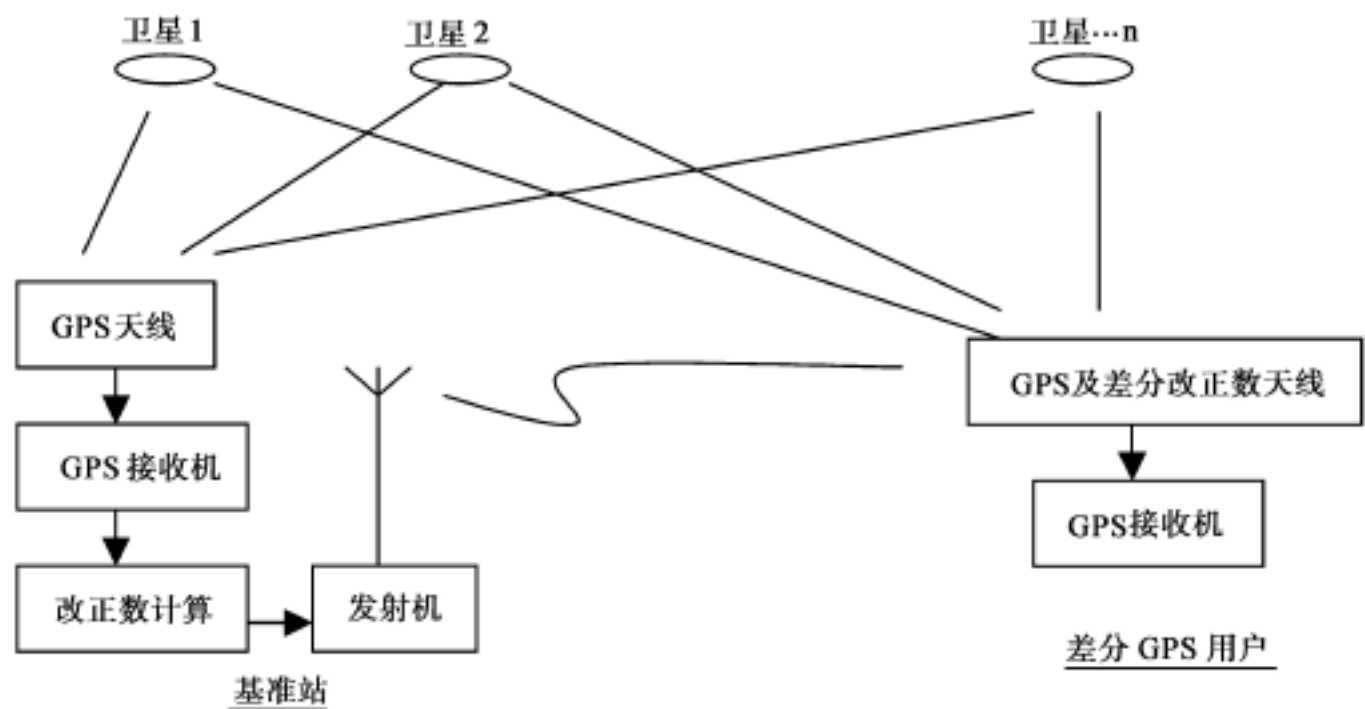


图 1 差分 GPS 系统工作原理

Fig. 1 The operating principle of DGPS

3 差分 GPS 定位技术的应用及探讨

目前我局使用的差分 GPS (DGPS) 技术有:广域差分 GPS 技术和区域差分 GPS 技术。

3.1 广域差分 GPS 技术

它的工作原理是:在广大的区域内每隔一定的距离建立一个基准站,基准站的接收机观测它至所有可视卫星的距离,这一距离中包含卫星时钟误差、电离层延迟误差、卫星轨道参数误差等。再根据基准站已知坐标解算出各卫星距离的改正数,并发给主控站。主控站将各卫星的改正数发送给通讯卫星,再由通讯卫星转发给用户(如 SEASTAR 和 LGBX-PRO 卫星差分定位接收机)使用。它的工作特点是信号稳定,定位精度高,差分通讯链的作用距离基本不受限制。

LGBX-PRO 卫星差分定位接收机是我局使用较多的一种广域差分定位接收机。通过陆地稳定性试验和海上实际工作证明,仪器工作稳定,定位精度高,特别适用于远离陆地的海上作业区。通过下述两个实例可说明如何评价广域差分 GPS 接收机的动态定位精度:

3.1.1 2001 年 5 月在珠江口某地进行固定点稳定性试验并计算测距误差 M_R

采样间隔:1s 采集 73197 组数据

试验期间 LGBX 接收机的 HDOP 最大值为 1.9, 最小值为 0.9, 平均值为 1.087397。

经过计算得出其均方差值为: $M_P = \pm 5.74 \text{ m}$

测距误差 M_R 与均方差 M_P 的关系为:

$$M_P = M_R \times \text{HDOP}_A$$

式中各参数的意义如下:

M_P : 所有样点位置的均方差

M_R : GPS 测距误差

HDOP_A : 所有样点的 HDOP 平均值

其中已测得:

$$M_P = \pm 5.74 \text{ m}$$

$$\text{HDOP}_A = 1.087397$$

故:

$$M_R = M_P / \text{HDOP}_A = \pm 5.28 \text{ m}$$

经过稳定性试验得到有关数据后, 船开赴南黄海开展油气资源调查, 综合整个工区内的导航数据, 以计算定位中误差(m)。

经统计, HDOP 平均值 HDOP_A 为 1.127,

因:

$$M = M_R \times \text{HDOP}_A$$

其中 M_R 已由上述算出为 $\pm 5.28 \text{ (m)}$

将有关数据代入误差公式中:

$$\begin{aligned} M &= M_R \times \text{HDOP} \\ &= \pm 5.28 \times 1.127 \\ &= \pm 5.95(\text{m}) \end{aligned}$$

3.1.2 在南海东北部地球化学调查中, 整个工区均使用 GPS 差分定位, 差分信号质量好。综合整个工区内的导航数据, 经统计, HDOP 平均值 HDOP_A 为 1.078, 由误差公式 $M = M_R \times \text{HDOP}_A$ 同样可得到该工区的定位中误差。

如上所述

$$M_R = \pm 5.28(\text{m})$$

将有关数据代入误差公式:

定位中误差

$$\begin{aligned} M &= M_R \times \text{HDOP} \\ &= \pm 5.28 \times 1.078 \\ &= \pm 5.69(\text{m}) \end{aligned}$$

可见, 使用广域差分 GPS 接收机进行导航定位, 其定位精度可在五、六米的范围。工作中有时出现无差分信号, 主要是由于受到天波干扰和船上超高频大功率通讯设备的通讯干扰。消除后者干扰的方法是, 尽量将差分 GPS 天线远离干扰源并安装屏蔽板。

3.2 区域差分 GPS 技术

它的工作原理和广域差分 GPS 基本相同, 只是它的差分改正数是由基准站的通讯链发送给用户的。由于用户和基准站同时接受到同一颗卫星发出的信号, 所以, 当两者之间的距离增大时, 观察卫星的角度不同, 相关参数的可靠性变差。因此, 随着距离的增加, 用户所得到的差分定位误差也会增大。目前, 区域差分 GPS 技术有两种方式: 本地差分台和信标差分台。

3.2 .1 本地差分台方式

由用户在已知点上建立自己使用的差分基准台,如 Sercel LRDGPS 系统。它由基准站、差分改正数通讯链和移动台组成。基准站由 NR 103GPS 接收机、格式器和数据通讯发射机组成。通讯系统采用散频技术和错误检查校正技术,数据通讯发射机采用双频发射,发射功率 100 W,作用距离 800 km,其实时差分精度在±10 m 以内。下面举两个实例说明该系统的工作情况。

(1)Sercel LRDGPS 系统固定点接收试验。基准站放在广州海洋地质调查局技术方法所导航室楼顶联网点上,移动台放在距联网点 145 km 的惠东县海边。数据通讯信号通过陆地传播,移动台接收到的差分信号稳定。DGPS 测算距离与光电测距仪测算距离比较:误差 1.68 m。

(2)SERCEL 差分 GPS 系统在南海海区工作时,差分参考站架设在一岛上。差分参考站以 80 W 的功率发射误差改正数,移动台接收机在距离参考站 800 多公里的海区仍正常工作。表 1 是其中一条测线工作时,差分系统定位中误差统计结果。

表 1 SERCEL 差分 GPS 系统定位中误差统计
Tab .1 Statistic of the DRMS statistic for SERCEL DGPS system

	定位点数	百分比	DRMS	
			最大值(m)	最小值(m)
无差分信号	1435	2.2	43.6	21.3
有差分信号	62287	97.8	6.7	1.2
2DRMS > 10 m	1742	2.7		
2DRMS < 10 m	61980	97.3		

从表 1 中的数据可知,差分工作状态时,工作距离达到 800 km,系统提供的定位中误差优于±10 m 的定位点仍可达到 97% 以上。

3.2.2 信标差分台

世界上许多国家利用设在沿海的无线电指向信标台发射差分 GPS 信号,在该信号覆盖范围内,用户 GPS 接收机接收到信标差分信息就可提高定位精度。我国已建成二十个发射差分 GPS 信号的信标台,信号覆盖中国沿海 300 km 地区,从 2002 年起正式投入使用,该信标网精度很高,在离站台 300 km 之内,定位中误差小于 3 m。我局的 LGBX-PRO GPS 接收机可接收信标台的差分信息进行定位。

4 综合导航定位系统

海洋调查船装备了不同类型的物理勘探仪器。如地震仪、浅地层剖面仪、测深仪、多波束测量系统、旁测声纳、磁力仪和重力仪等等。综合导航定位系统不仅要为调查船的海上作业进行导航定位,同时还须控制物探设备、采集调查数据及测线控制参数,在使调查船沿着预定的测线作业的同时还要对定位数据进行质量监控,并将优化的定位数据以不同的数据格式输送到物探仪器。调查船使用了综合导航定位系统后,提高了作业效率,保证了野外采集数据的质量,加强了定位数据和物探数据的交换性,为室内后处理提供了可靠的原始资

料。图 2 是 HYPACK 和 SPECTRA 综合导航定位系统的工作原理图。

图 2 中的两种综合导航定位采集系统都具有较强的图形和数据处理功能,它们采用菜单形式,操作简单,系统工作稳定性。特别是 SPECTRA 导航定位系统,它是针对地震采集系统开发的综合导航定位采集系统,由三台导航工作站及实时导航接口(RTNU)构成以太网,形成导航控制中心,对地震记录系统、气枪控制器、电缆罗盘数据、GPS 接收机数据等外部设备进行监控,通过以太网联系,可同时处理不同设备的海量数据信息。这两种综合导航定位采集系统已在南海、黄海、东海及太平洋调查项目中广泛应用。

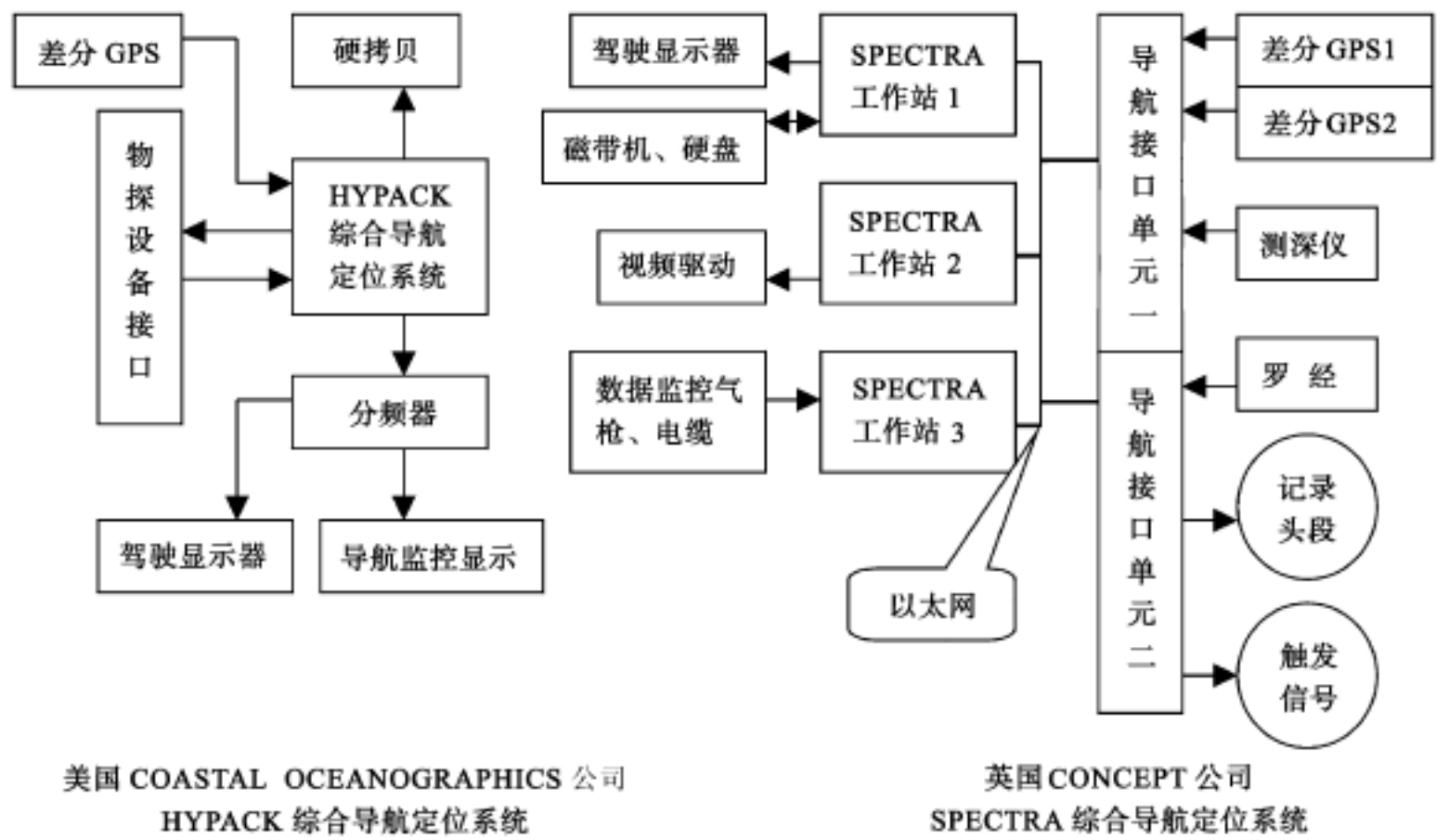


图 2 HYPACK 综合导航定位系统和 SPECTRA 综合导航定位系统

Fig 2 The HYPACK and SPECTRA integrated navigation and positioning system

5 使用差分 GPS 技术的几点体会

海上作业证明,综合导航定位系统配备差分 GPS 接收机,能够满足各种高精度物探仪器工作的要求。在为海洋资源调查服务过程中,从如何提高 GPS 接收信号质量、加强抗干扰能力和改善差分信号等方面得出以下几点体会。

(1)在某些区域存在着广域差分 GPS 信号不稳定、甚至长时间接收不到差分信号的情况。多次试验表明,这些区域存在较强的干扰源,特别是沿海地区,随着经济的发展,建设了大功率的雷达和通讯设备,它们的发射信号干扰了差分信号,应采取减弱干扰信号强度的措施,如安装屏蔽板、选定对干扰源方向有遮挡的方向作业等,以提高信噪比。

(2)对区域差分 GPS 系统而言,基准站的选址应首先考虑干扰源的问题。在拟定台址进行试验期间,观测工作频率边带的频谱,确信频带不受干扰。其次台址应尽量靠近海边,以缩短差分信号通过陆地的距离。因为无线电信号在陆地传播的衰减程度要比在海上大得多。

(3) Sercel LRDGPS 系统在满负荷工作时只能运行 30 分钟,超过时间容易损坏仪器部件。试验和工作证明,在船台距基准台 800 km 范围内,该系统在 80% 负荷工作时,其差分信号质量与系统满负荷工作时基本相同。

(4)为改善调查船接收的差分信号的质量,船台差分 GPS 天线位置应选择在空旷地点,尽量远离调查船上的雷达和通讯天线,并连接好地线。

参 考 文 献 及 资 料

- [1] 彭朝旭等 .1999 .高精度差分 GPS 导航定位技术研究报告(内部资料) .3~10
- [2] 英国 CONCEPT 公司 SPECTRA 技术手册
- [3] 美国 COASTAL OCEANOGRAPHICS 公司 HYPACK 技术手册
- [4] 国土资源部南海地质调查局技术方法所编写 .2000 .南黄海盆地油气资源调查与评价导航定位报告(内部资料) .2~4
- [5] 中国海事局发布的中国沿海 RBN-DGPS 台站位置及信号覆盖范围示意图。

THE APPLICATION AND DISCUSSION ON HIGH ACCURACY DIFFERENTIAL GPS IN MARINE RESOURCE INVESTIGATION

Yang Shixue Liu Yuming

Abstract: In this article, taking the use of differential GPS technology in marine resource investigation as an example, the author discusses the method and positioning quality evaluation of differential GPS technology used in marine resource investigation .And describes HYPACK and SPECTRA integrate navigation systems .

Key word: difference GPS technology, DMRS (determination of root of mean square), pseudo-range

香港外海海底光缆路由工程地质特征

马胜中 张锦炜

摘 要 根据地球物理、声学探测、海底取样及现场测试等实测资料详细分析,发现香港外海具有独特的自然条件以及复杂的海洋工程地质特征。海底地形地貌较为复杂,存在地震、滑坡与崩塌、埋藏古河道、断层、海底沙波、浅层气及可能的砂土液化等潜在的地质灾害因素,尤其在大陆架边缘及陆坡部位,海底坡度较大,分布着多种潜在的地质灾害,是海底光缆的危险区,应引起重视。

关键词 工程地质 灾害地质因素 香港外海

1 前 言

众所周知,在海底铺设光缆等大型工程设施,为保障这些海上工程及作业安全,必须了解海底的工程地质条件,查清潜在地质灾害因素。为此,本文根据大量地球物理、声学探测、海底取样及现场测试等实测资料,结合周边区域资料,对东亚交汇 2 号(EAC2)香港段海底光缆路由区的海底地形地貌、浅地层、底质及地质灾害因素进行详细分析,为海底光缆路由选择和铺设光缆提供基础地质资料和科学参考。

2 海底地形地貌

EAC2 香港段位于香港南部外海,长约 283 km,路由走廊带宽度 1 km。路由区水深 20~313 m,可分为内陆架、外陆架和陆坡三段,总体呈由北向南逐渐倾斜的水下斜坡,等深线总体呈 NE 及 NEE 向延伸。在水深约 180 m 处,坡度加大,并逐渐进入到陆坡段,地形变陡,较为复杂。

内陆架段路由长约 34 km,水深范围 31.4~50 m,海底地形平坦,较为简单,总体呈由北向南逐渐倾斜的水下平缓斜坡,平均坡降约为 0.547×10^{-3} 。

外陆架段路由长约 242 km,水深范围为 50~200 m,本区海底地形较为复杂,平均坡降约为 0.619×10^{-3} 。其中在 50~140 m 水深段为一略有起伏斜坡,并出现两台一洼地形,台地长 7~10 km;水深 76~83 m,洼地长约 5 km,水深达 101 m;水深 140 m 处,地形变陡,坡度加大,平均坡降约为 5.629×10^{-3} ,约 180 m 水深处,地形又趋于平缓,平均坡降约为 0.267×10^{-3} 。

陆坡段路由长约 7 km,水深范围为 200~313 m。海底地形总体呈由 N 向 S 急速倾斜

第一作者简介:马胜中,男,1968 年生,工程师,1990 年毕业于中国地质大学(武汉)石油地质系,从事地震资料解释、工程地质、海洋地质及综合研究工作。

的陡坡,平均坡降约为 16.143×10^{-3} ,最大坡降约为 36.585×10^{-3} 。

区内海底地貌类型较多,发现 29 个海底障碍物。侧扫声纳图像上显示,海底拖痕大量出现,多为渔船海底拖网所致;海底的黑色斑块则多是块状砂或砾砂团块的反映;海底有许多麻坑,有的独立存在,有的成片分布,主要为含气地层所致;海底还分布一些凹地,可能是风暴潮引起的;有成片的沙波(或波痕)分布于陆架外缘;另外,海底出现了一些以珊瑚礁或岩礁为主的凸起,砾石、珊瑚礁或岩礁在区内大量出现。

内陆架段的地貌类型较为简单。32 m 等深线以浅,海底拖痕大量出现,有的拖痕成排分布,说明此处的渔船活动频繁。有 11 个海底障碍物在本区出现,但难以辨认其类型。

外陆架段的地貌类型较为复杂,种类较多。海底拖痕大量出现,块状砂(砾)斑随水深加深增多,出现了许多麻坑和凹地,沙波和珊瑚礁等多在陆架外缘出现,障碍物则零散分布。

陆坡段的海底砾石、珊瑚礁及岩礁分布较广,零星出现几个沙波(波痕),沙波波峰走向为 NE 向,流向 E—SE,波长约为 20~30 m,波高小于 1 m。

3 浅层地球物理特征及层序

在 3.5 kHz 浅地层剖面上,依据反射波的特征划分出三个反射层序 A_1 、 A_2 、 A_3 。

3.1 内陆架段

根据反射界面,该段浅部地层可分为三个层序。

层 A_1 : 反射能量弱,呈灰白-灰黑色并嵌有黑色斑点,局部见小层组,全区覆盖,底界面连续分布。该层厚度为 4~7 m,起伏变化小。该层岩性主要为粘土,粉砂质粘土。其中黑色斑点可能为含有生物碎屑或生物气的反射结果。

层 A_2 : 上部黑色强反射,水平层状分布,下部灰白色弱反射,较连续。由于受埋藏古河道、侵蚀沟谷侵蚀切割的影响,底界起伏变化大。层厚 0~6.5m,在 50 m 水深处层 A_2 上超尖灭。层 A_2 是陆相河流环境下的产物。该层岩性主要为粘土、淤泥、粉砂质粘土。

层 A_3 : 弱反射,呈浅灰-深灰色,连续性差,底界起伏大,层厚为 0~4.2 m。该层岩性主要为粘土、砂。

3.2 外陆架段

根据反射界面,该段浅部地层可分为两个层序。

层 A_1 : 反射能量弱,呈灰白-灰黑色,其内无层次,底界基本上连续分布,南部珊瑚礁、岩石出露海底处,层 A_1 变薄或缺失,该层发育古河道。该层岩性主要为粉砂质粘土、淤泥质砂、砂。

层 A_2 : 上部灰黑色较强反射,水平层状分布,下部灰白色弱反射,较连续,局部地方层内水平层理发育,层序 A_2 内局部发育小层,该层发育古河道,层序 A_2 底界不连续,起伏变化大,层厚为 0~5.5 m。该层岩性主要为粘土、淤泥、砂。

3.3 陆坡段

本段海底坡度较大,底质类型主要为含砾中细砂、中粗砂,砾石,岩石,珊瑚礁,层 A_1 、层 A_2 、层 A_3 缺失。

4 底质类型及特征

根据海底取样、浅地层剖面和侧扫声纳图像特征及分析,并参考前人工作成果,可知路由区的海底表层沉积物主要为粘土质粉砂、粉砂质砂、粉砂质粘土、粉砂、细砂、中细砂、中粗砂以及砾石,岩石,珊瑚礁等 10 种类型。这些沉积物类型分布从北到南有很大差异。

在内陆架段(2~50 m 水深)海底表层沉积物主要为黄色、黄褐色及青灰色粘土质粉砂,局部为黄灰色粉砂质粘土。表层底质受珠江口河流冲积物补给。在水深 30 m 等深线以内的近岸带,粒度自粗到细。沿岸 20~30 m 的等深线以内上部分布着粉砂质粘土和粉砂质砂,主要为河流带来的细粒沉积。下部以粉砂质沉积物为主,砂质沉积物在大陆架上分布较广。在 50m 等深线交错分布着细砂与粉砂。在 40~50 m 水深的古三角洲前缘,局部分布着带状并垂直岸线方向的中粗砂沉积和砾砂沉积,砾砂分选较好、磨圆中等,反映河床相残留砂的特点。砂的成分主要是石英长石^[1]。沉积物抗剪强度值变化范围为 3.1~8.4 kPa 之间。反映表层沉积物松软,承载力小,开挖和埋设条件理想。

外陆架段(50~200 m 水深)海底表层沉积物主要为深黄色、黄褐色、黄灰色及青灰色含砾中粗砂、含砾中细砂、泥质细砂、泥质中粗砂;灰色、黄灰色、青灰色泥质粉砂。在 20°43'000"N-20°03'000"N 范围,沉积物较粗,沉积物类型为粉砂质砂、中粗砂,中细砂,含砾。在 20°43'000"N-22°00'000"N 范围,沉积物类型为泥质中粗砂过渡到细砂、粉砂质砂为主,为残留沉积物。沉积物抗剪强度值变化范围为 2.4~10.5 kPa 之间。反映表层沉积物较软,承载力较小,开挖和埋设条件较理想。

大陆坡段海底表层沉积物主要为青灰色含泥质中粗砂、细砂,黄褐色中细砂及青灰色粉砂质粘土为主,含砾和生物碎屑,局部砾石,岩石,珊瑚礁。其中粘性土孔隙率高,固结程度低,土质软。砂性土较松散,大陆坡上沉积物来自大陆架,大陆坡上沉积物与大陆架有相似性。

5 主要地质灾害因素

海底地质灾害因素是指海底及以下地层中,对于海上构筑物及管线的建设和安全具有某种直接或潜在危险的地质因素。分析结果表明,区内主要地质灾害因素有地震、滑坡与崩塌、埋藏古河道、断层、海底沙波、浅层气等,它们对海底光缆均在直接或潜在危险性。

5.1 地震

在大陆架边缘及大陆坡发现一系列 NW 向展布的浅断层与活动断层,在这一地区可能发生地震。当有地震发生时,将引起地表振动,地层错位并有可能产生砂土液化。

5.2 滑坡与崩塌

大陆架外缘及陆坡的转折地带,海底坡度较大,达到 1.3°~2.1°,由于粘性土孔隙率高、固结度低,而砂性土又较为松散,在天然地震等其他外动力地质作用下,易发生滑坡和崩塌现象。

5.3 埋藏古河道

埋藏古河道是指在海底之下被沉积物充填的河床。在路由区发现 3 条埋藏古河道(图 1),它们发育在海底下几米至数十米的地层中,已被现代沉积物覆盖。浅层剖面显示,

古河道主要有辫状河道和曲流河道两类,河道的剖面形态有“U”形,也有“V”形,河床宽度在180~300 m 之间,深度4~8 m,走向NW。河道内一般充填淤泥质土,也有的充填砂质沉积物,一般呈上细下粗的沉积韵律;且河道沉积具有高含水率、高压缩性、土体力学性质复杂多变等特点,古河道的沉积结构较为复杂,与周围岩性存在明显的差异,因而构成了潜在的威胁。

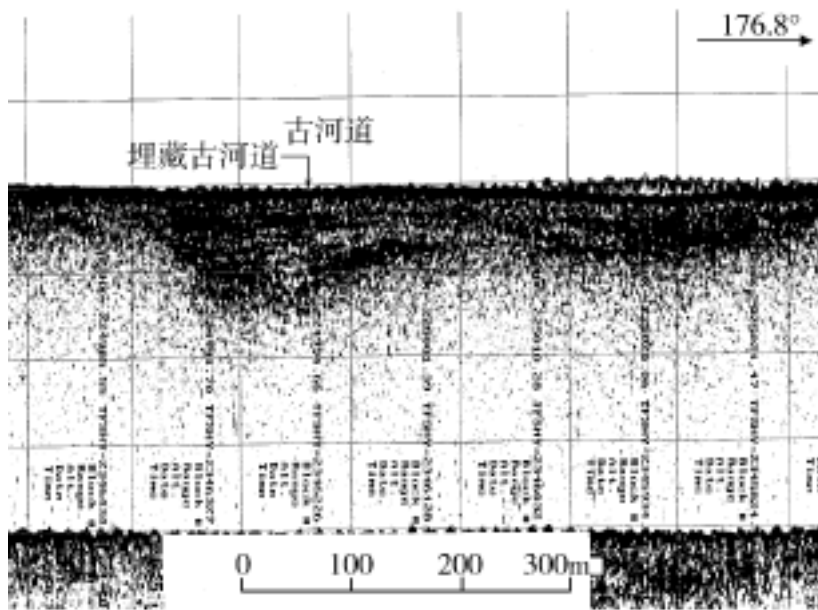


图 1 埋藏古河道

Fig. 1 Sea-floor buried ancient-river channels

5.4 断层

区域地质构造显示,路由所经区域断层较为发育。这些断层是形成于第四纪的活动性断层,埋深小于30 m,集中分布在大陆架外缘海区。断层活动引起地层错位,成为潜在的地质灾害。

5.5 海底沙波

海底沙波(或波痕)主要分布于陆架外缘(如前所述)。主要发育中小型沙波(图2),波高一般小于或等于1 m,波长10~60 m,波峰走向NW-NE,走向NE-SE。它们的存在指示海底泥沙运动较强,海底稳定性差,当台风或飓风发生引起风暴潮时,沙波的形态及分布均可能发生变化和位移。本区沙波向东南方向移动,每年的移动距离为0.1~0.5 m。

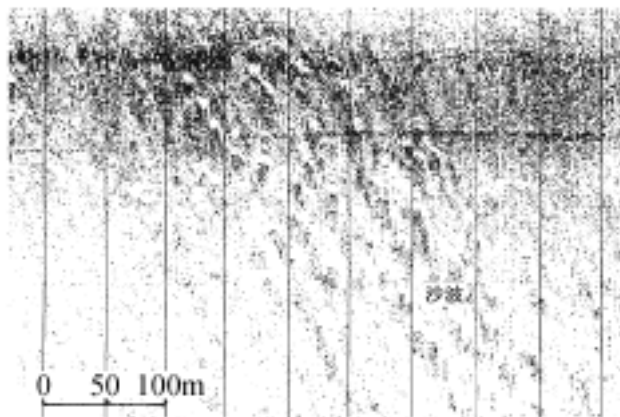


图 2 沙波

Fig. 2 Sand wave

5.6 浅层气

浅层气是危险性最大的灾害地质因素之一。声纳图像上发现一些麻坑,相对应位置浅层剖面发现反射模糊区,这些麻坑可能为含气地层标志(图 3),本区的含气地层较多,在工程中应予考虑。

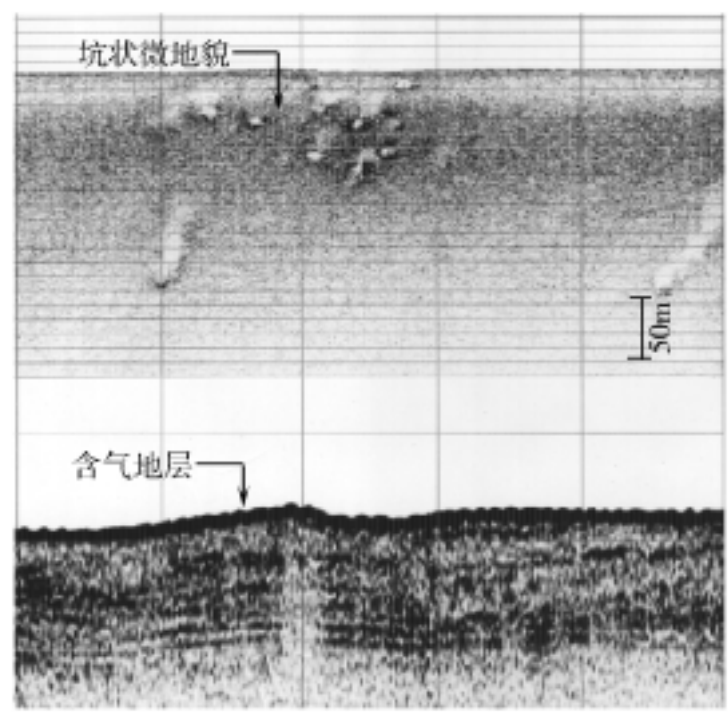


图 3 含气地层和相关的海底麻坑、凹地
Fig .3 Soil layer with gas and pockmark

6 讨 论

从区域地质构造方面分析,路由区的内陆架段及外陆架边缘以上部位较为稳定。内陆架段表层沉积物松软,承载力小,开挖和埋设条件理想。外陆架段底质类型分二类,以 21°04′00″N 为界,北边以泥质粉砂为主,局部颗粒变粗。南边以含砾中细砂,中粗砂为主,外陆架土层的抗剪强度一般为 2.4~10.5 kPa。表层沉积物较松软,承载力较小,开挖和埋设条件较理想。但在这样的底质条件下需考虑砂土液化问题。大陆坡段底质类型主要为含砾中细砂、中粗砂,砾石,岩石,珊瑚礁。海底坡度较大,达到 1.3°~2.1°。在地震发生时有可能发生土体滑坡和崩塌。在大陆架边缘及陆坡部位却分布着多种潜在的地质灾害,这些地质灾害是潜在的威胁;当然,这些潜在的地质灾害并非一触即发,必须有断层活动、地震或较大的灾害性天气影响才可能诱发。

参 考 文 献

[1] 冯志强,冯文科,薛万俊等.1996.南海北部地质灾害及海底工程地质条件评价[M].南京:河海大学出版社,82~124
[2] 冯文科,薛万俊,杨达源.1988.南海北部晚第四纪地质环境[M].广州:广东科技出版社,46~48
[3] 陈俊仁.1996.南海潜在地质灾害研究.第五届全国工程地质大会文集[C].北京:地震出版社.353~360
[4] 杨木壮等.2000.南海北部湾海洋工程地质特征[A].海洋地质与第四纪地质第20卷第4期,47~52

ENGINEERING GEOLOGICAL FEATURES ON THE SEAFLOOR ROUTE OF SUBMARINE CABLE OFFSHORE HONGKONG

Ma Shengzhong, Zhang Jingwei

Abstract: Based on geophysical prospectings, acoustic survey, core sampling and geotechnical Test, the offshore of Hong Kong is found to has special natural conditions but complex topographical and geomorphological sea floor features . There are many geological hazard factors such as seismic, landslide collapses, buried river channels, faults, sand wave, shallow gas and possible liquefaction of sand, which will bring potential dangers to this area . Especially at the edge of the continental shelf and slope of the study area, the deep slope may cause potential geological hazard . Attention should be paid to dangerous factors .

Key word:engineering geology, geological hazard factors, the offshore of Hong Kong