

东南亚地质构造特征和南海地区 新生代构造发展史

姚伯初^①

摘要 东南亚是全球构造最复杂的地区之一。它是由许多来自冈瓦纳大陆北部边缘的微陆块经过古生代至新生代一系列构造活动而最终缝合在一起的。其中,除一些古陆块外,还有一些是火山弧及增生楔,后者是在构造活动中新产生的地体。印支地块和华南地块是在中生代早期碰撞缝合在一起的,构成了古南海北部陆缘。新生代南海地区经历过四次构造事件,发生过两次陆块分离和海底扩张,产生了四个次海盆,形成了今日的构造景观。多扩张中心和多次海底扩张受控于周缘陆块的构造运动的形式(平移和转动)及方向。这是边缘海的一个重要构造特征。

关键词 微板块 海底扩张 陆块分离 碰撞 缝合

1 前言

在全球构造体制中,东南亚是构造最复杂的地区之一。这里由许多微板块组成,它们来自冈瓦纳大陆北部边缘,经过古生代和中新生代的一系列构造运动,这些地块拼合在一起,形成今日在东南亚地区所见的构造景观(Hutchson, 1973; Stauffer, 1974; Achauyya, 1978)。

关于东南亚地区在中新生代的构造发展史,地质学家曾提出过多种构造模式,总体可分为两类:一是以法国科学家 Briais(1993)等为代表,他们根据 Tapponier(1982,1986)的模式,认为印度板块与欧亚板块在始新世发生碰撞,使印支地块沿红河走滑断裂向东南方向挤出,从而引起南海的海底扩张以及东南亚诸地块的碰撞与缝合。二是根据地球动力学模型,强调东南亚诸地块在中新生代的运动学特征,它们发生过各种类型的运动(平移与转动)后,最终拼合在一起(Rangin, 1990; Daly, 1991; Longley, 1997; Hall, 1996, 1997)。

从运动学角度考虑东南亚诸地块在中新生代的构造运动,不同地质学家有不同的看法。这是因为这里的构造极其复杂,有许多问题还没有搞清楚(如菲律宾海板块的运动),有的则因为资料精度不高(如许多地区的古地磁资料)所致。本文试图从讨论南海地区在中新

^① 作者简介:姚伯初,男,1940年生,1966年毕业于中国科学技术大学地球物理系,教授级高级工程师,博士生导师,广州海洋地质调查局副总工、研究所所长;在地质部南京海洋地质科学研究所及广州海洋地质调查局从事海洋地质调查研究工作30余年,参加了中国海域、大西洋的海上调查实践和南海、台湾海峡、太平洋和南极调研项目的技术管理及科研工作,主持和参加编写了专著3部,在国内外公开发表论文50余篇。他多次应邀参加国际学术会议,曾任“中美联合调查南海技术合作项目(二阶段)”的中方首席科学家。

生代的构造演化史出发，推测和研究东南亚地区在新生代的构造演化史，从而对东南亚地区复杂构造史有一新认识。

2 东南亚地区的构造特征

印支地块位于东南亚地区的西北部（图 1）。Gatinsky（1987）将其分为中缅地块（Sinoburmalaya）、Phu Hoat 地块、Indosinia 地块和东马地块。这些具有前寒武纪基底的地块是在古生代从澳大利亚（冈瓦纳大陆）北部边缘分离出来的。这些地块向北漂移，直到中生代早期，它们和华南地块碰撞缝合，形成印支地块。Hayashi（1989）根据卫星照片（Landsat）资料发现印支地块存在两组主要构造：在华南和越南北部有 NW—SE 向构造，红河断裂分布在这条构造带中；从泰国北部经老挝到越南，存在 NNE—SSW 向构造，莫边府

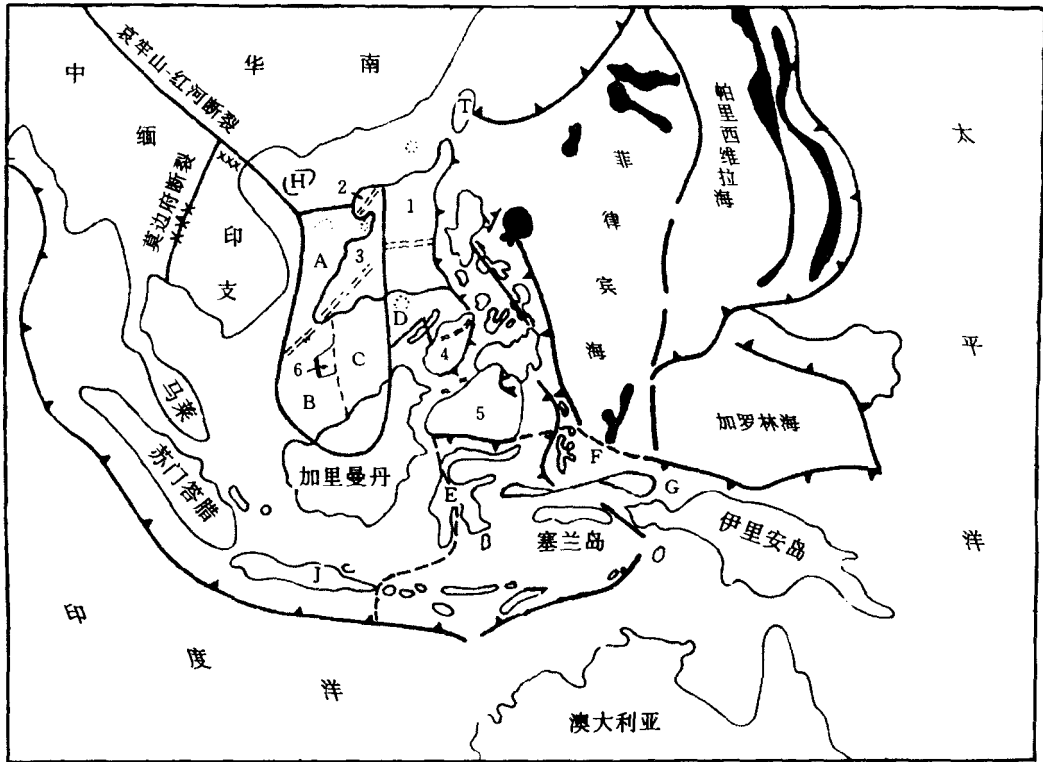


图 1 东南亚地质构造简图

A—中沙-西沙地块；B—路科尼亚地块；C—南沙地块；D—礼乐-东北巴拉望地块；E—苏拉威西岛；F—哈马黑拉岛；G—鸟头岛；H—爪哇岛；I—海南岛；T—台湾岛。1—中央海盆；2—西北海盆；3—西南海盆；4—苏禄海盆；5—苏拉威西海盆；6—曾母海盆

（图中虚线表示新生代欧亚板块的地块和澳大利亚板块的地块之间的界线）

Fig. 1 The scheduled tectonic map of the SE Asia

(The dashed line in the figure expresses the boundary between the Eurasian plate and Australian plate in Cenozoic)

断裂带分布于此带内。在红河断裂带内分布着 Song Da 和 Song Ma 蛇绿岩带 (Hutchson, 1975)。在莫边府断裂带中存在 Uttaradit 蛇绿岩带。因此, Hayashi 将印支地块分为三个地块: 自西向东为 Shang Thai 地块、昆嵩 (Kan Tum) 地块和华南地块。在昆嵩地块和 Shang Thai 地块之间, 古特提斯洋向西俯冲 (Chantaramee, 1978; Macdonald, 1978; Hamilton, 1979; Ridd, 1980)。二叠纪, 这两个地块缝合在一起。在华南地块和昆嵩地块之间, 中特提斯洋向西南俯冲, 于三叠纪两个地块沿 Song Da 和 Song Ma 带缝合在一起。

加里曼丹 (婆罗洲) 岛位于南海南部 (图 1)。以卢帕尔断裂为界, 西部和南部婆罗的基底由古生代和中生代火成岩、沉积岩和变质岩组成, 北部为新生代俯冲增生楔 (Jacobson, 1970; Tjia, 1974; Lee, 1986; Tongkul, 1987)。沿卢帕尔断裂, 西部分布着北西向晚白垩纪一早始新世拉姜群, 东北部分布着古新世至前早中新世克拉克群 (Tongkul, 1990; Hall, 1997)。Hutchson (1986) 指出, 西婆罗地块的最老岩石是结晶片岩 (Bemmelen, 1970), 主要为云母片岩。其年龄为石炭纪至二叠纪, 其中花岗岩年龄为 320~201 Ma。在这些基底中, 也存在石英闪长岩、英闪岩和花岗岩等侵入岩, 它们的钾-氩年龄为 153~75 Ma 和中国大陆燕山运动 (中侏罗世至白垩纪) 的时代相当。从卢帕尔线至米里线, 中间为古晋带 (Hutchson, 1986)。这里最古老的岩石为结晶片岩, 它们分隔分布, 已强烈褶皱为片状绿岩相, 其年龄为晚石炭世至二叠纪。古晋带中的火成岩为 Sertan 组, 时代为晚三叠世, 它具有钙碱-高钾钙碱特征 (Kirk, 1968)。锡布带位于古晋带北部, 宽 200 km, 它以低变质的沉积和古晋带分隔。锡布带为沉积巨厚 (15 km) 并增生到西北婆罗的地体, 为一增生楔, 其时代为晚白垩世至老第三纪 (Hutchson, 1984)。东部加里曼丹分布着米里带, 下伏大陆地壳, 基底由 Long Bawan 组和 Kalalan 组组成。Lang Bawan 组为粗粒凸镜状砂岩、红色泥岩和煤层, 时代为晚白垩世到始新世。Lelalan 组为块状砂岩, 夹硬页岩和灰岩, 已强烈褶皱, 时代与 Long Bawan 组相同。

巴拉望岛上最古老的岩石是片岩、千枚岩、板岩和石英岩。在北巴拉望, 这些岩石上覆中二叠世砂岩、凝灰岩和板岩 (Hutchson, 1973), 以及中到晚二叠纪纺锤状灰岩。这些灰岩之上, 不整合地覆盖着中三叠世含牙形石燧石。在民都洛岛, 最古老的岩石是由闪岩、片岩和板岩组成的变质基底, 它和北巴拉望的二叠纪岩石对应。在乌卢根断裂之南, 巴拉望为蛇绿岩岛弧, 由蛇绿岩、闪岩和绿片岩组成 (Rang, 1985)。它们沿向东南倾斜的逆冲席出露, 并与晚白垩世至早中新世砂岩、页岩、泥岩和灰岩混杂 (Hutchson, 1975; Faure, 1989) 强烈变形被解释为南海中生代洋壳沿南沙海槽俯冲而形成的增生楔沉积。Hinz (1983) 认为, 此蛇绿岩地体是由东南向西北逆冲产生的外来地体。因此, Hutchson (1986) 将北巴拉望和民都洛解释为从华南分离出来的微陆块。

苏拉威西岛由四个构造单元组成: 西部为火山-深成岩弧, 中部为变质岩带, 东部为蛇绿岩带及 Banggai-Sula, Tukang Besi, Buton 大陆碎片 (Hall, 1996)。古地磁资料表明, 苏拉威西的西南臂和东南臂在侏罗纪一早白垩世时起源于不同区域 (Audley-Charles, 1972; Katili, 1978)。西南苏拉威西在白垩纪时和马来半岛及加里曼丹联在一起 (McElhinny, 1974; Fuller, 1991)。东苏拉威西蛇绿岩具印度洋壳起源 (Mubroto, 1994), 晚渐新世时, 此蛇绿岩位于西苏拉威西大陆边缘上 (Parkinson, 1991)。从早中新世 (25 Ma) 开始, 西南苏拉威西和东苏拉威西分别和西苏拉威西碰撞, 形成苏拉威西岛。

哈马黑拉岛位于苏拉威西岛东北部, 属菲律宾板块的一部分。其东部为菲律宾海沟, 菲

律宾海板块在这里向西俯冲，俯冲深度 200~300 km；西部的马鲁古海板块向西俯冲，俯冲深度约 600 km 哈马黑拉岛的东部为蛇绿岩基底，西部为火山弧基底。沿东西向穿过该岛的平衡剖面表示，这里由于褶皱和逆冲而缩短了 60 km (Hall, 1990)。在地质历史中，哈马黑拉岛一直和菲律宾海板块一起运动。

乌头岛在中生代和澳大利亚板块分离 (Wensinck, 1989; Ali, 1995)。在渐新世末它为单一微板块。在 25 Ma 前，其北部为 Sorong 断裂系，并和菲律宾海板块的南端接触，以后发生碰撞。

菲律宾群岛由蛇绿岩和白垩纪—第三纪弧组成。其东部为菲律宾海沟，菲律宾海板块沿该海沟向西俯冲，菲律宾群岛为此俯冲带的火山弧；西部为马尼拉海沟，南海洋壳沿该海沟向东俯冲，菲律宾群岛亦为该俯冲带的火山弧。古地磁资料表明，菲律宾海板块在第三纪的转动历史为：在 25~5 Ma 间转动 35°；在 40~25 Ma 间无转动；在 50~40 Ma 间转动 50° (Hall, 1995)。地质资料表明，从早中新世开始，菲律宾群岛位于菲律宾海板块的南部，为该板块的一部分。Hall (1996) 重建东南亚板块时，认为菲律宾群岛是前寒武纪绿岩带的残余，在新生代表现为俯冲带的火山弧。

区域地质资料表明，马来半岛通过 Three Pagodas 和 Wang Chao 断裂与印支地块分开。这里普遍缺乏第三纪沉积。依据古地磁资料，在泰国和马来发生过白垩纪后的顺时针方向转动 (McElhinny, 1974; Fuller, 1991)。Hutchson (1989) 发现马来半岛与加里曼丹岩石的磁偏角类似，但磁倾角的差别很大。因此，他认为马来半岛和加里曼丹的转动不是同时的。

苏禄海是一个长 600 km，宽 400 km 的海盆，包括西北苏禄海盆、卡加延脊和东南苏禄海盆。西北苏禄海盆的水深为 1000~2000 m，东南苏禄海盆的水深达 5000 m (Hinz, 1991) 东南苏禄海盆宽 130~140 km，其基底具洋壳特征。ODP 资料揭示，基底为斑状橄榄玄武岩 (Rang, 1990)。覆于基底之上的最老沉积为早中新世含放射虫红泥，表明基底是在早中新世由海底扩张而形成的。卡加延脊介于西北和东南两个苏禄海盆之间。ODP771 井资料表明，这里中中新世至上新世含超微化石泥灰岩和泥岩，覆于早中新世火山砾岩、凝灰岩和玄武岩流之上。拖网资料表明，基底是由钙碱性安山岩、英安岩和流纹岩组成 (Kudrass, 1990)。因此，卡加延脊被解释为火山岩覆盖的大陆地壳。西北苏禄海盆是婆罗-苏禄碰撞带的一部分 (Hinz, 1985)。地震与钻井资料表明，这里新生代最早沉积与早中新世南海海底扩张停止的构造事件对应。在这里，基底之下存在洋壳碎片。因此，Hinz 将这里解释为逆冲碰撞带。

Parson (1977) 以苏拉威西海的平均热流值 1.58 HFU^① 为依据，计算其洋壳年龄为 51 Ma。Weissel (1980) 在该海盆中鉴别出 18、19 和 20 号磁异常条带，推测其洋壳年龄为 47~42 Ma。ODP124 航次资料表明，苏拉威西海形成于始新世 (Rang, 1991)。Hall (1996) 根据古地磁资料，在 44~40 Ma 间，菲律宾海板块快速地顺时针转动，使苏拉威西海发生海底扩张。他认为，在东南亚边缘，中生代古南海海盆，始新世苏拉威西海盆和渐新世—早中新世南海海盆的海底扩张，可能和东南亚东部和南部洋壳岩石圈长时间向西北俯冲有关。

① 1 HFU = 41.686 mW/m²。

3 南海的构造特征

南海北部陆缘属华南地块的南缘。钻井资料揭示，陆缘东部的新生代基底为红色粗粒花岗岩、粗粒黑云母花岗岩和花岗闪长斑岩（冯志强，1988）。在中生代岩石之下，陆缘东部广泛分布有下古生代地层，西部分布着上古生界地层（曾维军，1991）。自晚白垩世开始，这里开始了被动大陆边缘的发展史（姚伯初，1993, 1996）。这里新生代沉积分为两个构造层：晚白垩世至始新世为同张裂沉积系，晚始新世到第四纪为张裂后沉积系。这里的断裂主要有三组：NE、NEE-EW 和 NW 向。NE 向断裂的活动时间最早，从晚白垩世开始活动；NEE-EW 向断裂次之，从晚始新世开始活动；NW 向断裂的活动时间最长，到第四纪还在活动。

西沙-中沙地块位于南海西部。其北部以西沙海槽与北部陆缘分开，西部以南海西缘断裂与印支地块为邻，南部以南海西南海盆向西南方向延伸的断裂与南沙地块相接。这里海底地形复杂，沟谷和海岭相间分布，呈 NE 走向。地震反射资料揭示，晚中新世以来的沉积不整合地覆盖在一套平行反射之上，反映晚中新世之前该区为一开阔浅水平台（曾维军，1992）。地磁资料显示，这里磁异常背景值为 $-50 \sim -100$ nT，其上叠加着 $0 \sim -50$ nT 或 $-100 \sim -200$ nT 的局部异常，在平面上呈串珠状或短轴状异常。推测磁异常背景值是元古宙变质基底之反映，而局部异常则是由中新世火成岩引起的（陈圣源，1987）。在西沙永兴岛上的西永-1 井，曾钻遇基底花岗片麻岩，其钾-氩年龄（627 Ma）反映的是变质年龄；其岩石年龄为 1450 Ma（姚伯初和曾维军，1994）。

南沙地块位于南海南部，其南界为加里曼丹岛上的卢帕尔断裂，东部以礼乐断裂与礼乐-东北巴拉望地块分开。这里的区域磁异常背景值为 $0 \sim 50$ nT，其上发育着次级正异常、负异常和伴生异常，异常值为 $+100, +150, +200, -50, -100$ nT 不等。异常宽度为 $10 \sim 20$ km 或 $80 \sim 100$ km。地震面波层析成像资料表明，南沙地块的岩石圈中，面波速度高于南海其他地区（曾维军，1997）。本地区新生代沉积的重要特征是中新统碳酸岩建造，其上为晚中新世开阔海或海岸平原的泥和沙沉积（Hutchson, 1986）。前以述及，西北婆罗上卢帕尔断裂以北分布着晚白垩世至始新世拉姜群，为浊流沉积。因此，Hutchson 认为，锡布带表示南沙地块（他称做路科尼亚微陆块）和婆罗地块的碰撞带。Longley (1997) 在研究东南亚地区新生代构造运动时发现，新生代第二次构造运动末期（35 Ma）南沙地块与婆罗地块发生碰撞。在沙巴地区晚始新世地层中记录了这次运动。碰撞之后，南沙地块的南部边缘向下弯曲，其内沉积了从南部上升的前弧地区剥蚀的向北运来之沉积。

礼乐-东北巴拉望地块位于南海东南边缘，其南界是从南沙海槽到巴拉望岛上的乌卢根断裂至西北苏禄海盆，东界是南部马尼拉海沟，西部以礼乐断裂与南沙地块分开。本区下伏断裂和伸长的大陆地壳（Hinz, 1983, 1991, 1996），与北部陆缘相似。从基底中拖网取得的最老岩石为晚三叠世至侏罗纪轻变质三角洲含植物化石砂岩和粉砂岩，以及含生物壳黑绿色泥岩，其年龄为晚三叠世到早侏罗纪（ $341 \sim 258$ Ma, Kudrass, 1986）。在礼乐滩上打了桑帕吉塔-1 井，进尺 4201 m，钻遇早白垩世粉砂岩、页岩和含砾砂岩，不整合地覆于古新世陆架灰岩（Taylor, 1980）之上。本区的断裂以北东向为主，北西向断裂次之，地堑和地垒相间排列，亦呈北东向展布。新生代沉积中存在两个主要不整合面，一个在晚始新

世，另一个出现在中新世末至晚中新世早期。前者为北部大陆边缘的分离不整合（break-up-unconformity），后者礼乐-东北巴拉望地块与加里曼丹-卡加延地块发生碰撞的构造事件有关（Longley, 1997）。西北婆罗地区存在的浅层不整合（shallow regional unconformity），与这次构造事件有关。Longley (1997) 还发现，该区在中新世末至上新世（5 Ma）存在一不整合面。他认为与礼乐-东北巴拉望地块在此时与菲律宾板块发生碰撞的构造事件有关。

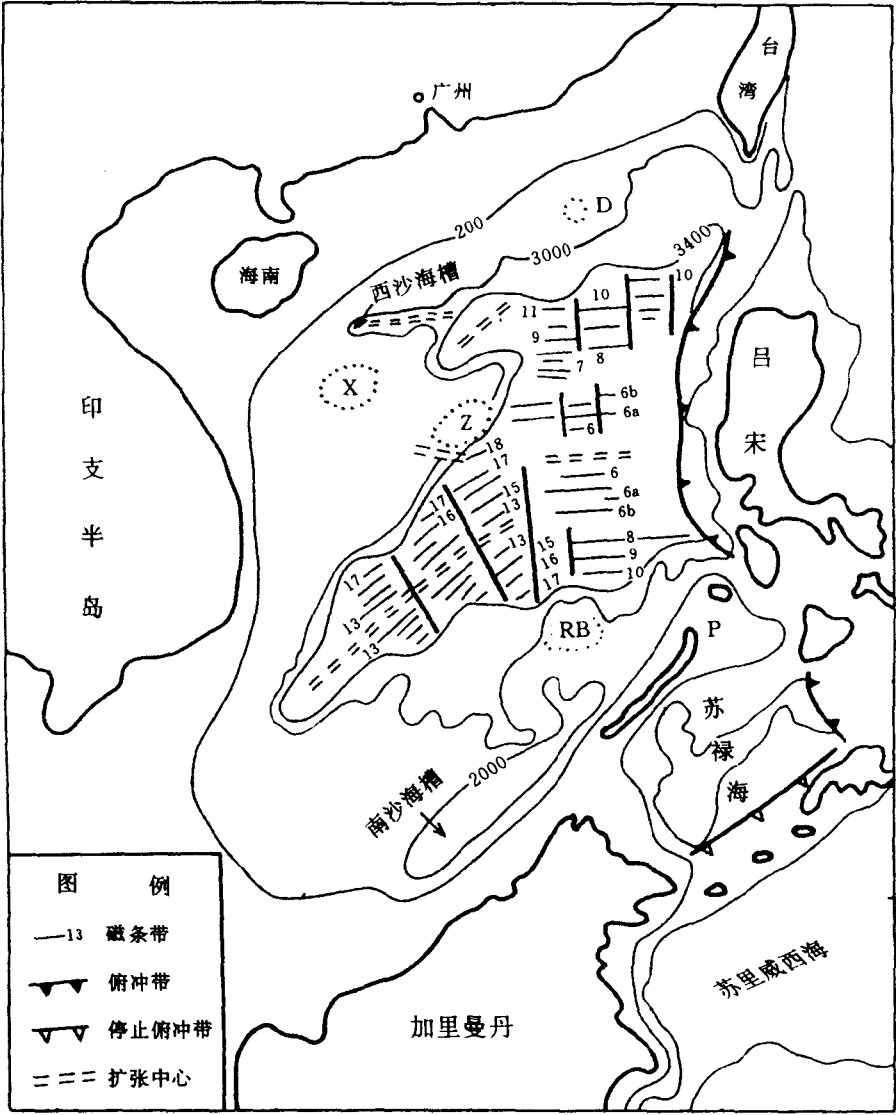


图 2 南海构造简图
 D—东沙群岛；X—西沙群岛；Z—中沙群岛；RB—礼乐滩；P—巴拉望岛
 Fig. 2 The scheduled tectonic map of the South China Sea

南海海盆地壳为洋壳（姚伯初，1983）。横贯南北的中南-礼乐断裂将海盆分为三个次海盆（图2）：西北海盆、西南海盆和中央海盆（姚伯初，1995）。西北海盆的水深在3000~3800 m之间，中央分布着北东走向的双峰海山，山顶水深最浅处为2407 m，相对海底高差达1100 m。磁异常在平面上表现为条带状，剖面上为波浪状。西南海盆的水深在4300~4400 m之间，海底地形呈北东走向。长龙海山分布在海盆中部，长300 km。重力和地磁异常之走向为北东向。我们在该海盆中对比出13~18号磁异常条带（图2），表示该海盆的年龄是

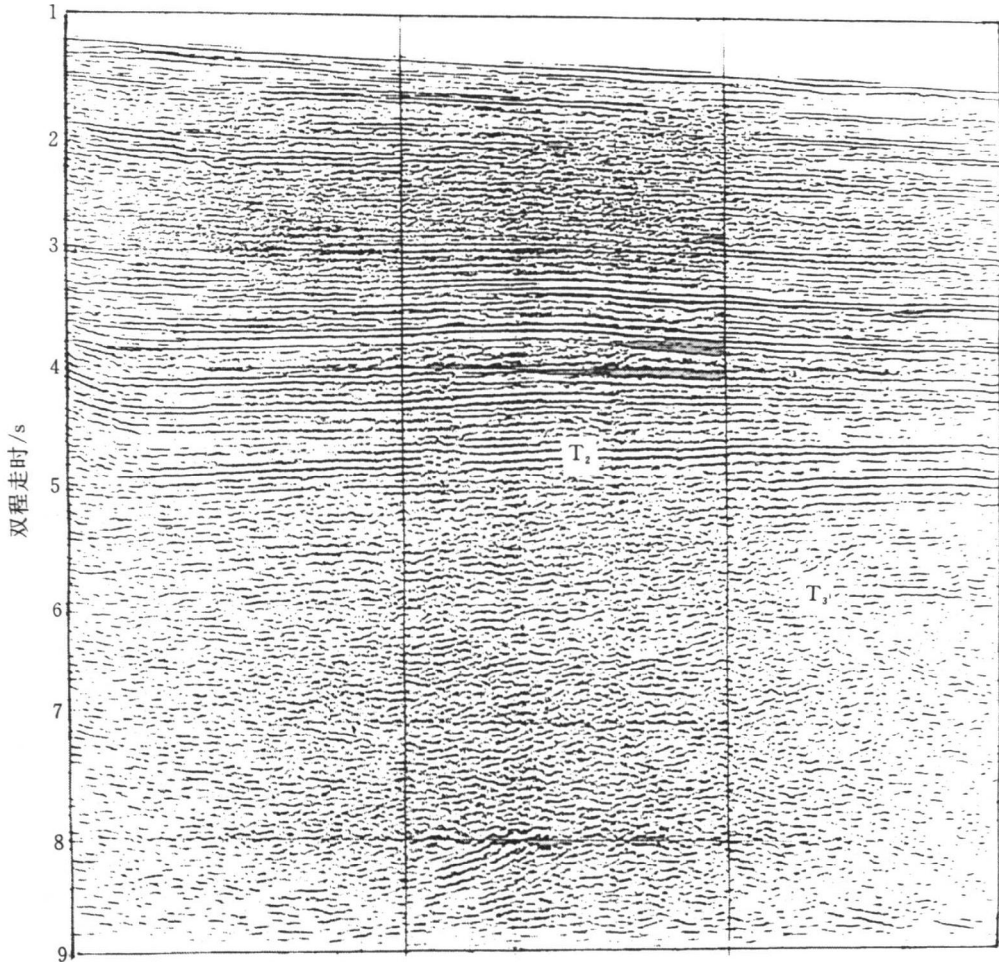


图3 曾母海盆中的地震反射剖面

T₂—中新世顶界面的反射波，T₃—中中新世顶界面之反射
 （新生代的基底反射已超出图面，估计在11 s处，深度达20~25 km）

Fig. 3 The seismic profile in the Zengmu oceanic basin

(The T₂ is the reflection from the top of Miocene, the T₃ is the reflection from the top of middle Miocene. The reflection from the Cenozoic basement goes beyond the map, it is about in the 11 seconds. It reflects that the Cenozoic basement is about at the 25 km depth)

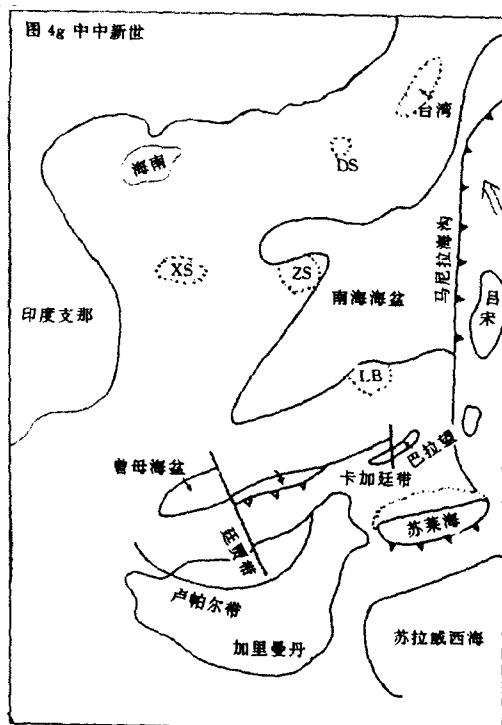
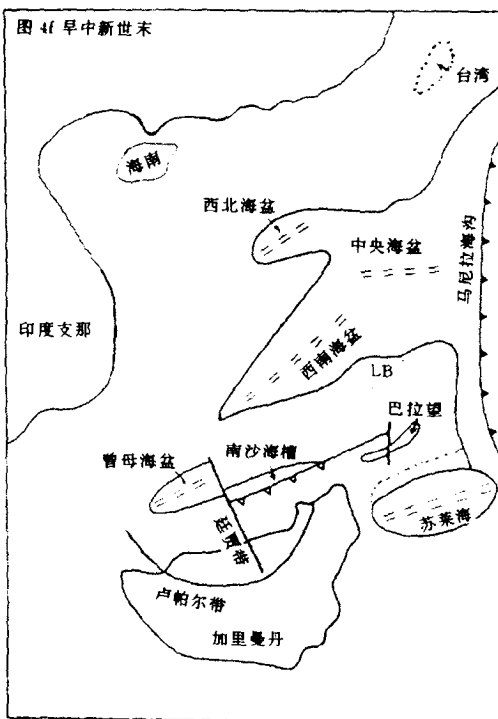
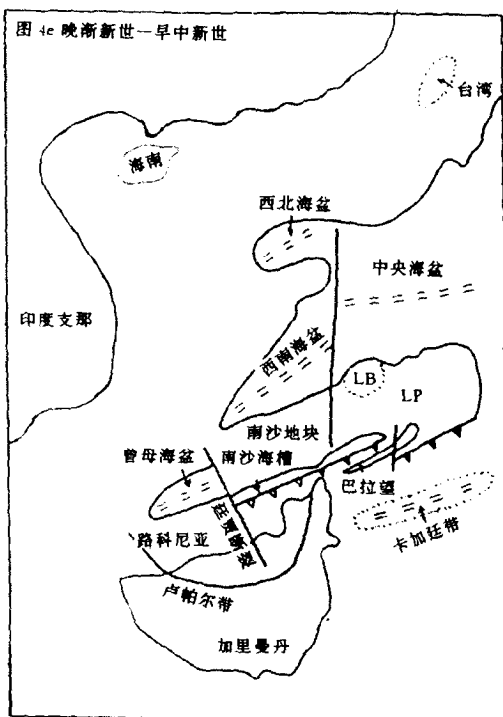


图 4 南海地区在中新生代的构造演化史
 LB—礼乐滩；NP—东北巴拉望岛；LP—礼乐-东北巴拉望地块；DS—东沙群岛；XS—西沙群岛；ZS—中沙群岛

Fig. 4 The tectonic history of the South China Sea area in Cenozoic

42~35 Ma (晚始新世至早渐新世, 姚伯初, 1994)。中央海盆呈长方形, 南北长 900 km, 东西宽 450 km。海盆上分布着一系列东西走向的海山链, 如沿 15°N 分布的黄岩海山链, 东西向长 240 km, 南北向宽 40~60 km, 山体相对海底高差达 4000 m。重力和地磁异常为东西走向, Taylor 和 Hayes (1980, 1983) 在该海盆中鉴别出 5d-11 号磁异常条带, 说明海底的年代为 32~17 Ma, 与我们对比的结果相同 (陈圣源, 1987; 金庆焕, 1989)。

在南沙地块的曾母盆地北部和南康盆地南部 (地理位置大约为 5°~7°N, 110°~111.5°E) 有一个很深的沉积拗陷, 其新生代沉积, 估计最深达 20 km 以上 (图 3)。用重力资料计算, 这里地壳厚度为 25 km 左右, 其火成岩地壳厚约 5 km。所以, 我们推测这里原是一个小洋盆, 其水深在 4000~5000 m 之间, 后来为沉积物所充填, 由于沉积负载压力而使其沉降, 形成一个深拗陷。我们将这个盆地命名为曾母海盆。它应是和西南海盆与西北海盆同时形成的。

4 南海中新生代的构造演化史

已有的地质资料表明, 在中侏罗世至中白垩世时, 中国东部边缘为一活动大陆边缘。在南海地区, 古南海洋壳向西北方向俯冲, 火山弧沿今日台湾、东沙群岛、中沙群岛和万安滩一带分布 (图 4a)。当时路科尼亚、南沙和礼乐-东北巴拉望地块可能联在一起, 为古南海中的一个岛。今日在珠江口盆地和万安盆地钻遇中生代火成岩基底, 即为当时的弧火山岩。在中白垩世末, 路科尼亚、南沙和礼乐地块与北部陆缘发生碰撞, 俯冲停止了 (图 4b)。缝合线在今日北部陆缘的盆坡边界处。在晚白垩世到早古新世期间, 由于造山带岩石圈的拆沉 (delemination), 中国东部大陆边缘发生了一次张性构造运动, 大陆岩石圈向东南方向运动, 在陆缘产生一系列北东向断裂以及地堑半地堑 (图 4c)。此时, 古南海洋壳向东南方位沿加里曼丹北部边缘俯冲, 火山弧位于该岛中部。在晚始新世至早渐新世期间, 由于古南海向东南方向运动, 将北部陆缘拉开, 路科尼亚地块在早渐新世时与加里曼丹岛沿卢帕尔线碰撞缝合, 在其后面由海底扩张形成曾母洋盆, 在南沙地块后面形成西北海盆和西南海盆 (图 4d)。晚渐新世时, 由于印度板块与欧亚板块发生碰撞, 在南海北部产生了又一次张性构造运动, 礼乐-东北巴拉望地块与北部陆缘分离, 向南运动, 在其后面发生海底扩张, 中央海盆开始形成。早中新世时, 南海海底扩张停止, 南海中央海盆产生 (图 4e)。此时, 在苏禄海地区, 发生了弧后扩张, 苏禄海盆开始产生。中中新世末, 礼乐-东北巴拉望地块与加里曼丹-卡加延地块的开始碰撞, 苏禄海的海底扩张停止 (图 4f)。在中中新世期间 (15 Ma) 礼乐-东北巴拉望地块与加里曼丹-卡加延地块的碰撞增强, 引起苏禄海向南俯冲在苏禄脊之下。大约在 10 Ma 时, 这一俯冲停止, 南苏禄海盆已俯冲于苏禄脊之下, 只剩下北部苏禄海盆, 即今日的东南苏禄海盆 (图 4g)。

5 讨论

东南亚地区的构造极其复杂, 它是由冈瓦纳大陆北部边缘在古生代至中生代分裂出一系列微陆块, 逐渐向北漂移。经过从古生代到新生代一系列构造活动, 这些微地块分别发生碰撞和缝合, 形成今日的构造景观。南海地区的构造活动在东南亚地区具有重要地位, 它

在中新生代发生过多海底扩张和板块缝合。特别是在新生代，这里发生过两次海底扩张，伴随有两次板块碰撞和缝合，产生了四个次洋盆。其中曾母洋盆已为晚新生代沉积所充填，形成曾母盆地和北康盆地的一部分。像南海这样的边缘海之海底扩张，受控于周缘大陆地块的构造活动，多次海底扩张和形成多个次海盆，是边缘海海底扩张的一个特征。

南海地区在新生代发生过四次构造运动：第一次发生在晚白垩世至早古新世，构造走向为北东向，运动方向为东南向。这次构造活动是由燕山运动造山带岩石圈之拆沉所引起的。第二次构造运动发生在晚始新世到早渐新世，运动方向与第一次构造运动相同。这次运动是由于印度板块与欧亚板块发生碰撞而使印支地块向东南方向挤出，推动南沙-中沙地块、路科尼亚地块和南沙地块向东南方向运动，其南部的古南海洋壳向加里曼丹-卡加延地块北缘俯冲，在这些地块的后面由海底扩张产生了南海西北海盆、西南海盆和曾母海盆。第三次构造运动发生在晚中新世，它是由从北部陆缘分离出来的礼乐-东北巴拉望地块与加里曼丹-卡加延地块发生碰撞而产生的。第四次构造运动发生在中新世末至上新世初，此时南海地区发生了两次碰撞事件：南部礼乐-东北巴拉望地块与菲律宾板块发生碰撞，对南海南部地区产生挤压；南海北部菲律宾板块的吕宋弧与南海北部陆缘发生碰撞，对北部陆缘产生北西向挤压，形成台湾岛。

参 考 文 献

1. 陈圣源, 1987, 南海磁异常图, 南海地质地球物理图集、广东地图出版社。
2. 冯志强、曾维军, 1988, 珠江口盆地的构造演化与南海之形成, 南海地质研究, No.1, 161~172。
3. 金庆焕、何廉声等, 1989, 南海地质与油气资源, 地质出版社。
4. 姚伯初、王光宇, 1983, 南海海盆的地壳结构, 中国科学, B辑, (2) 177~186。
5. 姚伯初, 1995, 中南-礼乐断裂的特征及其意义, 南海地质研究, No. 7, 1~14。
6. 姚伯初, 1996, 南海海盆新生代的构造演化史, 海洋地质与第四纪地质, Vol. 16, No. 2, 1~13。
7. 曾维军, 1991, 广州-巴拉望地质剖面综合研究, 南海地质研究, No. 3, 39~64。
8. 曾维军, 1992, 广州-巴拉望地质断面, 中国海区及邻域地质地球物理特性, 科学出版社。
9. 曾维军, 1997, 南海区域的上地幔活动特征及印支地幔柱, 南海地质研究, No. 9, 1~19。
10. Achache, J., & Courtillot, V., 1985, A preliminary Upper Tertiary palaeomagnetic pole for the Khorat plateau (Thailand): consequences for the accretion of Indochina against Eurasia. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 73, 147~157.
11. Ali, J. R., & Hall, R., 1995, Evolution of the boundary between the Philippine Sea and Australia: palaeomagnetic evidence from eastern Indonesia. *Tectonophysics*, Vol. 251, 251~275.
12. Audley-Charles, M. G., 1983, Reconstruction of eastern Gondwanaland, *Nature*, Vol. 296, 48~50.
13. Briais, J., Patriat, P., & Tapponnier, P., 1992, Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: implications for the Tertiary of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, B4, 6299~6328.
14. Daly, M. C., Cooper M. A., et al., 1991, Cenozoic plate tectonics and basin evolution in Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 8, 2~21.
15. Faure, M., 1989, Pre-Eocene synmetamorphic structure in the Mindoro-Romblon-Palawan area, west Philippines, and implications for the history of Southeast Asia. *Tectonics*, Vol. 8, No. 5, 963~979.
16. Fuller, M., Haston, R., Lin, J-I., et al., 1991, Tertiary paleomagnetism of regions around the South China Sea. *Journal of SE Asian Earth Sciences*, Vol. 6, 161~184.
17. Gatinsky, Y. G., & Hutchison, C. S., 1987, Cathaysia, Gondwanaland and the Palaeotethys in the evolution of continental Southeast Asia. *Geological Society of Malaysia Bulletin*, Vol. 20, 179~199.

18. Hall, R. , Cenozoic plate tectonic reconstructions of SE Asia, Fraser, A. J. , Matthews S. J. , et al. (eds); *Petroleum Geology of Southeast Asia*, Geological Society Special Publication, No. 126, 11~23, 1997.
19. Hayashi, M. , 1989. The Hydrocarbon Potential and Tectonics of Indochina, *Geol. Soc. Malasia, Bulletin*, 25, 65~78.
20. Hinz, K. , Block, M. , et al. , 1991. Structural Elements of the Sulu Sea, Philippines, *Geological Jb. , A21*, 483~506.
21. Hutchison, C. S. , 1975, Ophiolite in Southeast Asia. *Geol. Soc. America Bull. , Vol. 8*, 797~806.
22. Hutchison, C. S. , 1986, Formation of marginal seas in Southeast Asia by rifting of the Chinese and Australian continental margins and implicatins for the Borneo region. *GEOSEA V Proceedings Vol. 2, Geol. Soc. Malasia, Billetin*20, 201~220.
23. Jacobson, G. , 1970, Gunung Kinabalu, Sabah, Malasia, *Geol. Suru. Malasia Rept. , Vol. 8*, 111.
24. Katili, J. A. , 1978, Past and present geotectonic positon of Sulawesi, Indonesia, *Tectonophysics, Vol. 45*, 289~322.
25. Kudrass, H. R. , & Moller, P. , et al. , 1990, Volcanic rocks and Tertiary carboonates dredged from the Cagayan Ridge, and the southwest Sulu Sea, Philippines-Proc. ODP. Init. Repts. 124, College Station, 93~100.
26. Lee, C. S. , & McCabe, R. , 1986, The Banda-Celebes-Sulu basin; a trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust? *Nature, Vol. 322*, 51~53.
27. Longley, M. I. , 1997, The tectonostratigraphic evolution of SE Asia, Fraser, A. J. , et al. , (eds), *Petroleum Geology of Southeast Asia*, Geological Society Special Publication No. 126, 311~339.
28. Mchinnny, M. W. , Haile, N. S. , and Crawford, A. R. , 1974, Paleomagnetic evidence shows Malay Peninsula was not a part of Gondwanaland, *Nature, Vol. 252*, 641~645.
29. Mubroto, B. , Briden, J. C. , et al. , 1994, Palaeomagnetism of the Balantak ophiolite, Sulawesi, *Earth and Planetary Science Letter, Vol. 125*, 193~209.
30. Parkinson, C. D. , 1991, The petrology structure and geologic history of the metamorphic rocks of central Sulawesi, Indonesia, Phd. Thesis, University of London.
31. Parsons, B. , & Sclater, J. G. , 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *Journal of Geophysical Research, Vol. 82*, 803~827.
32. Rangin, C. , Joliver, L. , & Pubeilier, M. , 1990, A simple model for the tectonic evolution of Southeast Asia and Indonesia region for the past 43 Ma, *Bulletin de la societe geologique de France, Vol. 8*, 889~905.
33. Ridd, M. F. , 1980, Possible Palaeozoic drift of SE Asia and Triassic collision with China, *Journal of the Geological Society, London, Vol. 137*, 635~640.
34. Tapponnier, P. , & Asmijo, R. , 1986, On the Mechanism of collision between India and Asia. In: Coward, M. P. , & Ries, A. C. , (eds) *Collision Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, 19, 115~157.
35. Taylor, B. , & Hayes, D. E. , 1983, Origin and history of the South China Sea Basin, In; D. E. Hayes (eds): *Tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands, part 2, Am. Geophys. Union, Geophysical Monograph*, 27, 23~56.
36. Weissel, J. K. , Evidence for Eocene oceanic crust in the Celebes Basin, In; Hayes, D. E. (eds) *The Tectonic and Geologic Evolution of South-east Asia Sea and Islands*, American Geophysical Union Monograph, Vol. 23, 37~48, 1980.
37. Wensink, H. , Huson, W. J. , et al. , 1989, *Palaeomagnetism of Cretaceous sediments from Misool, northeastern Indonesia*, *Netherlands Journal of Sea Research, Vol. 24*, 287~301.
38. Tjia, H. D. , 1974, Sense of tectonic trasport in intensively deformed Trusmadi and Crocker sediemnts, Ranau-Tenompok area, Sabah, *Sains Malaysiana, Vol. 3*, 129~161.
39. Tongkul, F. , 1990, Structure style and tectonics of Western and Northern Sabah, *Geol. Malaysia, Bulletin* 27, 227~239.

THE GEOLOGICAL TECTONIC CHARACTERISTICS IN SE ASIA AREA AND CENOZOIC TECTONIC HISTORY IN THE SOUTH CHINA SEA

Yao Bochu

Guangzhou Marine Geological Survey, Ministry of Land and Resources, P. R. China,
Guangzhou, 510075

Abstract

The SE Asia area is the one of the complexest areas in tectonic. It is consisted of a lot of micro plates came from northern margin of Gondwanaland, volcanic arcs, and accretionary prisms, finally collided and sutured together through a series of tectonic movements from Paleozoic to Cenozoic. There the micro continental plates came from the Gondwanaland margin, the volcanic arcs and accretionary prisms were formed on the period of the micro continental plates were moving northwards. The Indochina block and South China block have collided and sutured together in early Mesozoic, and formed the northern margin of proto-South China Sea Basin. In the South China Sea area there have four tectonic events in Cenozoic, and have happened two times of rifting and break-up of continental blocks and seafloor spreading, four sub-oceanic basins were formed in that time. The sub-oceanic basins are NW basin, SW basin, Zengmu basin and Central basin. After the four tectonic events and two times of seafloor spreading, the tectonic regime which today shows was formed in the South China Sea area. We believe that the multi-seafloor spreading ridges and multi-time of seafloor spreading are controlled by the moving forms (translation and rotation) of surrounding continental blocks. Therefore, this is the important character for the marginal seas.

Key words: micro-continental block, seafloor spreading, break-up of continental block, collision, suture

南极布兰斯菲尔德海峡 11.25 万年来 气候演变初探

吴能友^① 段威武 钟和贤 李华梅 姚伯初

摘 要 南极布兰斯菲尔德海峡 PC10 岩心代表了 112.5 ka B. P. 以来的沉积记录。通过硅藻、氧同位素和磁组构参数的定量分析,表明沉积记录对气候变化的反应十分敏感。岩心包含了氧同位素 1~5 期,古气候演变史大致可分为 12 个带:末次间冰期的暖高峰期(112.5~106.4 ka B. P.)、第一冷期(106.4~101 ka B. P.)、第一暖期(101~92 ka B. P.)、第二冷期(92~84 ka B. P.)和第二暖期(84~75 ka B. P.),末次冰期的早冰期(75~59 ka B. P.)、间冰期(59~24 ka B. P.)、晚冰期(24~14 ka B. P.)、波林-阿洛德(Bolling-Allerod)暖期(14~12 ka B. P.)和新仙女木(Younger Dryas)冰期(12~10 ka B. P.),冰后期的温暖期(10~2.4 ka B. P.)和 2320 a B. P. 左右的寒冷气候事件。该 12 个古气候带与全球晚更新世以来的气候变化情况基本一致。

关键词 南极 硅藻 氧同位素 磁组构 古气候

1 前言

南极在全球气候演化系统中占居着极其重要的地位,其冰盖的推进和消融直接影响着全球海洋与大气圈热能的交换,关系到海平面的升降。近年来,南极古气候古环境研究方兴未艾,众多学者通过南极南大洋冰心、湖泊和海洋沉积物岩心的研究,探讨南极地区晚第四纪以来的古气候演变史,取得了明显的成效(Clark et al., 1979; Lorius et al., 1985, 1988; Lowell et al., 1995; Jouzel et al., 1987; 陆钧, 1997; 侯红明等, 1997; 陈毓蔚等, 1997; 段威武等, 1995, 1997; 吴时国等, 1998; 吴能友等, 1988)。布兰斯菲尔德海峡位于南极半岛西北海域,是一个活动的弧后扩张盆地,形成于 400 万年前(Anderson, 1989)。本文利用 1990/1991 年中国第七次南极考察时“海洋四号”船在布兰斯菲尔德海峡采集的大型重力活塞岩心 PC10 (57°29.902'W, 62°17.083'S);水深:2000 m;柱长:753.5 cm),通过硅藻、氧同位素和磁性组构参数的定量分析,探讨 11.25 万年以来南极布兰斯菲尔德海峡古气候演变的旋回性。

^① 第一作者简介 吴能友,男,1965 年生,高级工程师。1991 年毕业于浙江大学地球科学系构造地质专业,获硕士学位,现为中国科学院广州地球化学研究所第四纪地球化学专业在职博士研究生,主要从事构造地质和第四纪沉积研究。

2 沉积物特征与年代

PC10 岩心以粒径小于 0.063 mm 的细粒沉积物为主, 岩性为硅质软泥和硅质泥粉砂, 其成分由硅质生物、陆源碎屑和火山物质组成, 粒径大于 0.063 mm 的碎屑成分具矿物种类少、组合类型简单的特点, 其中以长石、火山玻璃及岩屑为主, 次为辉石、角闪石、磁铁矿和石英。据粒度和岩性的变化, PC10 岩心未发现特别的沉积间断, 相对沉积连续性较好, 自上而下可划分为 10 层(图 1), 其矿物组合、微体生物群、沉积地球化学随深度变化都具有特定的分布组合特征(段威武等, 1995)。各层沉积物特征描述如下:

(1) 0~10.5 cm, 灰黄色硅质泥粉砂。沉积物中硅质生物(硅藻壳)约占 30%, 碎屑矿物含量 > 15%。

(2) 10.5~107 cm, 灰黄色粉砂质硅质软泥, 中、上部夹粉砂团块。多处发育暗黑色条带和色斑, 其中 25~28 cm, 52~55 cm 暗黑色条带连续性好。沉积物中硅质生物约占 35%~42%, 碎屑矿物含量 8%~20%。

(3) 107~118 cm, 灰黑色砂质粉砂, 顶部为厚 3.5 cm 的泥质粉砂。成分中碎屑矿物含量 > 16%, 火山玻璃 4%。

(4) 118~391 cm, 灰黄色-灰色粉砂质硅质软泥。零星见暗黑色色斑(有机质)和粉砂团块(火山碎屑)。成分中硅质生物含量为 30%~40%, 碎屑矿物含量 < 20%, 火山玻璃 1%~3%。

(5) 391~488.5 cm, 灰黄色硅质泥粉砂, 粉砂含量由上而下逐渐增多, 至 440 cm 处最多。见有较大黑色色斑, 底部暗色条带发育。

(6) 488.5~516.5 cm, 488.5~512 cm 灰-深灰色粉砂质砂和灰黄色泥粉砂组成韵律层。沉积物粒度自上而下逐渐变粗, 层理变密, 呈明显递变层理特征。成分中碎屑矿物含量 > 20% 最高达 58%, 火山玻璃占 6%。512~516.5 cm 为一灰黑色中-粗砂, 分选差, 与下伏层呈突变接触, 底面不平, 具侵蚀痕。

(7) 516.5~588.5 cm, 516.5~574 cm 为灰黄色与深灰色硅质泥粉砂呈不等互层, 分选极差, 含砂, 灰黄色泥粉砂中夹较黑色的色斑和极细条带。浅色层顶部与深色层底部之间颜色呈渐变关系, 但深色层顶部和浅色层底部之间颜色似呈突变接触。沉积物中硅质生物含量 > 50%, 碎屑矿物 < 10%。574~588.5 cm 为黄灰色砂质泥, 上部夹黑色条带; 下部有较多黑色色斑。

(8) 588.5~678 cm, 灰黄色与灰黑色粉砂质硅质软泥组成不等厚互层。浅色层中发育较多暗色色斑。沉积物中硅质生物含量 > 40%, 碎屑矿物占 9%~18%。

(9) 678~687 cm, 黄灰色硅质泥粉砂与较深色粉砂泥组成极薄韵律层, 共有 6 个, 最顶部为厚 2~2.5 cm 泥粉砂层。见虫管构造, 切穿层面, 虫管中充填泥粉砂。

(10) 678~753.5 cm, 粉砂质硅质软泥。上部杂色, 见有暗色色斑和虫管; 下部颜色深灰色, 块状构造。沉积物中硅质生物含量一般 > 40% 最高达 75%, 碎屑矿物含量为 9%~30%。

为了准确确定岩心的时代, 本文结合沉积物成分等纵向变化资料, 运用热释光和铀系法对 10 个层位的沉积物进行测年(表 1)。岩心底界年龄由铀系法测年数据控制, 约为 112.5

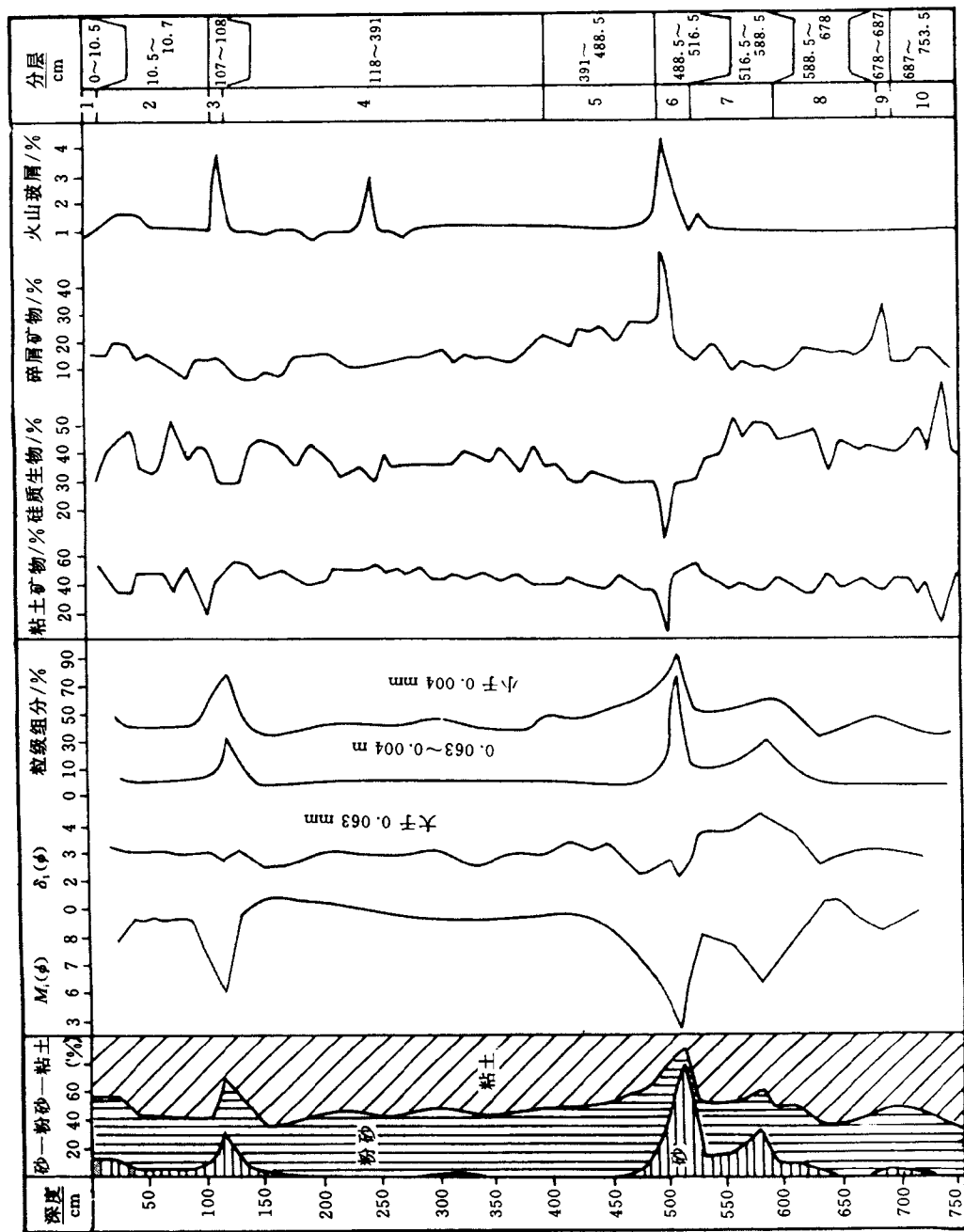


图 1 PC10 岩心沉积物粒度、物质成分参数和岩性分层图

Fig. 1 Sediment grain sizes, mineral composition and lithological units of core PC10

ka B. P. ,说明 PC10 岩心揭示了布兰斯菲尔德海峡约 112.5 ka B. P. 以来的沉积,时代属晚更新世至全新世。值得注意的是岩心顶界年龄,缺乏具体的测年数据控制,但据林澄清等(1989)和岳云章(1989)研究,南极半岛西北海域表层沉积物年龄变化范围为 2100~7200 a B. P. ,表明区内现代底流侵蚀作用不是太强,综合区内现代海洋学背景和地形特征分析认为,岩心表层年龄应 < 2100 a B. P. 。岩心自下而上,第一砂层(516.5~490 cm)底界年龄为 76.0 ± 5.4 ka B. P. ,推测属南大洋末次间冰期晚暖期沉积(Cooke et al., 1982; 陈文斌, 1989);第二砂层(118~107 cm)的年龄为 13.2 ± 1.0 ka B. P. ,大致相当于南大洋冰期盛期后的沉积(Cooke et al., 1982 陈文斌, 1989)。结合硅藻和有孔虫尸体群分析以及粘土矿物和微量元素纵向变化情况(段威武等, 1995),将 95 cm 沉积物年龄解释为 10.0 ka B. P. ,即上更新统与全新统分界。

表 1 PC10 岩心测年结果

Table 1 Dating results of core PC10 by different methods

样品深度/cm	岩性	热释光测年 ^① ka B. P.	铀系法测年 ^② ka B. P.
60~48.5	粉砂质硅质软泥		7.7
118~107	砂质粉砂	13.2 ± 1.0	
230~220	粉砂质硅质软泥		33.7
410~400	硅质软泥		61.0
516~512	中-粗砂	76.0 ± 5.4	
530~520	粉砂质硅质软泥		79.2
586~577	砂质粘土	83.76 ± 6.7	
610~600	粉砂质硅质软泥		91.3
710~700	粉砂质硅质软泥		106.4
750~740	粉砂质硅质软泥		112.5

注:热释光和铀系法测试物质为全岩。中国科学院广州地球化学研究所;中国科学院南海海洋研究所。

3 硅藻记录

硅藻是喜冷性浮游植物群,生活在海洋 200 m 以上的透光带,对温度的变化反应十分敏感:当气候变冷时,其个体数、属种数增多;而气候变暖时,情况则相反(陆钧, 1997)。然而,硅藻植物群中也有相对喜冷和喜暖的属种。据 Burckle et al. (1983, 1987, 1988)、Smith et al. (1983) 研究, *Eucampia balaustium* (= *E. antarctica*) 为南极浅海冰栖种,常与近岸海冰伴生,由于筏冰或海流的搬运,也常见于较开放的深海区,尤其在气候趋冷的冰期,由于海冰覆盖面的增大,常形成一些“假浅海”环境,以致该种在外海的丰度相对增高,即 *E. balaustium* 的丰度随气候变化而改变,冰期丰度高,间冰期丰度相对低;而 *Nitzschia kerguelensis* 为环极地特征种,最适宜水温 0~8 C (Joeques, 1983; Burckle et al., 1987),其丰度向南极大陆方向递减,被认为相对喜暖种。在南极浅海及深海环境中,冰栖种 *E. balaustium* 和相对喜暖种 *N. kerguelensis* 常为硅藻植物群的优势种。因此, *E.*