

# 琉球岛弧及东海盆地的构造演化

谢庆道 彭阜南

(国家海洋局第二海洋研究所)

## 摘 要

本文主要论述东海海盆及琉球岛弧的成因机制和演化历史,文中根据实际资料提出了地质演化格局,并用所取得的重力、磁力和水深剖面资料,初步分析了东海海盆至琉球海沟的深部地质构造。

## 一、前 言

自上更新世以后,冲绳海槽张裂,成为琉球岛弧的弧后盆地,该岛弧系属于太平洋板块与欧亚板块碰撞的敛合边界,地处太平洋西部边界的中段。在东海盆地的四周,其西沿,即和我国的江苏、浙江、福建接界的地方,构造型式更为复杂。根据前人的资料<sup>[1-10]</sup>,以及近年在东海盆地、琉球海沟调查的成果,综合分析研究,对琉球岛弧及东海盆地的大地构造演化问题,提出了一些初步看法(见图1)。

### 1. 我国东南沿海褶皱系

包括浙江、福建及广东,属于华力西褶皱系,部分属于中生代褶皱系。以前泥盆纪(或可能为前震旦纪)变质杂岩为基底的古期构造,由于后期的构造运动而被破坏,并被侏罗纪陆相火山岩系所掩盖而不清楚。古期构造特征为加里东线状致密褶皱,有区域变质,部分被花岗岩侵入。

晚侏罗系至白垩系,地壳运动的强度愈来愈大,不同厚度和不同性质的红层——红色砂岩、砾岩遍布本区的大部分地方,华南的花岗岩体大部分于此期生成。

第三纪以来的地壳运动性质如前一样,有许多陆相砂砾岩、砂泥岩层生成。第四纪时,还有玄武岩(嵊县)喷发,新构造运动显著,表现有3—5级的沿海阶地,而且福建与广东沿海的地震较多<sup>[3,11,12]</sup>。

本褶皱带的东部边缘是第三系、第四系的沉陷带,该带作北北东向,此后并分别与台湾褶皱带及东海中部褶皱带分离。

### 2. 台湾褶皱带

包括台湾岛及其附近小岛和邻近的东海及太平洋区,它是目前正在形成中的地槽褶皱区。在晚更新世,作北北东向的台湾山脉形成并发生区域褶皱。在台湾构造运动时,在台东山脉、

台东纵谷大断层以及阿里山均有一系列迭瓦状逆断层形成。第四纪以来,台湾岛的差异运动很显著,台湾山脉上升而其附近海底下降,直到现在,台湾东部边缘的强烈地震经常发生<sup>[12,13]</sup>。

应该注意的是台湾岛弧向西突出而与西太平洋诸岛弧向东突出者不同<sup>[14]</sup>。

### 3. 琉球岛弧

包括由北从日本九州南至我国台湾向东凸出的岛弧系北段的 3 个变质带:内带为高温低压变质带,中带为绿色片岩相,外带为中温中压变质带,宫古洼地以南为单弧<sup>[14,15]</sup>。值得注意的是:我国台湾、日本和琉球的新构造运动强烈,有 4—5 级沿海阶地,从阶地的高程差,可见东海断块上升幅度不等<sup>[14]</sup>。

### 4. 东海西岸深大断裂

1) 台湾纵谷大断裂(超岩石圈断裂)为一左旋剪性断裂,是西太平洋岛弧系中的深断裂带中的一部分,但不同于西太平洋岛弧系中的毕乌夫压性带,这一点对东海盆地构造演化相当重要。

2) 郯城、庐江、依通、抚远大断裂为一岩石圈断裂,长达 2,400 公里,其特征:(1)断裂每段力学性质不同;(2)中段中生代及新生代为左旋剪性,但到现代,据地震机制分析则为右旋剪性;(3)依通林区一段为张性地堑式;(4)山东北部的中段为压剪性及(5)断裂的南端变为压性,且断裂深度较浅。

3) 中国东南沿海断裂属地壳断裂,沿浙粤沿岸延伸,发育的早期阶段为压性,晚期变为张性,足以证明在其发展过程中应力条件的转变。

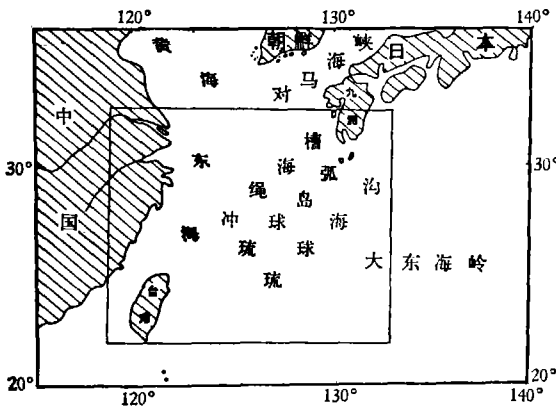


图 1 研究海区示意图

## 二、地球物理资料及其深部构造分析

### 1. 东海陆架区

地质构造上属陆缘块断沉降区(图 6),海底地形平坦。

1) 水深一般小于 200 米,地形平坦。

2) 重力场出现布格异常与自由空间异常变化趋势相一致的现象,为梯度平缓的正异常,其值约 0—40 毫伽,在此地带的中部出现小的重力梯度带。

3) 磁力场出现两种情况:自10号点以西为异常梯度大而波长较短的正负异常带,幅值为100—120伽玛,视磁化强度为 $400-600 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ ,一般磁性体埋深约2公里,从10—48号点,则梯度小,波长较长的宽缓正异常带,其幅值约100—150伽玛,磁性体埋深约6.7—9.8公里。

本地带莫霍面深度约30公里(图3),属大陆型地壳。从大地构造角度来看,属大陆边缘块断拗陷区性质。这说明东海陆缘块断沉降区除有很厚的沉积盖层底下有花岗岩的反映之外,同时也表明该沉积区的中部有局部的隆起。这与航磁测量及地质部的综合物探成果对比分析,认为东海西部拗陷带的深部构造作用有明显的差异性,证明东海西部地区存在块断作用。

## 2. 东海中部褶皱区

1) 向东水深逐渐加深,约达200米,其东进入冲绳海槽西坡,海底变陡,在地貌上形成东海大陆坡地段。

2) 重力出现一个明显的梯度带。布格正异常幅度达60—120毫伽;自由空间异常出现相反的变化趋势,幅为40—60毫伽。

3) 磁力异常出现周期性变化的正异常,次级迭加异常发育,梯度一般为5—8伽玛/公里,异常强度约100—200伽玛。磁性体埋深约2.6公里,视磁化强度为 $400 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ 。

由此可见,造成本区重、磁变化的一个重要原因是由于该地段向东莫霍面逐渐抬升的结果,伴随着花岗岩的侵入,地壳厚度约25—30公里,属陆壳性质。自此向东,则向洋壳性质过渡。也就是说,东海盆地以此带东侧为划分点,划分为东、西两个一级大地构造单元。

## 3. 冲绳海槽地区

1) 最大水深达2,700米,而图2中穿越的最大水深为1,900米。海底多小海山,地形变化复杂。

2) 布格正异常高达160毫伽,有迭加现象,波短而有起伏,并与海底山相对应。自由空间异常为40—60毫伽。

3) 磁异常出现锯齿状跳跃式变化的正负异常,梯度较大,强度达150—300伽玛左右,次级异常发育,磁性体埋深一般已露出在海底之上,视磁化强度为 $500 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ ,但在局部地区达 $1,500 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ 。

冲绳海槽地区的地壳厚度为18公里<sup>[16]</sup>,其布格异常迭加现象是海底山的反映。从自由空间异常变化值来看,冲绳海槽至今仍处于不均衡状态。其均衡异常值达98.6毫伽,这说明该地区地壳正处在强烈的构造运动作用中。有强烈的中酸性喷发岩——英安岩的反映,但67号点附近可能有基性的玄武岩浆沿深大断裂上涌。这些现象,证明了冲绳海槽深部构造活动强烈,正处在张裂活动中。它的地壳结构较薄,已接近洋壳性质。

## 4. 琉球岛弧地区

这一地区可分为二带,内带的自由空间异常为0—30毫伽,外带的自由空间异常为0—75毫伽。视磁化强度为 $530 \times 10^{-6}\text{CGSM}$ ,这可能是出露在久米岛上的安山岩的反映。此处布格异常出现一个很大的马鞍形,即从+100毫伽下降到0,而从0又回升到+150毫伽。看来,这是琉球岛弧附近莫霍面的巨大起伏所造成的。

由冲绳海槽的地壳厚度的18公里,到琉球群岛,其厚度加大到31公里以上,再往东,莫霍

面迅速抬升,至琉球海沟附近,地壳厚度只有 10 公里左右,这与上述的重力布格异常变化完全是对应的。此区在磁力异常上反映出宽缓低幅度的正异常,强度为几十到 100 伽玛,这可能是其附近岩体的磁性较弱,而基底埋深较大(2.2 公里)的关系。

测线经过琉球海沟时,自由空间异常下降到-100 毫伽左右,而布格异常竟达+380 毫伽左右。点号 122 附近的梯度最大,约达 5.14 毫伽/公里。磁异常为宽缓低幅值的正异常,强度为 170—250 伽玛左右。梯度在 10 伽玛/公里左右,视磁化强度约  $400-700 \times 10^{-6} \text{CGSM}$  左右,计算得磁性体埋于海沟底下 1—2 公里附近。自点号 160 以东地区,进入大东海岭群,属太平洋板块性质。

从上述剖面的重、磁、水深特征来看,存在两个明显的重力梯度带:一为冲绳海槽重力梯度带,属于过渡性地壳;二为琉球海沟重力梯度带,属于海洋性地壳。这两个梯度带把本区从地质构造上划分为三个大地构造性质显然不同的构造单元。自西至东为中国大陆陆缘褶皱区、琉球群岛沟弧盆系、太平洋板块构造区。这三个构造区的具体性质及其划分,见图 6 所示。

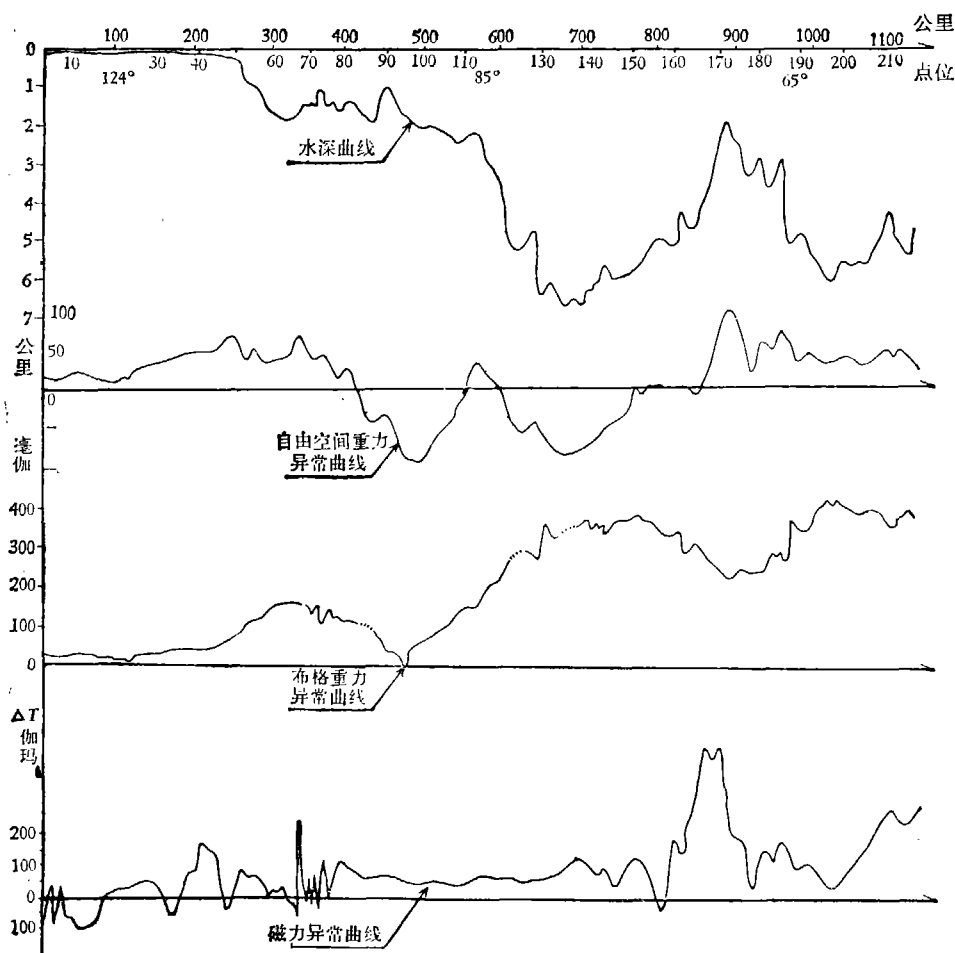


图2 大陈-北大东重、磁、水深综合剖面图

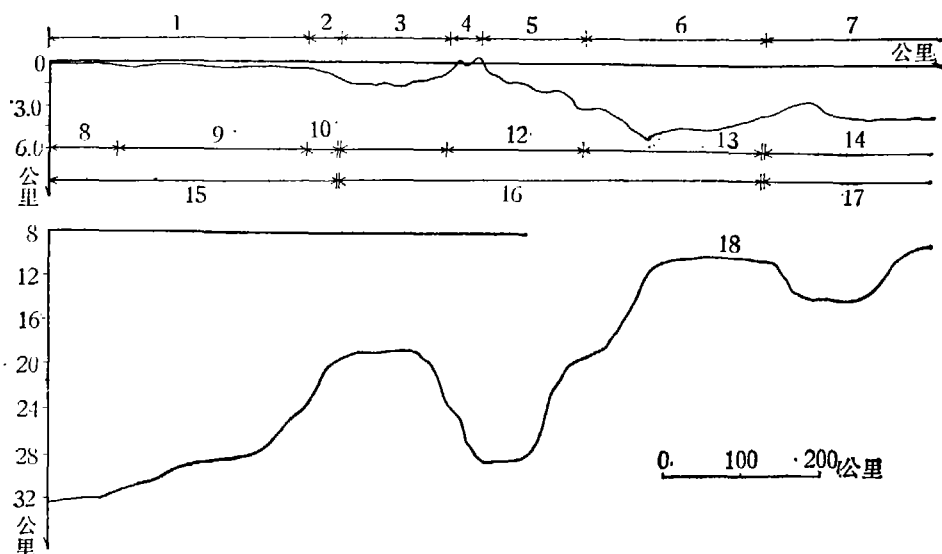


图3 东海至琉球海沟莫霍面及地形剖面图

(1.东海陆架, 2.东海陆坡, 3.冲绳海槽, 4.琉球岛弧, 5.琉球岛坡, 6.琉球海沟, 7.太平洋底, 8.浙闽褶皱区, 9.东海块断沉降区, 10.东海中部褶皱区, 11.冲绳海槽张裂区, 12.琉球岛弧褶皱区, 13.琉球海沟凹陷区, 14.太平洋板块, 15.中国大陆陆缘褶皱区, 16.琉球岛弧板块缝合带; 17.太平洋板块, 18.莫霍面, 横坐标距离与图2相同)

### 三、东海、琉球及台湾构造演化历史及成因机理

#### 1. 演化历史

从上述大量的工作来看,东海、台湾以及东南沿海的地质构造是互相牵制、互相关联的整体。尤其在印支运动以后,本地区地壳活动性再度增强。自燕山运动以来,岩浆活动显著,在大地构造上形成独特的环太平洋构造带。此时的东海、琉球和台湾地区都受到严重的影响,东海与其相邻的西缘大陆发生差异运动而强烈下陷,块断构造发育。该盆地自第三纪早期以后,接受大量的陆源沉积物,形成巨厚的(5,000—9,000米)陆相和海陆交互相的碎屑沉积物(这已由地震测量、声学测量和磁力测量资料所揭示),说明了东海的沉积环境是受东海构造因素的严格控制的。

喜山运动使东海的面貌进一步发生变化,此时台湾由于前缘菲律宾板块阻挡受压,使其原来的巨厚沉积物发生形变而上升<sup>[17]</sup>,因而台湾的构造以其上冲压剪性断裂为其特征,从演化的角度来看,台湾省与中国大陆曾两度相连<sup>[3]</sup>。

喜山运动以后,东海西域进一步接受沉积,由于该区地壳受到额外的、长期的附加荷载作用,使其发生柔性变形而作稳定的下沉,同时伴随深大断裂的发生,则第三纪以后的沉积层受到轻微的变形或断裂。东海盆地地壳自上新世以后,随着欧亚板块继续向东推移,亦即欧亚板块向东移动力 $F_E$ 大于太平洋板块向西推压的作用力 $F_P$ (图5),势必促使东海东缘进一步东移,导致东海盆地的地壳受到拉张作用,这个拉张的地质效应结果使东海东部地壳变薄,地幔界面上升,这些拉张性质的海盆沉积变形,已从冲绳海槽的构造地貌特征——槽底裂谷、松散沉积物的错动、火山活动和近北东向的小海山等所证实。冲绳海槽还具有高的地热流量<sup>[18]</sup>,频

繁的火山和地震活动,重力布格异常增大,磁力场变化幅度大,显示出磁性基底接近海底或露出海底等。

我们认为欧亚板块东移时,其底部必然受到地幔物质的反作用,而板块底部所受的阻力也不一样,尤其是其前缘的中心部分的运动速度较快,当后面的块体运移速度跟不上而受到拉张,使其后的地壳拉薄或块断下陷成为海槽,其前缘则成为岛弧。这与滑坡体前缘形成弧形的鼓丘构造是同一个道理。这不但在东海盆地显示拉张的构造现象,而且欧亚板块上的贝加尔湖地堑<sup>[19,20]</sup>,郯庐深大断裂等张性断陷和断裂,都是由此方式产生的。

从冲绳海槽的构造活动性质来看,它的拉张作用也是南北异相的。地形上北高南低,地热流量北低南高(北部热流量一般为 1.5 HFU,而南部高达 8.95 HFU<sup>[48]</sup>)。在岩石学特征上,海槽北部地区有玄武岩的喷发,从磁力剖面上看(图 2),海槽中磁异常的强烈变化,也可能是基性岩的某种象征;从冲绳海槽中所取的沉积样品的分析结果可知, C<sup>14</sup> 年龄在 2,870—3,150 年之间。在冲绳海槽中 26°30'N 处调查时,曾采集到较多的火山岩碎块,分布广而且在柱状样中也有,经鉴定,主要是中酸性火山玻璃和酸性浮岩。同时从这些特点看来,冲绳海槽张裂的时间是北部早于南部,从现有资料分析,北部的张裂可能发生于第三纪末的上新世,而南部则很可能早于第四纪早期的上更新世。

东海盆地、琉球群岛及东海沿海褶皱带清晰的构造轮廓由北北东—南南西和北东—南西的构造走向线所决定。在这两个构造的基底,则另有近东西向较古老的构造。这说明:(1)东海、琉球和大陆的力场并不是一成不变的,它明显地从近南北向转化为近东西向;(2)应力性质上也在转化,从北部的张力向南逐渐转化为压应力或压剪应力。这不但在大陆有所表征,例如郯庐大断裂,从伊通的张裂地堑、到山东境内就转化为剪性断层,到安徽、江西,则表现为压性断裂<sup>9</sup>。中国东部的应力状态,基本上是北部受张、南部受压,东部受张而西部受压的状态。从海区来看也不例外:从东海大断裂的现有资料分析,其北部是正断层性质,而南部到台湾则表现为压性冲断层或压剪断裂,冲绳海槽位于台湾的东北部,其构造性质也是拉张性质。由此看来,东海盆地的构造特征是以台湾北端为支点,北部海域受张应力作用。不但东海如此,从整个西太平洋板块敛合边界基本上都显现这种构造特征。北部的鄂霍次克海到日本海和东海,其弧后盆地的形成时间都是北早于南;从张裂程度上都是北大于南。

作者研究了浙闽沿海新构造运动的一些实例,并与香港、我国台湾和琉球、日本各地的海岸变化活动作初步的对比后,发现上述四个地区与浙闽一带的新构造运动的升降幅度存在明显的差异。总的来说,东海盆地的东部边缘的上升幅度大于西部边缘。例如现在和全新世期间,香港、琉球、日本和我国台湾及浙闽沿海都有类似的两级阶地上升,但是我国台湾和日本的上升幅度大于我国浙闽的上升幅度。中更新世也都有上升的记录:香港海蚀阶地上升 40 米,福建海蚀阶地上升了 35—45 米。而我国台湾和琉球石灰岩的堆积海退记录表明,台湾海峡再度成为陆桥,此时日本的根室海积阶地则上升了 100 米,而我国福建赤石层堆积的层理向西南倾斜。这证明福建的地壳升降幅度也显出东大西小。这些现象,说明东海盆地自第三纪晚期或第四纪以来,地壳的垂直运动幅度是东大于西,成为一种上挠运动。所有这些,说明东海盆地构造不但具有北张南压的特征,而且还显示出有向东上冲的构造运动性质。

1) 中国地质科学院地质矿产所大地构造组,中国大地构造基本轮廓,地质矿产研究,1978 年,第一期,1—19 页。

## 2. 构造演化机理

琉球和东海盆地复杂的地壳构造, 恰好说明弧后盆地或陆缘海的成因机制是多种多样的。

- 1) 冲绳海槽具有独特的张裂特征;
- 2) 东海西部陆缘块断沉降带具有深大断裂性质;
- 3) 琉球群岛北部具有双列岛弧, 而南部具有单列岛弧的特有性质;
- 4) 台湾具有压剪构造的特征;
- 5) 东海盆地周边具有东挠西沉的特点。

基于上述实际地壳特征, 作者初步提出构造演化机制模式(图 4 和图 5)。

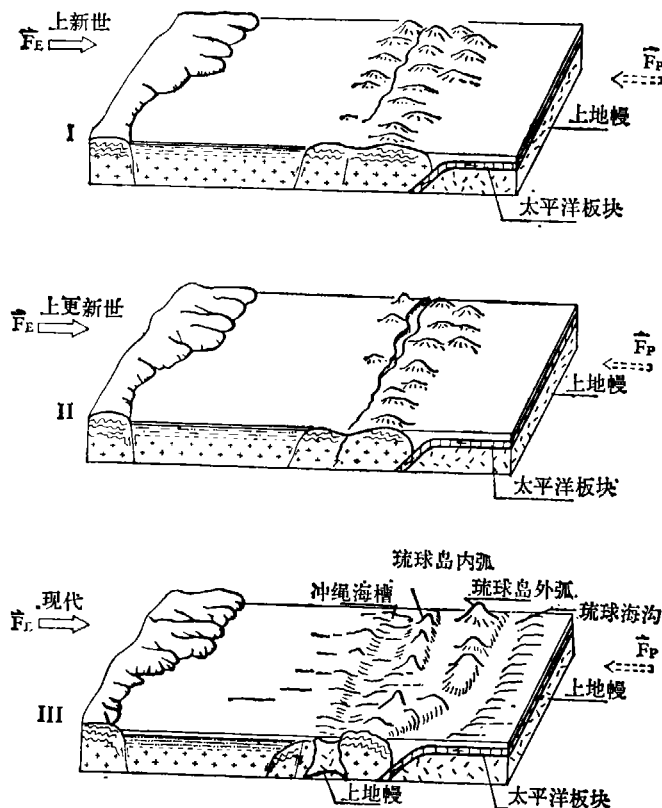


图 4 东海盆地演化示意图

图 5 中 A 是东海海区地壳结构应力分布图, 表示台湾上端处于应力方向转换处, 即图中的 0 点, 0 点的北部受张应力, 而 0 点南部受压应力, 这是附合东海海区应力分布实际情况的。图 5 中 B 表示在东海中部褶皱带边界与琉球群岛褶皱带边界原来相接近的示意图, 后来由于受 A 中应力分布的长期作用下, 使琉球群岛向东推移至现在位置, 这时 0 点北部拉张而成冲绳海槽(图 5 中 C)。海槽由于应力分布的不均匀, 显然出现北部先张, 然后才是南部张裂。由于海槽北部发育较早, 长时间的持续拉张作用, 迫使琉球群岛本身进一步拉张而成为双弧结构; 琉球岛弧的继续东移与太平洋板块敛合, 琉球岛便沿上盘仰冲。太平洋板块向琉球岛弧内侧下插, 这可从琉球群岛及其附近的地震分布资料中得到证明。而 0 点以南的台湾恰恰相反, 它受

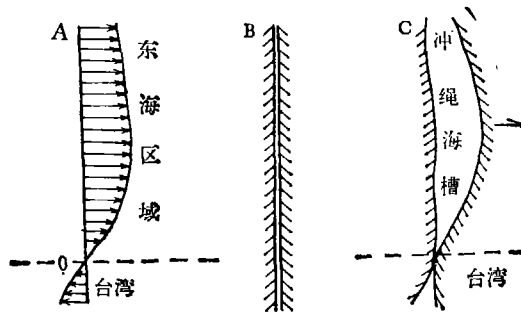


图5 东海—琉球构造演化机制图

到压剪作用,原来的边界相对地向西推压,首先从台湾的中部褶皱隆起.此时台湾的东西两侧拗陷成沟,而压应力继续作用,其东西两侧的新生代沉积物受压变形继续上升,便成为现今的台湾构造轮廓.

### 3. 琉球及东海盆地大地构造单元的初步划分

琉球及东海盆地大地构造单元作如下划分(图6):

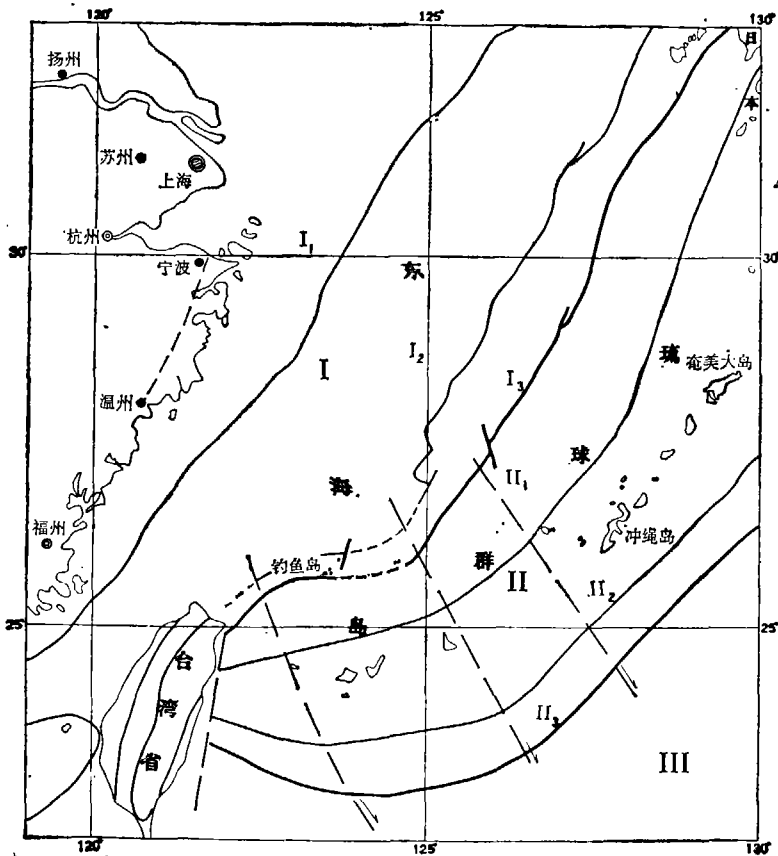


图6 东海盆地与琉球岛弧构造区划

(说明见正文)

## I. 中国大陆陆缘褶皱带:

I<sub>1</sub>. 浙闽褶皱区,I<sub>2</sub>. 陆缘块断沉降区,I<sub>3</sub>. 台湾—东海中部褶皱区.

## II. 琉球岛弧板块敛合带:

II<sub>1</sub>. 冲绳海槽弧后张裂盆地区,II<sub>2</sub>. 琉球岛弧褶皱区,II<sub>3</sub>. 琉球海沟板块敛合区.

## III. 太平洋板块.

上述两个一级构造单元具有各自特有的构造型相、演化历史、地壳性质和力学机制. 对于中国大陆陆缘褶皱带来说, 它们的共同点是具有大陆型的地壳, 厚度达 30—40 公里. 而琉球岛弧板块敛合带却是洋壳与陆壳之间的过渡带性质, 地壳厚度从 9 公里到 18 公里, 琉球群岛本身的地壳厚达 29 公里, 这是原来大陆壳分离以后的残留部分.

## 参 考 文 献

- [1] 张文佑等, 地质科学, 1981, 1: 1—9.
- [2] 张文佑等, 中国科学, 1978, 2: 195—211.
- [3] 林观得, 中国第四纪研究, 科学出版社, 1961, 47—61.
- [4] 陈国达, 中国大地构造问题, 科学出版社, 1965,
- [5] 黄汲清, 地质学报, 1977, 2: 117—135.
- [6] 方仲景等, 地质科学, 1976, 4: 354—365.
- [7] 谢庆道、张大可, 海洋学报, 1980, 3: 79—89.
- [8] 中国科学院地质研究所大地构造编图组, 地质科学, 1974, 1: 1—13.
- [9] 中国地质科学院, 亚洲地质图(1:500 万), 地图出版社, 1975.
- [10] 日本地理论评(日文), 30 卷10期; 31 卷 1, 4 期; 32 卷 1, 8, 9 期; 33 卷 9 期; 34 卷 11 期.
- [11] Beryl, L., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72(1961), 9: 1383—1394.
- [12] Biq, L. C., *Taiwan in Mesozoic-Cenozoic Belt; Data for Orogenic Studdies* (ed. Spencer, A. M.), 1974, 501—541.
- [13] Hoo, C. S., *Tectonophy.*, 4(1967), 4: 6.
- [14] Ludwig, W. J., et al., *J. Geophys. Res.*, 78(1973), 14: 2526—2536.
- [15] Mizumo, A., et al., *Am. Ass. Petroleum Geol. Memoir.*, 1977, 29: 239—243.
- [16] 濑川尔郎, 海洋科学(日文), 18(1976), 3: 62—68.
- [17] Karig, D. E., *Marine Geology*, 14(1973), 13: 153—168.
- [18] 渡部晖彦, 海底物理, 东海大学出版社, 1972, 图 2.6 及 2.8; 57—66.
- [19] Logatchev, N. A., et al., *Deep Structure and Evolution of the Baikal Rift Zones: Tectonics and Geophysics of Continental Rifts* (ed. Rambery, I. B. & Neumann, E. R.), 1977. 49—61.
- [20] Шерман, С. И., *Физическое закономерность развития разломов земной коры*, Издательство «Наука» Сибирское отделение, 1977.