第10卷 第4期 海 洋 学 报 Vol.10, No.4
1988年7月 ACTA OCEANOLOGICA SINICA July, 1988

东海及邻区大地构造分区与演化

李 荫 槐

(中国科学院地质研究所，北京)

摘 要

本文综合分析了东海及南海北部海域的地质、地球物理、航磁和钻探等资料，认为东海陆架盆地西缘断裂和北卫—神孤断裂西侧海域盆地的基底大地构造性质和新生代沉积盆地的类型及演化特征均有所不同：西北部海域盆地的基底是华南加里东构造带伸向海域的部分．东南部海域的东海陆架盆地，老第三系至下中新统具有地槽型的沉积特征，晚第三纪至早更新世时期的造山运动接连发生，盆地中央部分上中新统—上新统也被挤压成一系列的长垣型褶皱和逆断层的伴生．很显然，这里是台东纵谷以西的台湾喜山褶皱构造带向北东方向伸向海域的部分．该带继续向北东方向可延伸到日本西南海域的五岛列岛和朝鲜海峡的对马岛一带．

东海及邻近海域是东亚大陆边缘岛孤内侧发育的一连串边缘海盆地之一．对于这里的大地构造性质及其形成与演化，一直是人所瞩目的重大理论问题．它在我们认识东亚大陆与西太平洋的构造关系方面，似乎起着关键性的作用．

自70年代起，国内外地质与地球物理学者相继对东海及邻近海域展开了大规模的地质与地球物理调查工作，取得了大量的实际资料，并进行过大地构造单元的划分(Wageman等,1970[1]；金翔龙等,1981[2]；冯志强等，1982[3])，这为油气的勘探和评价提供了极为可贵的科学依据．然而，对这里的大地构造性质和演化及其形成的动力机制等问题的探讨还很不够，看法也颇不一致．本文拟就现有资料对这些问题作一初步讨论，希望起到引玉之砖的作用．

一、区域地质与地球物理背景

(一) 陆地地质概况

东海及邻近海域为我国东南部和台湾以及朝鲜半岛南部、日本西南部、琉球群岛等陆地与岛屿所围绕．这些地区的地质构造特征与该海域大地构造格局的形成、分区及演化有着密切的联系．

我国东南沿海已知最老的地层是建瓯群，在福建三明一带，与震旦纪变质岩系呈假整合接触．后者与下古生界罗峰溪变群浅质岩系为整合关系．在宁化和清流等地，均可见到泥

本文于1986年6月6日收到，修改稿于1987年11月5日收到，

盆纪地台型沉积盖层——南靖群以明显的角度不整合于罗峰溪群之上．类似的情况在海南岛也有发现，那里的震旦纪变质岩系和早古生代石碌群浅变质岩系也为其上的泥盆纪石英岩不整合所覆盖．显然，这些不整合均是广西运动的表现．在云开大山一带，始生代至早古生代地槽型沉积的复理石地层中夹有基性到中性和酸性火山岩，具强烈的变形和褶皱．这里经受过寒武纪末郁南运动和志留纪末广西运动造山幕的影响．

朝鲜半岛南部（Sung，1983）[4]岭南系和栗里系各种片岩和片麻岩，K-Ar同位素变质年龄为1 880百万年．推测它们时代属于前始生代．沃川系下部为片岩，上部为冰水沉积的含砾板岩和薄层灰岩，大体相当于我国的震旦系．朝鲜系由灰岩组成，而平安系为陆源碎屑沉积物，其间缺失志留纪到早石炭世的沉积．一般认为该地层的缺失是加里东造陆事件的反映．

在日本西南部(Kizaki等，1977）[5]二叠系砾岩中找到的飞弹片麻岩的砾石，K-Ar同位素年龄是1 500—1 700百万年．这里有化石佐证的最老地层是地台型沉积的志留系．泥盆纪到三叠纪是一套巨厚的地槽型沉积．在中央构造线和仫象构造线之间，常伴有基性和超基性岩．

晚三叠世以后的沉积岩相，在中央构造线南北两侧有很大的变化．在北侧，晚三叠世至侏罗纪为浅海内湾相和非海相含煤碎屑沉积．该含煤岩系与下伏老地层呈不整合关系，这一不整合应是本州运动的反映．在南侧，晚三叠世至早中新世为地槽型沉积，主要为浊流层、燧石层、灰岩、玄武岩和枕状熔岩组成的四万十群，其上被中、上中新统宫崎群不整合所覆盖．这一不整合被命名为高千穗运动(Ishiwada，1981)[6]．

琉球群岛基底岩层由粘板岩、砂岩、燧石、灰岩、凝灰岩等浅变质岩和绿片岩组成．在浅变质岩中产有化石，证实了这里有二叠纪、三叠纪和白垩纪的地层存在．

台湾中央山脉大南澳片岩产有二叠纪化石(Chai，1972)[7]，但一般认为该片岩的时代范围是晚古生代到三叠纪．碧侯层分布于中央山脉中部南北两侧，从其岩性特征来看，似与北港地区钻井中有化石证据的早白垩世—古新世地层相当．在中央山脉的东坡，有一层延伸很远的始新世砾岩不整合覆盖在碧侯层之上．这一不整合被称为太平运动．

始新世—早中新世泥质板岩系，占据着中央山脉的山脊带和西翼的大部分．晚第三纪地层广泛分布于中央山脉以西的山麓地带，是一套没有变质的海相砂岩和页岩互层的岩系，总厚达8 000米以上．

台东海岸山脉为新第三纪优地槽型沉积，据Chai(1972)[7]的资料，这里中新统下部都銮山层是目前出露最老的地层，主要为一套安山质熔岩和火山碎屑岩，上部为大港口层（灰岩和砾岩）．上新统奇美层是一套典型的浊流沉积，为砂岩和页岩互层的岩系．在台东海岸山脉西南缘出露的上第三系利吉层是由不成层的泥质岩和外来岩块组成的蛇绿混杂岩．在台东延平附近，它被与奚斜山层相当的水链砾岩不整合所覆盖．这一不整合被称为水链运动．

（二）海域地球物理特征

Wageman等(1970)[1]和Bosum等(1970)[8]的地磁资料分析结果表明，东海陆架西

缘断裂带以西地磁特征与华南和朝鲜半岛南部的地磁特征是一致的，推测该带是华南和朝鲜半岛构造带的延伸部分．在此断裂带以东的东海陆架地区，地磁场特征为平缓变化的负异常带，磁性基底埋藏深度大，一般在4—6千米，最深可达10千米．但在东海陆架外缘正负地磁异常变化剧烈，反映这里除褶皱沉积层以外，还有火山喷发活动和花岗岩的侵入．到了冲绳海槽变为缓起伏变化的正负交替的异常区．

据Chen(1981)[9]重磁资料，在北卫—神孤断裂带以北的南海北部陆架地区，为变化平缓的低值磁异常区，这里异常方向总的来说是北东向，说明南海北部陆架磁异常的主要构造线方向与东南沿海的构造线大致相似．

从东海地震折射剖面（图1）可以看出，东海陆架盆地深部层位比较坚硬的起伏不平的声波基底、地震速度范围宽广，约为5.8—6.8千米/秒。地震速度5.2—5.4千米/秒和3.6—4.4千米/秒的沉积层被挤压成大致重复基底起伏的褶皱，在隆起部分常缺失3.6—4.4千米/秒的沉积层，其上直接覆盖着地震速度1.8—3.5千米/秒的沉积盖层．

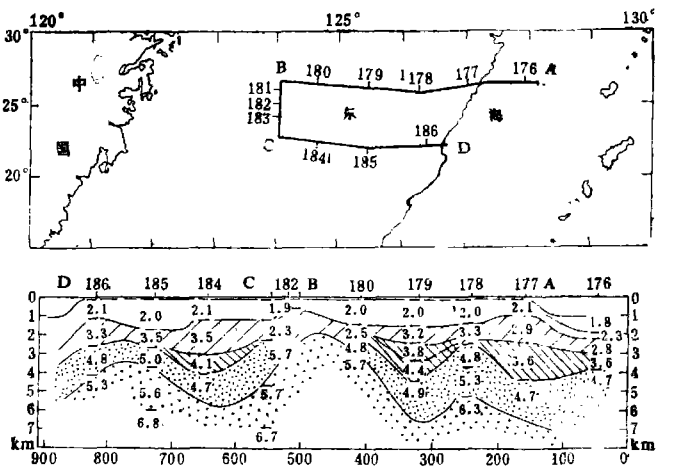

图1 东海折射地震剖面图
（据Reyden等，1973）[10]

Leyden等（1973）[10]和Ludwig等(1973b)[11]根据有关资料把此沉积盖层分为以角度不整合接触的上、下两层．上层地震波速为1.8—2.1千米/秒，几乎完全呈水平产状被覆在东海陆架上，其厚度一般在1 200米左右，并朝向大陆方向逐渐减薄，但在冲绳海槽及其斜坡上可以看到同沉积层的变形和褶皱，并为断层所破坏．下层地震波速为2.2—3.6千米/秒，具有较强的挤压变形和褶皱．在东海拗陷许多地方厚度均超过2 000米．

若把上述地震速度层与台湾钻井资料加以对比，则可大体上确定它们的速度层和时代之间的相互关系：5.8—6.8千米/秒的速度层为古新世至晚古生代；5.2—5.4千米/秒和3.6—4.4千米/秒的速度层大致分别相当于始新世—渐新世和早中新世；2.2—3.5千米/秒和1.8—2.1千米/秒的速度层分别为中、晚中新世和上新世—更新世．

二、东海海域新第三纪造山运动

从东海济州岛以南的地震记录剖面(图2)可以清楚地看到A、B、C 3 个不整合面，A面以上地层（第三层）即为本文所指的上新统—更新统．A面和B面之间的地层(第二层）及B面与C面之间的地层（第一层）分别相当于中、上中新统和始新统—下中新统．

第三层下部有轻微的变形和掀动作用，上部为几乎没有受到过变形的水平层．

第二层受有较强的变形和褶皱（图2a）．图2b是在图2a之西的地震记录剖面，这里大陆外侧的硬基底为刚体，夹在A面和B面之间的第二层几乎完全呈平坦的层理构造，很难找出与第三层的构造差异．

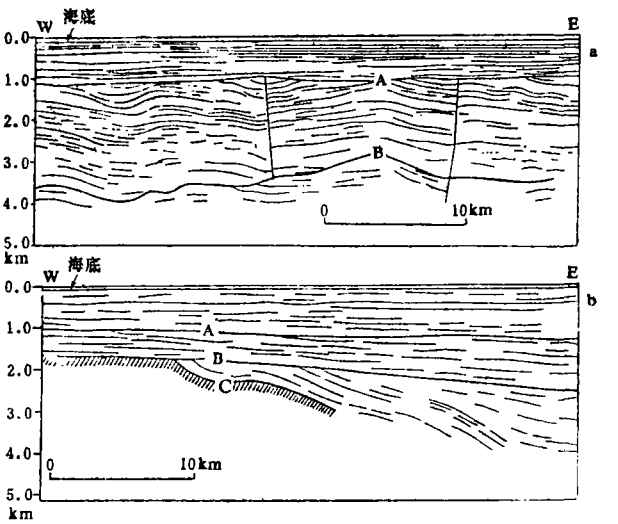

图2　济州岛以南（30°33′N附近）地震剖面图

（据Ishiwada，1981）[6]

在东海盆地的中部，第二层挤压变形强烈（图3），常常形成了一系列伴生的长垣型褶皱和逆断层．从图2a地震剖面所反映的B面以下的地层为声波基底，可能为始新世—早中新世浅变质岩系．

在东海陆架上，A面为大致水平的平坦面，B面也是一个程度不同的剥蚀面，说明这两次构造运动之后，均曾发生过准平原化．

根据日本西南诸岛地质资料判断，由B面不整合面所反映的构造运动，大致相当于日本四万十带的高千穗运动．A面不整合面所反映的构造运动被命名为龙井运动[1]．

高千穗运动在九州西北沿岸也有明显的表现，这里早中新世佐世保组由浅海相砂页岩互层组成，夹有许多煤层，在北松煤田西部被晚中新世野岛组不整合所覆盖．

分布在喜界岛　冲绳岛和宫古群岛的岛尻群与宫崎群相当．在岛尻盆地，冲绳1号钻

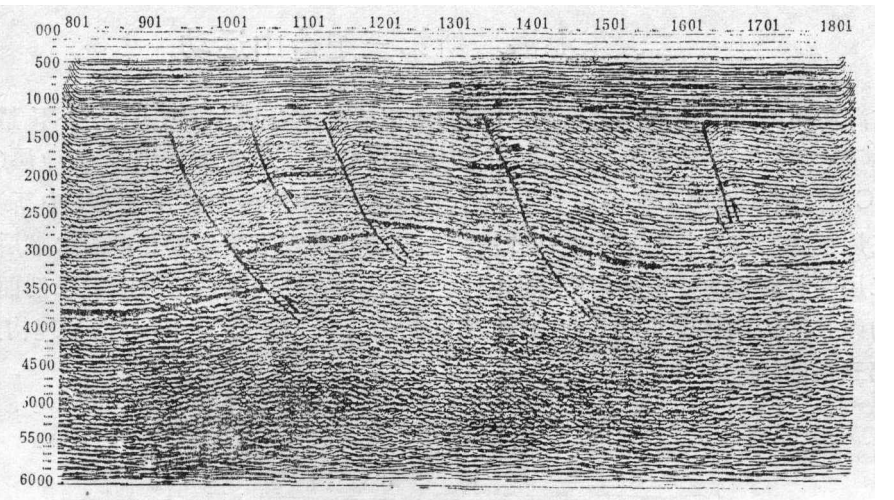

图3 浙东长垣D692地震剖面图（据黄福林，1985）1)

井揭示出的岛尻群与下伏的被认为是始新世—早中新世的地层呈不整合接触（Aiba等，1979）[12]．这一不整合应是高千穗运动的反映．

龙井运动在琉球群岛和日本西南均有十分强烈的表现．在琉球群岛几乎缺失中新世后期的沉积，说明此时整个群岛曾隆起成陆．随着该古陆的形成，伴有大量绿色凝灰岩的喷发活动和花岗岩的侵入．测定久米岛绿色凝灰岩的K-Ar年龄为17.7、12.6和6.5百万年．石垣岛和大隅半岛花岗岩的K-Ar年龄在11—22百万年范围之内，它们均为中新世晚期．属于这个时期的绿色凝灰岩和花岗岩也广泛分布于九州西北部、五岛列岛和对马岛一带．

上述资料充分说明高千穗运动和龙井运动在东海海域、琉球群岛以及日本西南诸岛等地均有表现，且接连发生，其活动规模和强度都是十分巨大的．

三、大地构造分区概述

据上述地质和地球物理资料，并根据笔者所采用的地槽转化为地台的强烈褶皱作用时期的大地构造分区原则，将东海及邻近地区地质构造划分为如下构造带（图4），并逐带概述如下：

（一）华南—沃川构造带

从粤、闽、浙东南沿海向北东延伸，通过虎皮礁和济州岛至朝鲜半岛南部，包括东海陆架西缘断裂带以西的东海海域和北卫—神孤断裂带以北辽阔的南海北部陆架．

本带主要由加里东褶皱基底和泥盆纪至三叠纪沉积盖层组成，三叠纪末本带又进入一个新的大地构造演化阶段．这就是印支和燕山运动连接发生，在朝鲜半岛南部被分别称为松林运动和大宝运动．这些运动导致本带重新受到改造和破怀，同时，产生一系列北东—北北东向的断裂和断陷盆地，并伴随大量的中酸性火山喷发活动和花岗岩的侵入．

1）黄福林，东海逆冲断层，1985．

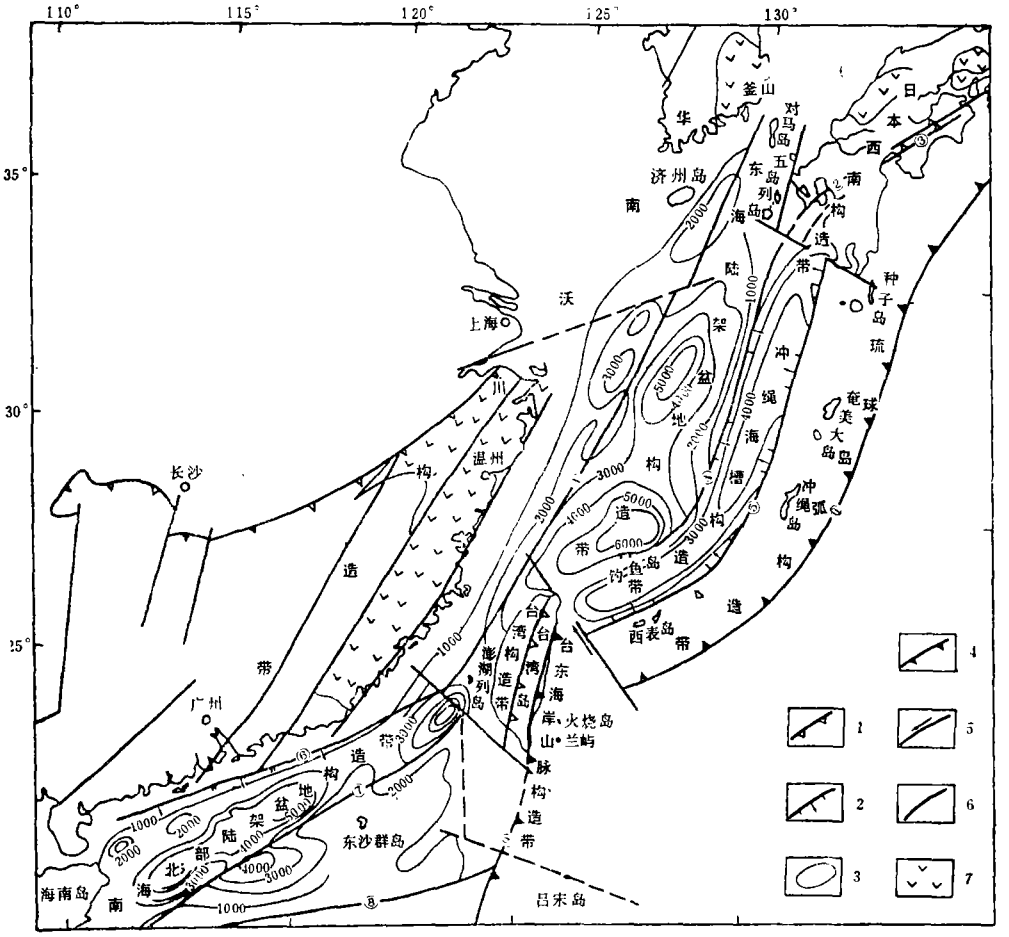

图4　东海及邻近地区大地构造分区图

①东海陆架西缘断裂带；②中央构造线；③仫象构造线；④东海陆架外缘断裂带；⑤冲绳海槽东缘断裂带；⑥南海盆地北缘大断裂；⑦北卫—神狐断裂带；⑧南海盆地南缘大断裂；⑨台湾纵谷—马尼拉海沟"A型"俯冲带；⑩琉球海沟"B型"俯冲带　1——消减带　2——逆掩断层　3——平移断层　4——正断层　5——断裂　6——新生界等厚线　7——中生代火山岩

断陷盆地内常常发育着晚白垩世—早第三纪红色断陷磨拉石的堆积.在庆尚断陷盆地，沉积一套厚达万余米的白垩纪陆相沉积岩和火山岩（Inoue，1981）[13]．在釜山断陷内的岩浆活动，从白垩纪一直持续到晚第三纪—第四纪.

（二）日本西南构造带

本带被中央构造线分成内、外两个亚带．内亚带（靠近日本海一侧）是由前寒武纪古陆残块和印支褶皱组成的变质基底，其上不整合地覆盖着晚三叠世—侏罗纪含煤地层.本州运动伴有晚三叠世—早侏罗世花岗岩基的形成．飞弹片麻岩白云母185—214百万年K-Ar年龄可能是这次造山运动的变质年龄.

本带早白垩世火山岩的喷发活动和60—120百万年花岗岩的侵入，以及晚白垩世磨拉石地层与下伏老地层的不整合，均说明三波川造山运动是相当强烈的，并且，产生高温低压领家变质带和低温高压三波川变质带.

外带（靠近太平洋一侧）由四万十群组成的喜山期（高千穗运动）褶皱基底，其上，不整合地覆盖着上中新统宫崎群海相磨拉石地层. 该基底挤压变形强烈，断层发育，常常形成一系列向太平洋方向倒转的褶皱和叠瓦状冲断层.

（三）琉球岛弧构造带

北起九州南端，南迄台湾北端，长约1 200公里，在地貌上为一明显的向东南凸出的弧形，并夹在冲绳海槽和琉球海沟之间. 本带从西向东由平行排列的内弧（吐噶喇火山弧）、外弧（琉球前缘弧）及琉球海沟等构造地貌单元组成.

内弧为一系列呈串珠状的火山岛链，如吐噶喇列岛和冲绳硫黄岛等皆由二辉石安山岩组成，是第四纪初期喷发的火山岩.

外弧被天愿断层分为内、外两个带. 内带由西往东又被于茂登构造线和边土断层分为石垣、本部和国头3个带. 晚古生代线变质地层主要出露于石垣带和本部带，而中生代地层分布在国头带. 外带又称岛屿带，是由始新世—早中新世砂岩、页岩和基性熔岩组成的褶皱基底，其上被上中新统—上新统岛屿群不整合所覆盖. 这一不整合应是高千穗运动的反应.

（四）台湾构造带

指台东纵谷以西台湾中央山脉和台湾西部平原地区. 该带是由大南澳片岩和碧候层变质基底构造层和第三纪褶皱构造层组成的喜山期褶皱构造带.

中央山脉由始新统—下中新统厚度很大的泥质板岩系所组成. 在西部平原地区缺失始新世的沉积，而巨厚的新第三纪沉积层直接不整合地覆盖在古新统或白垩系浅变质岩系之上，并由东向西厚度逐渐变薄（Chai，1972）[7]. 这说明太平洋运动形成的变质基底存在着巨大的起伏不平的西隆东拗的构造特征.

台湾西部奚嵙山层，是一套陆相山前磨拉石的堆积. 它反映了台湾第三纪地槽的褶皱回返和台湾西部海退的开始，紧接着在这套磨拉石堆积之后，就是台湾运动的发生，这可从台湾西部更新世晚期红土和台地砾石层普遍不整合在奚嵙山层之上得到足够的说明.

（五）台东海岸山脉构造带

本带为邻接西太平洋盆地的独立的构造单元，一条狭长的台东纵谷将它与台湾构造带隔开. 台湾地质和地球物理资料说明，台东海岸山脉是由海洋型地壳构成的（Chai，1972）[7]. 利吉层是该海洋型地壳因构造作用的破怀而形成的洋壳残余碎块. 类似这种洋壳残余碎块，在吕宋岛西海岸三描礼士山脉也有分布.

地震资料（Katsumata等，1969）[14]还证明，分割陆壳型台湾构造带和洋壳型台东海岸山脉构造带的台东纵谷，是一条向太平洋方向下冲的新第三纪“A型”俯冲带.

从台湾—吕宋岛一带的海底地形图来看，这条“A型”俯冲带向南延伸大致与现代向东下冲的马尼拉海沟相连．它们在新第三纪时期，应属同一条俯冲带．

（六）东海陆架盆地构造带

本带介于东海陆架西缘和外缘断裂之间，西南起自台湾浅滩，东北迄于朝鲜海峡对马岛一带．

台湾海峡澎湖列岛钻井资料证明，在中新统不整合面之下，有一套浅变质碎屑岩系，其岩性特性与台湾北港地区井下白垩系—古新统相似（Chou，1969）[15]．在钓鱼岛，被琉球石灰岩不整合覆盖的砾质砂岩夹煤层，与日本八重山群岛的下中新统八重山群岛相似，可以对比．地震测量结果表明，以钓鱼岛为中心包括附近小岛在内的地区，最东一侧为含有火山岩的褶皱带，向西为一缓倾斜而规模甚大的褶皱带（Aiba等，1979）[12]．

朝鲜海峡对马岛，始新世—早中新世对州群是一套巨厚的砂岩和页岩互层的岩系，局部夹有碳质页岩和火山碎屑岩，受有较强的挤压变形，形成一系列轴向北东—南西的褶皱（Inoue，1981）[13]．

上述地质和地震资料均说明，本带是由白垩系—古新统浅变质基底构造层、始新统—下中新统基底褶皱构造层和中、上中新统盖层褶皱构造层所组成的相当广阔的喜山期褶皱带．本带向西南延伸而与台湾构造带相连，向经径五岛列岛伸入对马岛一带．

（七）冲绳海槽构造带

本带在地貌上为一谷地形状的南深北浅的深水槽．该海槽有由复杂的变质岩系组成的声波基底，其地震速度是3.5—5.5公里/秒，推测其时代可能为始新世—早中新世．其上不整合覆盖着地震速度为1.8—3.1公里/秒的晚中新世至近期的火山碎屑物（Leyden等，1973）[10]．

在冲绳海槽北段，To-KA1钻井资料（Aiba等，1979）[12]证明，覆盖在始新世—早中新世声波基底之上的沉积层和火山碎屑岩及熔岩（K-Ar年龄为6百万年），又被一套上新世—更新世碎屑沉积岩系不整合覆盖．

据发现，沿着整个冲绳海槽东西边缘有几乎平行于海槽走向的现代正断层，其中海槽东缘断层产生了引人注目的断错和倾斜地层．在有些地方，上覆地层由于岩体的侵入而产生了褶皱和翘起（Wageman等，1970）[1]，在海槽中央，有一条由黑云母石英闪长岩和变质枕状玄武岩组成的大海脊，经取样鉴定认为是晚中新世—更新世的产物（Herman等，1979）[16]，说明冲绳海槽是从晚中新世开始拉开的，至今还在拉裂之中．

（八）南海北部陆架盆地构造带

仅指北卫—神孤断裂带以北和西南起自海南岛及东北止于台湾浅滩一带的南海北部陆架地区．

根据上述重磁资料，得知本带磁场特征与东南沿岸陆上的磁场特征相似．从张用夏（1981）[17]所绘的南海北部海域上白垩统—下第三系等厚图上可看出，北东向华夏构造

不仅限于华南加里东构造带，而且，在南海北部也有清楚的显示．它们应属于同一个大地构造单元——加里东褶皱构造带．

近年来大量的钻探和物探资料表明，南海北部陆架盆地系一叠加在受燕山运动强烈改造的加里东褶皱带的基底上发展起来的大型新生代沉积盆地．该盆地晚白垩世—第三纪地层发育齐全，除上、下第三系之间具有明显的区域沉积间断或超覆不整合以外，一般都是连续沉积的，这与东海陆架盆地中新世时期接连发生的造山运动完全不同．这里晚白垩世—早第三纪时期断裂活动较强，常常形成一系列与断隆相配合的断陷盆地，具有大陆裂谷式的构造发展特征．断陷由晚白垩世—老第三纪沉积较厚，主要为陆相沉积，断隆上沉积较薄，或者缺失．新第三纪以来，盆地内部断裂活动减弱，但在盆地南北边缘断裂的控制下，由早期的北东向分割性的内陆裂谷式盆地的发展逐渐转化成北东向大面积整体沉陷的构造演化过程（冯志强等，1982）[3]．从早中新世起，该盆地由局部的陆相充填逐渐转化为大面积新第三纪的海相沉积，明显地形成了充填—超覆—被盖等3个沉积阶段．

四、大地构造演化模式

东海及邻近地区深部地壳结构特征，表现为莫霍面起伏变化不大．在琉球岛弧之下，莫霍面确定为30千米深处，向东至琉球海沟逐渐抬升为10余千米左右．在冲绳海槽，莫霍面稍有升高，达28千米，向西至东海陆架又降至30千米深处，并向大陆逐渐加深．莫霍面起伏不平的深部结构特征与现存地表浅层构造的这种对应关系，说明它们之间存在着十分密切的生成联系．

根据拉开成洋和挤压造陆的大地构造动力学模型（李荫槐，1984）[16]，可将东海及邻近地区大地构造格局形成与演化模式表示如图5．

据最新报道，在温州以东，东海钻井揭示出不整合在海相古新统之下的斜长片麻岩的变质年龄为1 700—1 800百万年，这与日本飞弹片麻岩的变质年龄（1 500—1 700百万年）和朝鲜南部小白隆起基底的变质年龄（1880百万年）非常接近，其变质相也很类似．推测它们可能构成东海及邻近地区统一的中条期变质基底（图7a）．该基底从泥盆纪起发生解体，大致在东海陆架西裂断裂带和琉球海沟—台湾纵谷之间的宽阔地区发展为晚古生代、中生代和新生代多阶段拉张型大陆边缘裂谷式的小洋盆地（图7b、d、f、h、j）．它们通过太平洋造山旋回（本州运动、三波川运动、太平运动、高千穗运动、龙井运动和台湾运动）多阶段的挤压活动而逐渐闭合成为现今这样大地构造格局的（图7c、e、g、i）．

从东海及邻近地区大地构造格局形成与演化模式的分析，使我们进一步认识到，大致沿着日本中央构造线、东海陆架外缘断裂带和北卫—神孤断裂带，推测有一条向大陆方向下冲的印支和燕山期的古消亡带．在日本西南内带、朝鲜半岛南部和我国东南沿海所发育的中生代火山岩带，可能与这条古消亡带的下冲和消亡有一定的生成联系．

此外，沿着琉球海沟、台东纵谷和马尼拉海沟还有另一条喜山期至现代活动的俯冲带．地震和地质资料表明，该俯冲带在琉球海沟一段，为一向大陆方向下冲的“B型”俯冲带．该带的俯冲挤压导致日本西南外带和琉球岛弧形成一系列与俯冲方向一致的倒转褶

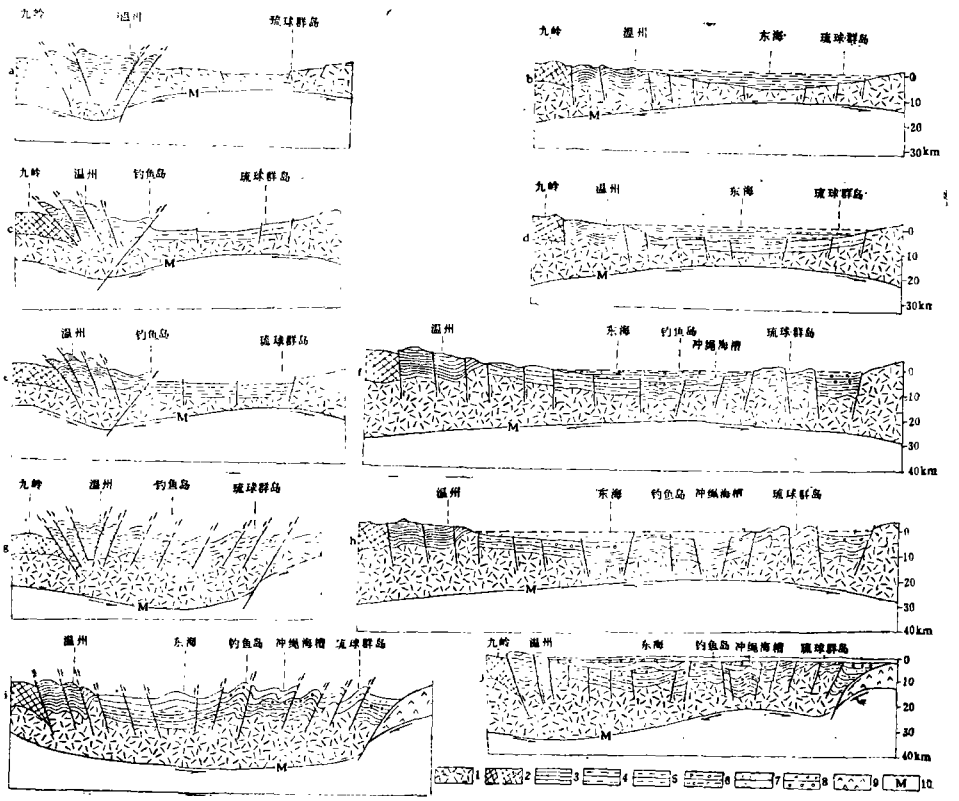

图5　东海及邻近地区大地构造格局形成与演化模式图

a.加里东运动期；b.泥盆纪—三叠纪构造阶段；c.印支运动期；d.晚三叠世—早白垩世构造阶段；e.太平运动期；f.始新世—早中新世构造阶段；g.高千穗运动期；h.中、晚中新世构造阶段；i.龙井运动期；j.上新世—更新世构造阶段.　1——中条期变质基底(1 700—1 800百万年)；2——九岭旋回构造层；3——加里东旋回构造层；4——印支褶皱构造层；5——燕山褶皱构造层；6——早喜山褶皱构造层；7——晚喜山褶皱构造层；8——上新世—更新世沉积层；9——陆相沉积层；10——莫霍面

皱和叠瓦状逆断层．琉球群岛广泛发育的晚中新世绿色凝灰岩和第四纪火山岩带，可能与这条“B型”俯冲带的下冲和消亡有着密切的成因关系．在台东纵谷—马尼拉海沟一段，则为一向太平洋方向下冲的“A型”俯冲带，台湾以东海域火烧岛和兰屿第四纪火山岩带的形成也许是这条“A型”俯冲带的下冲和消减的结果．

台湾两个不同地壳类型的构造单元，在上新世晚期拼合之后，由于台湾大陆地壳的浮力，阻碍了这个“A型”俯冲带的继续下冲，结果导致了台湾第三纪地槽褶皱回返，同时，也形成了一系列与俯冲方向一致的倒转褶皱和叠瓦状冲断层．

太平洋大地构造旋回这种多阶段拉张沉陷和挤压俯冲交替进行的地壳运动方式，是东海及邻近地区大地构造演化的重要特征．这种大地构造演化特征是受深部构造控制的．这就是拉张沉陷与幔隆相对应，挤压俯冲与幔拗相伴生，造成地壳拉开和挤压构造运动的重要因素，笔者认为是幔隆和幔拗作用的结果．

参 考 文 献

〔1〕 Wageman, J. M. *et al.*, Structural framework of East China Sea and Yellow Sea, *Amer Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **54** (1970), 9: 1611—1643.

〔2〕 金翔龙、喻普之，东海构造的形成与演化，构造地质论丛，第1期，地质出版社，1981，10—26.

〔3〕 冯志强、曾维军，珠江口盆地的构造演化与南海之形成，地质学报，1982，3: 213—222.

〔4〕 Sung Kwan Chough, *Marine Geology of Korean Seas*, D.Reidel, Publishing Company, 1983, 7—13.

〔5〕 Kizaki, K. and I. Oshiro, Palaeogeography of the Ryukyu Islands, *Marine Sciences*, **9** (1977), 8: 38—45.

〔6〕 Ishiwada, Y., Regional unconformity of East China Sea, *Marine Sciences*, **13** (1981), 3: 175—179.

〔7〕 Chai, B. H. T., Structure and tectonic evolution of Taiwan, *American Journal of Science*, **272** (1972), 389—422.

〔8〕 Bosum, W. *et al.*, Aeromagnetic survery of offs' Taiwan U.N.ECAFF, *CCOP Tech. Bull.*, *ECAFE*, 1970, 3: 1—14.

〔9〕 Chen, S. Q. *et al.*, Features of gravity and magnetic anomalies in central and northern parts of the South China Sea and their geological interpretation, *Scientia Sinica*, **24**(1981), 9: 1271—1284.

〔10〕 Leyden, R. E. M. and S. Murauchi, Sonobuoy refraction measurements in East China Sea, *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **57** (1973) 12: 2396—2403.

〔11〕 Ludwig, W. J. *et al.*, Structure of East China Sea—Western Philippne Sea margin of Southern Kyushu, Japan, *Jour. Geophys. Res.*, **78** (1973), 2508—2515.

〔12〕 Aiba, J. I. and E. Sekiya, Distribution and characteristics of the Neogene sedimentary basins around the Nansei——Shoto (Ryukyu Islands), *Journal of the Japanese Association of Petroleum Technologists*, **44** (1979), 5: 329—340.

〔13〕 Inoue, E., *Chishitsu New*, Problems of Cretaceous and Tertiary geology of Tsushima Strait and its boundary regions, **328** (1981), 12: 23—36.

〔14〕 Katsumata, M. and L. R. Sykes, Seimicity and tectonics of the Western Pacific: Isu—Mariana—Caroline and Ryukyu—Taiwan Regions, *J.Geophys, Res.*, **74** (1969), 5923—5948.

〔15〕 Chou, J. T., Petrological research of Mesozoic and Cenozic Strata of Penghu Islands, *Technical Bulletin of CCOP*, **2** (1969), 97—116.

〔16〕 Herman, B. M. *et al.*, Geological and Geophysical Inuestigations of Continental Margins, *AAPG Memoir*, **29** (1979), 199—208.

〔17〕 张用夏，南海北部海域航空磁测与区域地质构造，构造地质论丛，第1期，地质出版社，1981，28—36.

〔18〕 李荫槐，青藏高原的形成和演化机制，地质科学，1984，2: 127—138.