

会引起大约200毫伽的正异常^[3]。可是,大多数活动边缘盆地的自由空气异常只不过30—80毫伽左右。这表明盆地底下存在着低密度的异常地幔,从而部分地补偿了隆起洋壳所引起的物质盈余。地震探测也表明,活动边缘盆地底下有一高频横波不能有效通过的地带(低Q区)。可见,这里类似于中洋脊,也是高温地幔物质上涌的地方,致使莫霍面变浅。边缘盆地常有相当于中洋脊的高热流值(大于2微卡/秒·厘米²),有的盆地(如马里亚纳海槽)且出现扩张中心所常见的热液活动,也证明了这一点。

(四) 边缘盆地常发育正断层及其它引张构造,盆地洋壳与周缘陆壳往往以断层阶梯状突变形式接触(如日本海盆)。

(五) 边缘盆地与两侧滨海区地层在构造上有类似之处。小林贞一早在1941年就注意到这一点,他推测日本海盆是由于亚洲陆缘破裂,日本列岛东漂而成。钓鱼岛与隔冲绳海槽相望的与那国岛、西表岛都有中新统的含煤层,有人推测冲绳海槽张开前它们曾连成一体。

边缘盆地紧临板块挤压边界,为什么会发生扩张作用,卡里格(D. E. Karig)认为,当大洋板块俯冲时,由于摩擦变热,可导致高温的异常地幔物质自贝尼奥夫带上浮,地幔热底辟的膨胀和浮力可以克服俯冲边界的压应力,从而引起弧后地区的扩张^[3]。还有人推测,板块俯冲使得弧后地区贝尼奥夫带上方产生次一级的地幔对流,正是这种次生上升流成为边缘盆地扩张的驱动力。上田诚也等还提出,某些边缘盆地的张开可能与扩张海岭沿陆缘俯冲潜没有关系。

边缘盆地总是与俯冲带(岛弧-海沟系)紧密共生,构成统一的沟-弧-盆体系。由此看来,边缘盆地扩张的动力源地很可能就在俯冲带,用板块俯冲引起的弧后地区地幔上涌(底辟上涌或对流上涌)来解释边缘盆地的扩张,有其合理之处。然而,太平洋东缘的板块俯冲为什么没有形成边缘盆地,这表明,海沟俯冲带的存在是形成边缘盆地的必要条件,但还不是充

分条件。帕克哈姆(G. H. Paekham)等强调,西太平洋之所以有边缘盆地形成,还与新生代印度、亚洲大陆间的碰撞所引起的板块边界调整有关。许多学者注意到太平洋东缘的洋底岩石圈较新较轻(距东太平洋海隆较近之故),以致俯冲带比较平缓(约30°)。威尔逊(J. T. Wilson)等则主张,由于美洲快速西漂,在强大挤压应力场中难以形成边缘盆地。有关边缘盆地的形成和扩张机制,尚未获得一致的认识。

二、边缘盆地形成时代的确定

(一) 盆地时代的间接推断

在缺少海区钻探资料的情况下,可根据周缘陆区的地质资料对边缘盆地的形成时代作间接推断。例如,日本海盆切截过陆上的构造,其中被海盆切过的最年青构造是晚白垩纪一早第三纪的东亚火山带,据此推断日本海盆裂谷构造的拉开作用系出现于早第三纪。

此外,显著高热流通常表明盆地仍在扩张或扩张行止不久;正常热流值意味着扩张行止较久。地震频繁表明它是正在扩张的年青盆地。如边缘盆地沉积层极薄,一般提示形成时代较新。但需注意沉积层厚薄在颇大程度上受到物质来源多寡、离陆地远近的影响。象日本海这样紧邻大陆而又被大岛所包围的边缘海,海盆底部沉积物厚不过一、二公里,暗示其不可能形成于太老的时代。

年青的正在扩张的边缘盆地,由于上覆沉积层薄,海底地形(火山地形和构造地形)异常崎岖;由于热地幔物质上涌,盆地水深较浅,多在2000—3000米之间。随着年龄变老,盆地下的地幔物质冷却变密,盆地逐渐下沉,最后可能沉陷至正常大洋的深度^[3]。故在边缘海地区,沉降的迹象屡见不鲜;有的边缘盆地的沉积剖面上,水深较小的沉积(如钙质软泥)向上被较深水的沉积(如红粘土)所更替。据此可以推测,水深甚大的塔斯曼海、西菲律宾海

等是较老的边缘盆地，水深较小的马里亚纳海槽、冲绳海槽和劳-哈佛海槽则属于年青的盆地。此外，边缘盆地的面积与深度也似有一定关系，大体而论，面积较大的海盆，水深也比较大。

(二) 海底磁异常

近年来，人们尝试将某些边缘盆地的条带状磁异常与地磁极极性年表对比，确定了这些磁异常的编号，从而也得出了边缘盆地扩张的时代。

塔斯曼海两缘最老的磁条带相当于32号磁异常（距今7600万年），轴部最年轻的条带相当于25号磁异常（距今6000万年），表明塔斯曼海盆在将近8000万年前张开（洛德豪海岭和新西兰地块从澳大利亚裂离），至6000万年前扩张终止；海盆轴部是一条6000万年前衰亡的死脊。在四国海盆，据磁条带找出了扩张脊轴（平行于九州—帛琉海岭延伸），据说扩张脊轴附近正好是沉积物最薄地带，甚至还找到了错开脊轴的转换断层^[1]（图4，D）。瓦茨（A. B. Watts）等认为四国海盆的磁异常相当于7号异常——5E号异常，也就是说，该海盆从2700万年前开始扩张，至1900万年前扩张终止。西菲律宾海盆的磁异常呈南东东—北西西走向，轴部最年轻的磁条带（位于中央盆地断层处）相当于17号异常（距今4200万年），向两侧变老，至少可追索到20号异常（距今5000万年）以外。在南斐济海盆，则已鉴别出12号异常（距今3500万年）至8号异常（距今2900万年）^[8]。

边缘盆地的条带状磁异常较弱，不如大洋区清晰，运用磁条带与地磁年表对比来确定盆地的扩张时代，还需要深海钻探资料予以验证。加上边缘盆地内一般无类似于中央海岭的地形，令人感到，一些边缘盆地的扩张方式可能与大洋区的海底扩张有一定差别，或许存在着较多的扩张中心（例如有多条短小的扩张脊），或者受到扩张脊外的后期火山活动干扰，从而形成不大清晰或完全是紊乱的磁异常。有待解决的是边缘盆地的扩张方式与一般的海底扩张究竟有无本质的不同？边缘盆地是刚性板块的

扩张还是非刚性的扩张？除了对称的双翼扩张外，是否还有脊轴偏于一侧的单翼扩张？

1976年，库珀（Coper）在阿留申海盆识别出异常M₀（10800万年前）至M₁₃（13000万年前），其年龄比一般边缘盆地老得多。于是，不少学者主张阿留申海盆原是太平洋洋底的一部分（属库拉板块），随着白垩纪末阿留申岛弧形成，把北侧中生代洋底包围分割出来，即今之阿留申海盆。这样，阿留申海盆不同于一般的边缘盆地，它并非弧后扩张成因，而是大洋的残余。

(三) 深海钻探

深海钻探是确定边缘盆地年代的直接手段。在澳大利亚东面，《格罗玛·挑战者》号的钻探表明，边缘盆地的年龄大体有自西向东（向洋侧）变新的趋势。第29航次283号钻孔揭露了塔斯曼海盆的玄武岩基底，上覆最老沉积物年龄为古新世^[2]。在新喀里多尼亚海盆，206号孔也钻到古新世早期的沉积层。向东，在南斐济海盆，205、285号孔分别揭露了玄武岩及辉绿岩，上覆最老沉积物年龄为中渐新世及中新世。在东面的劳-哈佛海槽，21航次203号孔钻至上新统的下部或中部，未达基底，据沉积速度推测基底年龄应为晚中新世。另在北面的珊瑚海盆，30航次287号孔揭露了早始新世（大约5100万年前）的玄武岩基底^[2]。

阿留申海盆的钻探未达基底，该海盆以西靠堪察加的小海盆中，191号孔钻到大约是中渐新世的玄武岩。菲律宾海的深海钻探资料（6、31、58、59、60航次）也显示出自西向东依次变新的规律。在西菲律宾海盆，290—295号孔揭露的最老沉积层年龄主要是始新世，基底火成岩的同位素年龄测定表明，292号孔的粗粒玄武岩为4940万年，293号孔的辉长岩（可能属洋壳第三层）为4200万年，294号孔的硷性玄武岩为4900万年^[6]。西菲律宾海盆北端大东海岭附近的445、446号孔未达基底，揭示的最老沉积层（距基底不远）年龄为5200万年^[7]。向东，在巴雷塞韦拉海盆，53、54、449号孔揭示基底上沉积层的年龄为晚渐新世或早中新世。在四

国海盆, 58航次442、443、444号孔均钻至基底, 其中442号孔最老沉积层年龄为1800—2100万年, 与该井所在的6号磁异常年代相符; 但443、444号孔最老沉积层年龄为1400—1500万年, 小于磁异常年龄^[7]。是否443、444号孔的基底玄武岩是扩张脊外后继的火山活动所形成, 还是磁异常解释有问题, 尚待进一步研究。在最东面的马里亚纳海槽, 60航次的453号孔在海槽西缘钻抵变质的玄武岩、辉长岩组成的角砾岩, 其上最老沉积物年龄为500—560万年, 位于海槽中部的454、456号孔则在更新世地层下揭露了玄武岩基底^[5]。

综合深海钻探、海底磁异常及其它间接资料, 笔者初步编就了西太平洋边缘盆地形成的年龄图(图2)。不难看出, 西太平洋边缘盆地具有惊人的年青性。如果说在大洋盆地至今

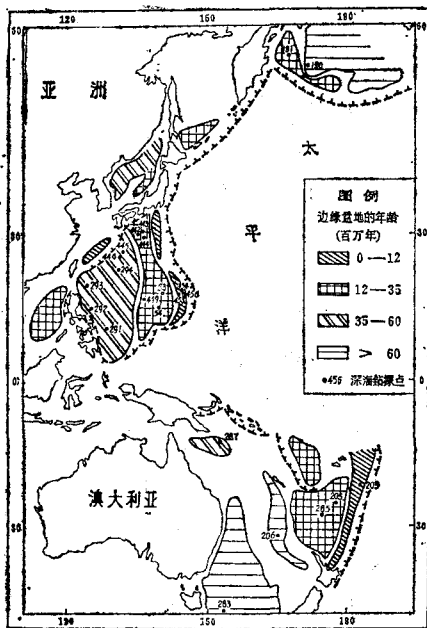


图2 西太平洋边缘盆地形成的年代

尚未钻到老于中生代的地层, 那么迄今为止, 在西太平洋边缘盆地还没有钻到老于新生代的地层。目前, 在南端的塔斯曼海盆和新喀里多尼亚海盆已揭示较老的古新世地层, 推测这两海盆有可能从白垩纪末期开始形成。磁异常资料还表明北端的阿留申海盆具有白垩纪年龄, 但还有待深海钻探证实。日本海的钻探未达基底

(主要揭露了中新世沉积层), 鄂霍次克海盆、冲绳海槽、南海海盆等尚未开展深海钻探工作, 对于它们的年龄, 也有待钻探验证。

三、残留弧与边缘盆地的演化

在许多边缘海中, 常有海底岭脊纵贯其间, 文宁·迈纳兹(Vening Meinesz)曾称之为第三弧。卡里格(Karig, D.E)指出, 这些海岭是前缘弧的残留部分可称为残留弧^[4]。在拉张作用下, 岛弧沿纵向一裂为二, 其间张开弧间盆地(位于前缘岛弧与残留弧之间); 前缘弧又可再次分裂, 形成新的弧间盆地, 位于老弧间盆地的洋侧。这样, 由陆向洋, 可依次张开形成一系列边缘盆地, 其间被残留弧隔开。如西菲律宾海盆(年龄为始新世)、四国-巴厘塞韦拉海盆(晚渐新世—早中新世)、马里亚纳海槽(上新世—第四纪), 其间被九州-帛琉海岭和西马里亚纳海岭这两列残留弧隔开(图1), 它们紧密共生, 属于同一沟-弧-盆体系。新喀里多尼亚海盆(早古新世)、南斐济海盆(中渐新世—中中新世)和劳-哈佛海槽(晚中新世以来), 其间被诺福克海岭、劳-科维尔海岭两列残留弧隔开, 同属是沟-弧-盆体系。日本海盆、大和海盆与其间的大和海岭(残留弧), 也隶属同一沟-弧-盆体系。

当洋侧新的弧间盆地张开时, 老的盆地被遗在后面。由于它远离俯冲带这个动力源地, 扩张行止, 于是转变成不活动的边缘盆地, 并逐渐冷却下沉。活动的弧间盆地多呈狭长海槽, 它比海沟前方的洋底浅两公里或更多, 比后方的不活动的边缘盆地浅1—2公里^[3]。卡里格在七十年代初期提出的弧间盆地向洋侧依次张开的模式, 至七十年代晚期已为深海钻探所提供的年龄资料大体证实。菲律宾海的三列边缘盆地(向大洋方向)随着接近岛弧-海沟系, 其年龄变新、热流升高和水深减小(图3)。

地震折射探测揭示, 残留弧的地壳结构与洋盆及边缘盆地的洋壳不同, 而与前缘岛弧的

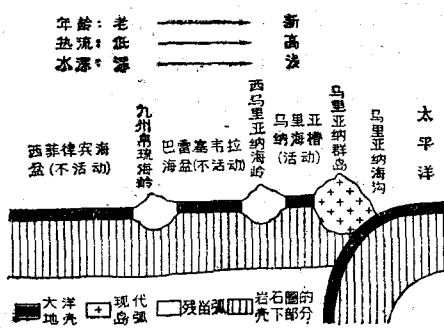


图3 横穿菲律宾海的东西向剖面示意图

地壳类似，地壳厚度超过大洋型地壳^[4]。在九州-帛琉海岭、西马里亚纳海岭等处，深海钻探已钻到安山岩等钙-碱性火山岩。残留弧两侧常有拉裂作用留下的崖壁，靠前方是年青盆地的崖壁，坡麓缺少沉积物覆盖，靠后侧是较老盆地的崖壁，麓部多有沉积物掩盖。残留弧形

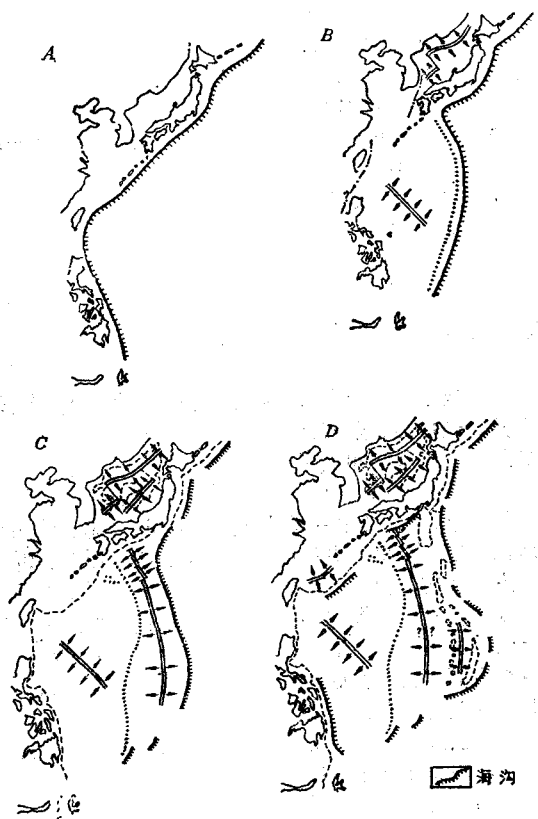


图4 亚洲东缘几个边缘盆地扩张形成的复原示意图(据小林和男原图修改)
A. 6000多萬年前; B. 3000多萬年前; C. 1000多萬年前; D. 现代

成后，逐渐冷却下沉，目前多呈海岭、水下高地，或被沉积物埋盖。西马里亚纳海岭现没于水下1500米，却采集到礁灰岩。深海钻探还发现，残留弧基岩的年龄要比相邻弧间盆地老，足见岛弧形成在先，弧间盆地张开在后。

同一沟-弧-盆体系中的边缘盆地，大体有自陆侧向洋侧逐一张开、顺序推进的趋势。图4 A代表6000多萬年前，当时亚洲东缘一系列边缘盆地均未形成，按照2000米等深线可以把日本海盆闭合起来，紧邻亚洲东缘纵贯着一条安第斯型俯冲带（正是这条倾角平缓的俯冲带导致东亚广大地区在中生代出现强烈的岩浆活动）。图4 B示3000多萬年前，其时西菲律宾海盆和日本海盆已经形成，俯冲带外移至九州-帛琉海岭一线，当时四国-巴雷塞韦拉海盆、马里亚纳海槽均未张开，九州-帛琉海岭、西马里亚纳海岭和马里亚纳群岛相连构成一系列岛弧。但弧后的西菲律宾海盆，磁异常操南东-北西走向（图中扩张脊画在中央盆地断层的位置上），与岛弧斜交，有关该海盆的形成问题，尚待进一步研究。图4 C表示1000多萬年前，在日本海盆东南侧张开了大和海盆，西菲律宾海东侧张开了巴雷塞韦拉-四国海盆。最后，在东缘张开了马里亚纳海槽，冲绳海槽也可能在这阶段张开（其形成与菲律宾海岩石圈沿琉球海沟的俯冲有关），终于造成了今日边缘盆地迭布的图景（见图4 D）。

西太平洋大多数岛弧-海沟系凸面向洋，贝尼奥夫常倾向大陆，它们是极性正常的岛弧。少数岛弧凸面向陆，贝尼奥夫带倾向太平洋一侧，为极性倒转的反向弧。现代的反向弧主要有吕宋弧、澳大利亚东北面的新不列颠弧及新赫布里底弧。马尼拉海沟位于吕宋弧陆侧、南海海盆东缘，与一般海沟的分布位置恰好相反。频繁的地震活动表明马尼拉海沟是一条活动海沟。约自中新世以来，南海中央盆地的洋壳沿马尼拉海沟潜没于吕宋岛下，南海盆地趋向收缩。这种侧缘带有海沟俯冲带（与反向弧伴生）的边缘盆地，标志了边缘盆地演化的衰退期（图5 A）。这样，我们可以把边缘盆地按其演

化进程分为三类：正在扩张着的活动边缘盆地，扩张已行止的不活动边缘盆地以及趋向收缩的衰亡边缘盆地。

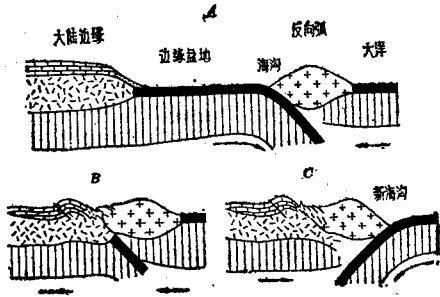


图5 边缘盆地的收缩和关闭
A. 反向弧与边缘盆地的衰亡；B. 边缘盆地关闭，岛弧仰冲于大陆边缘上；C. 改变俯冲方向，形成新海沟和新俯冲带。

当边缘盆地的洋壳俯冲殆尽，岛弧仰冲于被动大陆边缘之上，边缘盆地闭合消逝（图5，B）；如果岛弧基底垫着洋壳，那么这洋壳以及岛弧混杂岩体可逆冲到陆缘上，构成蛇绿岩套。由于大陆岩石圈的密度一般小于软流圈且厚度较大，大陆边缘难以继续俯冲到岛弧之下，但汇聚挤压作用仍在继续，于是俯冲带被“弹击”——改变俯冲方向，在岛弧洋侧形成倾向大陆的新俯冲带和新海沟（图5，C）。大

约在晚第三纪，台湾的海岸山脉与中央山脉之间发生碰撞，碰撞前可能有边缘盆地将二者隔开。这次碰撞使中央山脉急剧抬升（目前海拔近4000米）。碰撞的缝合线位于台东纵谷一带。在漫长的地史时期，边缘盆地关闭，岛弧与大陆拼合，当属常见现象。这是大陆增长的一种最重要方式。在陆上构造中识别出古岛弧和古边缘盆地，对于重建那里的地质发展史具有很大的意义。

主要参考文献

- [1] 小林和男, 1974. 海洋科学(日) 6(8): 27—35.
- [2] Init. Reports Deep Sea Drill. Proj. 1975. 29(30).
- [3] Karig D. E., 1971. *Journ. Geophys. Res.* 76(11): 2542—2561.
- [4] Karig D. E., 1972. Remnant arcs. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83(4).
- [5] Leg60 ends in Guam. 1978. *Geotimes* 23(10): 19—22.
- [6] Ozima M. et al., 1977. *Nature*, 267(5614): 816—818.
- [7] Philippine Sea drilled. 1978. *Geotimes* 23(5): 23—25.
- [8] Watts A. B. et al., 1977. *Tectonophysics* 37(1—3): 167—181.

简 讯

中美藻类学术讨论会在青岛召开

中国科学院和美国科学院联合举办的中美藻类学术讨论会于1981年11月16—20日在青岛召开。以曾呈奎教授为团长的我国16名代表和以查得·斯塔尔教授为团长的美国10名代表及3名工作人员出席了大会。正在青岛筹备1983年“第十一届国际海藻学术讨论会”的国际海藻协会主席杰克·麦克拉克博士和副主席昂·任森博士以观察员身份出席了会议；我国近70名藻类工作者及有关人员也列席了这次大会。会议收到了汤佩松教授代表中国植物学会和中国科学院植物研究所给大会发来的贺电。

这次学术讨论会共收到学术论文48篇。曾呈奎、朱浩然、周贞英、金德祥、郑柏林、张德瑞、方宗熙、吴超元、郭玉洁和美国 Neushul, Loeblich, Starr, west, Smayda, Goff 教授等先后在大会上宣读论文33篇。中、美藻类学者还就藻类的分类、形态、结构和演化，生殖、生活史和遗传，生态、相互影响、群落生态和病害，生理、生化、栽培和利用等五个专题，采取大会宣讲、提问、答辩和小组座谈等形式进行广泛深入的讨论。斯塔尔团长认为，中国在海带研究和栽培方面取得了很好的成就，这是通过研究藻类而造福于人类的典范。

大会期间，中、美藻类学家还到近海采集了海藻标本，观察了海水养殖和藻胶生产。

通过这次学术讨论会，双方代表认为，中、美在藻类研究方面彼此都有许多值得对方学习的东西，相互之间的学术交流必将对中美两国藻类学的研究起促进作用。

(岑作贵)