

被动大陆边缘形成的拆离模式

G. S. Lister, M. A. Etheridge, P. A. Symonds

刘永祥译 李三忠校

摘要 拆离引起拉伸的固有不对称性导致了共扼型的且具明显差异的被动陆缘。上板块陆缘组成深部拆离之上的地壳。下板块陆缘组成拆离底板,已被断开的上板块残余覆盖。这些陆缘有独特的结构样式、构造类型、隆起—沉降轨迹和热历史。被动陆缘上构造类型的多样性通过同时作用于与水平韧性剪切带和剪切带之下热岩石圈韧性拉伸作用有关的拆离断层上的五个模式来预测。这些模式对被动陆缘上不可思议的构造和地貌特征——陆缘高地、外侧高地、未受构造作用的裂谷同期凹陷盆地及位于高地的断裂盆地作了解释。地壳均衡隆起—沉降历史的数字模型表明隆起—沉降特性的各种型式可用拆离几何学的变化和岩石圈拉伸作用的大小变化来解释。如果热软流圈异常隆起,就可预测有大量岩浆垫托作用。这种地幔派生的熔体的就位可引起有效的辅助隆起。上面板块边缘经受的热诱导隆起由于岩浆垫托作用而具持久性。这种隆起可能是邻接腹地中被动陆缘山脉形成的原因。陆缘高地的上升,或非常缓慢的沉降贯穿了整个拉伸历史,即使裂谷期后沉降到中等水平的深度。岩石圈在中地壳拆离之下扩张,但上板块很少拉伸。大西洋陆缘的沉降格式需要在渐进拉伸的拆离面下岩石圈上叠加一个拉伸的板块。描述的共扼陆缘取材于塔斯曼海、大西洋和大南,这样既举例说明了互补不对称性原理,又解释了相对被动陆缘隆起或沉降形式的差别。

0 前言

美国西部盆岭省中的拆离断层将脆性上地壳岩石与以缓倾斜糜棱岩带为特征的中地壳岩分开(Crittenden等,1980;Davis等,1980)。大量相对位移可能发生在拆离断层的位置上。许多作者推测拆离断层向下进入到缓倾斜的地壳剪切带中。

Wernicke(1981,1983,1985)以及Wernicke和Burchfiel(1982)提出一个值得注意的概念,认为与拆离有关的运动带切过了整个岩石圈。大陆的伸展是伸展地块的下半部从上半部之下被牵引到地表所导致的。替换模式考虑了纯剪切带中终止地壳剪切作用过程的影响,因为与拆离断层有关的拆离断层或地壳剪切带有时横切那些经受了早期纯剪切的岩石。

Regnolds(1982)、Davis(1983)、Davis等(1983)、Lister等(1984)、Wernicke(1985)和Davis等(1983,1986)都明确说明了拆离过程中剪切带的作用。“拆离+纯剪切”模式较早地引用到盆岭地区的研究中(如Rehrig和Reynolds,1980;Davis和Hardy,1981)。我们决定保留使用“拆离”这一术语用以描述本文讨论的模式,尽管我们将这一术语的意义拓宽为包括脆性拆离断层相连的那一深度上的韧性剪切带在内。我们还将“Wernicke模式”的应用限制在明确要求拆离带穿过整个岩石圈的模式中(如岩石圈断层模式)。

不对称性在拉伸地体中是常见现象。Bally(1982)指出在横穿被动陆缘的反射地震剖面

中缺失对称裂谷构造,而且一些著名的邻接陆缘一般也没有显示出相同的构造。Bosworth (1985)注意到一些主要的大陆裂谷缺失对称性,特别是北海中央地堑、苏伊士海湾、贝加尔裂谷,莱茵河地堑和白尼罗河裂谷。被动陆缘上已遭破坏的裂谷断面也表现了明显的构造不对称性。

我们认为大陆伸展在各种尺度上都是构造不对称的,并推测拆离断层在这一过程中起了重要作用。我们主要是基于这样一种概念,即被动陆缘的形成可能包括性质截然不同的两个阶段:(1)大陆伸展——促进了陡倾斜正断层继续发展,或促使缓倾斜拆离断层和主要的地壳剪切带继续发展;(2)大陆解体是深部发生同构造熔融导致岩石圈脆性(拉张)破坏所致。这个过程显然是利用了象转换带这样的先存构造,致使大洋断裂带保留了大陆拉伸前的一些特征。

拉伸方式的改变取决于大量基性岩浆的贯通式流动、充填断裂并穿透岩石圈。只要保持充足的岩浆供给,最初的海底扩张就能终止早已分布的(大陆型)拉伸。这样引出的一个可能性是,在最初海底扩张之后的任何时间,岩浆供给速度减少可能会导致伸展模式转变成断层机制。如果是这种情况,拆离断层和强烈转换倾斜地块就可在部分大洋岩石圈中出现。

文章开始我们简要地概括了一些被动陆缘拆离断层作用的直接证据。继之是5个模式的描述,这些模式中将拆离断层和水平剪切带与产生岩石圈拉伸的纯剪切带分布结合起来。这5个模式在大规模的拉伸应变和大陆解体之后还应重新考虑。陆缘大地构造的不同类型及这些区域的特殊空间关系可分别加以识别。

不同地区的拆离断层上下有不同的拉伸样式。这些用于建立数字模型,以此预测裂谷作用期间的隆起—沉降历史,以及估计同时发生的凹陷期间的沉降作用,而拉伸作用诱导的热异常此时得以松弛。

最后作为特例我们检验了互补的陆缘对,试图证实5个拆离模式的有效性及其可预测性。我们提供了说明不同陆缘大地构造的一些例子,它们的空间关系,并把实测的隆起—沉降历史与数字模式预测的历史作了对比。

1 被动陆缘拆离断层的证据

尽管大洋钻探计划未来可能用以验证隐伏的浅部拆离断层,但被动大陆边缘的拆离断层可根据反射地震剖面来识别。由于上、下板块间的阻抗反差(速度结构呈细条带),或者糜棱岩的地震各向异性,使位于深部剪切带中的糜棱岩和拆离断层可以起到重要的地震反射体的作用(Etheridge 和 Vernon, 1983; Fountain 等, 1984)。

从Biscay海湾多断裂序列底部已识别出模糊不清的近水平反射体(Montadert 等的“S”反射体, 1979; Le Pichon 和 Sibuet, 1981)。横跨北海最新的深部地震剖面也反映有缓倾斜的中—下地壳反射体存在,在此反射体上面的上地壳正断层出现在基底外边。这些可能就是拆离断层。

还有许多地震剖面表明在被动陆缘的裂谷序列上部存在缓倾斜—中等倾斜的正断层。这些断层中有许多曾是陡倾斜的正断层。这种转换高角度正断层在许多地方均可见到,如Biscay海湾(Montadert 等, 1979),加利西亚大陆边缘(Montadert 等, 1979),加拿大东部大堤(Tankard 和 Welsink, 1987),美国大西洋陆缘以及环绕澳大利亚的被动陆缘。但是隐伏拆离断层的证据残存甚少。

从澳大利亚被动陆缘地震剖面可以鉴别出拆离断层的两个例子。第一个例子可参看穿过 Tasmania 西北 Otway 盆地外侧大陆斜坡的部分区域地震剖面(板块 I, 图 1)。

这部分 Otway 陆缘受水平错断裂谷的, 并向南部的 Tasmania 扩张的转换(或转移)断层的影响而复杂化了(Etheridge 等, 1987), 但是, 剖面表明的构造可解释为伸展构造, 正

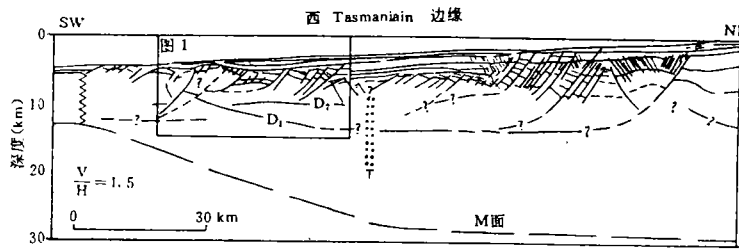


图 1 由 Otway 盆地东缘深度转换的偏移地震剖面的解释图

象由整个剖面绘制的线条方框指出了表示在板块 I 中的部分地震剖面的位置。对深部的解释是示意性的, 特别条图那样(图 1)。地震是在断线表示的拆离断层的区域。解释图说明了陆缘位于有一些分支的拆离断层(D₁)之下

剖面表示几个中等倾斜之下到缓倾斜的转换正断层向下合并到两个深部近水平反射体的聚集条带之上(8.5~10s 双向行程时间, 板块 I 中的 D₁ 和 D₂)。这些反射体被剖面西南端的一条平坦条带掩盖(~10s 双向行程时间)。

反射体 D₁ 在剖面外侧端部上拱, 在那里它被复合断层和形成小型“外侧高地”的隆起地块覆盖。与高地有关的主断层很明显是一个相对年轻的运动因素, 它使反射层 D₁ 向西南方向下陷。反射层更远的不连续扇形体可追踪到剖面的东北端, 在那里看来象是与上部斜坡和外侧大陆架之下的主要铲形正断层合并在一起了, 存在一期以上的正断层作用。

我们应注意近水平反射层的所有形式、缓倾角和正断层, 同它们合并在某些地方切割它们的方式。这些反射体可能代表了象盆岭地区那样的拆离断层。

第二条地震剖面中的深部反射体被解释为 Coral 海西部昆士兰海槽和 Townsvine 海槽交汇处附近的昆士兰高地东南陆缘产生的拆离断层。构造上有复杂半地堑的所有形式(板块 II)。在大陆基底南部, 倾斜地块和同裂谷期沉积物覆盖在认为代表拆离断层的一条近水平反射体之上, 拆离断层顶部, 由裂谷前期、同期和后期沉积物组成的小型倾斜地块是以向下消失于拆离断层中的高角度正断层为界的倾斜地块棱角的夷平作用, 表明拉伸期间是持续上升的。

2 被动陆缘形成的五个拆离模式

五个模式包括有拆离几何学的主要类型, 此外还考虑了拆离带之下地壳和地幔分布的纯剪切带的影响。简单的数字模式表明有限的一些隆起—沉降史的划分可被预测到。这些模式是一系列拉伸几何学的总结。图 2 中的五个模式表示了大陆伸展期间的早期发展过程。同时表示了发生大规模伸展之后的解体过程。

岩石圈楔形体(或 Wernicke)模式 拉伸是通过沿着一个单一的运动带的迁移实现的(Wernick, 1981, 1983, 1985)(图 2a)。当下板块从裂开的上板块之下牵引到地表时, 下板块的隆起就发生了。

阶梯式拆离模式 这也称之为剥离模式, 因为拆离断层在中地壳或壳下层次上水平运动相当大的距离。这类模式把周期的断坪和断坡融合到拆离几何学中(图 2b), 而且就产

生了象倾斜向斜或倾斜盆地这样的效应。水平剪切带可能是岩石强度随深度变化的结果。中地壳和地壳幔边界上的强度可能最大。高强度的水平层起到了应力引导作用,控制着拆离带穿过岩石圈的轨迹。当拆离带通过弱带进入强带时,变窄和变陡交替出现,类似于逆断层的断坪和断坡几何形态。

图 2b 表示了在中地壳应力引导下具有一个主体为水平的拆离断层。然后运动带向下陡倾穿过下地壳并拉平,在壳幔边界上水平运动。

拆离加纯剪切模式 第三组模式允许在中地壳剪切带下面有韧性拉伸作用。我们将这种情况称为“拆离+纯剪切”模式(图 2c, 2d),因为它们结合了拆离断层和水平剪切带以及下地壳和(或)上地幔的剪切拉伸的概念(Coward, 1986)。该模式还表明了拆离断层向下消失在韧性剪切带中,而且这些剪切带转而进入非同轴层流带中。这些拆离断层带下面的地壳和上地幔可能经历了共轴拉伸过程(图 2c, d)。

这种模式导致了横切拆离断层的岩石圈拉伸作用的水平转换(图 2c),从而导致了上地壳中的拉伸区与深部岩石圈中对应的拉伸区之间的侧向分离。图 2c 表示了拆离断层带上下拉伸区之间的大规模侧向转换。相反,在图 2d 中上地壳和拆离断层下面的拉伸区之间则很少有侧向分离。

初看起来,图 2d 表示的模式似乎与和谐的纯剪切模式没有差别。然而,所有这种相似性是表面现象,这是由于活动的下板块韧性拉伸位置从来没有与上板块中活动的裂谷带一致。因为韧性拉伸只限于深部,当上地壳中的拉伸区扩大时,深部韧性拉伸运动的位置便偏离活动的上盘。“阶梯状拆离+纯剪切”模式(图 2e)是原来模式各个方向的综合。

3 大陆拉伸期间隆起和沉降作用的模式

为建立拉伸期间的隆起和沉降模式必须考虑以下因素(图 4)。

重力均衡 拉伸引起的地壳变薄得到了密度相对人的地幔上升和地壳沉降的补偿,这就维持了均衡作用的平衡。地壳厚度减薄造成的负浮力可以用地球表层得到的地壳密度(2.8g/cm^3)和地幔密度(3.3g/cm^3)来计算。并将压力和温度校正值用于本文报道的计算深度的密度中。

岩石圈挠曲 由于岩石圈处于受力状态,某一部位的运动使毗邻岩石圈挠曲。这个因素本文没有考虑。只有在伸展陆缘为可忽略挠曲的刚性体时,这种因素才可忽视。

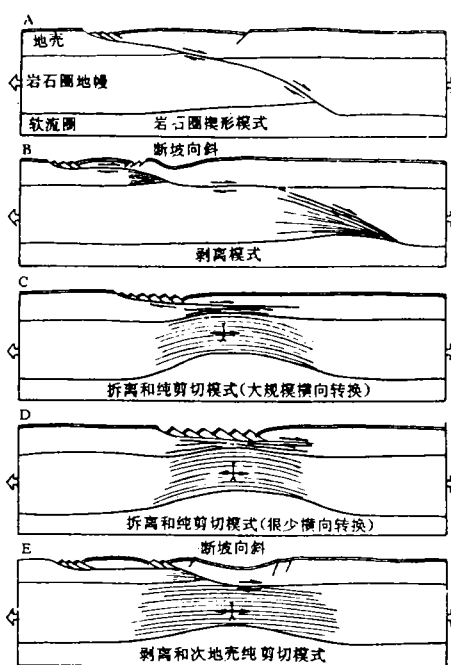


图 2 利用拆离断层拉伸的五个模式

(A)贯穿拆离断层;(B)拆离断层上的断坡和断坪,导致边缘高地和倾斜盆地的发展;(C)在拆离断层末端岩石圈的拆离加纯剪切拉伸作用,其中的韧性拉伸带实质上是脆性断裂的水平错断,以至裂谷盆地不能扩张到拆离断层之下韧性拉伸岩石的位置;(D)拆离断层之下的拆离加纯剪切拉伸作用,但拆离断层下的剪切拉伸带只有少部分是上地壳中脆性扩张带的水平错断;(E)拆离断层上的断坡、断坪及拆离断层下的韧性拉伸作用

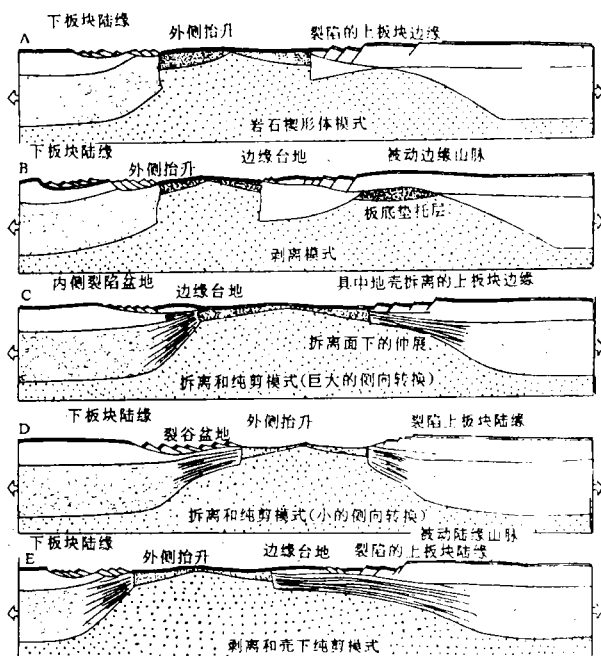


图3 经早期海底扩张阶段产生了巨大规模拉伸后，
图2中的五个模式的再造

陆缘结构表明了五个拆离模式推断的不同陆缘要素间的互补不对称性及特定空间关系。这些剖面的主要特征是：(A)通过两个(或多个)世代的拆离断层作用的分离；(B)断坡和断坪及两个世代的拆离断层。上板块陆缘有一个与裂谷带及断坡盆地邻接的陆缘台地。毗邻的被动大陆边缘山脉起源于板底垫托作用；(C)中下板块陆缘有一个与边缘台地邻接的内侧裂陷盆地；(D)下板块陆缘有裂谷盆地，覆盖在以外缘高地为边的伸展陆壳上

Etheridge(1989)也给出一个等效的导数公式。

沉积荷载 附加荷载是由沉积于盆地中的沉积物或剥蚀产生的失重造成的。由于这种沉积作用(或迁移作用)的第一级影响可单独确定，继而求和获得，因此就没有将这一变量加入我们的方程中去。同裂谷期沉积物将使沉降量增加2.9~3倍。这些影响因素在这次计算或由计算制作的图解中已明确不再考虑。

热凹陷 当拉伸引起的热异常逐渐散失时，密度逐渐增加就造成裂谷后期的沉降作用或陆缘进入凹陷期。裂谷后期的最大沉降是用拉伸期间产生的热浮力数量确定的。

拆离断层的双层数字模型 被动陆缘演化的拆离模式预示着岩石圈拉伸作用具有复杂的几何学。但这一复杂几何学在任意一点上的效应可采用一个双层拉伸模式来估计。我们假设拆离系统之上地壳以 β 量均匀拉伸，而拆离系统之下地壳和地幔以 δ 量均匀拉伸。图2和图3表示的不同的拆离几何形态是通过改变横穿陆缘的 β 和 δ 的绝对值与相对值建立的模式。倾斜拆离体系上的转移效应包含在 β 公式中倾斜拆离断层的效应中。

模式是用一个简单的 THINK Pascal™ 程序在 Macintosh II 型计算机上建立的，其步骤

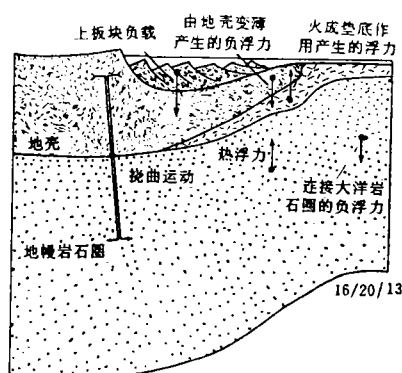


图4 当上板块沿拆离断层被拉开时，作用于下板块边缘的应力

这些因素的净结果是下板块边缘的外侧向上弯曲形成一个外侧高地

热浮力 正浮力是由与地幔地壳升高有关的地幔膨胀产生的密度降低引起的。这些计算中，深部温度的增加不是起因于隆起就是起因于岩石圈均匀拉伸造成地热梯度变陡。热浮力的大小是随地幔厚度增加而增大的，而随岩石圈伸展结果均匀地降低。

岩浆垫托作用 正浮力由地壳基底或其内部结晶的基性岩浆岩产生，假设结晶物已有 3.0g/cm^3 的密度。Klein 和 Langmuir(1987)介绍了一个计算熔融量的公式，而 Lister 和

如下。

(1) 这里使用的数字方法可预测具有任意地热等温面的裂谷阶段。将此地热等温面确定在 400 km 深度时为 25。确定热岩石圈的基底以及拆离面的深度。

(2) 将均匀拉伸量 β 应用到拆离断层之上的热岩石圈中。在深度 d_i 上的一个点上升到

$$d = d_i \beta$$

绝热减压降温到 $T = T_i - C_p d_i \cdot (1 - 1/\beta)$, 式中, $C_p \approx 0.5^\circ\text{C km}^{-1}$ 。

同样, 将拉伸量 δ 用于拆离面之下的热岩石圈中, 以至深度 d_i 上的一个点上升到 $d = [D / \beta - (D - d_i) / \delta]$ 的深度, 式中 D 是到拆离面的深度。此外, 绝热减压的结果降低了温度。

(3) 计算热浮力, 用于补偿压力的校正值与密度随深度增加的改变量有关。

(4) 计算地壳变薄产生的负浮力, 并将压力校正值用于密度计算。

(5) 浮力是一种概括性术语, 隆起—沉降曲线是利用热岩石圈和空气(或海水)的经压力校正的密度差来计算隆起或沉降量的大小推断的。假设拆离面之下的岩石圈均匀地向下拉伸很远直至热岩石圈基底, 这里将它作为具绝热与传导的温度—深度剖面间的地幔边界。

McKenzie(1987)的(校正后的)公式可以用来预测岩石圈不同原始厚度的沉降作用。计算表明岩石圈厚度从 75 km 变为 225 km, 从而预测为岩石圈厚度由 75 km 加至 225 km 时裂谷期的沉降从 4.7 km 减少到 0.8 km。

由于我们讨论的被动陆缘形成于中生代超大陆开始解体时期, 所以关键变量必定是当时热岩石圈的厚度。Jordan(1975, 1978, 1981), Sipkin 和 Jordan(1975, 1976)以及 Lerner—Lam 和 Jordan(1987)指出, 大陆和大洋地块之下的地震波速之间存在重大差别。这可用大陆和大洋之下地幔组成的物质差别来解释。大陆可有深达 200~300 km 的地幔根部。

Jordan(1978)推测在板块运动期间地幔根部发生粘性迁移, 而且这种迁移是稳定的, 从而阻止了因似玄武岩成分的亏损而使对流破坏的可能。玄武岩部分熔融物的移动将残留下粘度高于同温度下未亏损地幔的耐熔残块, 故要把这些大陆下的地幔根部解释为形成在超大陆解体之后是困难的。由于解体产生了地幔潜在的垂直分异作用, 因而发生了不很强的火成活动。因此我们得出现代任何大陆岩石圈深部地幔根部都是古生代超大陆的残余。

这一结论的实质含义是由于它需要古生代末大陆拉伸和解体的过程, 所以大陆向下延伸达 200 km 或更深, 而不是象拉伸计算中通常假设的 120~150 km。

下面计算是按照拆离面的上板块以 β 量均匀衰减, 而它的下板块则以 δ 量均匀衰减进行的。假设原始热岩石圈非常厚, 它的底在 250 km 深处。又假设地壳最初厚 35 km。这样就可以计算拉伸期间产生的诱导浮力的热量以及作为地壳拉伸结果产生的负浮力的量, 并表示于一系列图解中。能预测隆起沉降史的四个不同类型, 在不参考这一构造环境的任何资料的情况下, 其历史也可预测(将在后面讨论):

β 和 δ 值相等。这种状况通过 225 km 厚岩石圈的均匀拉伸来说明。利用 Minster 和 Archambeau 提出的古老地盾的地热均匀衰减($\beta = \delta$)说明了地热的效应(见 Jordan, 1975)(图 5A)。并表示了 $\beta = 1-5$ 时的地热。图 6A 是 β 范围为 1-5 时一个均匀拉伸岩石圈沉降过程的计算结果。图 7A 表示了裂谷期和沉降凹陷期隆起—沉降曲线的一般特征。如果岩石圈原来非常厚, 隆起就会发生。沉降发生于拉伸停止后的热松弛或凹陷期间, 这可能是一个很长的过程。

β 值相对较大而 δ 值相对较小。这类隆起—沉降曲线特征表示于图 7B 中。假设拆离面

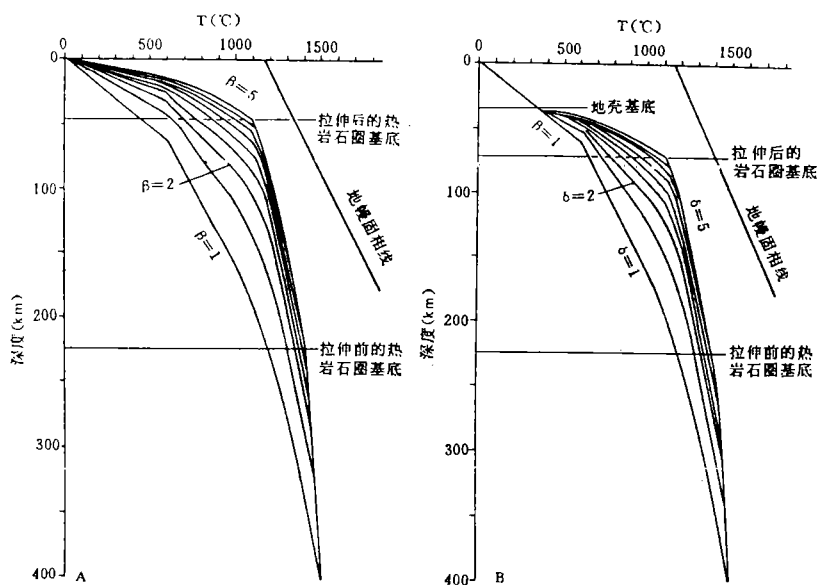


图5 热岩石圈均匀拉伸(A)和壳下伸展(B)的地幔地壳隆起图解

地热值引用 Minster 和 Archambeau (见 Jordan, 1975), 这些值可能更适合古老地盾。均匀拉伸应用的 $\beta=1-5$ (A), 而 $\delta=1-5$ 用于壳下伸展(B)。图解表示了拉伸产生的效应

下的岩石圈未发生拉伸作用那么在裂谷期沉降幅度巨大,但在拉伸停止后的凹陷期则很少发生沉降(Voorhoeve 和 Houseman, 1988)。裂谷后期的沉降基本上取决于拆离面下岩石圈拉伸量。对于下板块边缘的这种情况来说,拆离断层之下可能不存在拉伸,因此裂谷后期沉降相对较小(图 7B)。沉降量受拆离面下岩石圈的一个很小的拉伸便惊人地增加。如果岩石圈在拆离前均匀拉伸,就可预测这个很小的拉伸量。Lister 和 Davis (1989)提出两个大陆拉伸模式。模式 I 包括均匀拉伸,是由一组陡倾的穿透较深的正断层而造成的。拉伸期间从一个模式转移到另一个模式的情况是经常发生的。结果造成了拆离面下岩石圈的一个很小拉伸。

包括这种过程的简单计算结果表示于图 6B 中。我们介绍一种拆离面下岩石圈的拉伸停止时 $\beta=1.3$ 的模式 I 向模式 II 的转移过程。假设水平拆离发生在 10 km 深度上。在 $\beta=5$ 时裂谷期的沉降增加到 1.9 km。另外在随后的凹陷阶段又沉降了 3.8 km。

β 值相对小而 δ 值相对大的中地壳拆离。这类隆起—沉降曲线的特征表示在图 7C 中。裂谷期的隆起或沉降是有限的。因此重要沉降必然发生在凹陷期之后。

图 6C 表示了一个简单的计算结果。拆离断层发生在地壳 15 km 深,隆起发生在裂谷期,最大沉降可达 0.6 km。在凹陷期,高达 3.5 km 的沉降应当发生在假设的海平面之下。

β 值相对小而 δ 相对较大的壳下层拆离断层。由于壳下层拉伸而隆起的计算值表示于图 6D 中,用 Minster 和 Archambeau 地热值计算的热岩石圈厚度是 75~225 km。以 $\delta=1-5$ 计算时的地热衰减表示了图 5B 中。壳下层拉伸的隆起—沉降曲线具有裂谷期的隆起特征,此后,这种隆起逐渐衰减(图 7D)。

上述任何计算中都未考虑部分熔融作用。地幔绝热线的潜在温度太低,因而“拉伸的”地

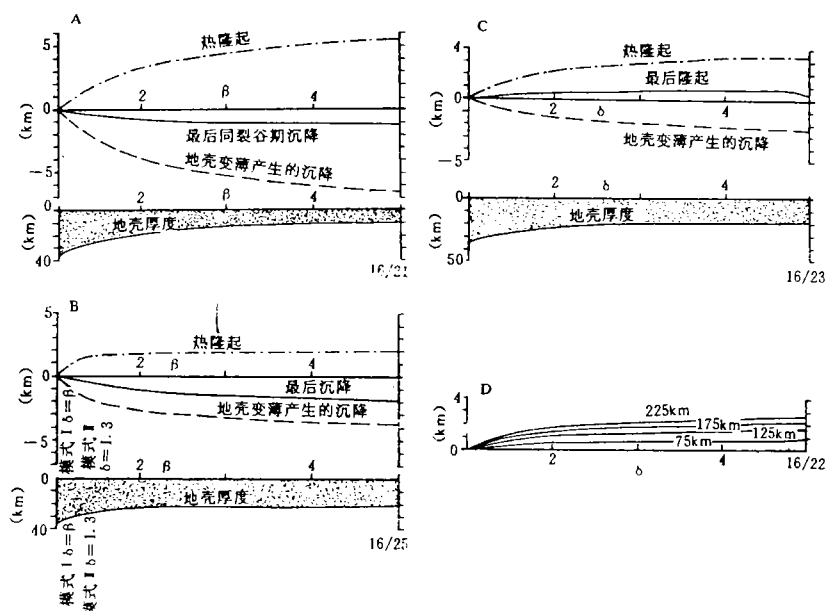


图6 设热岩石圈厚 225 km 时的计算结果

(A) $\beta=1-5$ 时的均匀拉伸效应; (B) 当拆离面下岩石圈的拉伸作用终止时, 在 $\beta=1.3$ 时假设由模式 I 转移到模式 II 过程中的沉降历史; (C) 中地壳拆离效应, 拆离断层原来位于地壳 15 km 深处, 而且拆离面上不发生拉伸作用。 $\delta=1-5$ 的拆离断层之下的拉伸作用表示在水平轴上; (D) 用热岩石圈不同原始厚度曲线表示的壳下层拉伸效应

热没有切割固相线。对于上述计算值来说就象图 5 那样明显, 干固相线上的部分熔融作用不会发生, 除非拉伸量超过 400% 才可考虑。所以做了第二组计算, 计算以 125 km 深为基础, 并考虑了部分熔融作用。Lister 描述了按照 Klein 和 Langmuir (1987) 的类似方法计算部分熔融作用的步骤。1150℃ 固相线以上的熔融系数假设为 0.0125% / °C, 那么固相线斜率为 3.8℃/km, 并假设地热从地表到 125 km 深呈线性增加。

由于这条固相线限制, 绝热隆起期间的部分熔融开始于距位势温度为 135℃ 的地幔绝热线 75 km 的深度。这时只发生 70% 的拉伸后, 部分熔融便开始, 相比之下, 对于 1100℃ 的固相线来说, 只有发生 150% 的拉伸之后部分熔融才开始, 深度大约是 60 km。

正如以上例子, 通过这些计算即可预测隆起沉降史的四种类型:

β 和 δ 值相等。这种情况用岩石圈的均匀拉伸表示于图 7A 和 8A 中。而且裂谷期间的沉降是巨大的。(在 $\beta=5$ 时, 水补偿沉降 2.83 km)。通过这种计算, 重要的部分熔融就会发生。按 $\beta=5$ 并假设 100% 的拉伸, 那就可聚积大约 6.7 km 厚的垫托物质, 这就导致总沉降量减少的总数为 0.85 km。凹陷期间的沉降量将不超过 3.03 km (或沉积物的最大厚度为 9~10 km)。

β 值相对较大而 δ 值相对较小。这种计算结果表示在图 8B 中。裂谷期间有大量沉降 (水补偿沉降 2.5 km)。裂谷后期的沉降由于 30% 的拆离面下岩石圈的原始拉伸得以增加。但凹陷期间的沉降还是限制于 1.3 km 内 (水补偿沉降)。因为地幔地热没有足够隆起, 所以没有发生部分熔融。

β 值相对较小而 δ 值相对较大的中地壳拆离。这种计算结果表示于图 8C 中, 裂谷期间

的总沉降量是有限的($\delta=5$ 时沉降 0.95 km)。当 $\delta=5$, 预测垫托层厚 3.3 km 时, 部分熔融就发生了, 所以减少沉降 0.49 km。重要的沉降发生在裂谷期后(当 $\delta=5$ 时, 预测附加沉降总量是 2.4 km)。

β 值较小和 δ 值较大的壳下层拆离作用。该计算只包括壳下层(图 8D)。部分熔融产生了厚 1.2 km 的垫托层, 从而持续隆起 0.13 km。包括热浮力在内, 预测总隆起为 1.3 km。

为进一步表示岩浆垫托作用的效应, 完成了附加计算。主要计算结果是垫托作用不产生重要效应, 除非地幔绝热线具有 1500℃ 左右的位势温度。在这种条件下, 不论上覆岩石圈发生隆起还是拉伸作用, 部分熔融都将同时发生, 大量岩浆作用也将开始出现。

表示这种情况的一系列计算结果表示于图 9 中。很明显, 发生了大量岩浆垫托作用。利用线性上升到 125 km 深, 而且允许地幔绝热线具有 1500℃ 位势温度的地热表示了 125 km 厚的热岩石圈的均匀衰减效应。

这些计算结果综合如下:

β 和 δ 具相等值。图 9A 表示了均匀扩张的计算结果。预测垫托的熔融体厚度很大, 超过 20.3 km, 位移沉降 3.02 km, 这样, 拉伸 400% 之后水补偿沉降大于 0.87 km。因此, 凹陷期间的附加沉降仍然是大量的, 最大值可达 2.82 km (水补偿的)。在图 7A 中, 阴影曲线表示了垫托效应。实线表示无垫托作用的隆起—沉降曲线。

β 值相对较大而 δ 值相对较小。图 9B 表示了根据均匀拉伸直到 $\beta = 1.3$ 的计算结果, 此后, 拆离面下岩石圈不再进一步拉伸, 从而只产生有限熔融作用。拆离断层最初发生在 15 km 深。预测沉降深度是 2 km, 但应注意, 若没有 3.1 km 厚度的垫托层, 这种沉降深度还要增加 0.46 km。凹陷期后期间将发生附加的(最大的)1.5 km 深的沉降(见图 7B)。

β 相对较小和 δ 相对较大的中地壳拆离断层。图 9C 表示了根据拆离面下岩石圈的拉伸作用的计算结果, 推测最初发生在 15 km 深处。最初的沉降发生在只有 85% 的拉伸之后, 由垫托作用产生的隆起导致上升且最后隆起达 0.46 km。应注意的是由水补偿沉降转换为空气补偿隆起产生了一条不连续的浮力曲线(见图 9C)。大约 15.6 km 厚的垫托物质以 $\beta=5$ 而聚积。热浮力的衰减将最终导致(水补偿)沉降深度在原基准线之下 1.5 km。图 7C 表示了这类隆起—沉降曲线的一般特征。

β 相对较小而 δ 相对较大的壳下层拆离断层。图 9D 表示了依据壳下层岩石圈的拉伸作用的计算结果。裂谷期间 10.3 km 厚的垫托火成岩的聚积引起了 2.07 km 的隆起。拉伸的壳下层岩石圈的热浮力使其抬升了总量中的 1.02 km。拉伸产生的热异常之后的热松弛期间, 抬升的热诱导因素将缓慢衰减。由于垫托层的浮力作用, 1.05 km 的隆起将永远保留下来

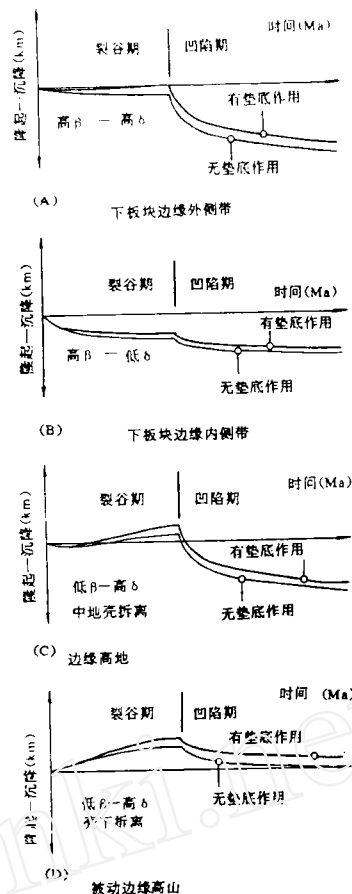


图 7 阶梯状拆离模式预测的不同环境中典型隆起—沉降历史

(A) 下板块边缘外侧带; (B) 下板块边缘内侧带; (C) 边缘高地; (D) 壳下层拉伸, 相邻大陆腹地隆起, 结果形成被动边缘山脉

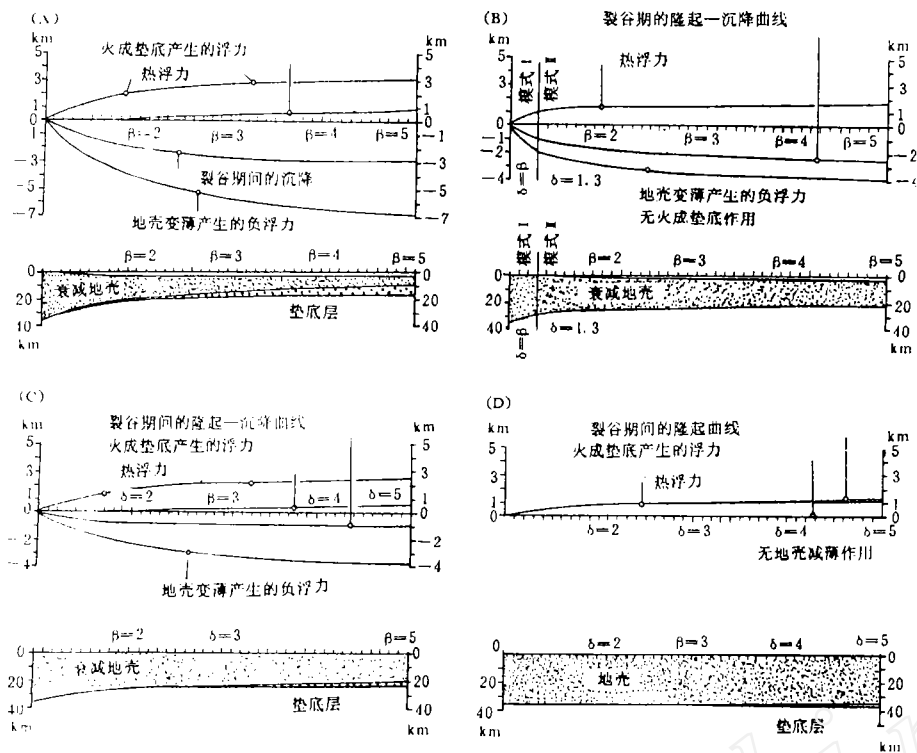


图 8 基于地温呈线性上升达初始厚为 125 km 热岩石圈基底之上这个假设的计算结果

这种地热允许地幔绝热线具有 1350℃ 的位势温度；(A) $\beta=1-5$ 时岩石圈均匀拉伸效应；(B) 当拆离面下岩石圈的拉伸作用结束时，模式 I 以 $\beta=1.3$ 向模式 II 转变过程的沉降史；(C) 中地壳拆离效应和含有最初在地壳 15 km 深拆离断层的拆离面下岩石圈的均匀拉伸效应。拆离断层之上不发生拉伸作用。拆离断层之下 $\delta=1-5$ 的拉伸表示于水平轴上；(D) $\delta=1-5$ 的壳下层拉伸效应，它表示于水平轴上。模式预测了扩张期间轻微的部分熔融作用 (Lister 和 Etheridge, 1989)。图 7D 表示了这类隆起—沉降曲线的一般特征。

4 拆离模式和被动陆缘大地构造

4.1 互补不对称原理

拆离模式主要预测大陆伸展产生的各种规模的不对称构造。着重强调了拉伸进行时的不对称构造的连续过程。如果正在进行的扩张导致了大陆解体和大洋盆地形成，产生的相对共轭被动边缘将表现互补不对称性，而且它们还表现了对应的构造和隆起—沉降历史。

在地壳范围内，单一被动边缘的不对称意义不是通过原来就倾向大洋的，就是通过远离它的下伏主拆离断层来确定的。在走滑断层不占优势的情况下，Lister 等 (1956) 主张将被动边缘分两个主要类型。包含拆离断层之上地壳在内的上板块陆缘 (图 10 右侧) 以及包括上板块强烈断裂残块覆盖的深部结晶岩在内的下板块陆缘 (图 10 左侧)。

4.2 大陆解体定位

岩墙群的定位表明大陆拉张的终结，这对确定被动陆缘的大地构造有重要意义。正如 Falvey 和 Mutter (1981) 所指，最后大陆解体的位置常与主裂谷盆地不一致，而是出现在这些裂谷盆地向海的基底高地上。这很难用常规的“岩石圈缩颈”模式解释，因为这一模式要求

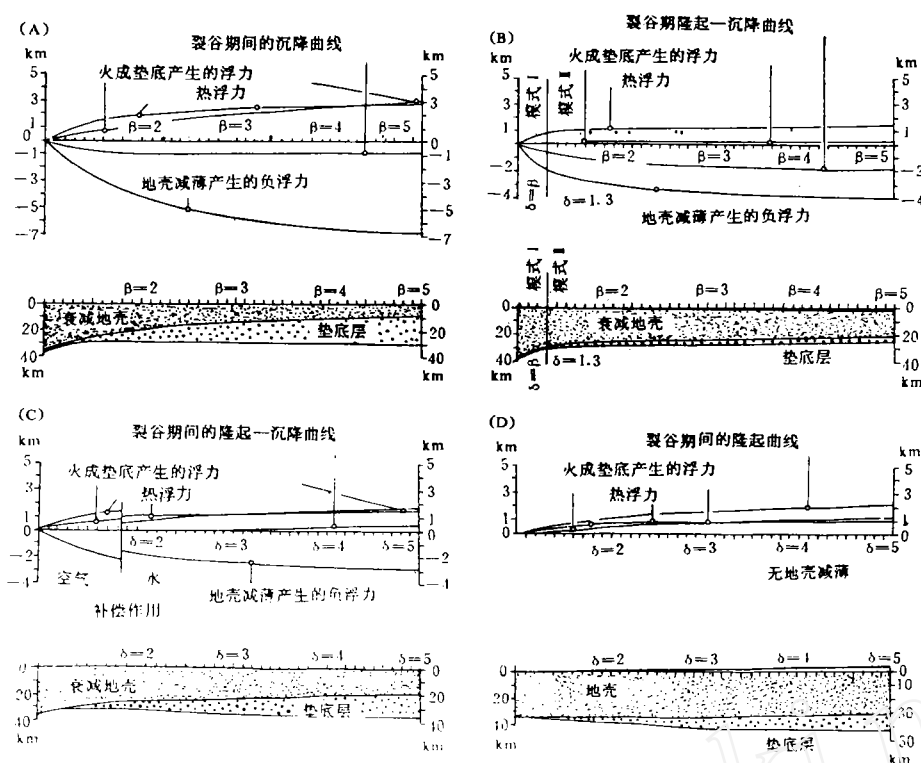


图9 基于地温呈线性上升达初始厚度为125 km的热岩石圈基底之上时的计算结果

(A) $\beta=1-5$ 时,岩石圈的均匀拉伸作用;(B)当拆离面下岩石圈的拉伸停止时,模式Ⅰ以 $\beta=1.3$ 向模式Ⅱ转换过程的沉降史;(C)中地壳拆离效应和拆离面下岩石圈的均匀拉伸效应,最初拆离发生在地壳15 km深处。拆离断层之上不发生拉伸作用,而拆离断层之下的拉伸作用($\beta=1-5$)表示在水平轴上;(D)在 $\delta=1-5$ 的壳下层的效应表示在水平轴上

大陆最后分离的位置与裂谷盆地本身一致,那么它就不能出现在相邻基底地块中。

拆离模式推测解体应当发生在最大的软流圈隆起的区域,因为这是绝热隆起期间发生大量部分熔融的最大区域。解体通常发生在上板块陆缘之上,这样解体便增加了其总体的不对称性而不是抑制它。

4.3 陆缘大地构造的构造要素

通过应用图2中的5个拆离模式到大应变中,以及假设大陆解体能发生等条件,被动陆缘大地构造的许多特定要素就可以推测到(Lister等,1986)由模式剖面得出的结果,然后就可用来推测这些不同构造要素的隆起—沉降史的性质。

根据岩石圈楔状体模式,解体过程可见图3A。以上弯拆离断层为界的下板块边缘确定了外侧上升并与破裂的但拉伸很小的上板块边缘互补。只有与上板块边缘毗邻的大陆腹地边缘周围在该模式中是隆起的,这就清楚地表明了相对的边缘正断层特征方面的差别。

其它构造要素由岩石圈在一个或更多层次上的拆离断层诱发,图3B反映了随着中地壳断坪上升沿倾斜面上升破裂,而引起的中地壳残壳幔之间拆离效应。下板块边缘与图3A中的一致,但阶梯状拆离带使得上板块边缘更宽、更复杂。我们以中地壳断坪上盘之上相对未伸展的上板块扇形体为例说明,虽然扇形体未被拉伸,但由于下地壳从它下面撤走,

它便下沉。而扇形体将停留在高于相邻洋盆的位置上,结果形成边缘高地。

边缘高地内侧,沉降发生在拆离断层的断坡之上,产生一个断坡向斜或上盘盆地(图2)(Gibbs,1984,1987)。边缘高地的断坡盆地内侧可能相对较陡,但它以缺失下板块边缘裂谷盆地的缓倾斜转换断层为特征。

更远的内侧是平静的,拆离断层沿莫霍面变平直并与相对地壳来说较热的地幔并置。这种暂时的热浮力和板底垫托产生的长期浮力使得上覆未被拉伸的地壳隆起,从而产生了被动陆缘山脉。这些重要地形可能表示了上板块被动陆缘的特征。

拆离断层以图2C和2D的形式与上地幔和(或)下地壳的纯剪切紧密相关。这本质上并没有影响互补陆缘总体上缓倾的构造特征,但它指示了对裂谷期间以及随后陆缘形成的凹陷期的隆升—沉降史。

这种模式可产生一个典型的不对称陆缘对,即一个宽而经强烈构造作用了的沉降下板块陆缘与一个窄而相对未受构造作用的上板块陆缘成对出现,在这些地方,脆性上地壳与较深处的韧性伸展之间的侧向断错特别小(图3D)。在水平断错较大的地方,根据距拆离断层的深度,可产生边缘高地和/或宽阔的上板块陆缘。

被动陆缘的隆起—沉降史还受到拆离断层之下岩石圈拉伸作用的重要影响。穿切拆离断层伸展的大规模侧向断错导致未扩张的上地壳之下,而不是主裂谷构造之下产生热异常。这就产生了一个“栖息”的裂谷盆地,下板块陆缘盆地沉降相对较小,而在上板块边上,相对未受构造作用的基底的拉伸后热沉降为一条很宽的带。较小的侧向断错意味着强烈拉伸(脆性)的上地壳区至少部分覆盖了地幔拉伸带。岩石圈缩颈作用的热效应便直接位于下板块边缘部分裂谷盆地之下,这就造成下板块陆缘外侧边上大量的裂谷后期沉降(图3D)。

我们结合阶梯状拆离断层及壳幔的巨厚伸展,考虑了一个复杂模式,根据这个模式,陆缘对的距离表现在图3E中。拆离体系终止在壳下层拉伸带的壳幔界线上。因为岩石圈拉伸带远离上地壳拉伸带,所以隆起—沉降史具有强烈的不对称性。

4.4 不同被动陆缘大地构造环境下特征的隆起—沉降史

陆缘大地构造的不同要素在拆离断层上下有不同的拉伸型式。这些不同型式可在图2表示的5个拆离模式中识别出来。隆起—沉降形成历史在前面的剖面中做了讨论。

不同陆缘要素的不同隆起和/或沉降史具有以下特征:

下板块被动陆缘内侧。我们假设上板块均匀拉伸值相对较大($\beta=1-5$),并与拆离体系上面的转换断层效应一级近似,岩石圈下面不是全然没有拉伸,就是遭受了相对轻微的拉伸。这种情况在前面以 β 相对较大而 δ 相对较小为条件建立了模式剖面(见图6B、8B和9B),典型隆起—沉降曲线表示于图7B中。

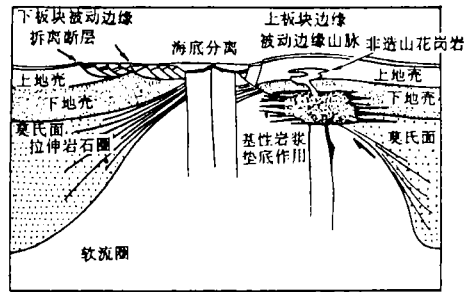


图10 由拆离断层引起的大陆扩张产生的上板块和下板块被动陆缘大地构造略图

相对被动边缘显示了特征的但又是互补的不对称性。下板块陆缘(左)具复杂的构造,常含有上拱的拆离断层之上的上板块残留的倾斜地块。该图中可见多重拆离产生了两个世代的倾斜地块。上板块边缘(右)相对没有构造作用,但热浮力导致软流圈上升,结果隆起而形成被动边缘山脉,并由于地幔部分熔融产生了岩浆垫托作用

下板块被动陆缘外侧。拆离面下的岩石圈在陆缘的外侧边上可能是强烈拉伸的,这些地方强烈拉伸的上板块扩大成为正好与扩张继续进行的韧性拉伸的下板块岩石并列。这种情况在前面剖面中建立了均匀拉伸模式(见图 6A,8A,9A)。典型的隆起—沉降曲线形式表示在图 7A 中。

边缘高地。我们主张边缘高地是中地壳拆离结果形成的,这样,中、下地壳以及拆离断层之下的地幔也被拉伸了,并从下面拖出很大的、相对未受构造作用的上板块扇形体。拆离面下岩石圈(即中、下地壳和部分上地幔)在进行过程中是均匀拉伸的。这种情况建立了 β 值相对较小而 δ 值相对较大的中地壳拆离模式(见图 6C,8C,9C)。典型的隆起—沉降曲线型式表示在图 7C 中。我们已证明中地壳拆离可导致裂谷期间和沉降之后的小规模隆起。这可以解释象澳大利亚近海域的 Exmouth 和昆士兰高地或美国东岸之外的 Blake 高地这些区域的隆起—沉降史。

被动陆缘山脉。我们假设上板块根本没有变形,并假设拆离体系定位在地壳基底上或附近。这样,伏于上板块陆缘之下的上地幔(包括或不包括最下部地壳)通过或不通过拉伸作用从上板块陆缘之下被拉出来。这种情况以 β 值相对较小和 δ 值相对较大为条件建立了中地壳拆离模式(见图 6D,8D,9D)。典型的隆起—沉降曲线型式如图 7D 所示。

5 下板块被动陆缘

5.1 下板块陆缘构造

下板块陆缘具有转换倾斜地块和半地堑,并被拉伸期后的以及热沉降或凹陷期的横向非常连续的缓倾斜地层不整合覆盖为特征。下板块陆缘的正断层通常倾向大洋,在拉伸端部,正断层倾角很小,甚至呈倒转倾斜。在强烈拉伸的地方,可产生多期断层(Proffett, 1977; Miller 等, 1983),结果产生非常复杂的构造,其中的裂谷前和同裂谷期地层以陡倾角和多变倾角为主。

5.2 外侧上升的成因

在盆岭省,上拱的下板块区域以变质核杂岩为特征(Crittenden 等, 1980; Frost 和 Martin, 1982),这些地区的被动陆缘与某些外侧上升区的被动边缘可能就存在可比性,外侧上升区通常将强烈拉伸的大陆壳及其上覆凹陷期沉积物与洋壳分开(Schuephach 和 Vail, 1980; Symonds 等, 1984)。在这些地区的最外侧的拆离层在地震剖面上是显而易见的,拉伸更强烈的部分是下板块陆缘(图 2)。

拆离断层可能是造成属于后期扩张产生的挤压造山带中高压岩石隆起和出露地表的主要原因,例如 Aegean 群岛变质核杂岩中的榴辉岩和蓝闪片岩相岩石(Lister 等, 1984),或者还有远离新西兰的 Dentreasteaux 群岛变质核杂岩中的麻粒岩和榴辉岩。

这种模式可以解释毗邻裂谷盆地的海洋中发生快速沉积时外侧高地的隆起和剥蚀作用,这一特点是由 Falvey 和 Mutter(1981)提出的。当变质核杂岩遭受活化隆起时,由半地堑杂岩限定的裂谷盆地形成的大量沉积物聚集在褶升区靠大陆一侧。如果大陆解体最终发生在这种下板块褶升区靠海一侧,下板块陆缘就具有半地堑限定在外侧高地内部裂谷盆地的特征。在凹陷期后的一段时期内,外侧的褶升区开始缓慢下沉,基底构造将被沉积物覆盖。在隆起期间,这种褶升区可能遭受剥蚀,这种情况下,上板块残块将消失,解体后的沉积物可直接沉积在下板块上。另一方面,第二幕拆离断裂深切到外侧基底褶升区,形成含有深层结晶

岩的倾斜地块(图 10)。

5.3 大西洋型被动陆缘的成因

拉伸期间形成的几何学特征取决于:①总拉伸量和②上地壳裂谷带和下伏岩石圈中韧性拉伸带之间的初期侧向分离。当初期侧向分离很大时(如图 2C 所示),这两个带将永不一致。隆起和沉降的特征图形将随着与很少沉降的裂谷盆地相邻的陆缘样式发展。

然而,如果初期分离很小(如图 2D 所示),那么,隆起和沉降的图形就不清楚,而且可能与地壳和地幔的均匀纯剪切产生的图形类似。当强烈扩张的上地壳占有区扩大时,最后它将与扩张早期韧性拉伸的地壳相遇。在这种情况下,形成下板块陆缘的外侧部分被减薄 100%~400%的岩石圈覆盖。所以,在凹陷期之后具有相当大的沉降。

这就产生了一个大西洋型被动陆缘成因模式,如图 11 所示。该模式的应用以美国被动陆缘的 Carolina 海槽或 Baltimore Canyon 海槽扇形体为例说明。

由大陆向大洋方向前进,这些陆缘包括:(1)岸上拉张半地堑,是在隆起和沉降侵蚀期间发展而成的拉张(Manspiezer, 1981),而且实际上未遭受热沉降;(2)被侵蚀的半地堑,后来在大陆架下面经历了有限沉降(如长岛盆地, Hutchinson 等, 1986);(3)裂谷后期沉积物厚度很大,看来象是直接覆盖在实际上已减薄的地壳,并依次覆盖了具高 P 波速度、介于地壳和地幔间的过渡岩石(如 Baltimore Canyon 海槽, LASE 研究组, 1986)。

图 11a 中表示了初期情况。最古老的裂谷是那些最远的内陆,而且它们覆盖了相对未拉伸的岩石圈。这些构造发生的隆起和侵蚀作用推测是由于大西洋陆缘拉伸早期形成的基性侵入体有关的岩浆垫托作用的效应(见 McHone 和 Butler, 1984)。下板块拉伸向东递增,致使陆缘形成的凹陷期间的沉降量向东也随之增加。在大陆架或附近深部形成的裂谷到裂谷期末已隆起或已被侵蚀,然后沉降 4~6 km(图 11b 和 11c)。

这种状态是可以预测的,即使在下板块拉伸量只有 40%~50%的地方也是这样。然而,在陆缘的边部,拆离断层之下的拉伸量相当大(300%~400%),凹陷期间的热沉降也非常大。利用由岩石圈均匀拉伸获得的值确定这部分陆缘上的沉降量是 3.2~3.5 km,当拉伸量 $\beta=3\sim5$ 时,包括沉积岩在内的沉降量最大可达 9.3~15.5 km。

这些计算证明不仅同裂谷期的而且裂谷后期的沉降量也变化很大,可以横切单一的下板块陆缘。利用这个模式预测的几何学还可与观察到的,例如 LASE 研究小组(1986)报道的实验期间获得的几何学对比。

5.4 下板块的同裂谷期隆起

下板块被动陆缘常常是上升的,或者在裂谷期间停留在海平面之上,以至邻接裂谷盆地的倾斜地块的一些棱角被侵蚀而夷平。其他一些例子可在通过美洲陆缘的剖面中找到,或者

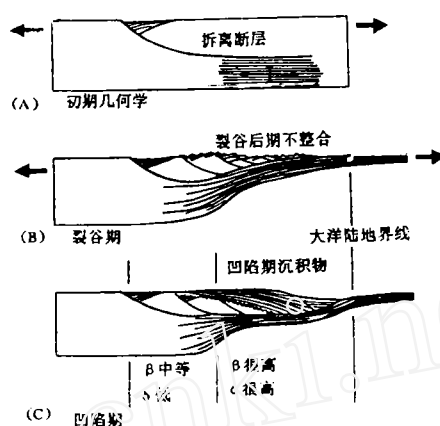


图 11 一个经典的大西洋型下板块被动陆缘发展的剖面示意图

注意脆性上地壳拉伸的侧向断错与韧性下板块拉伸的对应关系(A),当上地壳中的裂谷区扩大时,它遇上强烈拉伸的下板块岩石(B),裂谷后期的热沉降向大洋一大陆界线方向明显增加

在凹陷期沉积物在部分美洲陆缘堆积之前发生的裂谷期构造的实际侵蚀过程中找到(Hutchinson 等,1986)。裂谷期间,不论是停留在还是隆起到波基面之上的一些伸展区域的证据广泛分布在许多其它的被动陆缘上,如 Lord Howe 隆起和澳大利亚南缘。

对裂谷后期凹陷盆地基底不整合的普遍观察结果引出了象“裂谷后”或“解体”等反映不整合性质的术语(Falvey,1974;Falvey 和 Middleton,1981)。这些主要不整合的存在,以及裂谷充填物中以陆地沉积物为主,可以推测在陆缘发展的裂谷期间持续不断的隆起(或缺失沉降)是普遍的。沉降开始于拉伸期间产生的热异常缓慢松弛期间,停止于拉伸之后。

我们已证明一个厚而热的岩石圈的均匀拉伸作用可减少几百米的同裂谷期沉降。在这种情况下,陡倾斜地块的棱角可能出露,因而可发生有限的侵蚀作用。利用下板块陆缘拆离模式,可以证明部分下板块陆缘内侧的同裂谷期沉降是客观存在的,这样,如果下板块陆缘在裂谷期间仍保持上升,必须应用其它的隆起机制,这样的机制就是板底垫托作用。

如果下板块陆缘由 5~15 km 厚的镁铁质麻粒岩垫托,其沉降便减少 0.5~1.4 km。这可能就是裂谷山肩和倾斜地块棱角在热沉降期间被淹没和覆盖之前减少夷平,足以维持它们在拉伸期间露出海平面的原因。

支持下板块陆缘板底垫托机制的事实还有在部分被动陆缘外侧之下存在一个 P 波速度大于 7 km/s 的“过渡”地壳(LASE 研究组,1986;Haworth 和 Keen,1979;Talwani 等,1979;Mutter 等 1988)。因此,本文介绍的模式认为被动陆缘下面推测的厚层垫托物质是存在相对热的地幔上涌的标志,或是“地幔热点”的标志(见图 8)。这种“热”软流圈开始熔融便直接隆起,而且部分熔融量,正象我们计算证明的那样,必然很大。

由于热地幔柱中软流圈的密度小,所以到达的相对较热的地幔上涌将以初期(造陆的)隆起形式产生额外的隆起(Crough,1979;Houseman 和 England,1986)。况且,在热平衡出现之前,“热”软流圈之上的岩石圈的衰减产生了真正的辅助浮力。由于垫托作用,这些效应与辅助浮力结合就可产生巨大的抬升,从而解释了在下板块被动陆缘上观察到的裂谷期间持续隆起的原因。

6 上板块被动陆缘

6.1 上板块陆缘的构造

上板块被动陆缘相对较窄,且构造较简单(图 10 右),经常含有有限的沉积盖层。因此,它们的宽度和沉降史主要取决于具体的拆离几何特征和最后解体发生的位置。在这样一种上板块陆缘上,可能有也可能没有强烈拉伸的部分上板块的残留物。但如果这种残留物存在,这些正断层如同主拆离断层那样在大陆边缘之下反倾。转换正断层残余及它们在上板块陆缘上伴生的半地堑的一些例子可能有加拿大大浅滩上的 Jeanne Darc 盆地(Tankard 和 Welsink,1987),大西洋东北陆缘的大西洋盆地和纽约海湾盆地(Hutchinson 等,1986),佛罗里达地台下面 Blake 高地内侧无名的三叠纪半地堑(Grov,1981;Hutchinson 和 Grow,1985)。

上板块陆缘上最常见的正断层类型是陡倾的、受弯曲应力影响发育而成的间距很大的断层。这些断层一般近水平拉伸,并在主拉伸后期甚至在主拉伸之后形成。因为它们倾向海,所以这些断层切割伸展构造,并将“假对称”转变为不对称互补陆缘对。用它们的陡倾角将它们与主拉伸断层区别开。这类断层在地震剖面上通常最明显,最易辨认。它们可能有相当大

的垂直运动成分,阶梯状大陆基底向下以较大倾角倾向洋盆,并逐渐让位于上板块陆缘上相对更陡的大陆—大洋过渡带。因为它们很陡,所以它们还可以在拉伸之后的热沉降期间活化。我们将含有这类重要断层的上板块陆缘作为断开的上板块被动陆缘。

上板块陆缘的另一个重要特征是大陆腹地直接隆起而形成被动陆缘山脉。被动陆缘山脉开始于随着壳下岩石圈在未拉伸地壳之下减薄而伴随的热浮力产生的纯拉伸期间(图6D,7D)。因此,它们通常在伸展已停止和热异常已衰减很长时间之后还持续抬升。正如下面讨论的那样,这种持续抬升可归因于岩浆垫托作用的效应(见图7D,9D和10右侧)(Lister 和 Etheridge,1989)。

6.2 上板块边缘的隆起—沉降作用

我们认为上板块陆缘最简单的模式就是岩石圈楔形体模式,该模式中,下板块通过软流圈整体迁移和更换。假设一条线形地热梯度向下直到125 km深,然后随绝热线变化,这种情况下的最大隆起点位于拆离断层穿切地壳—地幔界线的地方。当地幔绝热线介于1350~1400℃之间时,上板块隆起介于0.5~0.7 km之间(Voorhoeve 和 Houseman,1988)。当热异常松弛时这种隆起将快速衰减,以至极少量的隆起应当在拉伸停止之后的60~100 Ma时间内见到。

“拆离+纯剪切”模式也可产生上板块陆缘隆起,特别是拉伸被限制于地幔岩石圈的地方。以75~225 km深度上,隆起量范围为0.9~2.7 km,认为超过了原来岩石圈厚度。然而,在大约60 Ma恒定时间的冷却期间,这种隆起将衰减(Jarvis 和 McKenzie,1980)。

这种热诱导上板块陆缘隆起的有限持续时间使得Lister 和 Etheridge(1989)调查了由辉长岩和(或)派生的镁铁质麻粒岩组成的垫托地壳诱导的长期(持久)隆起的细节。当它在拉伸期间减压时地幔部分熔融就发生了。

软流圈隆起便导致地壳—地幔界线处大量部分熔融作用,并产生了5~15 km厚的垫托层。这些都将侵入到下地壳或是在地壳基底增长(Drummond 和 Collins,1986)。上板块陆缘大陆腹地的持续隆起是由厚0.5~1.4 km镁铁质麻粒岩的增生作用产生的。

7 共轭被动陆缘

在这里,选择几个例子简述拆离模式的应用。我们解释了普遍出现的互补不对称性,加强了在不同的陆缘大地构造中识别不同隆起—沉降史的观察。根据拆离模式对,共轭被动陆缘对的更详细的分析在其它文章中已有介绍(见Etheridge等,1990)。

7.1 澳大利亚和南极洲的重建

澳大利亚西部和东北部陆缘具有复杂的陆缘高地和海沟系统,但南部陆缘与此不同,表现了相对简单的特征。两个中坡阶地——Eyre 和 Ceduna 阶地出现在陆缘中部(见Etheridge等,1990)。这两个阶地跨立在中侏罗到早白垩世裂谷系北翼,该裂谷系从澳大利亚西南角向南部Bass海峡扩张。Ceduna阶地下面的裂谷构造样式不能确定,因为在澳大利亚海湾盆地(GAB)的沉积剖面厚度高达14 km。然而,在Eyre阶地(Eyre次盆地)之下的GAB沉积物少,出露好,裂谷的拉伸几何学特征也清楚,而且从石油勘探钻井资料已得知同裂谷期剖面的年龄和性质(Bein 和 Taylor,1981)。我们将Eyre阶地解释为一个“滞”拉伸盆地,它包含E—EN走向的转换正断层和NW走向的转换断层。它是从中侏罗(?)到早白垩世在拆离断层上盘和主要分支断裂之间通过有限的北西—南东向拉伸形成的。

在澳大利亚和南极洲两个陆缘两侧都有很宽(150 km 宽)的静磁带(MQZ)。朝向陆地边缘是由显著的磁谷确定的,朝向海洋的边表现了具大洋地壳特征的界线,而且它们是在 95 ± 5 Ma 解体(Veevers, 1986, 1987)之后缓慢分离期间形成的(磁异常为 $34\sim 20$)。

澳大利亚中南部陆缘及其 MQZ 显示的裂谷期和凹陷期沉积物盖层厚度比它的共轭 Wilkes 陆地和南极洲陆缘大得多。南澳大利亚陆缘有上述下板块陆缘模式的许多特征。整个大地构造、拉伸断层几何学、隆起—沉降史、地壳速度构造上下层沿走向的易变性以及一些详细结构和陆缘地层特征一起都可根据下板块陆缘模式加以解释。Etheridge 等(1990)提出一个平衡剖面以及将整个澳大利亚和南极洲陆缘组合之下的中地壳拆离断层(约当今海平面之下 $10\sim 15$ km)与拆离面下纯剪切及拆离断层之上具大而易变的扩张总量结合起来的复原再建方法。本文将对这一再建过程进行讨论。

该模式隐含着 Eyre 阶地之下上、下地壳相对少量的减薄作用(约 20%),以及磁谷邻区中分叉拆离断层南部地壳衰减速度增加(平均约 200%)。根据这一模式,澳大利亚 MQZ 包含强衰减的下板块,含有朝向其大陆边缘的断开的和转换的上板块残留,而且还有垫在朝向其大洋边缘附近裂谷之下的拆离底板。

共轭的南极洲陆缘的构造类型(Elttreim 等, 1985; Elttreim 和 Smith, 1987)可能是一个覆盖在 COB 附近向南缓倾斜的拆离断层之上的拉伸上板块陆缘残块的联合体。裂开的上板块陆缘构造再向南可能存在磁谷,它也许向南延伸直到近海岸处被解释为“界线”断层为止(Domack 和 Anderson, 1983)。南极洲内部只有有限沉降,适合于作为上板块陆缘来解释。

该模式的主要构造含义是,随着 MQZ 之下最大地壳的衰减,下板块澳大利亚陆缘从具有整个剖面之下拉伸拆离面下纯剪切的某些性质的上板块南极陆缘之下拖拉出来。在扩张末期,南极磁谷和拆离体系上盘之间的裂谷带宽度是 480 km。因此,在扩张之前,这两点紧密在一起的距离应该是 280 km。

7.2 横穿大西洋的重建

一些作者对大陆边缘构造的不对称性,以及大西洋对面有关盆地的发展已做过评论。Tankard 和 Welsink (1987)利用 Wernicke 型模式对具有欧洲加利西亚浅滩陆缘的加拿大大浅滩进行了重建工作。他们将加拿大扇形体解释为上板块陆缘,而将加利西亚浅滩解释为下板块陆缘,这是由单一的缓倾拆离断层的伸展运动产生的。因此,这就要求在加拿大大陆架上的 Jeanne D'Arc 及与其有关的盆地必须以背向主拆离断层的正断层为界。Klitgord 和 Behrendt (1979)以及 Jansa 和 Wiedman (1982)记述了裂谷后期盆地发展的错误结合而不对称地跨越了美国和非洲西北部之间的中北部大西洋。

Etheridge 等(1990)将佛罗里达和新泽西之间的陆缘分为被主转换断层分离的三种主要的上、下板块扇形体。Carolina 海槽和 Baltimore Canyon 海槽被解释为占据了下板块陆缘位置,认为 Blake 高地盆地是覆盖着上板块陆缘上的边缘高地。在 Blake 高地和 Carolina 海槽之间,主转换断层必须调节主拆离断层(带)的倾向转换。

相反,两个下板块扇形体之间的转换断层只简单地牵引着主要是向海倾斜的拆离断层,结果导致主构造具有水平断错的特征(Etheridge 等, 1987),尽管拆离断层在形态和(或)倾向上还会出现某些变化。解释依据是:(1)裂谷期半地堑的向岸和背岸面以及它们的界线正断层的倾向,这确定了上板块拉伸构造不对称性的意义;(2)裂谷后期基底表面的一般形态及确定标志和(3)裂谷后期的沉降史(见 Etheridge 等, 1990)。

对非洲陆缘裂谷期构造的分析很难得出一致的认识,因为资料太少。但可以表明 Tarfaya 盆地/Cape Blane 地区及 Senegal 盆地具有上板块陆缘盆地特征,它们分别与下板块 Baltimore Canyon 海槽和 Carolina 海槽互补(Etheridge 等,1990)。将 Guinea 盆地和部分 Gambia 深海平原解释为覆盖着从 Blake 高地之下拖拉出来的强烈拉伸的下板块陆缘。重建的模式与 Le Pichon 等(1977)及 Klitgord 和 Behrendt(1979)的解释类似。但非洲向北有少量相对位移。这些位移加起来与 Carolina 海槽和 Blake 高地之间推断的转换断层相对应,沿着 Gambia 河,在非洲陆缘上很可能是 Blake 高地连续分布的位置(Etheridge 等,1990)。

互补不对称性的其他典型例子是邻接南大西洋陆缘的宽阔自然地理特征。相当窄的非洲西南陆缘邻接被动陆缘山脉。相反,互补的阿根廷陆缘比较宽,地势低,而且被许多裂谷盆地覆盖。另外,不对称方向很清楚地转向北,与一条明显的大洋断裂带一致。在这一原始转换断层北边,比较窄的隆起陆缘位于南美洲边上,并深深地切割了 Guyana 高地。共轭的非洲陆缘比较宽,并具有地势较低的腹地。

7.3 东部高地和横跨 Tasman 海的 Lord Howe 隆起的重建

澳大利亚东南部和横跨 Tasman 海的 Lord Howe 隆起的重建结果(Weissel 和 Hayes, 1977; Shaw, 1978)是将狭窄的未受构造作用的澳大利亚陆缘与它紧靠 Lord Howe 隆起西边宽阔并被淹没的裂谷体系的隆起腹地并置在一起。我们将澳大利亚东南解释为一个垫托的上板块边缘(Lister 和 Etheridge, 1989)。互补的下板块陆缘的范围(全被淹没)及拆离体系上盘的位置不清楚,但我们认为它应当向东延伸一直到 Norfolk 海岭为止(Etheridge 等, 1990)。在那种情况下,Norfolk 海岭、New Caledonia 盆地以及 Lord Howe 隆起全部都由一个或更多拆离断层掩盖下的大陆壳的各种扩张扇形体组成。不论是构造的还是隆起—沉降史不对称性的相似性都是从横穿 Ross 海的维多利亚陆地上跨越南极的山脉发现的。这已由 Fitzgerald 等(1986)用拆离模式做了解释。

8 讨 论

我们试图证明拆离模式在更大范围内预测被动大陆边缘的地貌特征、构造特征以及隆起—沉降特征的能力。但在本文中我们只考虑了正常拉伸的结果,而没有考虑横推因素。现在主板块的许多界线,不论是分叉的还是会聚的,都有斜交陆缘的相对速度向量。所以,斜拉伸或转换拉伸在被动陆缘背景上很可能是普遍存在的。尽管如此,不对称拆离模式完全有能力解释被动大陆边缘的总体构造、地貌特征和隆起—沉降史。我们强调的是这一模式(与图 2 中表示的偏差相当)是对拉伸造山带中复杂性的一个有效归纳的代表。

每个单独的陆缘或互补陆缘对很可能是独特的,反映着拆离断层(带)的特殊几何学和运动史、地壳和上地幔的分布应力场、前拉伸厚度、组成和热构造。遗留构造的影响也可能对扩张几何学的详细结构产生大量影响。

另一种情况是被动大陆边缘上存在少量拆离断层的直接证据。最可靠的证据应取自深部地震反射资料。在拆离断层将声阻抗完全不同的岩石分开的地方和(或)在拆离断层包含声学上各向异性岩石厚层(≥ 100 m)带的地方(如强片理化糜棱岩),拆离断层将显示出来。根据盆岭省拆离断层的特征,这些成像条件不论在露头上还是在地震反射资料中应当是相当普遍的,但为什么拆离断层的地震映像资料报导的不很多呢?主要原因也许是大多数高质量的地震反射资料都局限于大陆架,因为这里的任何拆离断层被厚层同裂谷期和裂谷后期

的沉积序列覆盖。地震剖面一般没有足够的记录长度或没有足够的地震能量透射到很可能是拆离断层的深度。深水处拆离断层很可能在较浅层次出现,那里的地震资料一般限于科学上的探索,而且常常不应用现代化工业探测程序。事实上,利用大能量的调谐能源可使转换正断层和伴生的半地堑组合之下深而平卧的反射体反射,因而一些近代深部反射地震剖面用于大陆边缘或拉伸盆地(如 WINCH 和 MOIST 对北海的调查,Beach 等,1987;或 Otway 盆地中板块 I 的调查,本文及 Etheridge 等,1990)。

本文描述的均衡模式说明用拆离模式预测隆起—沉降史取决于拆离断层的深度、上板块和下板块的拉伸量、地壳和地幔岩石圈的初始厚度及初始地热。这在某种意义上要比均匀纯剪切拉伸情况复杂得多,后者只能预测沉降及热历史与地壳减薄量之间的简单关系。

一些试图对比沉降史、由上地壳断裂测量拉伸作用、用地震折射资料确定地壳厚度等工作的失败(如在北海,Slater 和 Christie,1980),可能完全是因为拉伸作用发生在一个或多个拆离断层上,而不是由均匀纯剪切产生的。Gibbs (1987)近来证明部分北海的拆离断层有三幕分离,而且通过深部反射资料解释确定的莫霍面深度与拆离断层的运动量和运动史一致。

由这一经验得出的简单信息仅仅是地壳厚度的确定,将难以判别是拉伸还是其他盆地成因模式。然而,精确的地壳厚度及 ESP 和 LASE 实验得出的速度剖面结合深部地震反射及浅断层几何学的仔细分析应当能够判别各种模式。

9 结 论

被动陆缘演化的拆离模式主要涉及隆起—沉降史。不仅上板块/下板块构造不对称性在拉伸期间隆起—沉降的明显不对称性中有反映,而且拆离模式(包括水平剪切带和拆离面下纯剪切)的变化导致两个不同陆缘之间或是横穿同一陆缘的行为发生很大变化。

模式用于预测上板块陆缘的以及陆缘高地伴随有限沉降的初期隆起的历史。但被动陆缘山脉保持长期隆起有时是不可思议的。与此类似,许多下板块陆缘通过它们漫长的拉伸史不断隆起或上升,倾斜地块明显受侵蚀,主要不整合的普遍发育以及同裂谷期沉积物以陆地物质为主等都很难解释。

下板块陆缘通过拉伸上升的广泛存在和被动陆缘山脉的长期隆起需要岩浆垫托这类作用提供辅助浮力。伸展期间地幔拉伸和隆起可导致可观的熔融作用,熔融体通过垫托作用进入地壳。伸展期间可观的地幔熔融作用无论如何要求拉伸的岩石圈覆盖异常热的软流圈,它的位势温度在 1450℃ 以上。这些论据支持了大陆拉伸发生在地幔柱之上或被动陆缘形成早期热点之上的观点。

译自《Tectonics》,1991,Vol. 10, No. 5: 1038~1064