

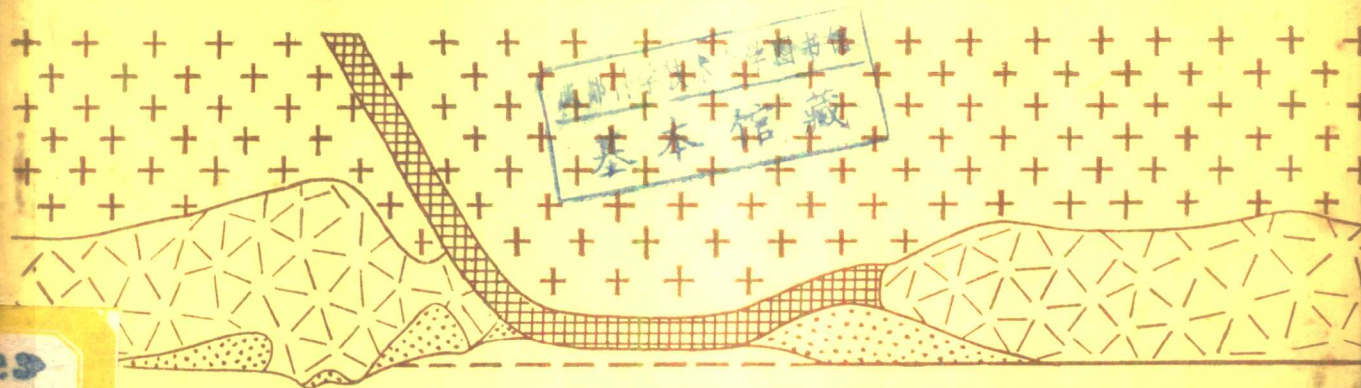
642647

3523

7/4924

板块构造与沉积作用

WILLIAM R. DICKINSON 等著



地质出版社

板块构造与沉积作用

William R. Dickinson 等著

罗正华 刘铭铨 译校

地质出版社

内 容 提 要

本书收入英、美、加、日等国学者论著译文十一篇。内容大致包括有关板块构造与沉积作用、现代和古代海底扇浊积模式、环境和特征的鉴别、岩石成因与大地构造的相关性等。各论著在资料搜集、分析和综合研究方法上,以及立论均可供借鉴。

为推荐本书,中国科学院李春昱研究员为此作序。

读者对象:大地构造和构造地质、沉积学和沉积岩、沉积矿床和石油天然气、海洋地质等工作人员,地质院校师生。

板块构造与沉积作用

William R. Dickinson 等著

罗正华 刘铭铨 译校

*

地质部书刊编辑室编辑

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: $11^{1/8}$ 字数: 261,000

1982年4月北京第一版·1982年4月北京第一次印刷

印数1—4,780册·定价1.80元

统一书号: 15038·新749

序

自从六十年代后期板块构造学说被提出后，在全世界地学界中引起巨大的反响。随着深海钻探、古地磁以及地质与地球物理研究工作的进展，不断获得令人信服的佐证，更促进这一新兴学说的迅速发展。

板块构造学说涉及的范围很广。它使我们对地槽、地台的概念、沉积作用、岩浆活动，矿床的生成、地震的发生以及岩石圈运动等各方面的认识，都随着这一新兴学说的问世，不断发生新的变化或深入。

国际上研究板块构造与沉积作用是在七十年代初期才兴起的。我国对这方面的研究，起步更较晚些。从板块构造学说看，地槽的分布大都是围绕着陆块的边缘。由于地槽所在位置及其与板块构造的关系，可以分成不同的类型。板块构造对沉积的控制，不同地槽环境对楔形沉积或深海扇形沉积的分布，沉积盆地与油气层和沉积矿床的生成，以及沉积厚度与分布对褶皱形态的变化，都密切联系到板块构造和沉积作用的研究课题。它在理论上和经济上都有重要的意义。

这本选辑的译者企图介绍一些国外有关板块构造和沉积作用的论文，以供国内地质工作者的参考。近年来我国的广大地质战士确已对板块构造感到很大兴趣。只是长期来跋涉于深山旷野，苦于不容易得到有关的参考文献。象这样的译文选辑我想会受到地质战线上同志们的欢迎的。我们希望在这本译文选辑之后，能再选择一些有关岩浆活动，成矿作用以及造山运动等方面的论文，那就会提供更广泛的参考资料。

我国的板块构造现象，十分丰富多采，是其它国家所不及的。如果我们加强这方面的研究，不只会促进中国地质工作的发展，寻找地下资源，为我国四个现代化作出贡献，而且将会对地质学科的基础理论增加新的内容。

李春昱

1980年12月

目 录

序

李春昱

1. 板块构造与沉积作用William R. Dickinson (1)
2. 古代和现代岩浆弧内和弧外的沉积作用William R. Dickinson (26)
3. 沿加利福尼亚圣安德烈斯断层的沉积作用 John C. Crowell (35)
4. 日本群岛古生代和中生代地槽火山作用和伴生的燧石沉积作用龟寿神布良 (46)
5. 现代和古代深海扇沉积作用趋势C. Hans Nelson Tor H. Nilsen (57)
6. 南美南部某中生代弧背陆缘盆地海底扇浊积岩和再沉积砾岩
..... Robert D. Winn, JR Robert H. Dott, JR. (79)
7. 深水砂岩相和古代海底扇地层圈闭探测模式 Roger G. Walker (92)
8. 现代海底扇上的扇谷、沟道和沉积舌状体: 识别砂质浊积岩环境的特征
..... William R. Normark (122)
9. 下古生代魁北克超群深海沉积物
..... C. Hubert J. Lajoie M. A. Léonard (138)
10. 岩石成因与大地构造: 复理层粗砂碎屑岩 (杂砂岩) 成分变化的意义
..... Keith A. W. Crook (160)
11. 日本纪伊半岛某浊积岩旋迴的沉积学研究
..... Neal R. O'Brien 国彦久富 (168)

板块构造与沉积作用

William R. Dickinson

(美国斯坦福大学)

前 言

Isacks 等 (1968) 提出的新全球构造学说已为大家所熟知, 这一学说假定岩石圈分割成不同块段并处于不断运动中。尽管有些地质学家, 特别是 Belousov (1970) 和 Meyerhoff (1972) 一直对新全球构造学说的一些基本概念进行挑战, 但很明显, 大多数地质学家承认这一学说的一些主要原则, 连同大陆漂移、海底扩张、转换断层 (Wilson, 1965) 和消减带 (White 等, 1970) 的集合概念在内, 是行之有效的。由于本质上为刚性的岩石圈构成相互分离的地球外层的球面块体, 块体间和块体与下部较柔性的软流圈彼此呈相对运动, 所以板块构造 (Mckenzie, 1972a; Dawey, 1972) 就成了新全球构造的同义名称。这些弯曲成与地球面相一致的侧向运动的岩石圈, Morgan (1968) 称之为构造圈 (tectosphere) 块体, 鉴于其横向的规模远大于其厚度, 通常称为板块 (Mckenzie 和 Parker, 1967)。

这里采用由板块构造所引伸出的概念, 作为讨论大地构造和沉积作用间一般关系的基础。板块构造提供了解释沉积盆地发育的新途径, 这样, 一些过时的概念需加以修改或可能被摒弃。

板块构造学说应用于沉积盆地最具革命意义的方面, 是出色地阐明了主要地质事件的进程。按沿洋中隆起的一般扩张速度, 以及按板块在海沟中的一般消亡速度, 可形成宽达 5000 公里的大洋盆地, 或者早先所形成的 5000 公里宽的大洋盆地可在 5 千万到 1 亿年内消失, 这一时限仅相当于标准地质年代表的一个或两个时期。由此得出结论, 任何一个具长期沉积作用历史的沉积盆地, 都不可能在其整个演变过程中保存在同一板块构造环境中。对这一原则的理解, 是避免用板块构造学说对一盆地的地质历史作过于简单解释的极其重要的保证。根据板块构造的观点, 显生宙单独列为一个极其漫长的地质时期; 一般说来, 这一地质时期漫长到足以使一个比大西洋宽 5 到 10 倍的大洋开而复闭。关于板块构造和沉积作用可予论述的许多方面当中, 本文主要讨论下列几个课题: (a) 板块构造所固有的、并为创造沉积作用条件所必需的岩石圈的垂向运动; (b) 被认为大陆漂移和海底扩张的岩石圈水平运动的辅助效应; (c) 把地槽学说所使用的盆地术语, 转换成适用于板块构造学说的盆地术语的讨论; (d) 对沉积作用至关重要的主要板块构造环境; 以及 (e) 板块构造概念所涉及的盆地演化的概述。

沉积作用条件

一定部位中的巨厚沉积作用, 意味着早先存在过一个深洼地, 使进入其中的沉积物不

断堆积，或者壳下层 (Substratum) 累进地沉陷而接纳不断增厚的地层。不论那种情况，大规模地接纳沉积物，都要求地壳产生显著的垂向运动。而板块构造学说，作为一种几何形态范例去解释大地构造型式时，又特别强调岩石圈及其地壳盖层的大规模水平移位。然而，地壳和岩石圈的主要垂向运动，是为水平运动要求同时伴随的，这种水平运动，是对板块运动和板块相互作用影响的机理作出任何可信的地质解释所必需的。地壳和岩石圈的垂向运动，是与地壳厚度、热动态和岩石圈均衡平衡条件等的变化有关。板块构造学说的这三个方面，是以同一级和同一规模的固有的垂向运动为出发点的，而这一点是任何一个先前的大地构造学说所无法比拟的。虽然，板块构造学说十分妥切地强调岩石圈的水平运动，但它同时也是解释地壳和岩石圈大规模垂向运动的最合理的理论基础。所以，根据沉积作用观点认为，强调水平运动可能是板块学说的一个潜在的弱点的见解，是错误的。

地壳厚度——沿洋中隆起脊的扩张中心，以及在迁移弧构造后面边缘盆地或弧间盆地范围内，不断地形成新的洋壳和岩石圈。当大陆断块由于扩张中心的扩张而裂开时，在厚层大陆地壳毗邻地带，通过海底火山作用和伴生的侵入作用，产生了火成的薄洋壳。地壳上升的频率曲线表明，这种新产生的大洋盆地的盆底，一般位于因断裂而形成的两个大陆断块表部平均高度以下约 4,000 米处。大陆分裂过程能形成一个新的地壳洼陷，相当于接受沉积物的沉积盆地，原则上，这种沉积物圈闭可形成于与大陆地块邻接的任一部位。具体说来，大陆分裂导致各大陆断块与毗邻大洋盆地间过渡地壳带和岩石圈的发育。过渡区域的宽度尚不清楚，典型情况下可能宽 100 至 250 公里。在沉积物充填以前，过渡地壳的高度，据推测可能介于一侧之大陆断块的高度与另一侧大洋盆地的高度之间的中间高度。Talwani 和 Eldholm (1972) 描述过挪威海外一个宽阔的、水深自 1,000 米到 2,500 米的过渡区。

对早期大陆分裂的研究表明，影响中间厚度的过渡地壳带发育的有两种作用过程 (图 1)：

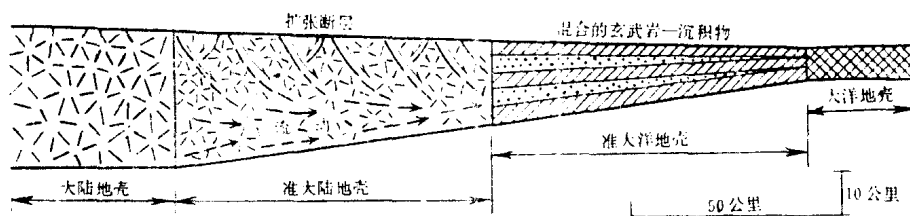


图 1 按实际比例表示沿一断裂大陆边缘的准大陆型 (quasicontinental type) 和准大洋型 (quasioceanic type) 过渡地壳概念示意图 (见文中讨论部分)。在特殊情况下，其中一种类型的过渡地壳，排除其它类型而占优势 (准大陆型见 Lowell 和 Genike, 1972, 图 3, 5; 准大洋型见 Moore, 1973a, 图 10)

(1) 大陆地壳因拉张而厚度变薄，是通过地壳上部层位的拉张断裂作用实现的，这种断裂作用可能还伴随有地壳深部层位的假塑性流的活动 (Lowell 和 Genike, 1972)，沉积在这类过渡地壳上的沉积物，系停积在大陆性质的基底岩石上，而不是停积在正常地壳厚度的大陆地块上。

(2) 在一个早期断裂的洼陷内，同时伴随火山作用的沉积作用，有助于构成一个沉积组分和火山组分相混合的地壳剖面，表现为熔岩、岩墙、岩床和沉积物的复杂组合 (D.

G. Moore, 1973), 这里形成了具备类似大洋性质的、但厚度异常的地壳; 稍后, 沉积在这类过渡地壳上的沉积物, 便停积在大洋性质壳下层上, 此种洋壳具有一个其厚度与附近大陆厚度相同的地壳剖面。

与在弧-沟体系区岩石圈消亡有关的, 而不是与在隆起脊上, 它们建造有关的板块相互作用, 也能产生厚度异常的地壳, 其厚度既不同于正常大洋 5,000 米到 10,000 米的地壳厚度值, 也不同于正常大陆 30,000—40,000 米的地壳厚度值。这种厚度异常的地壳, 根据它们的岩石组分, 不是基本属于大洋性质的, 就是基本属于大陆性质的。这里所指的异常地壳, 可由上述二个基本不同的、大地构造上有联系的机理中任一机理形成, 这两种机理只是弧-沟体系内所发生的地质作用的两个相反的方面 (图 2):

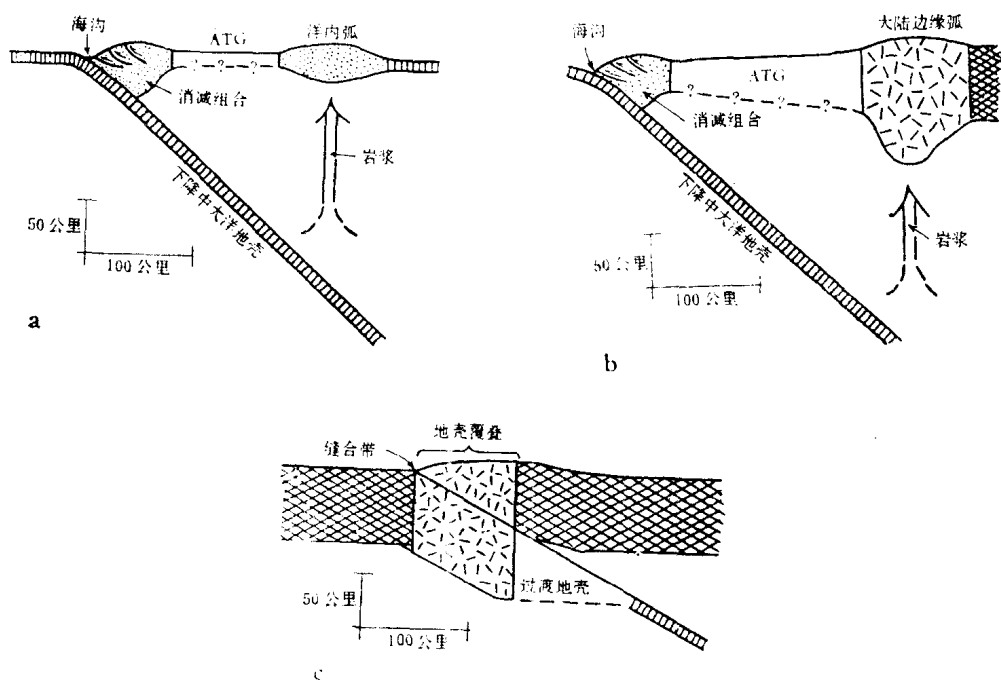


图 2 按实际比例表明异常地壳的准大洋型和准大陆型的概念示意图 (见正文讨论部分): a. 洋内弧-沟体系; b. 大陆边缘弧-沟体系; c. 当下降板块上的大陆断块遇到俯冲带时, 由于地壳碰撞而形成的缝合带。大洋地壳为平行纵短线, 大陆地壳为交叉线; 准大洋地壳由过分增厚的大洋要素所组成, 图中由细点表示; 准大陆地壳由过分增厚的大陆要素组成, 由不规则短线条表示。ATG 表示弧-沟间隙内厚度可变的和厚度不确定的地壳

(1) 火成岩, 或呈地表堆积的火山组分, 或呈弧的地壳根部的侵入组分, 参与岩浆弧的地壳构造。据推测, 通过此过程, 像汤加-克马德克 (Tonga-Kermadec) 群岛 (Shor 等, 1971, 图3) 和马里亚纳 (Marianes) 群岛 (Murachi 等, 1968, 图 3) 等洋内弧下面的地壳厚度 (其深部基础大概是 大洋地壳), 如 Markhinin (1968) 对千岛群岛所论证的那样, 能从正常大洋地壳厚度增厚到 12,000—15,000 米, 也许甚至可增厚到 15,000—25,000 米。在中央安第斯山陆缘弧底下 (James, 1971), 异常厚度的地壳厚约 75,000 米, 这可能在弧的活动期间, 岩浆岩从下部贯入到早先存在的大陆地壳中所致。

(2) 在俯冲带中, 大洋地壳块体在构造上堆积在一起, 从而产生了增厚的地壳, 或者这种俯冲作用实际上产生了大陆地块的超覆。加利福尼亚弗兰雪斯科岩系的俯冲带组合

(Ernst, 1970), 构造上是大洋物质杂乱升攀 (Scrambled) 地带 (Hamilton, 1969)。在混杂岩带中有蛇绿岩残片, 变形了的海岭、大洋海底岩和浊积杂砂岩 (Hsu, 1968), 其总可见构造厚度达20,000到30,000米的逆断层断片 (Hamilton 和 Myers, 1966)。不论在俯冲带组合内, 抑或在俯冲带组合底下, 都没有探测到大陆地壳的基底岩石。在西藏, 这种厚度异常的地壳厚达75,000米, Dewey 和 Burke(1973) 曾认为这里的地壳不断增厚, 主要是由于大陆地壳对折的结果。印度次大陆向北延伸部分, 显然是沿俯冲带插到西藏高原底下, 这个俯冲带现由喜马拉雅山脉和外喜马拉雅山区之间沿印度河一线分布的蛇绿混杂岩带, 和其它受变形的大洋物质所构成的缝合带所标明。

弧-沟体系范围内, 在岩石圈消亡部位, 通过不同方式可产生较厚的地壳, 但地壳厚度的变化趋向于均一。此趋势促进了均衡的上升, 以致形成一些可作为沉积物主要源区的延长高地。板块内地壳在大洋区内 (已证实) 和在大陆区内 (很可能), 也会随时间而增厚。大洋中, 在早先所形成的岩石圈顶部, 形成像夏威夷火山链那样的火山链, 可导致局部地壳增厚约两倍。相比之下, 大陆的分裂和弧的迁移, 促使地壳的变薄, 并产生与新生岩石圈有关的较薄的地壳。单独根据地壳均衡平衡的考虑, 而不考虑其它因素, 扩张中心可能就是发生厚层沉积作用的位置。

热动态 (thermal regime) —— 板块构造的性状, 涉及了软流圈和岩石圈的对流运动 (Elsasser, 1971), 对引起该体系某种扰动的原因, 即是否主要由受天体关系支配的潮汐力所驱动的问题, 不予讨论 (Bostrom, 1971; Knopoff 和 Leads, 1972; G. W. Moore, 1973)。地幔物质的对流逆转 (convictional overturn) 引起局部岩石圈表面发生相对升降, 这种升降的部位在一定程度上与当地地壳厚度无关。

热效应量对大洋地壳抬升的重要影响, 已为人们充分理解, 它出现在活动隆起脊底下的浅部, 和隆起侧翼向下的深度逐渐加大的部位 (Sclater 等, 1971)。由于根据磁异常的对比, 能推断大洋地壳的年龄, 所以沉降的速度就能根据经验予以估算。洋中隆起脊深达2,500米到3,000米, 但所有那些年龄大约为75百万年, 而没有大量沉积物覆盖的洋底深度只达5,500米左右。其中间年龄的大洋地壳位于中等深度, 并与年龄呈规律的关系。沉降速度开始差不多为100米/百万年, 但随时间进展而降至10米/百万年。所观测到的沉降, 可简单地用一厚约100,000米的冷却岩石圈的热收缩予以解释。计算结果表明, 均衡补偿发生在岩石圈板块底部同软流圈相接触的部位。对于一个厚75,000米到100,000米的岩石圈板块基底温度和传导性的种种假设, 使之有可能认为, 板块中相的变化, 以及板块下的软流圈的对流膨胀, 对地壳的抬升产生次要的影响。

在大陆破裂以前, 沿陆内裂谷发生的热膨胀, 和以后伴随大陆分裂发生的热衰竭, 也造成了大陆基岩明显的上升和下降 (Sleep, 1971)。已能推断出1,000米到2,500米的初始热上升, 该热上升与肯尼亚中部所观测到的晚第三纪时, 沿东非裂谷系产生1,500米的穹状隆起很相称 (Baker 等, 1972)。沿一初期裂谷, 由于穹隆区的侵蚀而造成地壳变薄, 可明显地影响与大陆分裂有关的纯粹地壳变薄 (Hsu, 1972)。沿被新的裂谷所形成的一新生大陆边缘, 纯粹的热下沉持续时间, 不可能持久到100百万年以上, 所以对于典型的大陆破裂而言, 明显的影响可能发生在50百万年内, 这时大陆边缘则分布于隆起脊的1,000公里范围内 (图3)。

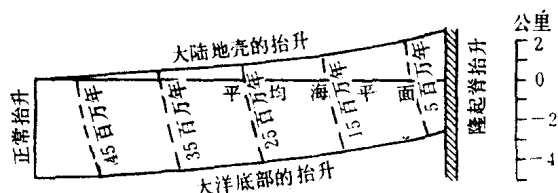


图 3 断裂大陆边缘, 随远离隆起脊移动而发生的沉降示意图。虚线表示所指明的时间间隔内, 大陆斜坡依次理想位置。当半扩张速度 (half-spreading rate) 为 2 厘米/年时, 图的宽度约 1,000 公里; 不考虑沉积作用效应

地壳上升和沉降的潜在活化因素, 可追索到变化中的热动态, 也包括了解很差的热点, Morgan (1972) 认为, 热点的位置与从深部地幔上升的热物质固定不变的缕流或柱流有关。假如热点使软流圈的上界面上构成隆起区, 那么活动的岩石圈的运动, 当其越过下伏热点位置的上方时, 可使一些板块突然浮现或突然沉没 (Menard, 1973a)。垂向上达数百米, 而波长 1,000 公里以上的造陆翘曲, 可能归

因于这样的一种现象。近期分析 (Burke 等, 1973; Molnar 和 Atwater, 1973) 旨在表明, 所有假设的热点的相互位置都是不固定, 但其最终结果尚不清楚。在讨论中间板块构造过程中, Turcotte 和 Oxburgh (1973) 对线性岛链和海山链的成因, 提出了另一种解释, 而热点概念似乎有可能说明它们间的关系。由于有了固定的热点, 这些火山链的单向延展, 便可解释为, 由于岩石圈的板块在下部固定热点的上方迁移的结果。然而, 上述总的效应在理论上也能通过以下假定过程而实现: 即由于岩石圈板块冷却所产生的热应力, 以及由于岩石圈球形顶盖改变其在地球上的纬度而使其曲率半径发生变化所形成的膜应力 (membrane stresses), 导致了岩石圈中蔓延着的裂缝的发展。不管热点的争论问题解决到什么程度, 当板块通过一界面起伏的软流圈上方时, 岩石圈呈不规则型式的造陆翘曲的可能性仍然存在 (Menard, 1973b), 除非把岩石圈与软流圈间的界线, 任意假设成均匀而平滑的。

均衡平衡——过去, 通常采用均衡推理来假设莫霍面上的地壳底面为补偿深度。在某种程度上, 可以认为岩石圈板块是刚性的, 所以选取岩石圈底面作为补偿深度更为合理。也许事实上, 岩石块体的强度是有限的, 那么关于在这两个深度上, 甚至可能在其它深度上都发生部分补偿的假设, 可能证实是应采取的最有益的态度。过去, 在任何情况下, 我们倾向于仅仅从地壳平衡观点来考虑地壳均衡, 这是行不通的。

然而, 如我们从不从更广泛意义而孤立地来谈论地壳均衡, 那么与板块消亡和俯冲带有关的洼陷是不均衡的, 在地壳顶面抬升过程中, 并不单独存在一个地壳厚度和密度的作用因素。正相反, 岩石圈的下降板块总运动, 迫使板块顶层中地壳单元向下移动。在大洋岩石圈发生消减的部位, 海沟比相邻大洋盆地的底要深 2,500 到 5000 米; 尽管在高度上有这种显著的差异, 但海沟向洋斜坡下面的地壳剖面, 仍可证明是与开阔海洋中的地壳剖面相同的。在海沟轴下面, 浊积岩的拦坝效应甚至可使该处地壳厚度增加, 虽然在有些情况下, 即使这种效应占优势, 也仍可能见不到体现俯冲带的深海沟。

Mckenzie (1969) 曾令人信服地论证过大陆断块的存在, 通过对板块下降简单的重量阻抗, 抑止了板块的消减。即使如此, 大陆边缘开始俯冲, 或大陆岩石圈普遍地开始俯冲, 即使受阻于无实际板块消减的阶段, 也没有可能获得明显的不均衡沉陷, 如以上所提及的大洋深沟。看来, 最初位于海平面附近的大陆表部的局部沉降, 沿一线性地带降到接近于大洋深度是可信的, 假如一些海沟深度超过 2,500 到 5,000 米, 那么就能用外推法求得这个局部沉降的大致相当的位置。即使从未达到过深水的状态, 沉积在沉陷大陆基底上的厚

层沉积物的线性带，仍有可能由于部分俯冲作用而得到发育。这样一个区域，可能以邻接另一稳定克拉通的一个活动边缘克拉通外缘(pericratonic fringe)的形式，保存在地质记录中。

Walcott (1972) 也指出过，正好位于一断裂大陆边缘的滨外地带，在大洋地壳和过渡地壳的沉积负荷作用下，岩石圈的单褶弯曲(flexural bending)能引起大陆基底，沿大陆块体相邻边际发生明显沉陷(图4a)。当沉积物远离大陆边缘发生堆积时，均衡补偿的岩石圈向下倾斜，而大陆块体的上部表层，则向海翘起。在大陆块体范围内，沿大陆边缘的洼陷带，从早期的大陆边缘到无垂向位移线，向内可宽达200公里，而位于大陆早期边缘的壳下层，则埋藏在深达4,000米的沉积物之下，这些沉积物在洼陷带内形成一种伸长的、向海增厚的楔形沉积层。洼陷带的向陆部位，是平行于岩石圈滨外区线性下陷轴的平缓线性隆起(图4a中未予绘示)。

与岩石圈原始弯曲有关的高度变化，可发生在反映构造负荷作用的弧-沟体系周围，构造负荷作用，则通过在构造上堆叠的俯冲带组合的形成显示出来。Hamilton(1973)论证说，构成俯冲带组合的混杂岩向海变薄之楔形层的重量，向下压弯了向洋俯冲带岩石圈的下降板块(图4b)。这一作用会降低岩石圈上部附近板块沉降的角度，因为混杂岩带缝合线侧向增生生长，覆盖了板块消减的最初位置，而且由于岩石圈中发生下陷的结果，还会加深海沟的深度。

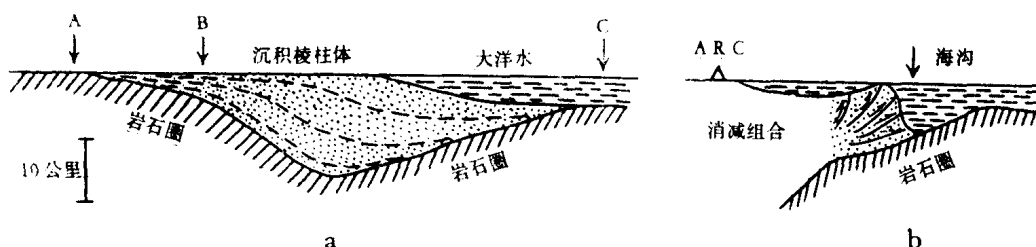


图4 在表层负荷下，因岩石圈的单褶弯曲而发生的壳下层沉陷示意图；a. 由于沉积在滨外区的沉积物棱柱体的负荷，大陆边缘的向下压弯(按Walcott, 1972, 图2)，图中A是弯曲的岛屿线，B是边缘沉陷前大陆块体的最初边际(表示B处的壳下层洼陷深度大致相当于C处正常洋底的高度)；b. 与海沟共生的俯冲带内，由于构造堆叠的俯冲带组合的负荷，滨外区大洋底面假定的向下压弯，海沟下面的壳下层在最后下降到地幔以前受到了拗陷(按Hamilton, 1973, 图1，并加注论证)；垂向放大10倍

由于含义不清所造成的复杂性，歪曲了对岩石圈性状的所有详细考虑。好几方面的资料，尤其是那些有关地表热流的资料，表明大陆岩石圈是厚于大洋岩石圈的，大概比大洋岩石圈厚两倍(Scalater和Francheteau, 1970)。如果是这样，就产生了关于大陆岩石圈的成因，和在软流圈上方岩石圈板块的运动等重要问题。任何情况下，如不能很清楚地了解岩石圈可能发生的厚度变化，那么，显然就不能对软流圈上方岩石圈的均衡平衡进行严格的论述。

辅助效应

沉积记录，仅仅部分反映了沉积作用的古构造条件。在一定位置和一定时间堆积的沉

积物性质，很大程度上受古地理关系的支配。随时间进展而控制地理变化的因素，主要是板块构造的辅助次要效应。这种效应与纬度的改变，不断变化的地理格局，以及海面升降的变化有关。

对古地磁的研究 (McElhinny, 1973) 表明，地质历史期间漂移的大陆曾剧烈地改变了纬度。除非人们假设过去有时从赤道到极地的气候是完全均一的，否则这个结论就意味着，每个大陆块体在其历史进程中，都曾穿过基本不同的气候带而运移。一般说来，经过再造的古纬度，也是在不同时期沿不同方向穿越每个大陆块体的。由此可见，对任何沉积盆地进行充分的分析，都必需包括对该盆地在所论述时期的古纬度的恢复。在那些由沉积层序来表现很长的沉积时间的地方，清楚证明，一张表明盆地中心或一伸长盆地末端的古纬度变化趋势图，这对沉积作用进行充分解释时可能是必不可少的。

由于大陆漂移所引起的地理型的不断变更，对潜在的沉积物来源区的分布可产生重大影响。大洋环流的型式可能受到影响，此外与阴雨区有关的大气环流的型式等重要效应，也将受到影响。遗憾的是，对过去特定时间和盆地中的沉积作用，对这类影响因素的总评价，必须要等到编出一套全球基础上的古地理时序图集才行。因为我们对于大部分显生宙的知识仍很贫乏，所以达不到上述目的，即便对现在各大陆块体各部分的位置来说，也是如此。我们也永不可能清楚地恢复已消失的大洋盆地盆底的轮廓，它们可能已悄悄升起，而没有清楚的痕迹保存下来。

从长期观点看来，极地区冰库所引起的海平面升降的变化，可能由于大陆块体的迁进和迁出，它们能够支承大型冰川的位置受到节制；其它一些大陆的分布，导致堵塞大洋中的纬向环流，大概也有利于高纬度大陆上发生广泛的冰川作用 (Crowell 和 Frakes, 1970)。在北美和欧洲海岸平原和陆表海古低纬度沉积的晚古生代地层中，很清楚地显示出旋迴性沉积作用，这可以认为是与冈瓦纳高古纬度冰川作用的波动有关 (例如 Wanless 及 Shepard, 1936)。用冰川作用解释海平面升降的变化，是根据大洋水体积可变而大洋盆地体积不变的现象。近几年来，不同学者 (例如 Valentine 等, 1972) 曾推测，沿洋中隆起的全球性海底扩张速度的变化，可以引起由于大洋盆地体积改变、而大洋水体积保持恒定所造成的，海平面升降的变化。这一观念的依据原则就是，大洋地壳随年代增加而不断沉降；因此，假如大洋地壳的平均年龄随时间而改变，那么平均深度也将发生变化。对这一效应进行估价是困难的 (参阅 Johnson, 1971)，一方面是由于我们缺乏足够的资料，以便根据一个地区去准确估价过去全球性总的海底扩张速度；另一方面也由于现在掌握的有关过去特定时间内遍及全球的大陆块体的地区性洪泛的资料，部分仍然存在不少疑问。

盆地术语

人类的任何领域，都要求以一种简要的符号或修词来表示复杂的概念。否则所有交流都将变得太冗长而无法进行。以后概念改变了，原先所建立的符号或名词就失去了意义。过去几年中，沉积盆地和造山运动的地槽学说，已让位于板块构造学说，就是这种情况。虽然我们所讨论的作为地质记录实体的岩石，仍然是同样的东西，但我们考察它们证据的方式已经改变。现时这些概念正处于转变阶段，所以有两种基本对立的方法来进行处理。一种是采用沉积盆地的全新术语，另一种是采用旧的术语反映新的概念。实践中，最常见

的是采用将上述两种方法融合在一起的中间方法，即为了方便起见借用旧术语，需要时再创新。实际上，这种办法要很快为大家所接受，也是不可能的，因为许多善于思考的研究人员，可能会提出一套相抵触的术语，每套术语各具其特色，又各有其优点和缺点（参阅 Mitchell 和 Reading, 1969; Dewey 和 Bird, 1970, Dickinson, 1971 a）。

在地质学中，“盆地”一词的两重含义，是造成从地槽术语明确地转意到板块构造术语的最受诘难的障碍。一种含义是，盆地仅仅是一个等深的或地形上的洼陷，而另一种更重要的含义在于盆地是形成一厚层沉积层序的岩石棱柱体。

地槽学说的主要课题是鉴别平行的和邻接的冒地槽带和优地槽带 (kay, 1951)。总的说来，冒地槽具有同大陆基底清楚的沉积接触，以及表现缺少或只有少量浊积岩和层间火山岩的特征。相反，优地槽带则具有同大陆基底接触关系不确定，和沉积层序内有众多的浊积岩和火山岩的特征。作为一个最初印象，前者可解释为大陆断块边缘部位地层的巨厚堆积，而后者，则可解释为在一毗邻的大洋盆地内（其中包含岛弧）某个地方所形成的地层。这种把地槽术语不严谨地转意成适合于板块构造词汇的处理，并不十分妥切。

板块构造环境

在板块构造词汇中，盆地的环境可用三个基本要素来描述：（1）构成盆地壳下层的地壳和岩石圈的类型；（2）盆地接近板块边缘的距离，（3）板块接合带或最接近盆地的板块接合带的类型。

壳下层的类型——就邻近的壳下层而言，正常的大陆地壳和标准的大洋地壳明显地构成两个端员。对前文所讨论的过渡型地壳而言，这里所应用的准大陆壳层一词，适用于具有受衰减的大陆基础特征的壳下层类型，而准大洋地壳一词，则适用于具有含火成和沉积两种物质、并明显属大洋单元的剖面过分增厚特征的一种壳下层类型（见图1）。副大陆（paracontinental）地壳和副大洋（paraoceanic）地壳分别用于上述大陆或准大陆、大洋或准大洋的异常地壳，壳层的不断增厚是由于岩浆弧和热点链中火成物质的增加，或通过与俯冲带有关的构造堆叠过程而产生的（见图2）。在副大陆和副大洋异常地壳与弧有关的地壳亚类和与俯冲带有关的地壳亚类间，具固有的两种解释，因为岩浆弧和俯冲带都能发生相对于岩石圈插入碎片（intervening sliver）的迁移（Dickinson, 1973）。目前，地壳的不同级别，很大程度上是概念性的，因为用地球物理观测去区别它们的方法，大部分仍然是难以捉摸的。而且，这些术语，不可能满足地壳和共生岩石圈的主要不同类型的全部名称。假如完好的板块内，在某些情况下，壳层和地幔间、或者岩石圈和软流圈之间，会发生物质的明显交换；那末这些术语便更不相宜，而且在某种程度上甚至可能把人们引入歧途。

靠近接合带的距离——相对而不是绝对意义上，必须弄清一个盆地接近板块边缘的程度。关键是与直接影响盆地位置的板块相互作用有关的构造效应范围。随岩石圈远离扩张中心，其热衰减就是这样一种构造效应，这种热衰减将局限在离隆起脊的一定距离范围内，该距离的大小则取决于扩张速度。同样，沿一定走向而平行于共生海沟的弧岩浆作用的位置，其出现距离将取决于一些参数，这些参数是板块消减速度和倾斜地震带的倾向。就广义而言，盆地环境因之可分成一系列与板块相互作用带相对应的板块内环境。

板块接合带——板块接合带有三种基本类型：（1）**散离接合带**（divergent），这种接合带是在扩张中心处老岩石圈发生分裂，而沿洋中隆起脊形成新岩石圈的部位，这是由于分裂的板块后退边缘的物质增生，充填了张开的间隙所致；（2）**敛合接合带**（convergent），在这类接合带中，板块消减作用把老岩石圈沿倾斜地震带向下插进软流圈，而发生在俯冲带和岩浆弧内的作用，则通过把岩浆和构造两种增量添加于俯冲带和岩浆弧剖面中，从而使仰冲板块的岩石圈获得改造；（3）**转换接合带**（transform），其中两个板块互相沿一侧向断层带发生滑动，既没有形成新岩石圈，也没有破坏老岩石圈。

以上三种接合带是几何形态上的三个端员，应变的形状表明类似于三个常见的断层类别：正断层（扩展断层），逆-冲断层（压缩断层）和走向滑动断层（侧向断层）。在与接合带走向呈斜交运动的部位，产有板块接合带的三类变形（Dickinson, 1972）。敛合接合带的斜度（Obliquity）（主要根据地震时所测定的滑动矢量，和根据海中磁异常对比所做的板块相对运动的计算结果确定的），沿现代俯冲带是常见的。然而，显然由于机械的原因，散离接合带的斜度，通常被分解成隆起脊和连接转换（Connecting transforms）断层的直线状网格构造（Lachenbruch 和 Thompson, 1972）。沿着其中一些板块的相对运动，具与散离成分的转换断层有同样的机械趋势，显然促使形成转换地段的同样的直线状网格构造，这些转换地段是由短轴隆起地段连结在一起的。在板块相对运动具敛合成分的部位，沿转换断层的这种联合效应曾被称为转换挤压作用（transpression）（Harland, 1971）。

各类接合带，在获得其全部特征以前，有些早期板块接合带就处于不活动状态。例如一个大陆范围内，一个发育中止的散离接合带，也许从来未经受过充分的板块分离以发育成一个完整的大洋地壳和岩石圈。一个沉积盆地，其中有未被暴露的过渡地壳基底，就有可能在这样一个特征的位置上形成。虽然这种环境明显属陆内的，但可把它描述成陆外（intracontinental）盆地，而与沉积在完整大陆基底上的陆上（Supracontinental）盆地相对应。同样，也许在一岩浆弧发育完成之前，而在部分俯冲作用的某个阶段，板块的消减就停止了。准确应用板块构造逻辑，主要依靠鉴别每类板块接合带典型地质特性的全部表现，而那些发育不完善的接合带，很容易造成含糊的解释。

联合参数——综合考虑地壳下层、板块相互作用带的接近程度，和板块接合带类型等这些参数，便可把沉积盆地的各总体环境，划归到与板块构造一致的等级体系中去。最初，板块内环境是与板块相互作用带内的环境不同，其中包括了散离运动带，敛合运动带和转换运动带。对由此引伸得出以下四个主要级别的板块环境中的每一级别而言，地壳下层的性质可以是变化不定的，根据这些变化又可以判别出一些次一级级别：

（a）就板块内环境而言，壳下层在性质上，不一定是正常大陆的或标准大洋的壳下层，对于过渡的或异常的地壳而言，可出现从消失了的板块接合带所继承下来的地壳。

（b）散离带包括陆内型和洋内型，虽然这两类型通常不过是单一板块接合带演变过程中的时序阶段，但也有在演变的中间阶段所形成的过渡地壳。

（c）敛合带包括了大洋地壳和大陆（或过渡）地壳被插入俯冲带内的类型或发展阶段，同样，也包括由早期的大洋地壳和大陆（过渡）地壳发展而成的弧-沟体系的异常地壳类型；因而，弧-沟体系包含具各种综合关系的复合环境。

（d）转换带包括三个基本类型，其中彼此滑动的两个板块，可以都是大洋板块，也可以都是大陆板块，或其中一个是大陆板块，而另一个是大洋板块，但也可包括过渡的或

异常的地壳断块；而且，在发生某些次要运动的地方，三个基本类型中的每一个，都包括了散离运动或聚合运动两个变种。

地槽的一些最重要等级，代表各种时限的沉积层序的净发育，而这些时限很长，长到足以改变沉积场所的板块构造环境。因此，在地槽不同等级的演化过程中，典型的阶段显然相当于板块相互作用带演化过程中的特征型式，以及板块构造环境由此所发生的变化。明显属异常地槽的演化实例，相当于板块构造环境中具不同变化的板块相互作用带的不常见的层序。

盆地演化

根据板块构造的观点，沉积盆地的演化对于岩石圈的形成和消亡是次要的。一个稳定的和平整的地球表面的主要扰动作用，与大陆块体的断裂和碎片化相伴随的大洋盆地的张开有关，也与大陆块体的碰撞和聚合所伴随的大洋盆地的闭合有关。由此，当盆地演化的主要趋势属于下列大地构造与沉积作用相互影响范围时，则可予以描述：（a）位于大洋岩石圈上的大洋盆地，（b）沿大洋岩石圈与大陆岩石圈间过渡界面的断裂大陆边缘，（c）在岛弧或大陆边缘下面，大洋岩石圈发生消亡的弧-沟体系，（d）大陆断块由于地壳碰撞而发生接触的缝合带，（e）大陆块体内部的陆内盆地。对任何一类相互影响范围，都不能设想其演化模式是一成不变的。但是，对其中每一相互影响范围的讨论，都力求做到能提供表明板块构造与盆地演化的明显关系的方法。

大洋盆地

依盆地的规模，盆地内散离板块接合带的分布，和盆地内或盆地周围聚合板块接合带的不同分布，在任一给定的时间，大洋盆地可完全位于板块相互作用带内，亦可位于整个板内环境中；最典型的情况下，它们是部分地位于板块相互作用带内，但别的情况下，则在一个板内环境中。大洋地壳和岩石圈的每个区段，典型地依次相继经历了下列板块构造环境：（1）沿散离板块接合带展布的板块相互作用带，在这里形成有大洋壳下层；（2）深水大洋盆地的板内环境；（3）沿一聚合板块接合带展布的板块相互作用带，在这里大洋岩石圈大部分消亡、而且大洋地壳单元呈变化不定的部分被裹进俯冲带。在板块相互作用带内，于演化的初期相和后期相过程中，大洋地壳主要区段，沿着与散离板块接合带或聚合板块接合带共生的转换板块接合带，同样可能遭受变形。

不考虑与断裂大陆边缘和与弧-沟体系有关的特征，受构造关系支配的大洋相的主要环境如下（图5）：（a）隆起脊，在隆起脊处沿扩张中心的走向，形成蛇绿岩层序的成层火成岩系（Vine 和 Moores, 1972），（b）隆起侧翼，在隆起侧翼处大洋壳下层逐渐沉陷，随远离扩张中心而冷却，（c）深海盆地，该盆地下岩石圈的热收缩基本结束。为了清楚解释，沿隆起脊附近活动性转换断层剪切力的特殊状态，以及由于穿过和沿着反映顺隆起侧部转换断层延伸的非活动性破碎带所引起的明显地形差异，必须随时对这个总的情景加以修改。边缘海内，或迁移岛弧后面的弧间盆地内，由于扩张中心而形成的大洋盆地而，上述环境的详细概括，可能是不恰当的。

尽管如此，隆起脊、隆起侧翼和深海盆地理想的三位一体，适用于突出一个大洋盆地

演化特征的主要趋向（见图5）。形成于扩张中心的蛇绿岩层序的火成岩组分，是大洋层序所特有的跨年代岩相系列的早期组分。那些覆盖蛇绿岩层序火成岩部分的深海沉积物，具有反映水深变化岩相关系的地层层序（Barger, 1973）。当隆起脊和隆起侧翼位于碳酸盐补偿深度以上时，钙质沉积物便发生沉积，其后在更低部位，硅质沉积物便沉积在隆起两侧和深海盆地中。在由陆块提供浊流的盆地中，深海岩层最后被深海平原浊积岩所覆盖。

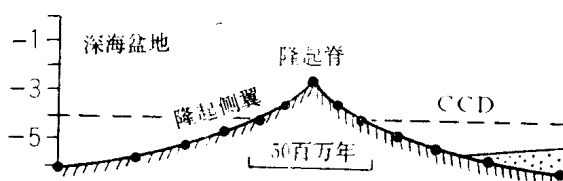


图5 在典型的洋中隆起的横断面上的大洋岩相主要环境的略图（深度按 Sclater 等, 1971）。垂直比例尺为水深，按公里计，而水平比例尺以百万年计，因为洋中隆起的侧向范围取决于扩张速度。CCD（虚线）为碳酸盐补偿深度的标准高程（Bergar, 1973）。浊积岩深海平原于右侧用细点区概略表示，以表明亮下层的均衡补偿

大洋盆地演化历程中在，其纬度发生改变的地方，或相反，在其处于不同大洋洋域时，都会造成跨年代沉积层序的复杂性（Frakes 和 Kemp, 1972; Heezen 等, 1973）。例如，由于赤道附近钙质浮游生物的繁殖量很高，沿赤道的一个狭窄地带中，在碳酸盐速溶深度（*lysocline*）以下，碳酸盐补偿深度明显降低。这种现象对在赤道一侧所形成的大洋沉积层序，可能产生的后果是，隆起脊钙质深海岩被反映深海后期沉积作用的硅质深海岩所覆盖，这两种岩性构成对生岩（*doublets*）。假如大洋盆地具此对生岩的区段，以后越过了赤道，则以一层赤道钙质深海岩的沉积反映这种过渡。在盆地的这个区段离赤道移动到其它半球后，它就产有两组钙质-硅质对生岩。两个连续的钙质层位，每层逐渐被硅质沉积物所覆盖，分别记录了隆起脊和赤道过渡处定位的时代。这种详细情况，能否从造山带中变形的大洋岩相中清楚予以判读，目前是一个争论未决的问题，但调查这个问题的途径确实是畅通的。

与岛屿和海岭共生的大洋岩相的特殊岩套，横越大洋区呈孤丘或线状链产出。巨厚的火山堆积体本身可被礁状沉积物所盖，局部被来自火山碎屑浊积岩的拱曲状深海裙侧翼环绕。在某些情况下，如在巴哈马产出的那些分布广而巨厚的碳酸盐台地，在大洋区内也可形成，大概是在边缘断裂海脊（见下文）的准大洋地壳上，或热点起因的岛-海岭链的海底洋脊上形成的。

板块学说最重要的推论之一，就是所有古老的大洋地壳——火成岩和沉积岩都比现代洋底要老——都被移位到三个非大洋贮藏所在之一中去：（1）地幔。进入地幔的壳层物质，能相应地引起适合于致密相的压力的反转，它们能连同沉降到软流圈内或通过软流圈随时间而消减的岩石圈板块的主要部分一起消减；（2）俯冲带组合。进入其中的壳层物质，能从正在沉降的板块顶部刮掉，并借助增生作用而接合到大陆地壳和岛弧地壳的侧部；或（3）岩浆弧构造。进入岩浆弧构造根部来自沉降板块上段受融的地壳物质能从其

下面提供补给。确定出现代洋底最新估算的年龄后,这一推论意味着,所有海底扇中全部浊积岩的巨大体积和整个前侏罗纪洋底的深海平原都遭受过这样一种灾变,其中,目前认为似乎以上述第二种情况最为可能。

断裂大陆边缘

当大陆分裂时,沿散离板块接合带成对产出的断裂大陆边缘,而当因弧后扩张,岩浆弧构造离大陆断块的边缘断裂时,则成单产出。在前一种简单的大陆分裂情况下,每个断裂大陆边缘,紧挨着一个沉积物下沉所形成的大洋盆地。每个断裂大陆边缘都表现为高矗的大陆块体与沉积物源区的斜接,由此引起的沉积作用形成了一个特征的沉积棱柱体,横跨在大陆和大洋地壳间的界面处。棱柱体的不同组分,这里统称为断裂边缘棱柱体(*rifted-margin prism*),停积在大陆地壳、过渡地壳和大洋地壳上。因此,这种棱柱体有冒地槽和优地槽两种类似的地层层序。停积在大陆基底上的主要是近海和陆架相的近岸岩系,往往叫做冒地槽层序(Dietz和Holden, 1967),事实上,在横断面中鉴别时,这些地层在沉积时就已存在的陆架边缘形成一个向海增厚的楔形层。同样,在巨厚堆积的不对称地层剖面的类比鉴别中,那些大陆斜坡坡脚附近深海中的浊积岩,和其它沉积物的远岸(滨外)岩石组合,可称之为优地槽层序这些岩石的沉积地点是受大陆边缘的位置支配的。然而,由于这些远岸的沉积物难以觉察地渐渐过渡成接近广阔大海盆地的那些沉积物,所以实践中,优地槽名词的应用一般要比冒地槽这一名词用得少。

当断裂边缘棱柱体完整时,在复杂的沉积岩系内,包括了若干特征的沉积相。每个沉积相既可反映,当断裂大陆边缘还处于沿一散离板块接合带展布的板块相互作用带内时、在一特定板块构造环境中的沉积作用;亦可反映,当断裂边缘后来位于一板内环境时,在一个棱柱体生长的特定阶段中的沉积作用。在不同大陆分裂过程中,当扩张速度相对于向断裂边缘输送沉积物的速度发生变化时,在总沉积岩系内就发生了各种变化。原则上,由于造山作用的影响,一定的沉积作用相期间,某一断裂边缘棱柱体的堆积过程,同样能够终止。这类造山作用,或是与大陆边缘的弧-沟体系的活化有关,从而在此体系下面,远岸大陆岩石圈开始消减;或是与地壳同一弧-沟体系的撞碰有关,该体系由于插入的大洋滨外岩石圈的不断消减而接近大陆边缘(Dickinson, 1971b)。假设断裂边缘棱柱体的沉积作用,由于不同的造山作用,在其连续的沉积相生长过程中的任一阶段都能受到阻止,各地槽一系列的发展阶段,都能纳入板块构造的共同概念范畴内。在断裂边缘棱柱体内,由于局部存在有关的大陆断块边缘的水平错断,以及由于沿断裂带走向所分布的三联点(triple junctions)支湾(arms)的破裂,造成了沉积相序的极大复杂性。陆缘水平错断,可产生陆缘断裂中脊(marginal fracture ridge)和三联点,而且可形成台沟构造(aulacogens)。

反映断裂大陆边缘演化先后阶段的板块构造环境系列,可大致用以下五个术语表示:前断裂拱曲(arch)、裂谷,原始大洋湾、窄狭大洋和开宽大洋(参阅 Schneider, 1972)。这五个构造演化的渐进阶段,是和沉积相共生的,其地层局部呈夹层状同时代的相。沉积作用的连续相,沿任一断裂边缘棱柱体可明显地构成跨时代的相,板块构造的几何形状,要求大多数大陆呈似楔形裂开继续进行分裂,而不是沿断裂带的整个长度呈瞬时的分裂(Dickinson, 1972)。

前断裂拱曲(Pre-rift arch)——在早于和伴随早期断裂的热拱曲过程中,过碱性火