海底扩张与大陆漂移

P. 59.11
v.1752

（法）金·库伦









海 洋 出 版 社

海底扩张与大陆漂移

〔法〕金·库伦著
刘光鼎译
宋献彝校

海洋出版社

1980·北京

内 容 简 介

《海底扩张与大陆漂移》一书是法国金·库伦教授的重要著作，在国际上获得广泛流传。

全书共十章，涉及板块大地构造学说的各个方面，内容丰富，文字凝炼，实为一本不可多得的参考书。

自从阿·魏格纳热情洋溢地宣传大陆漂移学说起，到近二十年来各种地质、地球物理方法在大洋底研究中的广泛应用，从而达到图·威尔逊称之为“地质革命”的发生，大陆漂移、海底扩张与板块构造的学说经历了半个多世纪的曲折道路。金·库伦自始至终密切注视着现代板块构造学说的发展进程，并将它及时而系统地引进到教学活动中去，在此基础上完成了《海底扩张与大陆漂移》。本书可供大地构造、海洋地质、石油勘探、地球物理方面的科技人员以及海洋、地质院校和高等院校地质、地理系师生阅读和参考。

SEA FLOOR SPREADING AND CONTINENTAL DRIFT

JEAN COULOMB

海底扩张与大陆漂移

〔法〕金·库伦著

刘尤鼎 译

宋献舞 校

海洋出版社出版

北京东长安街31号

邯郸地区印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行　　各地新华书店经售

1980年12月第一版　　开本：787×1092 1/16

1980年12月第一次印刷　　印张：9

印数：3,100　　字数：200,000

统一书号：13193·0032　　定价：1.40元

译 者 的 话

“海底扩张与大陆漂移”（Sea Floor Spreading and Continental Drift）一书是法国金·库伦（Jean Coulomb）教授于1969年用法文出版的重要著作。此书于1972年译成英文，并在美国获得广泛的流传。

确实，自从图佐·威尔逊（Tuzo Wilson）宣布“地质革命”以来，有关海底扩张与板块构造的文献如雨后春笋，数量之多，讨论之广，都是过去从来没有过的。但是，象金·库伦这样地密切注视着这一“革命”的发展进程，并将它及时而系统地引进到教学活动中去，这却还是少有的一本书。这里不仅有对于海底扩张与大陆漂移的系统阐述，而且还提供了将发展中的科学研究工作与培养专门人才的教学工作密切结合的范例。因此，译者在考虑为中国研究生提供一些参考书的时候，首先选中了这本书。

大陆漂移、海底扩张与板块构造的发展，经历了半个多世纪的曲折道路。自从1915年前后，阿弗瑞德·魏格纳（Alfrad Wegener）热情洋溢地阐述大陆漂移学说时起，以及后来他在调查中献身，始终充满着一位正直科学家的“革命”精神。大陆漂移经过魏格纳的总结与宣传才为世人所知。尽管由于时代和认识的局限，魏格纳在论述中存在着一些矛盾和不完善的地方，但是，他没有为当时遭受的反对所吓倒，相反，他深信必须广泛地获取资料来说明大陆漂移的正确性。1946年哈瑞·亥斯（Harry Hess）阐明了海底平顶山（Guyot）的迁移演化，并进而在莫里斯·尤因（Maurice Ewing）等对大洋洋脊调查成果的基础上，几乎同时（1961,1962）与迪茨（R.S.Dietz）分别提出海底扩张理论。大洋洋脊是纵贯世界各大洋的，横过洋脊有巨大的断裂系统，而洋脊段之间为转换断层，岛弧海沟地区有浅、中、深源地震分布，磁条带异常表现出大洋地壳的特征，而地磁转向年表对于洋底沉积与磁条带异常确定出年龄等等，所有这些海洋地球物理探测的成果都说明海底扩张的正确。这个结论更得到深海钻探所取得的岩心的证实。这样，海底扩张发展了大陆漂移的概念，而为板块构造的建立奠定基础。

应该指出，在此学说的发展中，广泛地应用了各种地质、地球物理方法，并在广阔的地域里获取地壳深部的资料，然后再通过钻探加以证实。这样，对于地球物理资料的地质解释就具有很重要的意义了。为了解决这个问题，认真而仔细地阅读一下金·库伦所著的“海底扩张与大陆漂移”将是有益的。

但是，这本书里没有引用后来深海钻探所取得的大量成果资料，而需要请读者注意加以补充。

此外，这本书所进行的总结，牵涉面十分宽广，内容相当丰富，译者限于水平和能力，错误不当之处，请读者不吝指正。

刘 光 鼎

1979.6.上海

前　言

大陆漂移学派已经用明确的观点完成了平行于大洋洋脊的磁异常的研究。为了估价这个重要的问题，我的同事和我于 1967 年初夏决定将它作为 1967—1968 学年大地物理学的年度讨论会的课题。虽然研究工作仍在迅速地发展，但九月在瑞士举行的国际大地测量与地球物理联合会的大会上，尤其是国际上地幔委员会在苏黎世主办的一些会议上，都认为我们没有产生严重的遗漏。在我承担大多数讲演的讨论会结束时，我决定为非专业的科学读者写出现在这本书。

本书的设计，比我所想象的要庞大得多。今日试图概括地评述一门正在快速发展的学科确属不易。首先是由于搜集资料困难；其次是书刊出版延期已将近一年，结果使许多专家，只能主要通过选择有关的报告并时常参加讨论会来进行交流。我热烈地感谢帮助作者搜集未发表文献的那些人，尤其是哈维尔·勒·皮雄（Xavier Le Pichon）。即便如此，一些重要的工作，只是在最近我才获悉。

最后，从这一套教材的观点出发，此处所讨论的课题肯定是一门具有生命力的科学，并且对于它的阐述似乎已经成熟，而不必过于担心所作的一些不成熟的解释会迅速地遭到摒弃，因为可能的发展路线已经是十分清楚了。

我们认为，似乎没有必要来增加已经很长的文献目录，在一些计算之后给出原理附录和随着阐述其正确性来检验每个论点，使本书成为原始研究的一本引论。事实上，这样或许没有解答其它专业的人员遇到的一些特殊问题，因而不能满足一部分读者的需要。尽管每年都公布一般性勘探的资料供人使用，但科学家在需要其工作领域之外的一些特殊方面的资料时，却仍旧宁愿使用一些由来已久的老方法，例如在讨论会上向大学院校的同事提出咨询或向邻座的人提些问题。

为此已经将本书的篇幅保持在相对小的份量上。我希望读者能在新近有关大洋底的奇妙发现中，正如我也将充分地去了解它们一样地感到兴趣。

绪　　言

科学报导的作者总是受到归纳法的诱惑：事实第一，随后是解释。但他很快就会发现，这种探讨方法是缓慢的和累赘的，从而迅速地去提出假设。这将是我要经历的途径；此外，我还不愿放弃追随历史的发展，或系统地指出发现的先后，以致在初稿上遭遇到许多困难。这些可以查找专门的文献目录〔福克斯（Fox），1967〕。

然而，我愿提及获得现代知识的四条探讨途径：

（1）测定地震震中的位置和使用回声测深仪调查洋脊，从1959年以来就已经取得的综合的结果；

（2）地震折射，莫里斯·尤因（Maurice Ewing）于1959年用它证实大西洋洋脊下面异常地幔的存在，而梅纳德（Menard）于1960年证实东太平洋洋脊下面地壳厚层缺失；重力测量是起补充作用的（大约从1958年到1965年）；

（3）1952年以来，布拉德（Bullard）开始进行热流研究，第一批与洋脊有关的结果是从1959年起得到的；

（4）最后，也是最重要的，是由于质子旋进磁力仪（1954）的发明而促进了磁力研究，导致1961年梅森（Mason）和拉夫（Raff）发现第一批线性磁异常和大的横向断裂，然后，多亏亥斯（Hess）和迪茨（Dietz）的思想概念与瓦因（Vine）和马修斯（Matthews）于1963年提出的理论，开拓了一个新阶段。

从此开始了地球物理的突破，使本深题爆炸性地扩展到相邻的学科中去，尤其是地质学。这将很难省略岩石学和地层学，但考虑到我个人的短处，我将尽可能少地谈论到它们。

在结论中指出两点：在原文中"年"用y.简写，"百万年"用m.y.简写；杜兰德（Durand）（1965）或（杜兰德，1965）指的是参考文献，而不说明杜兰德于1965年内写过什么。

关于英文翻译补充一句话：对于坦纳先生（Mr.Tanner）的出色译文，我谨表示最热烈的感谢。

目　录

第 1 章　地震地理和大洋测深……（1）

§ 1　第三纪褶皱·横向断层·岛弧……（1）
§ 2　洋脊的脊峰……（5）
§ 3　大洋测深……（8）
§ 4　震源机制与构造应力方向……（10）

第 2 章　海上磁测结果·横向断裂……（13）

§ 1　洋脊的磁异常……（13）
§ 2　岛弧与海岸附近的线性异常……（17）
§ 3　东太平洋隆起和横向大断裂……（19）
§ 4　活动断裂与古断裂……（21）
§ 5　回到东太平洋隆起……（22）

第 3 章　地球磁场的转向·瓦因—马修斯假说……（27）

§ 1　熔岩的剩余磁化和过去的磁场……（27）
§ 2　极性周期与其间发生的事件……（28）
§ 3　大洋沉积的磁化及与转向有关的现象……（29）
§ 4　转向起源的理论概念……（31）
§ 5　瓦因—马修斯假说……（33）
§ 6　转换断层……（34）
§ 7　洋脊地震的震源机制……（34）

第 4 章　大洋扩张……（37）

§ 1　从洋脊到海沟……（37）
§ 2　海底扩张的简单实例……（38）
§ 3　无洋脊的膨胀……（39）
§ 4　膨胀率的局部变化……（41）
§ 5　膨胀的世界性变化……（42）
§ 6　异常的总体图型·它们的计算与记年……（43）

第 5 章　大陆漂移……（47）

§ 1　海底扩张、漂移与古磁……（47）

§ 2 大陆块的重建……（48）
§ 3 刚体板块假说……（50）
§ 4 板块假说的运动学因素及初步应用……（52）
§ 5 勒皮雄的综合……（54）
§ 6 古海底扩张……（57）
第6章 地震折射和重力的大洋地壳的研究……（60）
§ 1 地震折射·地壳构造……（60）
§ 2 洋底的地震研究……（61）
§ 3 火成岩的采样……（64）
§ 4 由海底扩张而来的横向断裂与地震各向异性……（65）
§ 5 洋脊与地堑的重力研究……（66）
§ 6 大陆边缘·海沟的全面研究……（69）
第7章 通过大洋底的热流……（74）
§ 1 世界热流分布……（74）
§ 2 洋脊上的热流……（75）
§ 3 结果的解释……（80）
第8章 上地幔的性质与对流理论……（85）
§ 1 热对流·海底扩张的原因……（85）
§ 2 地震学给出的上地幔性质……（87）
§ 3 上地幔的温度和成分……（89）
§ 4 地幔的流变……（92）
§ 5 铅垂不稳定性所引起的对流……（93）
§ 6 水平不稳定性所引起的对流……（95）
第9章 大洋和大陆……（97）
§ 1 大洋地壳的诞生……（97）
§ 2 大洋地壳的消亡……（98）
§ 3 作为一个传送带的大洋底……（101）
§ 4 结论……（103）
第10章 新近的进展……（104）
§ 1 引言……（104）
§ 2 磁异常与海底……（105）
§ 3 洋脊与裂谷·转换断层……（106）
§ 4 压性边界……（109）
§ 5 板块运动的运动学……（111）

§ 6　板块运动的动力学和热力学 …… (112)
§ 7　陆地热流 …… (116)
§ 8　陆缘海 …… (117)
§ 9　重力异常与板块理论 …… (118)
§ 10　板块理论的造山运动 …… (118)
§ 11　板块构造对古大陆运动的应用 …… (122)
文　献 …… (128)

第 1 章　地震地理和大洋测深

几乎所有的地震都是构造性的，它们从地球内部的一个点上破裂而起始，这个点称为震源。地面上最接近震源的点为震中。然后破裂沿断层面传播。各种机构，例如斯特拉斯堡（Strasbourg）中央地震局，都使用分布在世界上的几百个台站的地震波到达时间，经常地进行震中和震源深度的测定。

直到1930年前后，沃达蒂（Wadati）毫无疑问地建立深源地震的存在时，并不认为破裂发生在地壳以外的任何地方。事实上深源地震不是经常发生的，它只占不到总数的10%。地震的数目在300或350公里以下迅速减少，可以将此深度取作“中源”和真正深源地震之间的极限。地震在600公里左右变得稀少，而在720公里左右完全消失。但这是平均来说的，地震的分布在不同的地区有很大的变化。

在图1中，仅使用较大震级的事件，将“正常”源（即不是深源）地震的震中绘在一个等面积投影上。可以看出，它们几乎全部落入两种地震带内：一种是第三纪褶皱区，另一种是有时由破裂区和沉陷区延伸到大陆腹地中的一组延伸的海底浅滩。中央太平洋和大陆地盾是上述地带所围绕的稳定地区，震中是稀少的。相应于古褶皱的地震可以很多（苏格兰），但都很微弱。

§ 1　第三纪褶皱·横向断层·岛弧

第三纪褶皱主要分为两大地带：太平洋带（在南美巴塔哥尼亚到马阔里岛之南开口）包含已知震中的五分之四；欧亚大陆边缘的地中海带或阿尔卑斯带，在南支上先绕摩鹿加（Moluccas）而在直布罗陀结束。

这两个带都以大量弧形构造为特征：西太平洋或东地中海的岛弧、安的列斯弧或南桑韦奇群岛（图2）、喜马拉雅和喀尔巴阡山脉等。大多数这种弧都勾绘出邻近地区的轮廓：边缘海为日本海，或沉积盆地如盘诺宁（Pannonian）；但小笠原群岛(Bonins）和马利亚纳，或南桑韦奇群岛明显地具有一个自由端，而构造在美拉尼西亚弧地区中则是很复杂的。

环太平洋带中造成地震的运动，以及可能还有地中海带（北安那托里断崖）的某些震动，都时常与很大的断层或断层系相关联。在这些断层中，水平位移或滑动要比垂直位移或落差大很多。它们最显著的特征是在几百公里以上近于线性的。最典型的是圣安德列斯断层，它具有许多已知的地震，包括经过多次研究的、于1906年4月18日毁灭旧金山城的一次地震。在1906年的事件中，在320公里和150公里长的两个剖面上，有些地方发生高达数米的位移；可以追踪断层至少达900公里。全部都在相同方向上的新近位移已由多次三角测量所证实；它们很少在时间上连续，而一般是大震或小震的结果；变化率平均每年几厘米。从断层两侧地区的研究可知，白垩纪以来有几百公里的水平位移〔诺布（Nobe）；希尔(Hill）和迪布利（Diblee）；克罗韦尔（Crowell）〕，相当于比其小一个数量级的平均变化率。

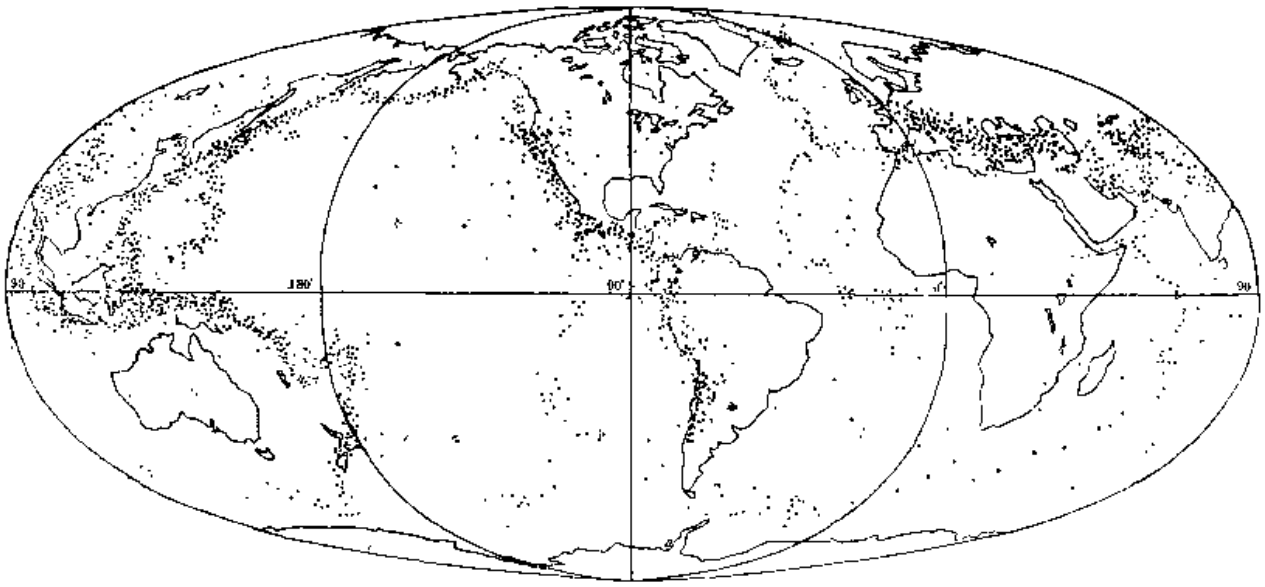


图 1　1930—1941年正常地震震中的地理分布[1]

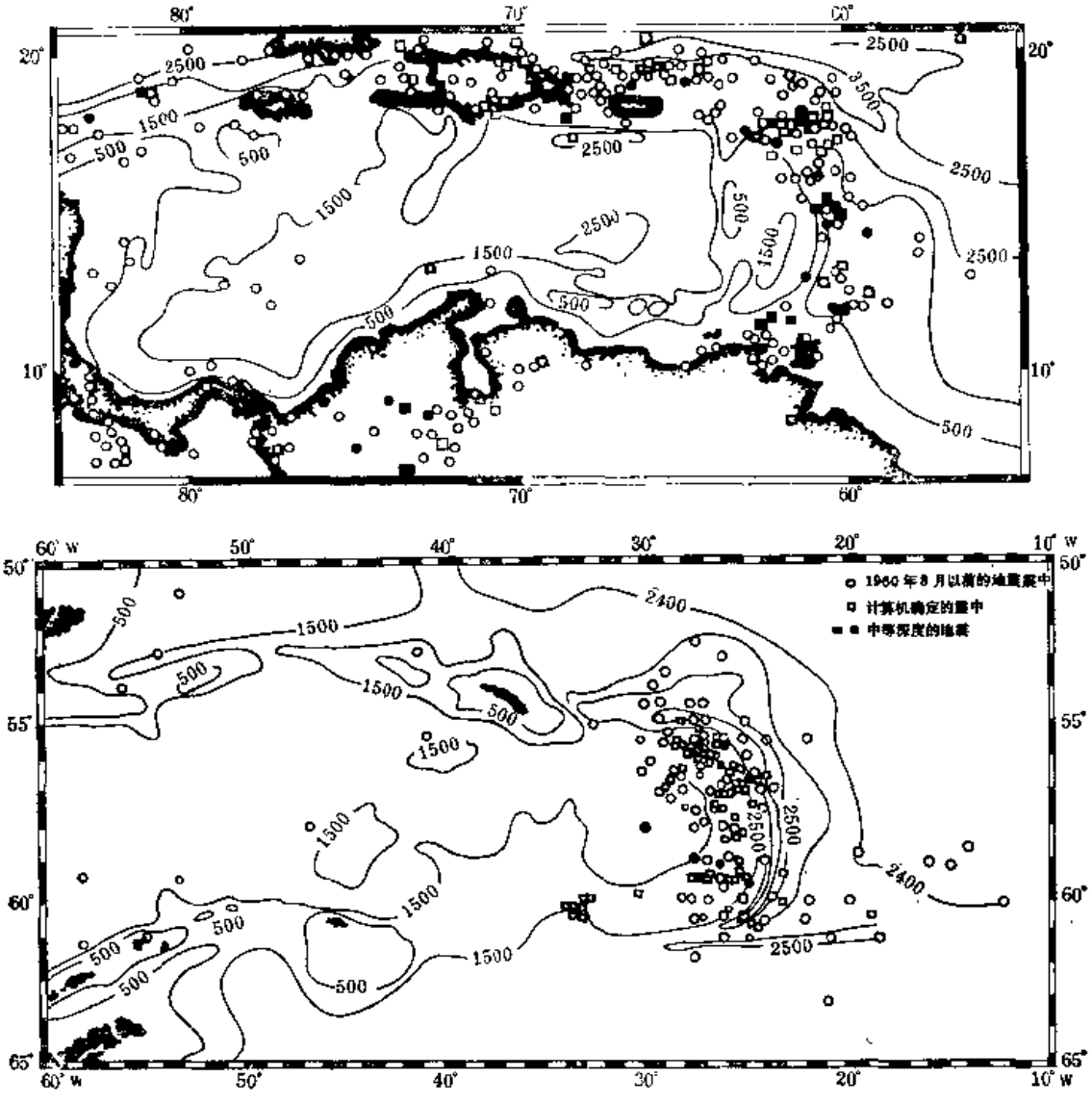


图 2　安的列斯弧和南桑韦奇弧的地震性[4]

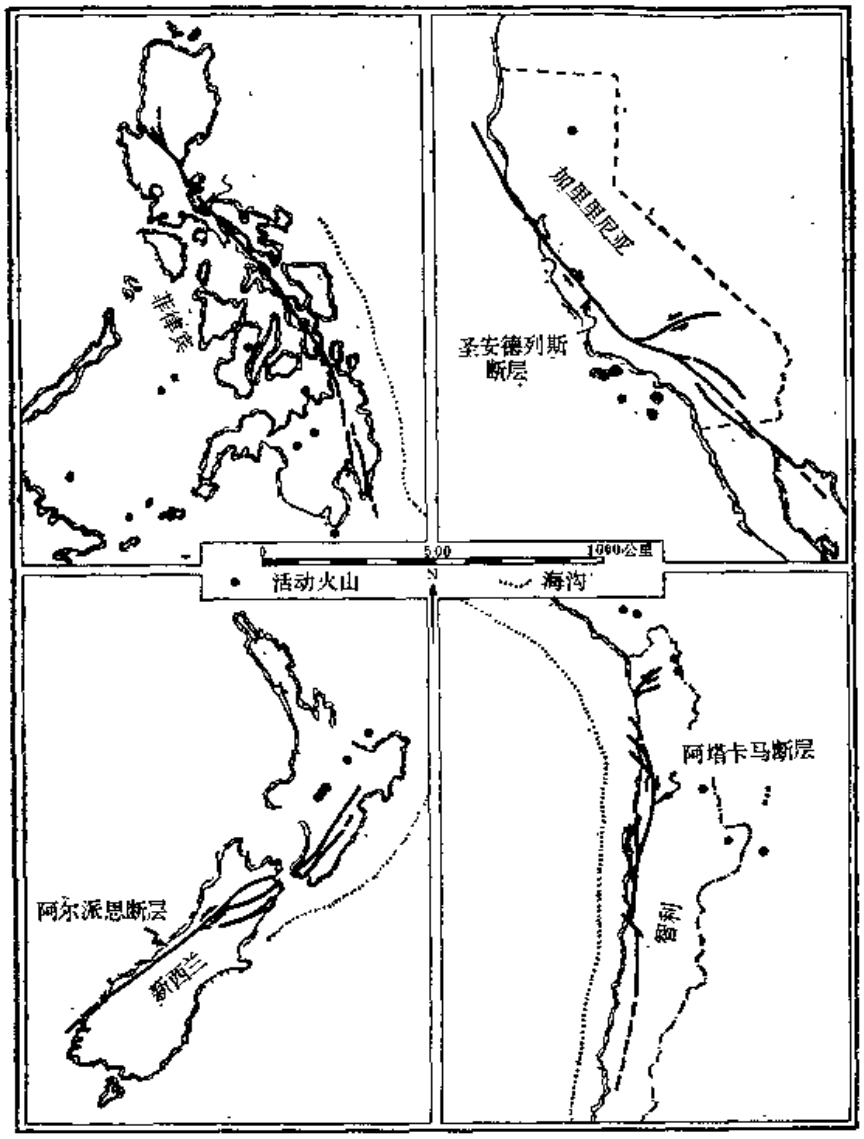


图 3　大型环太平洋断层：菲律宾、加利福尼亚、新西兰、智利[3]

艾伦（Allen）（1965）系统地研究沿太平洋带具有可见位移的巨大横向断层，看它们是否与历史地震有关。在图3中举出主要的实例。断层使河流谷底线性形变的研究提出运动的方向。菲律宾断层和台湾断层是符合中央太平洋反时针转动的所有断层运动的特殊规律的例外。

就已知情况来说，深源地震局限于第三纪褶皱区，但并不是在所有这种地区内都发生深源地震，例如太平洋边缘的北美海岸就没有。它们的出现，一般与大洋海沟有关，即与一条长而窄的陡翼洼地（数量级为长1000公里以上，顶部宽100公里，底部宽10公里）有关。海沟通常是非对称性的，倾斜在岛弧或大陆边界一侧较陡。海沟底有时是平的，但似乎这是混浊流充填的缘故。在西太平洋已经很深的地方，与岛弧共生的海沟，包括最大的已知深度，时常大于10公里，而墨西哥海岸的深度很少超过5公里。所有这些都很容易和北太平洋的巨大无震的深度区分开来。

除开新赫布里底群岛和所罗门群岛或智利与秘鲁边界附近凹角的地区之外，海沟都凹向邻近大陆。在此方向上，大约100公里的距离，出现产生酸性熔岩的火山链。震源深度很规则地增加。正常震源的地震接近于海沟轴，但在大陆一侧更多。中等震源大多在火山链之

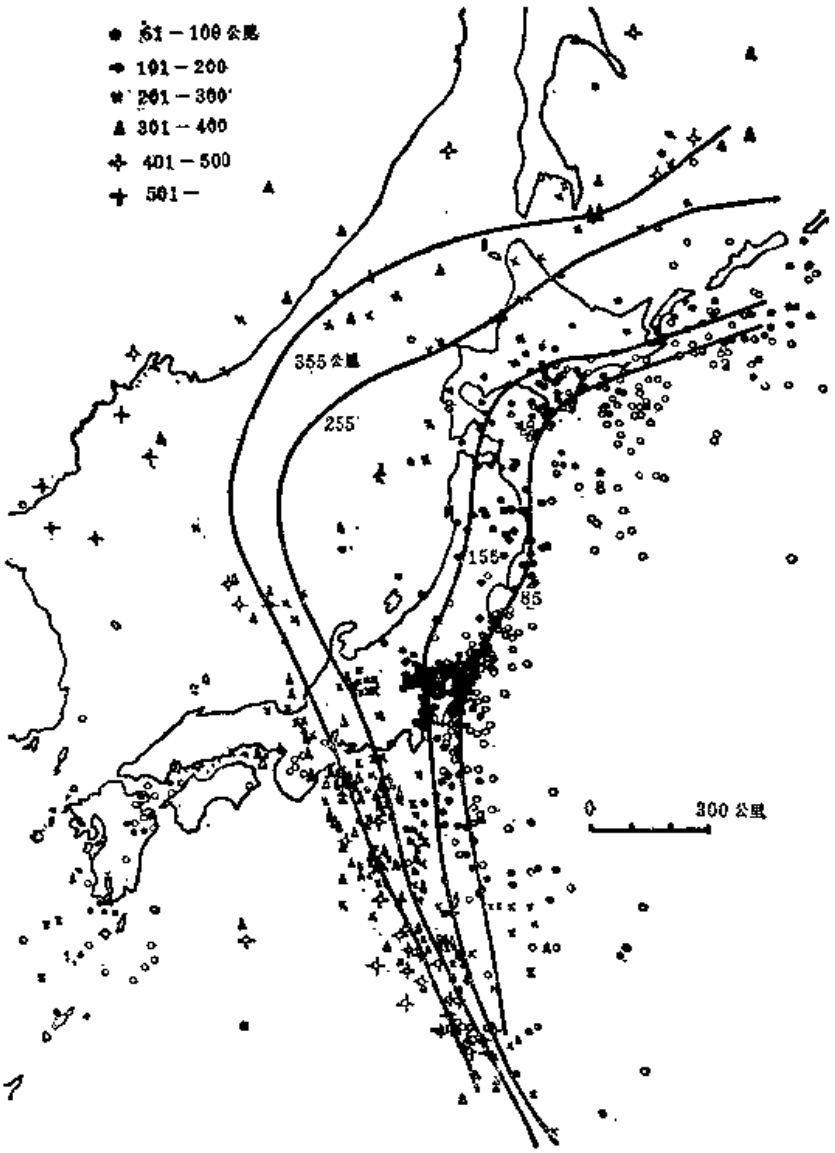


图 4　日本气象厅测定1926年到1956年的深源地震震中*

下，而真正深震显著地发生在此范围之外。这样，震源作为一组处于约50° 角的倾斜而上，通常它只处在一定深度，但此深度至少在两种情况中（图 4 与图 5 ）已经很清楚地确定。赛克斯（Sykes）指出，就汤加地震（图 5 ）来说，海沟在水平平而上的曲率，降到 600 公里的深度，尽管有扰乱侵入。

在具有类似的弧形构造的蒂勒尼安（Tyrrhenean）海和东地中海中，发现中等深度的地震有类似的形式。1954 年 3 月 29 日的地震，曾于贝蒂克（Betic）平行山脉的山凹中观测到在 640 公里的意外深震源。最后，南亚边缘的大陆地区内，包括喜马拉雅的巨大弧形构造，在其整个长度上并没有深地震伴生。在此带改变方向的地方，在缅甸、兴都库什和喀尔巴阡弧中，所观测到的地震是成群出现的，而且都是中等的深度。在后而两个地区的下面，震动很奇怪地在相同地方和相同深度（分别为225公里和150公里）上重复发生。

§ 2 洋脊的脊峰

大洋震中线是比较稀少的，但可比第三纪褶皱线更清楚地追踪。它们的真实宽度大约不超过20公里（赛克斯）。所有的相应震动都是正常深度的，而深度很大者极少。这些地震活动线都沿着伸长的浅滩、隆起或洋脊分布。典型的实例是一个世纪以前在铺设第一条电报电缆中发现的大西洋洋脊。地震活动线随其两侧海岸的曲率而在中间将大洋分开。洋脊的平均宽度超过1000公里，但地震正好位于脊峰上（1939年德万塞 de Vanssay）。脊峰的大洋深度为2公里或3里左右，而两侧的相邻海盆约5到6公里深。尤因及其同事〔希曾（Heezen）等，1959〕曾发现，“脊峰”相当于在两个十分崎岖地区之间具有2公里极大深度和30公里宽度的裂谷（图6）。确切地说，中谷可以分叉，为火山阻塞，横向位移，或甚至消失〔例如在雷克金斯（Reykjanes）洋脊上的冰岛南部〕。

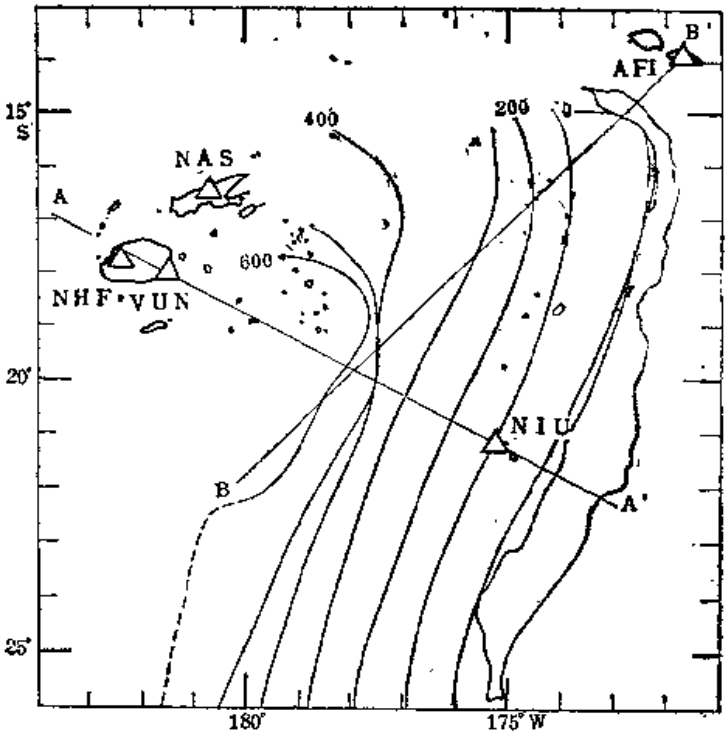


图5 汤加海沟区中的深震源面。△表示拉蒙特地质研究所用来确定NIU，汤加；AFI，萨摩亚；NAS，NHF，斐济等震中位置所使用的临时台站，细点地区是深度超过6公里的大洋，等值线间距为100公里[5]

我们从赤道开始。大西洋地震带沿赤道大致从圣保罗礁到罗曼歇海沟分布。此带向北描绘出一条平行于非洲海岸的大弧直到亚速尔群岛。由此一个分支沿着一个不大明确的隆起向直布罗陀或圣文森特角而去。在亚速尔群岛和冰岛之间，另一支可以与处在拉布拉多半岛和格陵兰岛间的一些震中联系起来，但这两个地区的连续性并没有得到证实。

冰岛真正地是被洋脊中谷横过的唯一岛屿，其它仅是偶然的火山。在冰岛之外(图7)，震中线通过扬马延岛，然后经过斯匹次卑尔根的西面，直到格陵兰大陆架，描绘出一条新弧。然后，它随“盖开勒（Gakkel）洋脊”，在法兰兹约瑟夫地和巨大无震的罗蒙诺索夫隆起之间的中途，转向勒拿河口，在它到达形成拉普帖夫海底的大陆架时加宽（大洋地震带在到达有大量断层的大陆时扩散，确实并不奇怪）。由于已知少数没有明显原因而中止的地震线的实例，曾努力使此线与沿着较早断层在上新更新世内形成的贝加尔地堑联系起来，或者与具有少数地震的中生代褶皱维尔霍扬斯克山脉联系起来。

我们再回到赤道上来。在南而，洋脊系统达到阿森松岛、特里斯坦达库尼亚群岛和果夫岛，在这里与南桑韦奇弧来的一条线连接，在图2中始点可见于弧的南端。然后，主脊绕过非洲和马达加斯加，起初在它们和南极洲之间，随后在它们与克尔格伦高原之间，保持中间线。它经过爱德华王子群岛，到达罗德里格斯（Rodriguez）岛附近的一个联接点，沿着“卡勒斯伯格洋脊”径直向北，最后进入亚丁湾。它在这里分叉，一支向着几个非洲大湖的

方向，另一支向着红海和约旦地堑。洋脊中谷和非洲裂谷的这种连续性，使人认为它们有相似的构造，而在地貌关系明显时（图 8 ），我们将找出其深刻的差异。

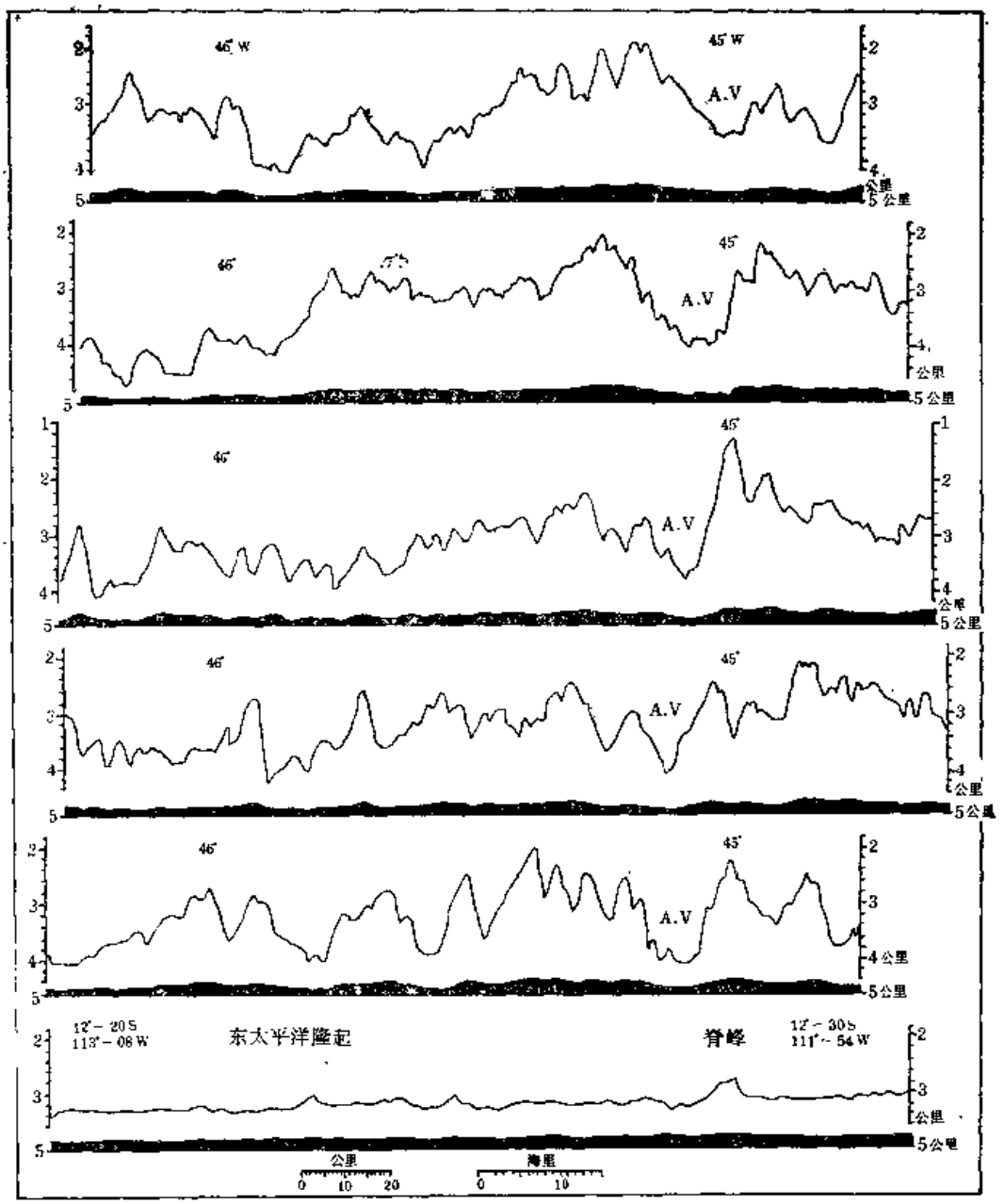


图 6　大西洋洋脊在22°N和23°N之间的剖面和东太平洋隆起在12°S附近的剖面，表现出脊峰地区中的起伏变化，特别是在轴谷（A.V.）以西的峰部和高原上[6]

从罗德里格斯岛联接点起，另一支在克尔格伦高原之间经过，然后随着南极洲和澳大利亚大陆架的曲率而在其间经过。它在西经160°结束于马阔里岛之南。

恰好由其地震与水深情况所描述的整个系统，可以称为大西洋——印度洋洋脊，或大洋中脊，以表示它在中间越过而分开大洋的明显特性。大洋中脊这个名称 不能 适 用于下列实例。

震中线并没有在160°W结束，而继续向前，离开南极洲，直到向北转到复活节岛。这一

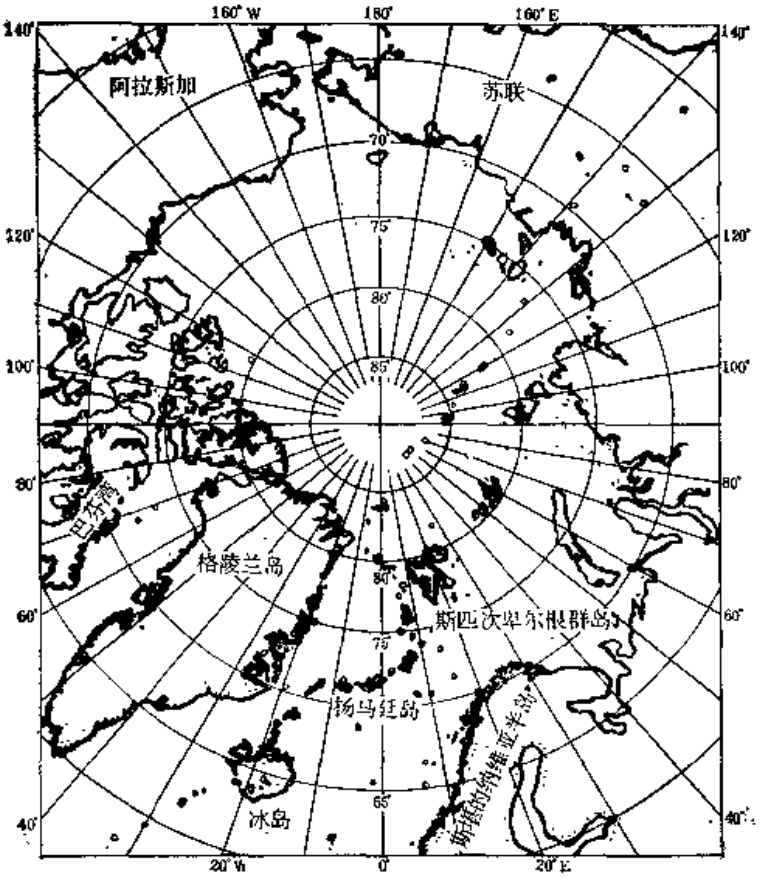


图7　1955年1月到1964年3月北极地区的震中

圆圈表示作者从10个以上地震台站测定的震中，小圆圈表示少于10个台站，×号表示美国海岸和大地测量局根据10个以上台站的新近测定[7]

段可以称为南太平洋洋脊。地形是从印度洋洋脊的地形变成中央裂谷消失的地形（图6）。但洋脊水深仍为2或3公里，和所有洋脊一样（除开它们越过大陆地区的地方，或在下面将要讨论的断裂带内）。

复活节岛形成一个新的联结点。有一条地震线从巴塔戈尼亚（Patagonia）到达它。主支（或东太平洋隆起）向北经过加拉帕戈斯群岛。从此处到它进入的加利福尼亚湾，地震隆起使它与南美和中美联接起来。两个大陆的分支（从而扩散）离开加利福尼亚湾。一支是包括犹他盆地和山脉的断层地区的内陆带，另一支是由一系列海岸震中一直延伸到阿拉斯加的圣安德列斯系统。下面我们将在其中认识具有中央裂谷的洋脊碎块。

正象我们已经描述的那样，洋脊这个总系统共约50000公里长。由于缺乏精确的震中线或水深，不同的作者作出一些似乎有理由的变更或增加。

这样，梅纳德（1956 b）追踪从巴拿马（可能甚至从洪都拉斯）到巴塔戈尼亚〔或者甚至到斯科舍（Scotia）海〕的一条弧，而将东太平洋隆起分成两个。另一方面，他将东太平洋隆起延伸经过阿拉斯加和加拿大北极列岛，与在格陵兰和北美之间通过的大西洋中脊（图7中用两个震中表示）的一支相会。

从马阔里岛到新西兰，更远到北北西向（梅纳德的美拉尼西亚洋脊），有时归于洋脊系统的其它构造，则不如与岛弧系统联系起来。

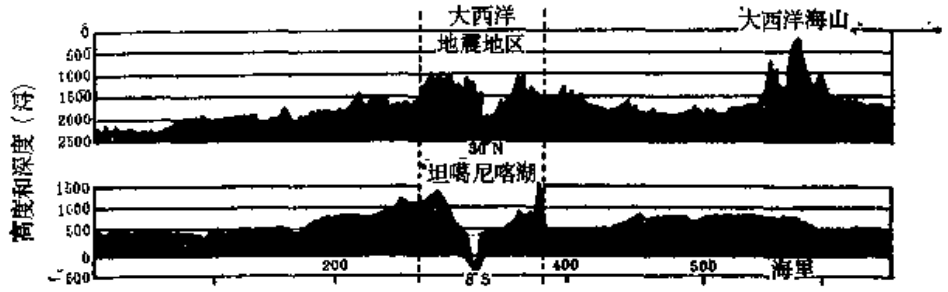


图8　非洲高原与中部大西洋洋脊，及其中央裂谷的同比例尺的剖面[8]

§ 3　大洋测深

我们已经介绍大洋洋脊，虽然由于其接近于线性轴区，但它们却是广泛得多的构造。在大洋中可以区分出三种主要的地貌类型：

①大陆边缘和岛弧；

②大洋盆地，包括深海平原和深海山脉；

③大洋洋脊，是后者之上的隆起。

例如：大西洋洋脊大体占据此大洋中央的三分之一。其两侧的平均陡度通常在接近脊峰处增加。东太平洋洋脊的位置排除掉它在东面依附于洋底的任何显著形态，但是，梅纳德（1964）提出，洋脊在美洲大陆西部继续存在，而我们将要看到此假说是如何丰饶多产的。

本章内我们仅限于一般的描述。首先讨论回声测深所揭示的洋脊地形，然后再考虑连续反射剖面所获得的某种固结沉积和通常的火山基底之间的界面。后面将添加其它一些细节。

拉蒙特地质研究所小组已经对大西洋中脊作过充分的研究。我们从他们取得基底面的五张特征剖面（图 9）〔海茨勒（Heirtzler）和勒皮雄，1965〕。向北，在格陵兰和挪威之间，洋脊展宽并变浅。

现在来看区域地形。小于约 100 公里的波长都从剖面中滤掉，因为相应的局部不规则性对均衡补偿的作用太小。于是，脊峰表现在2.5±0.5公里的均一深度上，但两翼的深度是变化的。它们在 29° S 的北面，陡度下降 3 %或 4 %，在 5 到 6 公里的深度上与深海山脉相会。此纬线之南，陡度很平缓，而两翼在 3.5 或 4 公里的深度上形成一个高原，在沃尔维斯（Walvis）和里奥格朗德（Rio Grande）洋脊之北中断。在这两种情况中，基底在横向盆地之下保持在 6 公里左右的十分稳定的深度上。深海山脉从此盆地隆起，而不随两翼的陡度变化。最大深度为 6.5 公里的数量级，通常有大的沉积厚度，说明曾经发生过均衡的再调整。在大陆隆起之下，基底倾斜到 7 公里或 7 公里以上，在这里形成一条海沟。勒皮雄对北大西洋洋脊，取两翼下基底倾斜的边缘达1000公里的宽度，而在 30° S的南面为此宽度的一倍。但在这样定义的洋脊和多山深海地区之间没有不连续性。

滤掉长波长所示的起伏揭示出，在洋脊的整个长度上，毗连中谷的两个岩块形成 150 到200公里宽的地带，没有未固结的沉积。在 29°S 附近的翼部剖面中有一个变化。向北，希曾等所描述的两翼构成 100 公里宽的隆起与偏斜地块（不同于两轴地块），象地堑断层的通常位移那样，其断层面对着脊峰。然而此事态并不象他们所指的那样明显。仍是在北面，两翼上的沉积聚拢在具有一般性水平面的袋中。基底在脊峰上出露。超过50公里的波长消失，标志着向深海山脉的过渡。两翼的主要形态是伸长的并平行于脊峰；而在深海山脉的情况中，这是不明显的。

在29°S以南，两翼缺乏超过50公里的波长；起伏更带局部性，也更缓和。崎岖不平（经过滤波）是在相同比例尺上的。高度声学透过的沉积最多形成几百米未遭破坏的盖层。

29°S 北面和南面的洋脊两翼的差别，将人们的注意力吸引到沃尔维斯和里奥格朗德两个无地震的隆起上，它们在此地域内离开洋脊。沃尔维斯隆起的脊峰有 200 公里以上作线性分布，并处于1500到2000米的深度上。其东部边缘形成一个在几公里内沉陷4500米的悬崖；其西部边缘具有中等的陡度，一般是破裂的。里奥格朗德隆起是一个大地块，在西南面向着

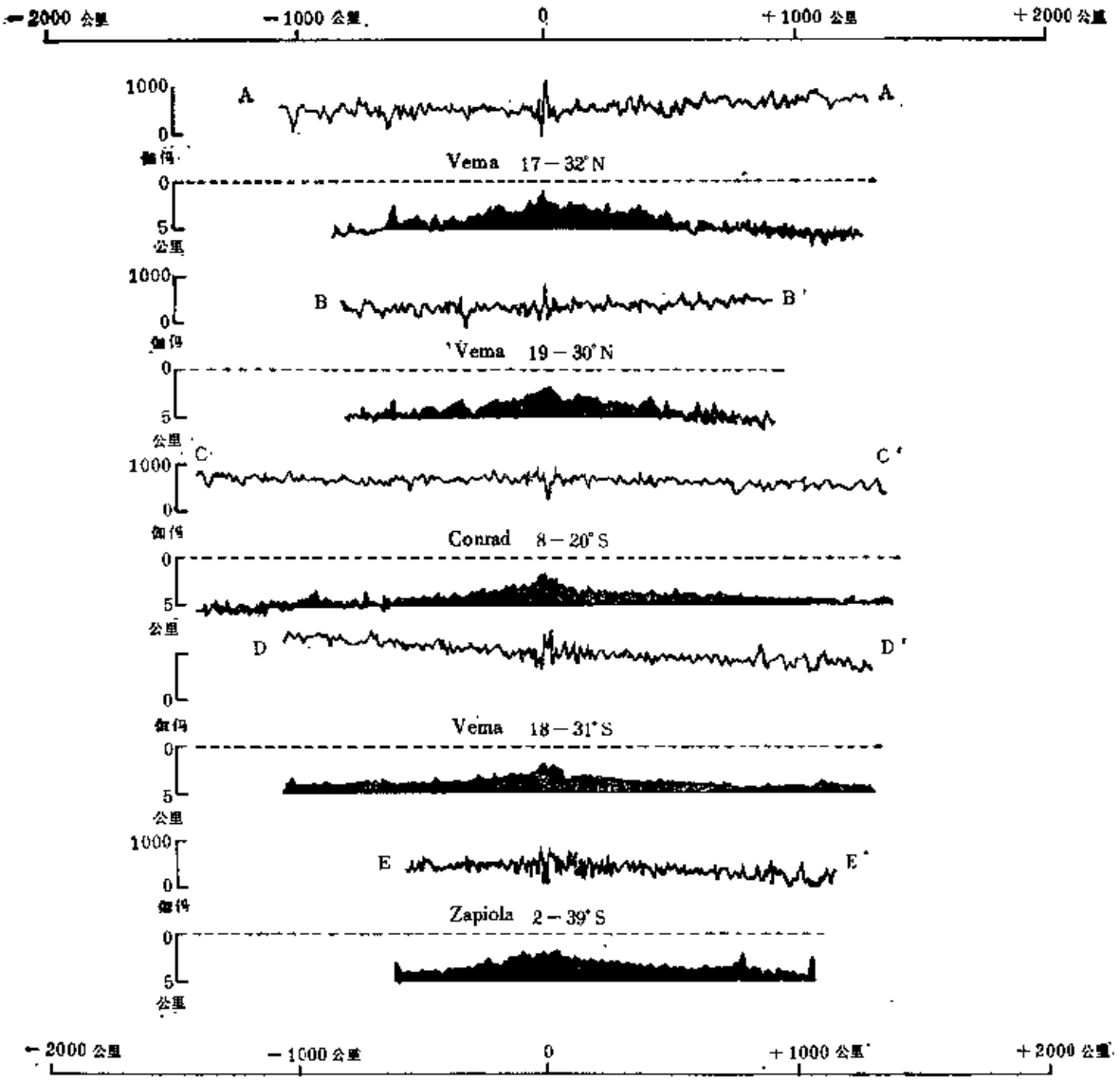


图 9　大西洋洋脊的横向磁强度异常剖面和基底剖面。设计科纳德（Conard）8和维马（Vema）18两条测线是垂直于脊峰的（1伽马 = 10^{-5}奥斯特），垂直坐标夸张40倍[9]

阿根廷海盆有一个中等的陡度，向北和向东都较陡。勒皮雄认为，这两个隆起是中生代断层重复运动所引起的构造。

洋脊或隆起与相邻洋盆之间有巨大差异，最显著的阿根廷洋盆堆积了 2.5 公里的大陆沉积，尽管南美在此纬度上很窄。

对于东太平洋隆起的地貌（图 6），比对大西洋中脊的了解得少。在梅纳德（1964）的描述中，表现出其主要的特征是：缺少中谷的脊峰而有对称性，比大西洋洋脊有较大的宽度（两倍的数量级），如果无视孤立的火山，则较少有显著的起伏，而尤其是极大起伏发生于远离锯齿状地形区域内的两翼上。此种地形可能是平行于洋脊的正断层所产生的。

至于沉积，早期对于大西洋所作出的描述，似乎一般地可应用于大洋（尤因和尤因，1967），对东太平洋隆起则用较大比例尺。于此轴上以测深探测一个可测量的厚度，仍有不充

分的分辨率。取样和照相时常揭露出基底的露头。沉积在翼部生长，根据沉积率逐渐加厚，离轴部达100到400公里；于是厚度突然增加，并随着离开轴部距离的增加而保持不变，或仅轻微地增加。图10表示不同大洋中8条剖面的沉积厚度（平均10公里作平滑），将会发现太平洋剖面非常平滑。

我们将不象洋脊（其构造是我们讨论的基础）那样详细地描述大陆边缘和岛弧，而仅仅回顾一下在勒皮雄（1966）的术语中，将大陆边缘分为岸边大陆架、大陆斜坡和（陆前）隆起。后而我们将回到岛弧上来。虽然它们比洋脊窄一些，但比起所要提出的正常源地震有更广泛的构造。从典型的海沟开始，例如在印度尼西亚，可以被水下或水上的沉积弧纵长地分开。这样有单列岛弧（火山的）和双列岛弧（沉积的和火山的）。其次，梅纳德（1964）将形成边缘海边界时特别占优势的、多少平行的起伏与弧联系起来。这些起伏使马利亚纳弧的宽度增加到1500公里。

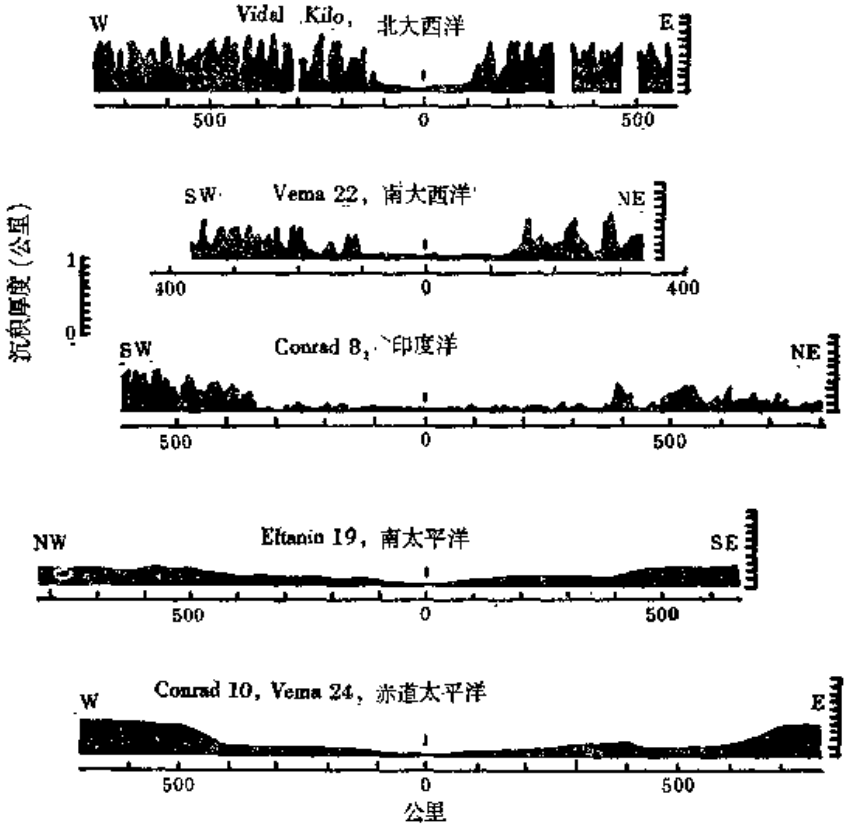


图10　作为离开洋脊脊峰距离函数的沉积厚度。最末一个剖面是从东太平洋隆起的三条横剖面得来的，它在那里通过巨厚沉积的赤道地带。向东图形为断裂或与加拉帕戈斯群岛有关的构造复杂化[10]

§4　震源机制与构造应力方向

地震震源产生两种波。首先到达的是P波，它象声波那样，相当于在传播方向中的往复运动；而其次到达的是S波，它相当于和传播方向成直角的平面中的运动。于是，在平面图中，震中附近台站观测到的第一个位移，将根据台站的位置面作收敛或发散。我们来检验具有迹线F的水平滑动铅垂断层（图11）的简单情况；最大位移是在断层上，而垂直线L上的

远点将不动。能够证明，在这种情况中，用通过F和L的铅垂平面，将第一次运动向着震中（膨胀）的地区与第一次运动离开震中（压缩）的地区分开。反之，在交变象限中观测压缩与膨胀可找出这两个平面，但不能区分它们。

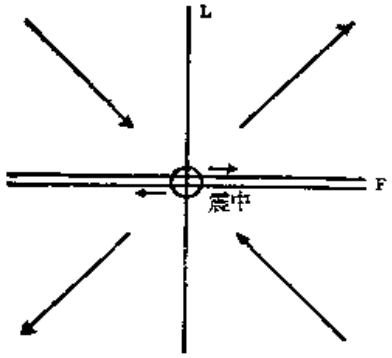


图 11

在一般的情况中，在远台站上观测到胀缩之后，必须在重建震源的运动之前，考虑到地震波通过地球内部所经过的复杂路径。对于大多数大地震都常规地进行这种工作。消除一些不一致的观测之后，可以在断层位置及其起源运动上达到统计上正确的结论。对于可见断层引起的一些地震来说，此方法已经产生与这些断层及表面位移的方向良好的一致。

已经表现出一些忧虑：结果或者可能只有局部的意义。然而在一个已知观测台上发现，大的远震通常产生相同的移动方向，至少在深度是相同数量级时。这证明现象的地区特性和它的持久性。

区分断层面和垂直于其上位移的平面之间的理论困难，使之首先将注意力集中于这两个平面很好确定出的交线，即初动消失的线。

下列规律似乎从有时矛盾的结果中出现：沿着第三纪褶皱带（除开不列颠哥伦比亚近海、从所罗门群岛到巽它群岛、小笠原群岛、中亚等地区），零运动线差不多是铅直的。因此，相当于主要的水平运动（滑动）有两个可能的解答：在一种情况中，断层面多少有些平行于构造带，而在其它情况中，则多少有些垂直于它。

平行于构造的滑动似乎适合于大的环太平洋断层地区（圣安德列斯、智利等）。垂直于海岸的运动似乎是解释在这些地区内造山运动形态所必要的，它们相当于较远内陆的其它断层并较少经常滑动〔与1872年大震有关的欧文斯（Owens）谷断层将作为实例〕。

第二个解答看来对西太平洋岛弧是更可取的。可以将每个弧都看成在其两端多少固定，而在内侧受到推挤，以致在适当的地方发生切变。在千岛群岛和阿留申群岛观测到横向构造线，使梅纳德（1964）得出相同的结论（图12）。

继续来谈第三纪褶皱。在并不相当于垂直运动占优势的这两个解答的大多数情况下，可以相应于冲断层上正切于深震源所在平面的运动。然后，大陆大约掩复太平洋，除开地震面以其它方式倾斜的所罗门群岛和俾斯麦（Bismarck）岛区，而大洋似乎掩复珊瑚海，而且还要除开斐济高原象大陆一样起作用的新赫布里底群岛地区。

现在回到洋脊。在大西洋—印度洋中脊上中央裂谷的存在，于早期就已导致这样的看法：洋脊是在张力作用下，而其地震是正常产生断层的结果，正如沿大陆地堑所发生的震动的情况那样。

好象在1960年充分确立的这些结果得出可靠的简单概念：大地震带的这种双重区分反映出压缩或滑动地区（第三纪褶皱）与张力地区（洋脊）的一种区分。

今天事物似乎并不太简单。赛克斯最近进行了一些详细研究，将在后面讨论。他认为台站的不良分布和较老资料的低质量使走向滑动的重要性受到夸张。加之在第三纪弧和其海沟中包含的应力性质又一次成为问题。在文宁·迈乃兹（Vening Meinesz）的著名重力测量

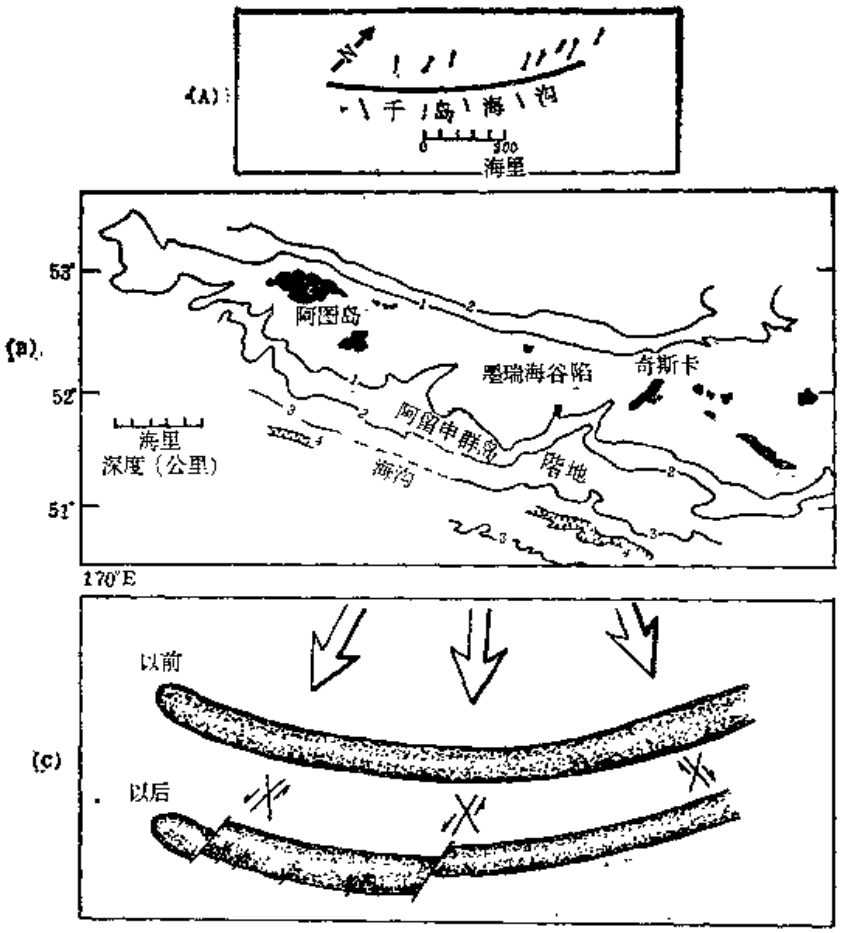


图 12 (a)千岛海沟斜坡上的倾斜线性；(b)阿留申海沟北坡上的凹缺和分叉；(c)用横向断层的解释[11]

和他用来解释其结果的理论之后，已经充分地确立起这二者似乎都是由于压缩而形成的概念。对于双重弧（沿海沟的一个沉积弧与凹面内的一个火山弧）来说，由于沉积的压缩已很好地说明了冲断层。但是，我们将要看到，沃泽尔（Worzel）已经用大陆地壳的模型重新解释了海沟的重力。梅纳德（1964）支持此意见，他指出：在某些海沟中存在切割沟底的轴向峡谷，而在大多数存在着形成沉积圈闭的横向阶地中，提出有张应力，或与垂直应力相伴生的两种情况。所有这些都难于和在印度尼西亚沉积弧的群岛上所观测到的褶皱协调一致。我们将在第六章中再回到这些问题上来。

1. From International Seismological Summary determinations. Equal area projection Eckert and Thomas, La Terre, Gallimard''Encyclopedie de la pleiade, 1959.
2. Heezen and Johnson, The South Sandwich Trench, Deep Sea Research, 1965.
3. Allen, 1965.
4. Contours from Sugimura and Uyeda, Japanese national report on the upper mantle, 1967.
5. Oliver and Isacks, 1967.
6. Van Andel and Bowin, 1968.
7. Sykes, 1965.
8. Ewing and Heezen, 1960.
9. Heirtzler and Le pichon, 1965.
10. Ewing and Ewing 1967.
11. Menard, 1964.

第 2 章　海上磁测结果·横向断裂

§ 1　洋脊的磁异常

用船拖曳磁力仪所作磁场总强度的测量，在洋脊上有时要容许超过3000γ（1伽马 = 10^{-5}奥斯特）异常的探测，而在大陆上很少有象十分之一那样大的值。1958年梅森从东太平洋取得第一批结果，然后梅森和拉夫于1961年揭示出奇特的平行异常（图13），并从其边缘的尖锐性作出结论：它们起源于不超过 8 公里深度的磁质量。然而我们和以前一样，开始先讨论具有中谷地区的大西洋中脊，即几乎它的整个长度。

相应的磁异常在各地是高度变化的。首先引起研究的最强异常是在脊峰上。这在第一章的图 9 中已经清楚地看到。在此图中，和所有后面的图件一样，异常是在去掉用球谐分析所表示的地球磁场之后的剩余场。大的轴向异常与密集到一起的较弱异常相伴生；它们在29°S的北部具有比脊峰带更宽而轴向异常表现多重性的南部更为明显。极大异常如实地随着地形和地震的轴分布。

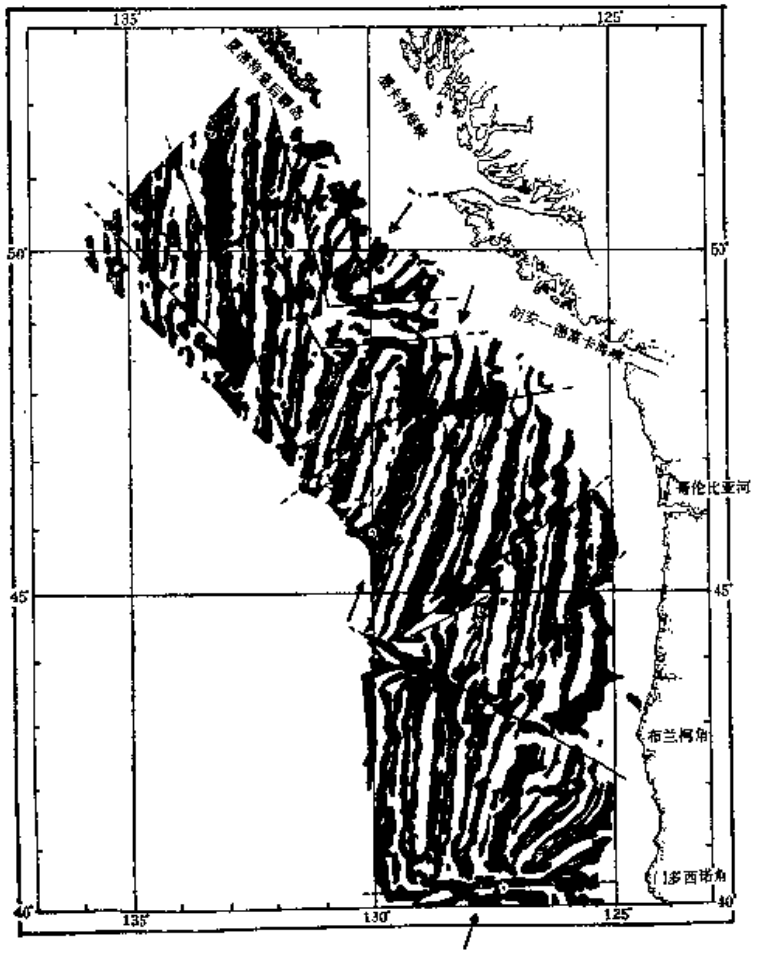


图13　拉夫和梅森于1961年发现的磁异常；正异常用黑色表示，断层用直线表示，箭头为三个洋脊段的轴，它们从北到南为：勘探者洋脊、胡安—德富卡洋脊、高尔达洋脊[12]

如果取在大洋底以下10公里、具有0.01电磁单位的磁化率、走向北南的均匀棱柱作为产生异常的磁质量模型，则可以从感应磁场强度、其相对方向和水深来计算总强度（图14）。发现此简单假设能很好地解释观测结果。最大偏差发生在后面将要讨论的横向破碎带上。于是，似乎轴向异常是由于直接在中谷下面的火山基底中存在着高磁性侵入体的缘故。

在洋脊的两翼上，异常的波长增加，将它们的振幅校正到洋底之上的一个固定高度时也同样增加，例如3公里那样，正如表示北部洋脊剖面特性的图15所示。不能用地形来解释两翼上超过 60 公里的波

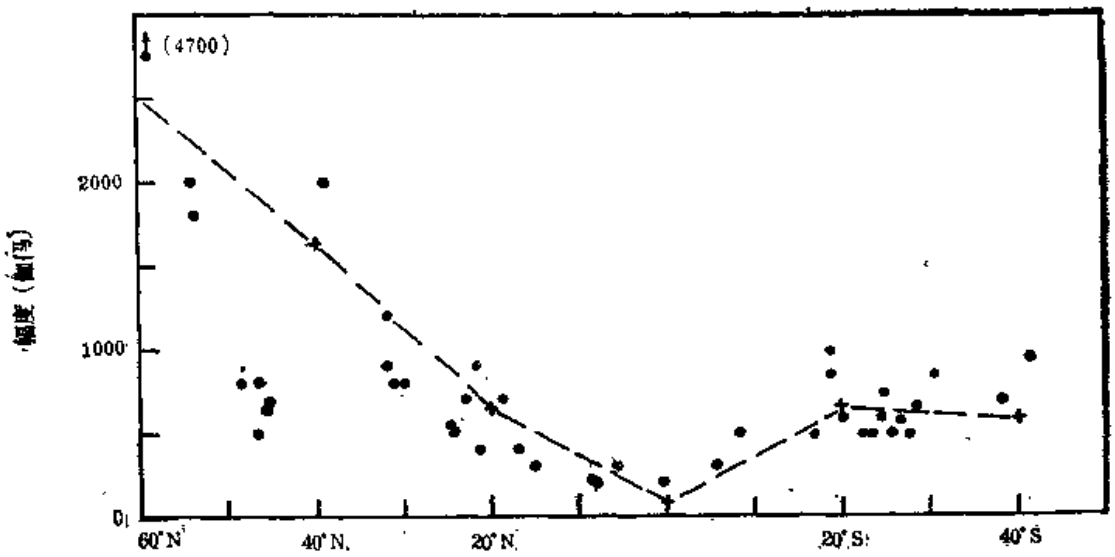


图14　作为纬度函数的观测轴向磁异常的总幅度，对于常数体积和磁化率的模型来计算其变化。

长。轴向异常（1200γ）是显著的。

我们来讨论此轴向异常。不管根据感应磁化假说取得相对良好的适应，这仅是对计算的一个方便，而其作者是知道热剩余磁化起很重要作用的。棱柱的底实质上相当于其组成物质的等热居里点。我们将发现等热线升高的洋脊轴上热流量是高的；此效应表示于图15。居里等热线的这个极限毕竟仅仅是一种可能性（另外的可能性是其它岩石的存在，颗粒大小的变化等）。

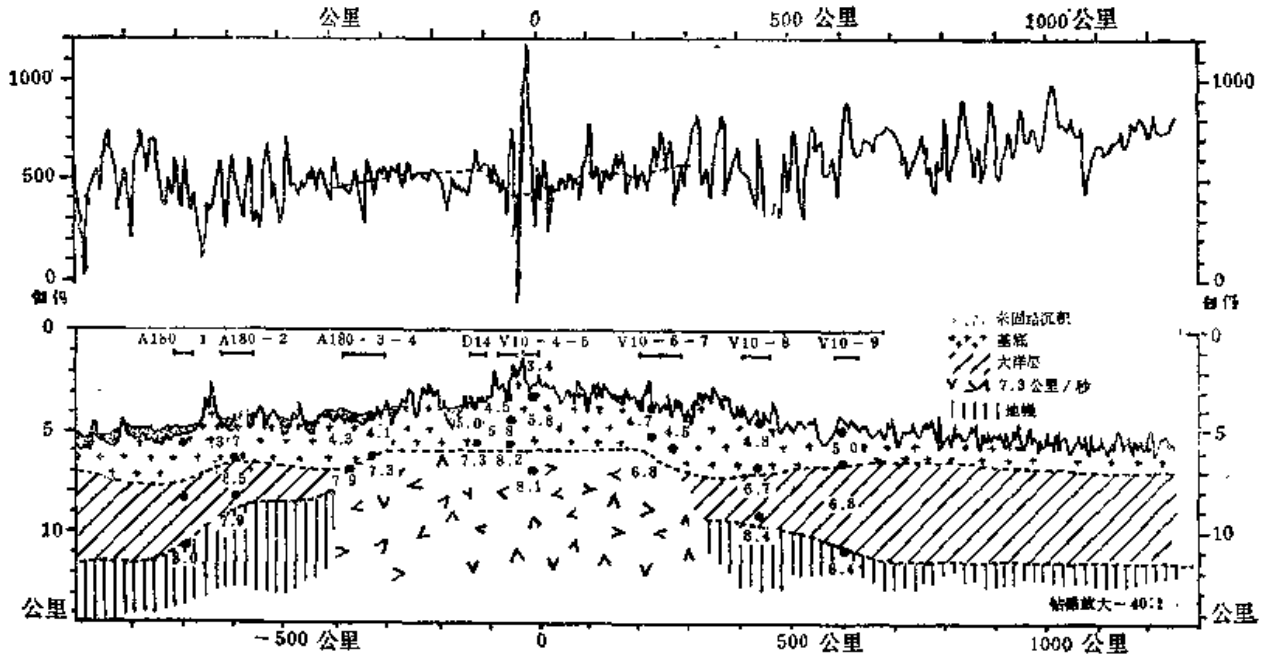


图15　32°N处的大西洋中脊磁剖面正如将出现于洋底以上3公里的常数高度一样。虚线表示假定的居里点深度变化效应，下图·相同地区内地壳的综合断面

1963年在卡勒斯伯格（瓦因和马修斯，1963）和1965年（图16和图17）在40°到50°S之间的太平洋—南极洋脊的四条横断剖面中都得到相同的结果〔皮特曼（Pitman）和海茨勒1966〕。正如这四条剖面所一致表示的那样，线性在这里仍旧是极佳的。但是出现了一个新的现象：轴向异常1—1′和次于它的细小异常是对称于轴的，而此对称性持续相当一个宽度，正如2—2′，3—3′，4—4′所示。

或者，提出洋脊中经向侵入体存在的这些结果的意义，能够在跨越大西洋洋脊的冰岛上得到最好的领悟。图18的分叉地区，其真实形状可能更为复杂，面它是多少有些平行的大量活动裂缝的所在地，可以将它看成是轴向带单元形成的。

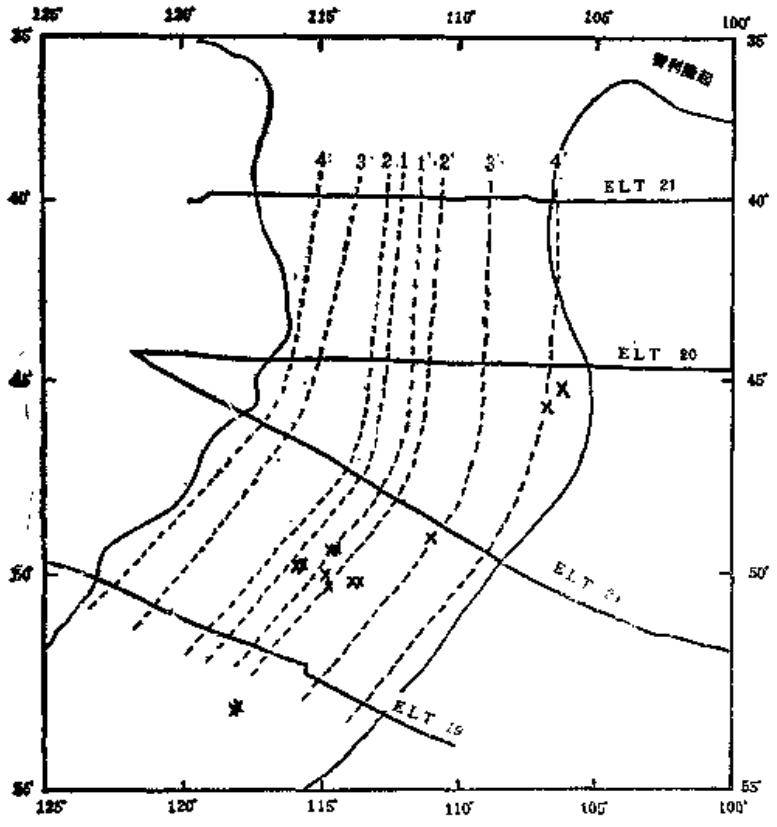


图16 埃尔塔宁（Eltanin）号船的航线。（深度用浮表示）虚线联接四条剖面上已识别的磁异常。×号给出地震震中的近似位置。

在此带向着岛边缘的任一边上，都发现最古老的冰岛岩石。它们并不很老；盖尔（Gale）、穆尔巴思（Moorbath）、西蒙斯（Simons）和沃克（Walker）于1966年用钾氩法在冰岛东南和西部的酸性侵入体中间测定深成岩的年龄为1.5到10百万年(上中新世到更新世），从而他们相信最古老的玄武岩并未超过中新世。

不同于得冰岛看成是一个地向斜或一个中心沉降的高原的那些作者，博德瓦森（Bodvarsson）和沃克于1964年认为它是轴向带裂缝中上升物质逐渐外流的结果（沃克，1965）。可见的裂缝（约有一半已喷发熔岩，其余的保持开张）将是由于基底的强迫膨胀，在最近3000到5000年内估计为30米。沃克还曾检验过以直角横断冰岛东部第三纪熔岩阶地的固化熔岩岩墙；对于岩墙的供应来说，具有冰岛现在宽度的10公里高的熔岩棱柱，相当于200到400公里的堆积厚度。

细节已经经过热烈的讨论〔比约恩森（Björnsson）编辑，1967〕，但许多作者对洋脊与海底扩张起源的现行概念，都直接追随博德瓦森和沃克对平坦并列岩墙重复侵入的观点。

在这样一个火山国家内，部署磁力勘探的陆地测网是不实际的。最近加拿大航测（比约恩森辑，1967）结果得出许多复杂剖面，它们在冰岛南面海上变得比较简单。

离开雷克金斯半岛的洋脊部分，已经较早地成为覆盖着中心在60°N,28°W，边长350公里的一个方块内精确航磁研究的对象（海茨勒等，1966）。洋脊追随一条直线航线直到55°N。其地形的主线平行于轴并对称于轴；在北部，在轴的任一边约30公里处，脊峰与显

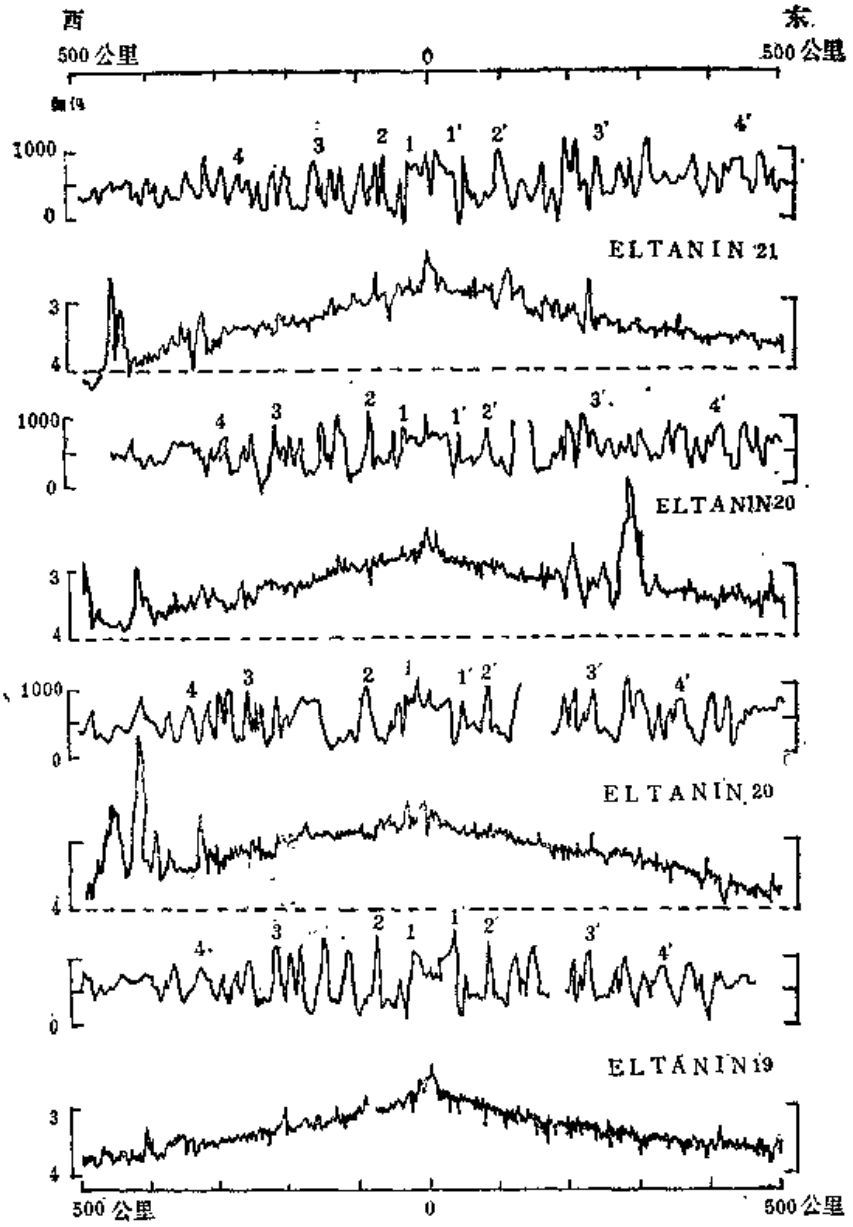


图17　沿图16中航线的磁剖面和测深剖面。这些航线是设计成垂直于洋脊轴的[16]

著增加的深度接壤，但此差异在南部减小，而在60°N处深度随距离十分规则地增加。宽度在5公里以下的细节没有表现出相同的平行性。海茨勒，勒皮雄和巴伦（Baron）没有找到一个中央裂谷；希林（Schilling）等(1968)在60°和61°N处发现包含枕状熔岩小块的一处中谷，但宽度小于10公里。

此雷克金斯洋脊上的磁异常彼此明显平行（图18）。沿轴磁强度如实地追随着地形（塔尔瓦尼等，1968）。图19表示间距40公里而垂直于洋脊轴的8条剖面。轴部异常是正的，是由于正常磁化体引起的，而且正如在高磁纬度地区所料到的那样，异常是大的，宽度为40公里的数量级，而幅度为3,000γ，在任一边都能见到幅度500到1000γ和波长约15公里的六个异常。它们对称于洋脊轴分布。它们与地形有很少关系，但地形的出现为很难在磁场中表示的



图18　雷克金斯洋脊上的正磁异常(震中根据赛克斯，1965)，黑影表示冰岛上第四纪火山建造带[17]

倾斜平行的地块。

如果考虑洋底上的观测高度，正如在大西洋洋脊北部所作的那样，则中央异常占优势；横向异常更类似于南部。但脊峰异常组是很规则的；只有离轴100公里以上的翼部异常是不规则的。轴部异常在冰岛大陆架上多少有些连续，但横向异常消失。

雷克金斯洋脊上磁异常的明显平行性在红海南部轴谷上重新出现〔格德勒(Girdler)，1968〕。图20表示德雷克(Drake)和格德勒在16°N附近发现的轴谷与异常。在船沿着图21所示路线圈定的异常之间建立的关联，使得他们能够建立极大与极小地区；自然，这种关联较雷克金斯洋脊的情况，在确切性上相差很多。格德勒将它们看成地壳伸张地区中间非磁化岩石所分开的一系列平行侵入体的结果(图22)。

§2　岛弧与海岸附近的线性异常

洋脊周围的线性异常，再次以某种程度发现于岛弧附近，正如海茨勒(1965)根据日本与苏联磁测绘制的图23所示。显然，引起这些异常的物质是在浅的深度上。类似的异常沿阿留申海沟南部边缘的东部(海斯和海茨勒，1968)归聚于阿拉斯加湾内的美洲太平洋海岸异常(梅森和拉夫所测异常的延伸)，系统在此处形成锐角。

图23指出，索洛维耶夫(Solovyev)与盖纳诺夫(Gainanov)于1963年观测的鄂霍茨克海内异常的存在。

离开这些地区，靠近海沟的磁场很少受到干扰。然而，正如图24所指出的，还由海茨勒从各

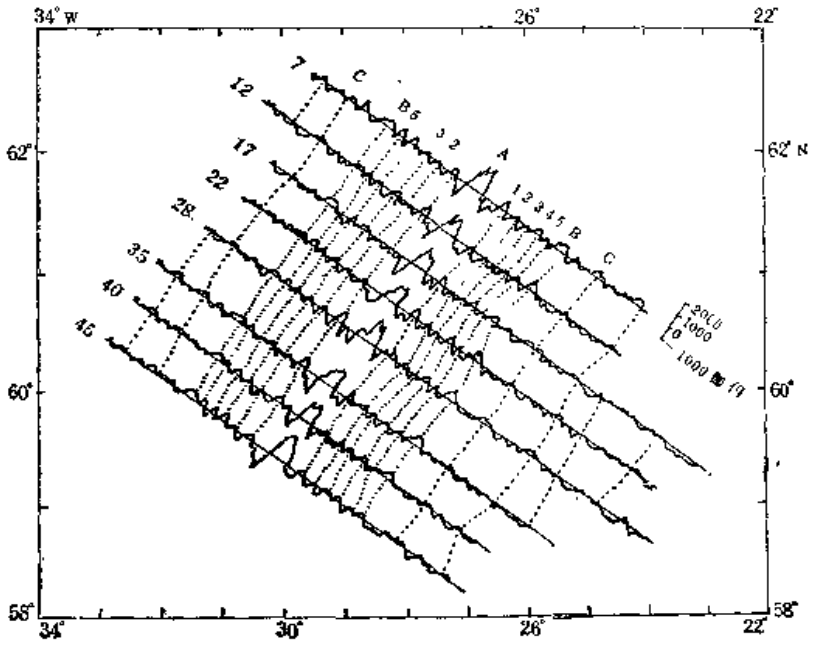


图19　设计垂直于雷克金斯洋脊→轴的八条剖面[18]

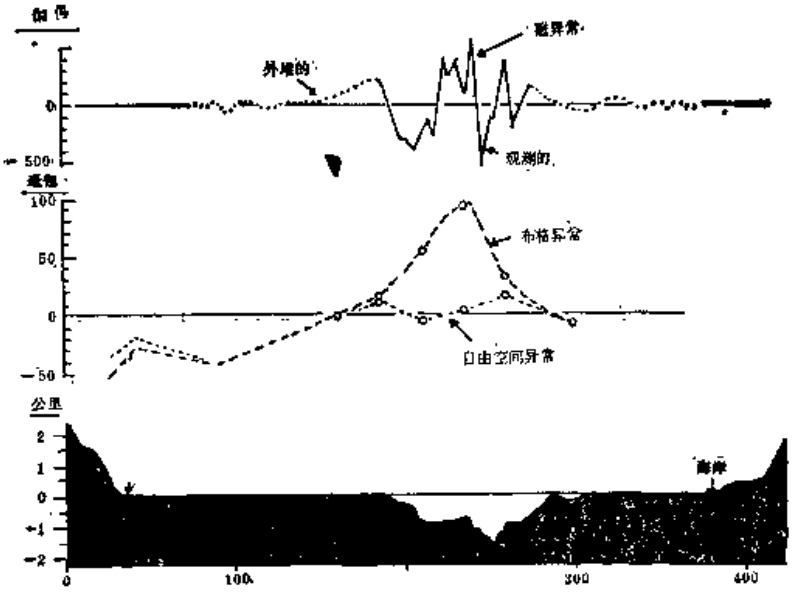


图20　红海在16°N附近的剖面和重磁异常[19]

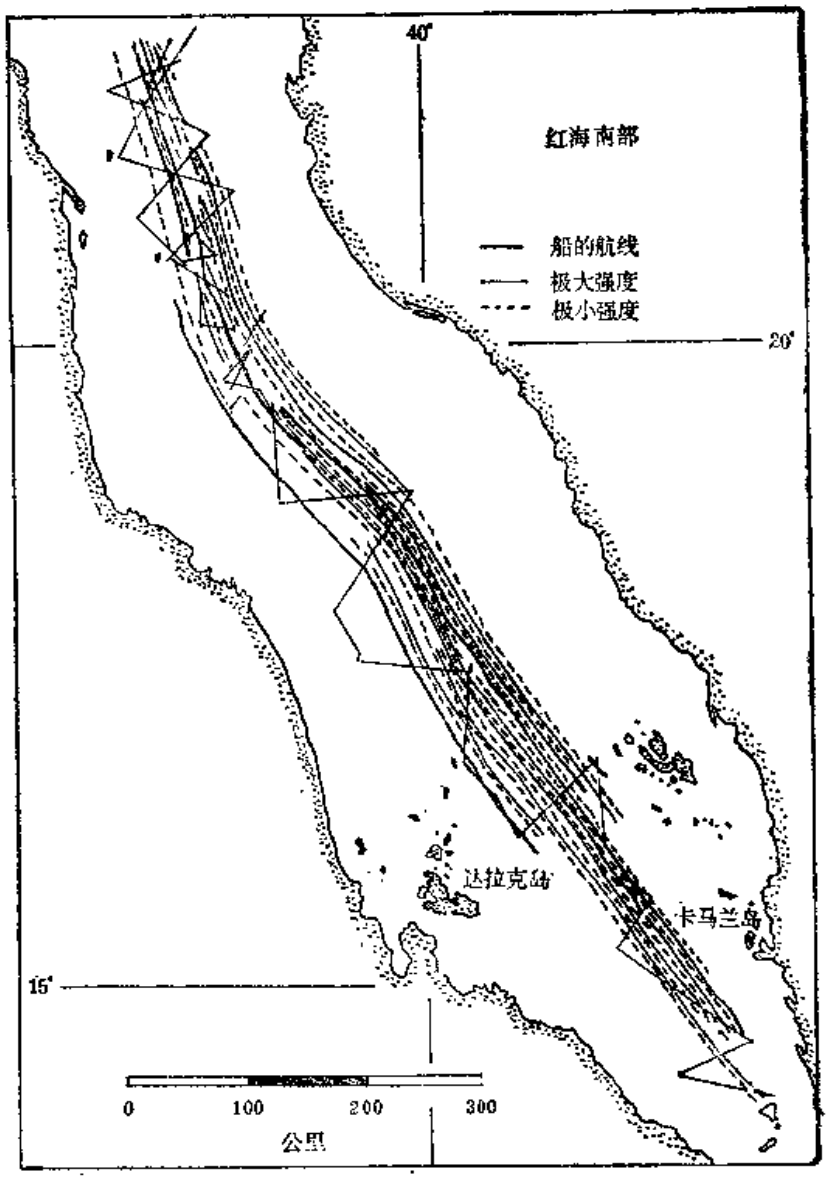


图21　南红海大磁异常的对比[20]

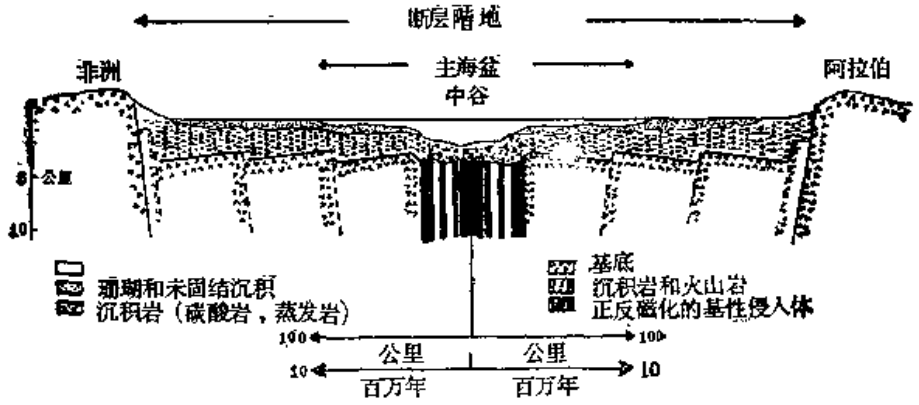


图22　红海南部的构造[21]

种来源编制的邻接北美大西洋海岸，甚至侵占到其上的是一些较比不规则的异常（除开沿安第斯弧的一个异常的开始处）。造成这些边缘构造的磁性岩石似乎处于并不比深海平原更深的海平面以下，虽然它们受到很厚沉积的覆盖。在海区之外发现约400公里宽的一个磁平静地带，由一条线使它与连续到大西洋洋脊的较大干扰地区分开。

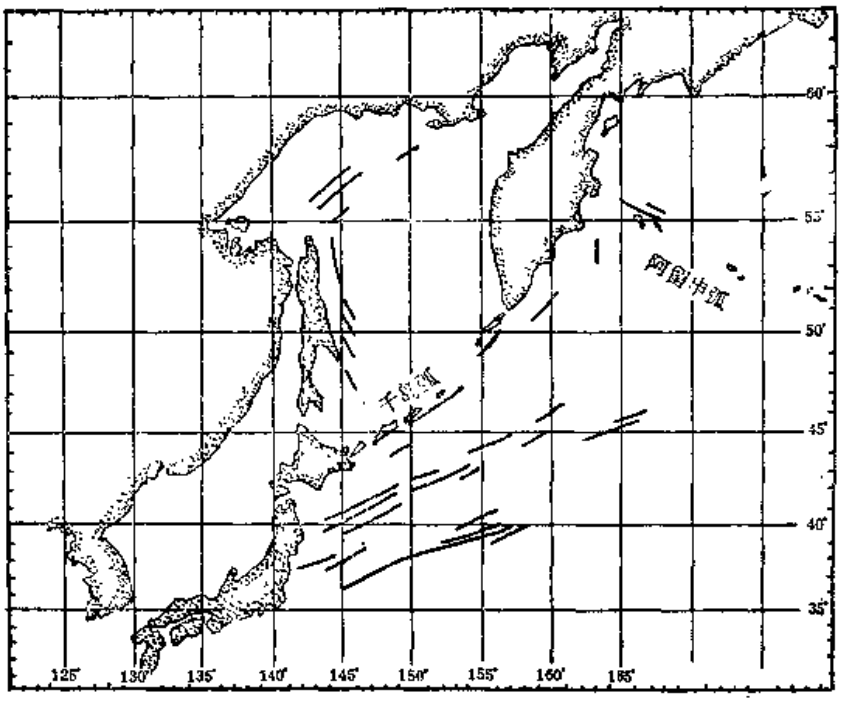


图23　亚洲东面太平洋中的线性异常，图中所示的线相当于极大异常[22]

海茨勒和海斯（1967）已经在大西洋东部发现一个磁平静地带。它比较窄，却更接近于洋脊。最后，近来已经在南大西洋海岸附近发现（见第六章）磁平静地带和线性异常〔迪克森（Dickson）、皮特曼和海茨勒，1968〕。

§3　东太平洋隆起和横向大断裂

里然梅森和拉夫的异常是新发现的第一个大洋异常，但我们先将它们的讨论搁在这里，因为它们受到梅纳德和迪茨于1952年在东太平洋内最大规模地发现的横向断裂现象所干扰。梅纳德（1964）将这种形态描述成长而窄的线性地带，比周围洋底有较少的山，分开不同深度的两个地区。太平洋东西向大断裂有数千公里长，100—200公里宽，时常有达5公里的起伏。一般趋向北南的磁异常分布经历显著不连续性，恰如横过这些断裂的局部干扰一样。最北边，门多西诺出现于图13的底部。它是离开加利福尼亚海岸的先驱者（Pioneer）和默

里（Murray）断层的延续。

正如图25所示，比较这些形态两侧的异常，将认为有时达几百公里的横向位移地区是对等的。起初用假设海底磁性层沿断裂滑动而没有明显的干扰来解释它。然而，默里断层的两个位移值，向西680公里和向东150公里，意味着在130°和139°W之间(图25的“干扰带”)，洋底的产生被卷到北边或南边。在此干扰区内，地形崎岖不平，而且东西两面以断层正南两组海底山脉为界，南北对比消失。

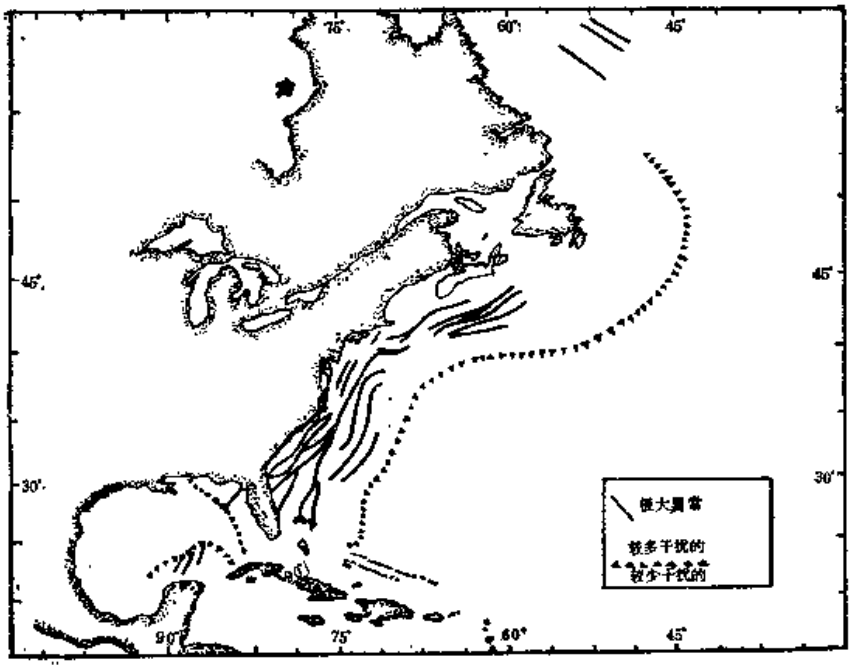


图24　北美以东大西洋中的线性异常[23]

磁线性排列继续向南，但仅在下一个断裂莫洛凯(Molokai)之外不可识别。再往南，东太平洋洋脊在门多西诺（Mendocino）之后是不明显的，而在约25°N的加利福尼亚湾口重新出现。垂直于洋脊的许多断层，即使不垂直于磁异常，也由它们的地形追索出来。它们已经由北向南被命名为莫洛凯（Molokai），克拉林（Clarin），克利珀顿（Clipperton），加拉帕戈斯（Galapagos）和马克萨斯（Marquesas），后者未与洋脊相会。

东北大断裂已经由测深在中央太平洋内，东太平洋隆起边界之外绘图（梅纳德，1967a）；它们在两翼之外一定距离上分叉。使用中央投影的图26证明它们近似于大圆。最明显的实例为克利珀顿断裂，它实际是莱恩群岛的延续，似乎在火山裙和远洋沉积组合之下消失。然后作为海沟、隆起或一般小深度变化的一种线条，而在赤道沉积带之南再出现（然而，于菲尼克斯群岛内，在中太平洋最深的一条8000米海沟之外发现一个2000米的隆起）。断裂的总长度共计9800公里。

很难将这些观测与梅纳德发展赫斯概念的早期建议谐调起来。根据大西洋—印度洋洋脊在大陆中间，和东太平洋隆起的非中央位置之间差异所得的印象，梅纳德设想占据太平洋中间的洋脊已经因逐渐沉陷而消失。这就是达尔文隆起（达尔文曾研究过珊瑚环礁的沉陷）；它的位置大体上相当于太平洋的玄武岩大喷发；梅纳德将它与高原玄武岩，特别是冰岛玄武岩作比较。根据他的看法，一亿多年以前，达尔文隆起在5公里以上深度的大洋之上耸立2或3公里高。它的长度为10000公里，宽2000公里，具有经向断层和导至横向大断裂的局部断裂。火山活动的发生要晚得多；如果一般地说这是真实的，则应将它看成活动洋脊的很缓和的火山作用。

但是，不久将会看到，横向大断裂是与东太平洋隆起的古老历史无关。

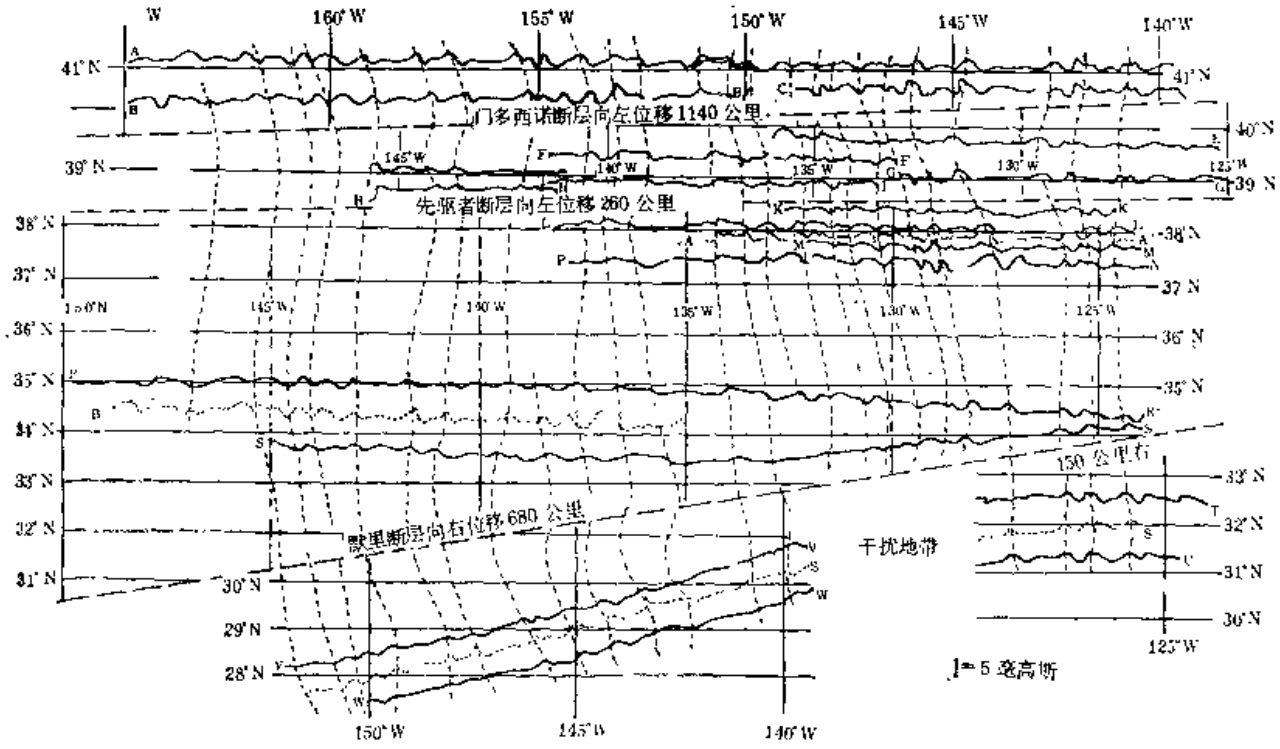


图25　加利福尼亚以外的磁强度剖面，带有撇的符号如A′A′所标明的剖面为在剖面AA位置上的偏移复制，并表示海底沿门多西诺、先驱者和默里等断层的视位移[24]

§ 4　活动断裂与古断裂

东北太平洋的大断裂实际是无地震的。事实上它们形成一个高度特殊的组群；这是以前状态的古老见证。在它们的发现以后又有许多别人的发现，都相当于洋脊横向位移，虽然主要是其测深方面的识别，面地震学的发展使它可能有时总是明确地分配给它们大量的浅震中。这些活动的断裂带一般比起东太平洋那些要短很多。然而，我们可以指出埃尔塔宁（Eltanin）大断裂（如图48中双重点线所示）。它可能是从新西兰高原延伸出来，一直到南桑韦奇弧〔撒普（Tharp）和霍利斯特（Hollister）在苏黎世的通信，1967〕。

在一些地区内，有些断裂带确实将洋脊切割成段。赤道大西洋洋脊被相当大量的平行断裂剪断。作为实例，可以指出使洋脊向左移动320公里的查茵（Chain）断裂和使洋脊位移860公里的罗曼歇（Romanche）断裂（图27）。

印度洋也类似地被切割成几段，正如可以在希曾和撒普的地文图中看到的那样，其主要形态描绘于图28。有两个或三个重要的例外，这些“横向”断层大多数趋向于南北，而不垂直于洋脊的一般路线，如印度洋的大多数构造形态。图29为欧文断裂在亚丁湾入口处切割卡勒斯伯格洋脊的一个实例。同样还表示出一个重要的事实：横向断裂是（或近于）无震性的，除开在洋脊之间有位移，其后这些地段构成洋脊上最崎岖的和地震活动的部分。图30的图件充分描绘出古大断层之外的活动小断层。梅纳德（1966）认为，所有洋脊地震可能是由

于小的横向断层产生的，而劳顿（Laughton）对亚丁湾的研究趋向于同意此意见。此问题已由赛克斯阐明（见第三章的末尾）。

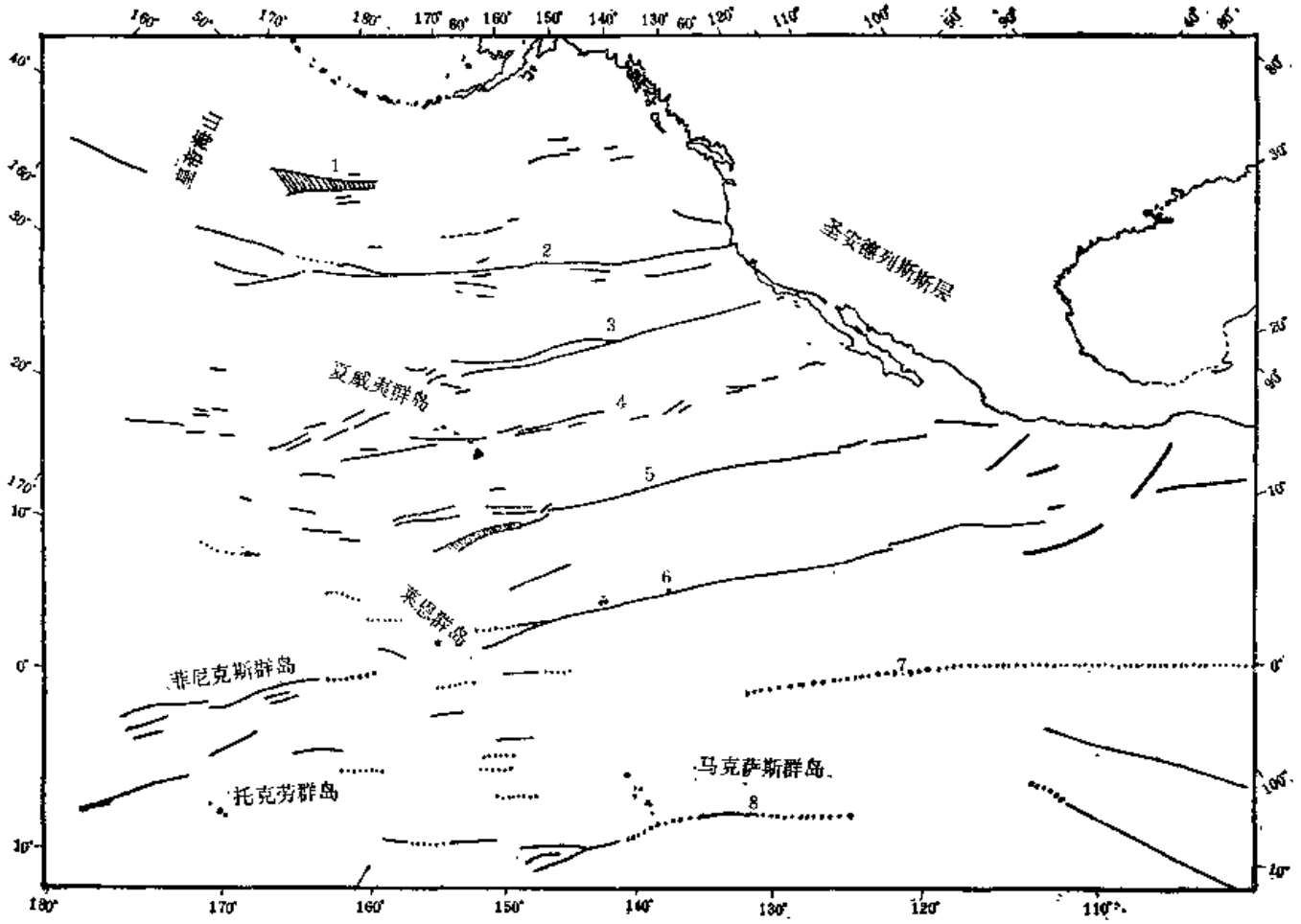


图26　北东和中央太平洋的大断裂带，用直线表示在此投影中的大圆[25]

断裂带：1、奇努克（Chinook）　2、门多西诺　3、默里
4、莫洛凯　5、克拉林　6、克利珀顿
7、加拉帕戈斯　8、马克萨斯

正如德门尼茨卡亚（Demenitskaya）和卡拉赛克（Karasik）于1966年所指出的，在北冰洋内也发现从罗蒙诺索夫隆起到大陆、横切盖开勒洋脊的断裂。

§5　回到东太平洋隆起

使用磁异常已经使门多西诺断裂（40° N）以北的脊峰和海沟地区内东太平洋隆起的复杂构造得到澄清。图佐·威尔逊（Tuzo Wilson）命名为转换断层的概念，在这里已经起了很大作用，但事实可以简单地加以说明。塔尔瓦尼、勒皮雄和海茨勒（1965）的图31表示从东北面沿着以夏洛特皇后（Queen Charlotte）群岛为界的断层的地震带具有折线ABCDEF的形状。AB，CD，EF部分分别与称为勘探者（Explorer），胡安—德富卡

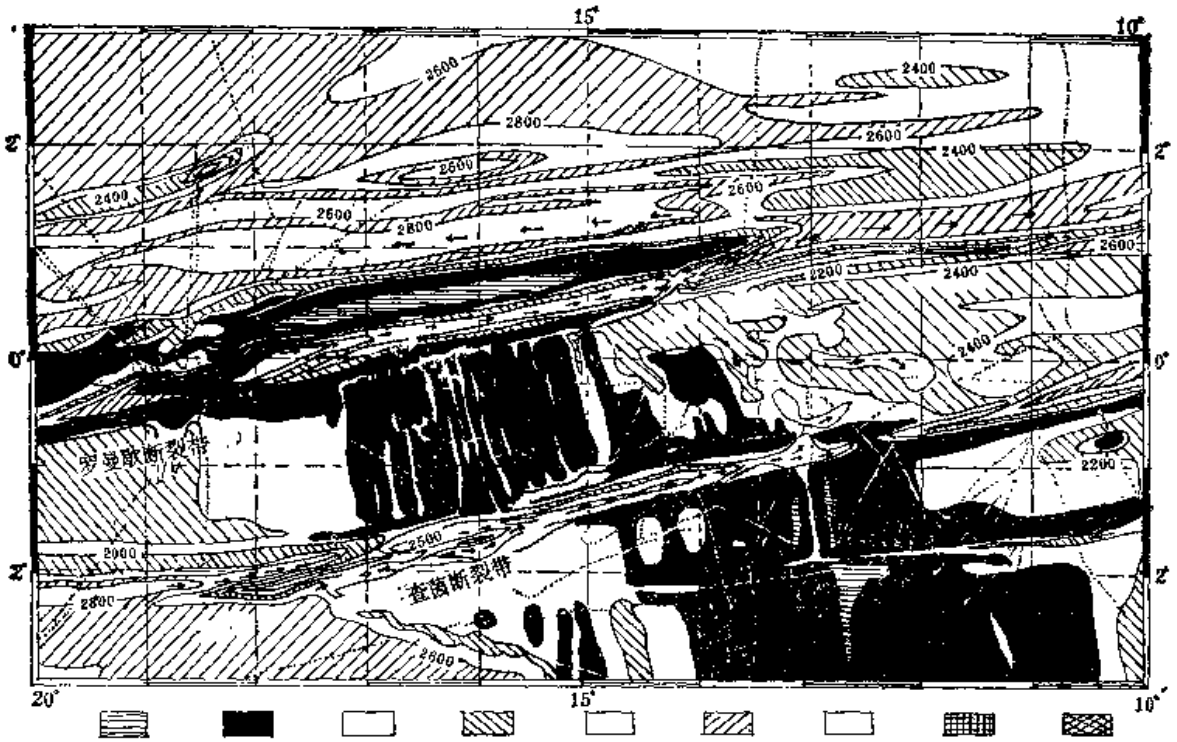
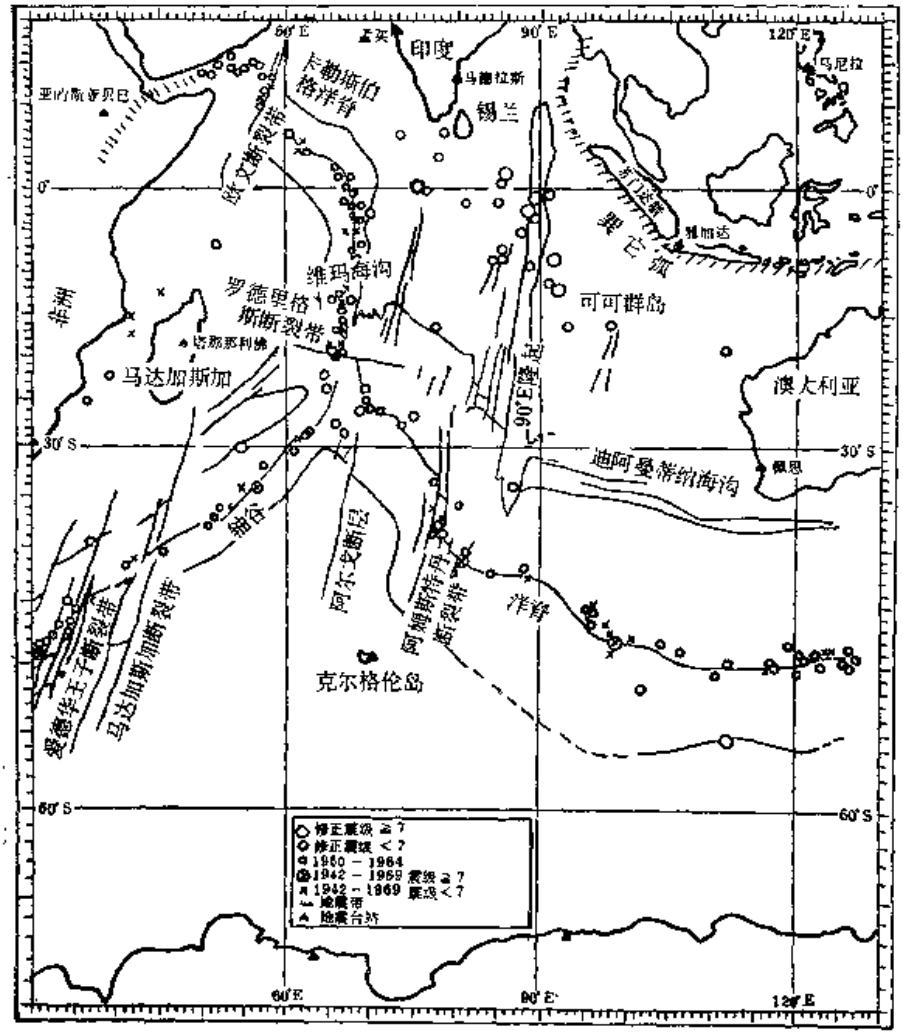


图27　查齿和罗曼歇断裂带的部分深度图。
测深线用虚线表示，在可能处等值线为200浔间距，[26]

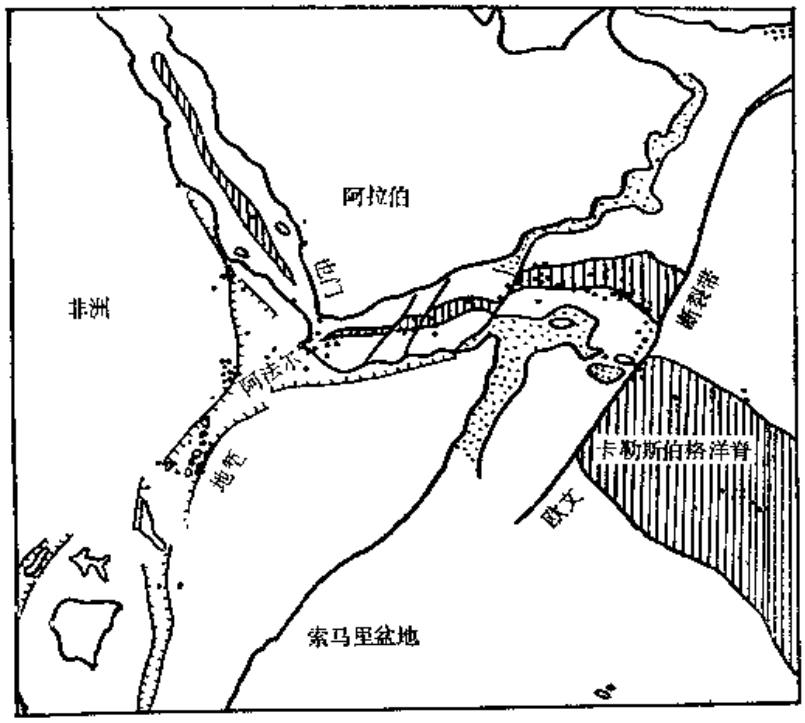


(Juan de Fuca)和高尔达(Gorda)的已知小洋脊相重合。维马(Vema)号横过胡安—德富卡洋脊的测线指出类似于大多数洋脊的一个构造，但其翼部似乎消失于大陆之下。

在正异常的一般图件（图13）中，看到三个小洋脊，特别是胡安—德富卡，有横向小断裂连结的异常的对称连续轴。

门多西诺之南没有看到洋脊脊峰。梅纳德认为，有一个脊峰是在洋脊的一翼上。5000米等深线的偏移（图32）支持这种

← 图28　1942—1964年印度洋的震中[27]



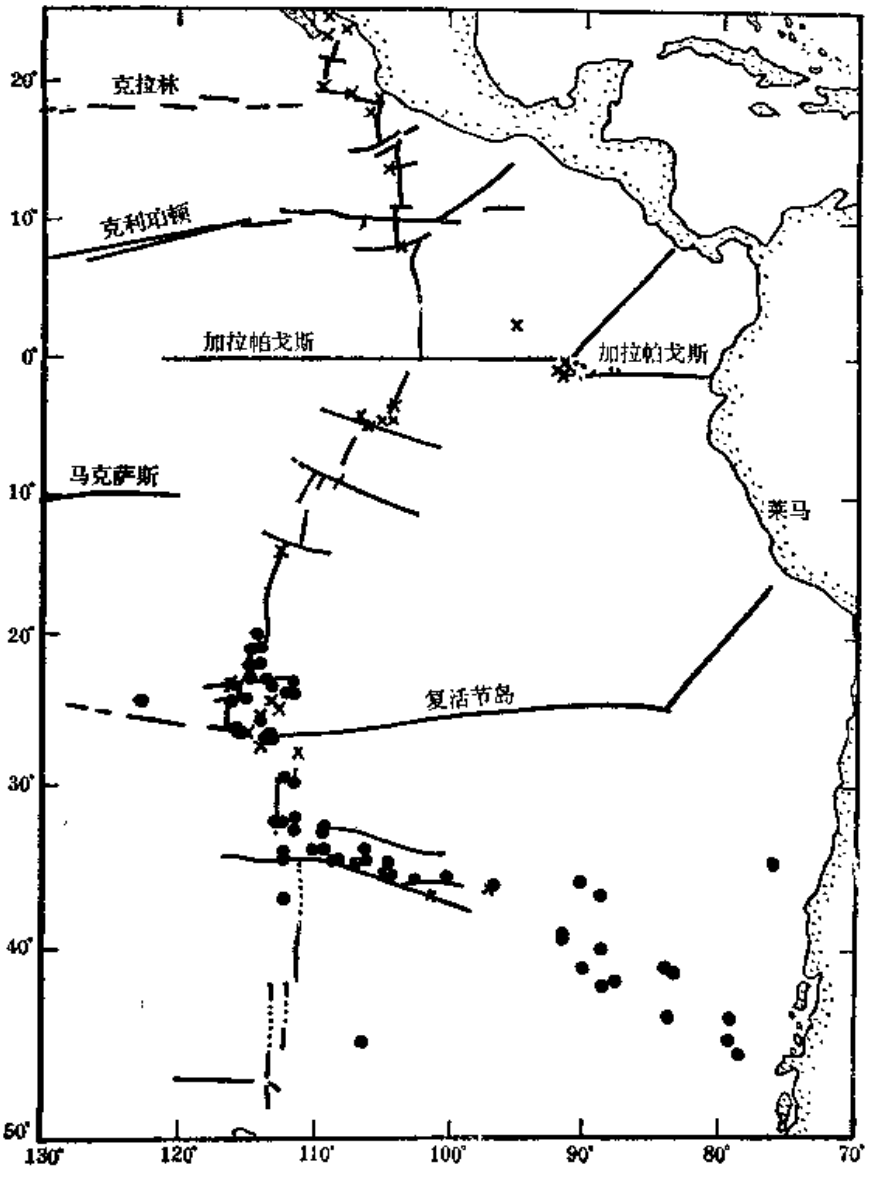
↑ 图29 卡勒斯伯格洋脊受欧文断裂作用的偏移[28]

等于1963年证明，美国东海岸在门多西诺纬度上，一个前中生代断层的存在（但断层一侧的观测者将看到另一侧向右运动，而门多西诺则主要表示出一个左侧滑动）。它在大陆上延伸达600公里以上，然后在海洋中可能延伸到大西洋隆起。在图24中，它中断海岸异常并使磁平静区弯曲。

→ 图30 东太平洋隆起的脊峰，受活动断裂作用而偏移，·表示由赛克斯（1963）确定的震中，×表示国际地震服务组线测定的震中[29]

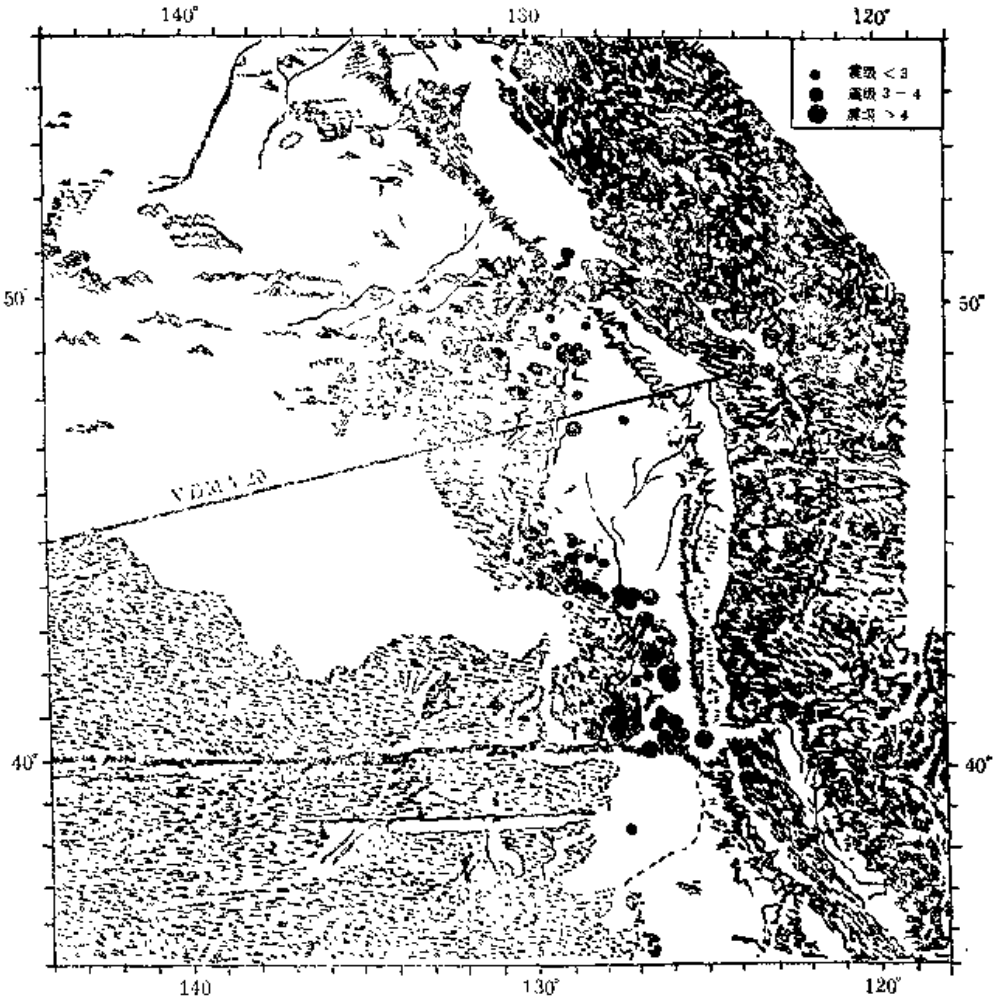
观点。同时磁异常系统向东偏移约1600公里（包括先锋者断裂的作用）。轴异常相当于洋盆与山区的高出部分和科罗拉多高原，设想它们象非洲高原对大湖地堑那样，对隐伏洋脊产生相同的关系。

如果接受此观点，而且设想东太平洋的大断裂与洋脊为原生联系的，则引起它们可能伸展到大陆的问题。这是富勒（Fuller）于1964年所作航空磁测的研究课题。门多西诺断裂可以追踪进入内华达直到115°W，但磁剖面之间的特性在东西相关上变弱。再远一点，德雷克

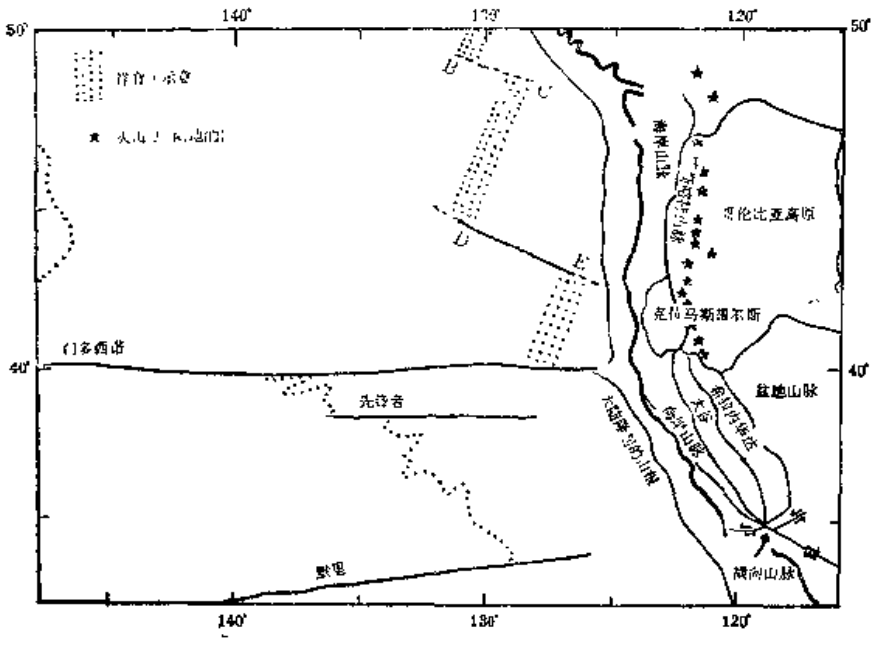


默里断裂正好对着第三纪左侧滑动的加利福尼亚横向山脉（图32）发生，也就是说，又对着默里的视位移。

最后，从西向东横过墨西哥的一个火山带对着克拉林断裂，并已经设想为，克拉林和克利坦顿可以达到安的列斯弧。它们可能已经移动到其现在的位置。



↑ 图31 梅纳德的地文底图。1961～1963年的震中由美国海岸测量局初步测定[30]



← 图32 美国以西的洋脊和断裂带[31]

12. Vine, 1966.
13. Heirtzler and Le Pichon, 1965.
14. Heirtzler and Le Pichon, 1965.
15. Pi tman and Heirtzler, 1966.
16. Pi tman and Heirtzler, 1966.
17. Le Pichon, 1966.
18. Heirtzler et al., 1966.
19. Drake and Girdler: 1964, Geophys.J.8, 478.
20. Drake and Girdler: 1964, Geophys.J.8, 484.
21. Girdler, 1968.
22. Heirtzler, 1965.
23. Heirtzler, 1965.
24. Vacquier, 1965.
25. Menard, 1967a.
26. Heezen, Bunce, Hersey, Tharp; 1964, Deep Sea Res., 11, 14.
27. Stover: 1966, J.Geophys.Res.,71, 2576.
28. Laughton: 1967; The World Rift System, 80, Ottawa.
29. Menard, 1966.
30. Talwani et al., 1969。
31. Talwani et al., 1965。

第 3 章　地球磁场的转向·瓦因—马修斯假说

§1　熔岩的剩余磁化和过去的磁场

伊利萨白皇后时代的物理学家吉尔伯特（Gilbert）发现，地球磁场类似于一个均匀磁化球的磁场；它也相当于在地球中心的一块小磁铁或“偶极”的磁场。实际上磁场是连续变化的；如果取其年平均，并且如果象高斯（Gauss）所完成的那样，作球谐展开，则将发现几乎无例外地都是内因（源）的，而且展开的前面几项很大，正好相当于现时与地理轴成11.5°夹角的磁偶极场。

地磁场唯一满意虽然并不完善的理论，是由埃尔萨塞（Elssaser）提出，随后是布拉德，将它归结为地核的传导液体中的运动。不管此自激发动机的精确机制如何，以及它的运动究竟如何起始（可能由于热对流，但也可能是由于岁差所引起的扰动），地球转动引起的科里奥利斯（Coriolis）力将起主要的作用。结果，所产生的主要场必须是沿转动轴的一个偶极的场。场的其余部分，偶极的或非偶极的，都要随一百年或一千年数量级的时间常数而变动。这些就是所谓长期变化的特性。这样，地磁轴和地理轴之间的11.5°角仅是暂时的。在一个充分长的时间里，例如十万年，此平均值将很小。

这些变动在古磁测量中是显而易见的，但后者仅回溯三或四个世纪，而最老的只给出倾角的粗略值。幸运的是，对于历史时间来说，它们是考古学家研究烘干粘土磁化的补充；这种研究使用西利尔（Thellier）（1966）的精细技术，已经成为岩石类似测量的典范。我们不拟详论这种古磁科学，但它给出几十度缓慢变化的证据。

对我们直接有用的资料，来自岩石在其形成时存在的场的影响下所受的磁化。一般平行于原始场的这种磁化大多被保存下来（“剩余磁化”），并迭加在现在磁场的感应磁化之上。这就是熔岩冷却到居里点之下所发生的，并获得一个长期“热剩余”磁化，可以用精密技术把它们孤立起来，并揭露产生它的磁场方向（或者甚至强度）。

沉积岩也具有剩余磁化，通常是很微弱的。起初将它解释或在大洋中很缓慢沉积时内部颗粒平行于磁场。但将它认为是在固结沉积的化学变换时，磁场对晶体形成的影响可能会更好。

对于一个已知地区的所有第四纪熔岩来说，由其磁化所表示的磁场方向是相同的（在20°或30°之内），如果主磁场确实是一个轴偶极的磁场，并且如果此地区并没有随着地理极而迅速运动，则此结果将是很自然的。但磁场的取向是可以变换的。在本世纪初，布容（Brunhes）和戴维（David）在蓬特弗润（Pontfarein）（中部）发现高原玄武岩的流出物，它们发生于中新世或上上新世。其磁化方向大体上相当于现代磁场的方向，但有相反的取向。受熔岩流作用而变质的粘土也有转向的磁化。稍后，有默坎顿（Mercanton），然后于1929年有松山，都给这种磁场转向增添了更多的实例。松山在检验日本、中国东北和朝

鲜所收集到的第四纪和上上新世火山岩的139个样品中，发现大部分具有近似于现代磁场取向或相反的磁化，少数是任意方向的。

根据这些发现，地球磁场似乎可能在整个地球上于同一时间上遭受迅速转向，按照现行的观点，它相当于轴偶极的转向。这样一个概念并没有被迅速地接受。我们不能象科学历史家那样感兴趣地详细阐述地球物理对它们评价的连续变化。仅这样说明就够了，不久之后，尼尔（Néel）于1951年发现一些理论模型，于是熔岩可能在转向中接受磁化。这种机制之一，由永田和上田从哈鲁纳（Haruna）山的英安岩中证实。此后还提出其它一些模型，著名的有维尔胡金（Verhoogen）于1962年提出的那些，使全球规模上同时转向的倡议者感到特别为难，因为它们相当于磁化的一种很缓慢的变化。

尽管如此，古磁学家队伍对于回溯几千万年的数万个样品所作的测定，已经发现象在蓬特弗润那样一致的双重磁化的许多实例，而更重要的是，已经在不同地方对不同成分的岩石所观测到的转向年代有许多一致。

今天，似乎很清楚，很少种类的岩石和矿物才有自转向。虽然，在世界范围的转向时，磁场演化仍是模糊不清的，但不能再否认这些转向的存在，而且其发生的频率，至少对于最近几百万年来说，人们也很了解。例如，达格雷（Dagley）等（1967）研究冰岛东部很难断定年代但相当于9公里总厚度和约2千万年时间的一千个玄武岩流时，发现其间5%的时间代表约六十次转向。从统计学上来说，变化时的磁场强度大约等于正常状态或转向状态（将发生很大的暂时起伏）下平均强度的$\frac{1}{3}$或$\frac{1}{4}$。

§2 极性周期与其间发生的事件

转向的初期工作，如霍斯波（Hosper）对冰岛熔岩流的研究和罗奇（Roche）对奥弗涅（Auvergne）山脉熔岩流的研究，都寻求与地层建立关系，但很快就发现，这种比较因为转向的频率而不适当。从1963年开始，数目一直在增长的研究小组都已经进行钾氩法放射性年龄测定。

对于海底扩张问题有重要影响的一本文集，是由考克斯（Cox）等于1963年编辑已发表的一系列文章组成。这些作者开始识别出极性的三个主要周期，即具有百万年数量级期间的轴偶极场有一个确定的取向。他们后来命名为布容期的现代周期，一般具有正常极性的特征，与现在的取向相同。前一期后来命名为松山期，其极性一般为反向的；在此之前，在高斯期内大多为正常的，而最后在吉尔伯特期内又反转。吉尔伯特期的开始仍旧不明。

然后，于1964年各种实验室在北美、夏威夷、欧洲和非洲的火山岩中所发现的结果，使得需要在上述后来地磁学家称之为期的岩体内，布以简短的幕，因为在此期间极性具有相反的取向。考克斯等（1964）将它们称为事件（event），并按相应样品的发源地命名。1964年内发现两个事件：正常的奥杜瓦（Olduvai）事件（极据著名的古生物遗址）发生于松山期内，而反向的马默思（Mammoth）事件发生于高斯期间。

后面将要讨论长时期与短（10000年数量级）事件之间的这种差别是由理论考虑引起的。它开始表现很粗糙，因而识别事件的数目继续增长。现在极向间隔的分布正变成一种规则的，具有随间隔时间下降的可能性（图51）。

较新的事件都以地方命名。多尔（Doell）和达尔林普尔（Dalrymple）于1966年引入

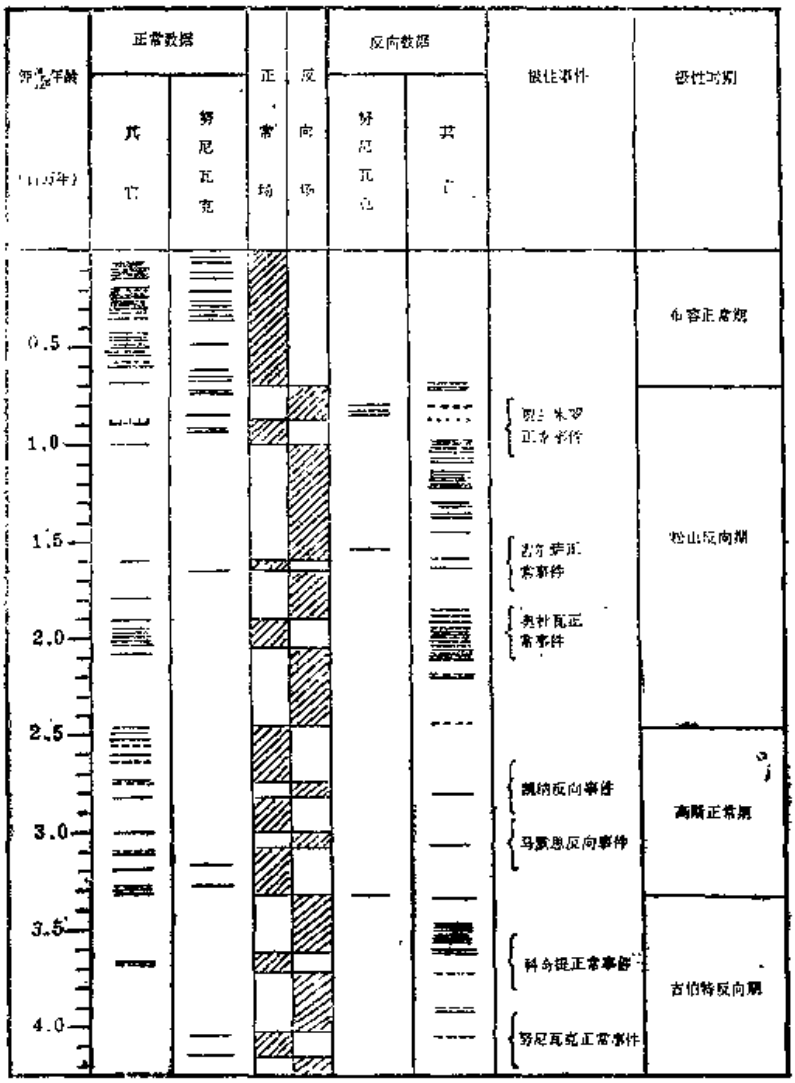


图33 磁极性和钾氩法同位素年龄；与早期一些资料一起，有白令海努尼瓦克岛上29个玄武岩的结果，每条线都代表一个年龄和极性的测定（实线是包括玻璃的岩石；虚线是中间方向的磁化）[83]

贾兰米罗（Jaramillo）事件；麦克杜格尔（McDougall）和温辛克（Wensink）引入吉尔萨（Gilsa）事件，是很含糊的；麦克杜格尔和夏默劳恩（Chamalaum）于1966年还引入凯纳（Kaena）事件；考克斯和达尔林普尔（1962）引入科奇提（Cochiti）和努尼瓦克（Nunivak）事件。图33表示在此课题时间上的知识状态。他们设想转向年表的变种会很快减少，但这似乎是乐观的。到现在为止，布容期还未被任何事件分割；如果例外是由一个仍未确定的观测组成〔邦霍梅特（Bonhommet）和巴布金（Babkine），1967〕。

§3 大洋沉积的磁化及与转向有关的现象

在远离海岸处，大洋沉积以数量级每百万年1米的平均速率沉淀。在大的深度上，用活塞取样管能够获得20米长的岩心，虽然并不容易。岩心中连续地记录第四纪和新第三纪的事件，但由于缺少同位素年代测定，只能大约知道这些现象的变化步伐，因为它决定于沉积速率。我们将会看到，假定剩余磁化和古磁场之间的平行性，将导致与熔岩资料相一致的结果。

似乎哈里森（Harrison）和芬内尔（Funnell）于1964年首先以此假设重新获得某些转向。奥普代克（Opdyke）等（1966）在一项广泛研究中，使用南极的岩心，由于陡的磁场倾角而无视方位中的方向；在根据放射虫目的古生物地层学的帮助下，他们确证布容，松山和高斯期，并且也确证贾兰米罗，奥杜瓦和马默思事件。其它事件是以后确证的。并不是所有岩心都表现出完整的转向序列，甚至于似乎在其它大洋中很少岩心具有清晰确定的转向。然而，此方法是有助于熔岩研究的一个补充。

在其它应用中，奥普代克和威尔逊企图证实平均轴偶极假说。在所有大洋的270个岩心之中，选择平均倾斜的分散性小于15°的56个，然后将此倾斜与轴偶根所预料的倾斜作比

较。布容期和松山期极为一致。根据磁化在子午平面内的假设求得的平均极，在布容期偏离旋转极仅1°。

图34中，φ、χ、Ψ、Ω标明的动物群带相当于放射虫目的不同种属，并似乎与转向周期有关（图34和35）。χ-Ψ的过渡与大量种类的消失和新种的出现重合（图35），而这与1963

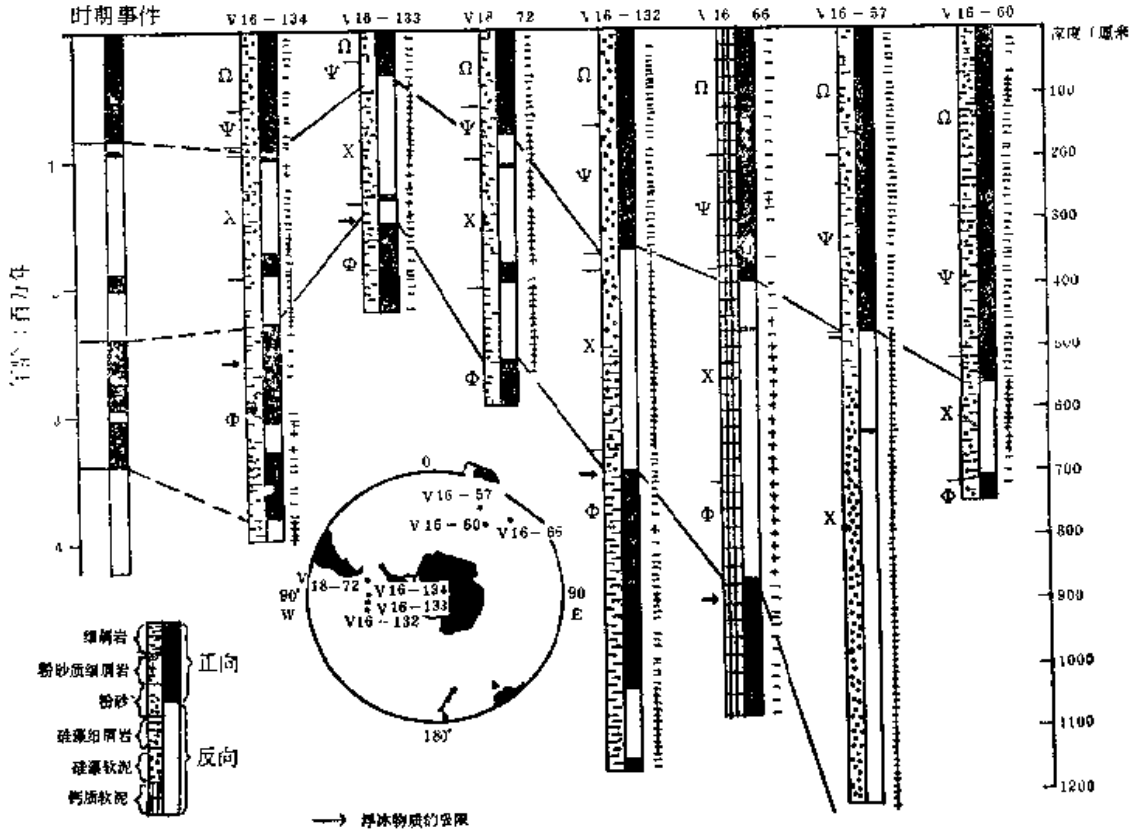


图34　七个南极岩心之间的磁对比。年龄为百万年，深度为厘米，负号表示正磁化样品；正号相反，希腊字母表示动物群带[33]

年尤芬（Uffen）的概念一致，即如果在一次转向期间磁场是微弱的，则宇宙辐射的直接到达能造成改变演化进程的变动能力。此概念引起物理学家和生物学家之间的大量讨论〔沃丁顿（Waddington），1967；布莱克（Black），1967；哈里森（Harrison），1968；等〕将不再详述。似乎大气圈和大洋都接触具有现在辐射特性的宇宙或太阳粒子，变动率将仅有百分之几的改变。通过对气象的作用，已经提出一种不可能的间接影响。

已经注意到磁场转向与一种和它们显然无关的现象之间的一种最新的重合。在地球的许多地方发现称为玻陨石的广泛散布的玻璃质陨石粒子。钾氩年龄测定和裂变轨迹法对于某些粒子群（澳大利亚、印度尼西亚、印度支那和菲律宾的玻陨石）得出一个公共的起源年代—700000年，尽管它们的地貌差别是明显的。但这就是松山期向布容期变化的年代。

关于玻陨石起源有两种假说：它们可能来自月球，或者可能是大陨石碰撞地球的结果。格拉斯（Glass）和希曾（1967）支持第二种假说，并设想远东的玻陨石（其质量可能总计150百万吨，如果包括格拉斯（1967）于澳大利亚以外在岩心中发现的微玻陨石）是一个大

陨石的碎片，它已经破碎成几块之后在接近地面处爆炸。认为此陨石的陨落触发磁场转向。其它的这种碰撞，不论是否产生玻陨石，都引起另外的转向。但是，1908年通古斯（Tunguska）陨石可能由于一个彗星核爆炸而成，虽然陨石雨以硅质玻璃或金属小球降落在2000平方公里的地区内，却被认为没有提供一次转向的充分能量。这种概念意味着地磁场能够自己难得容易地转向。不必在地球和某些极向于几天之内变化的星体之间作比较的情况下，让我们看一下有何理由相信这种不稳定性。

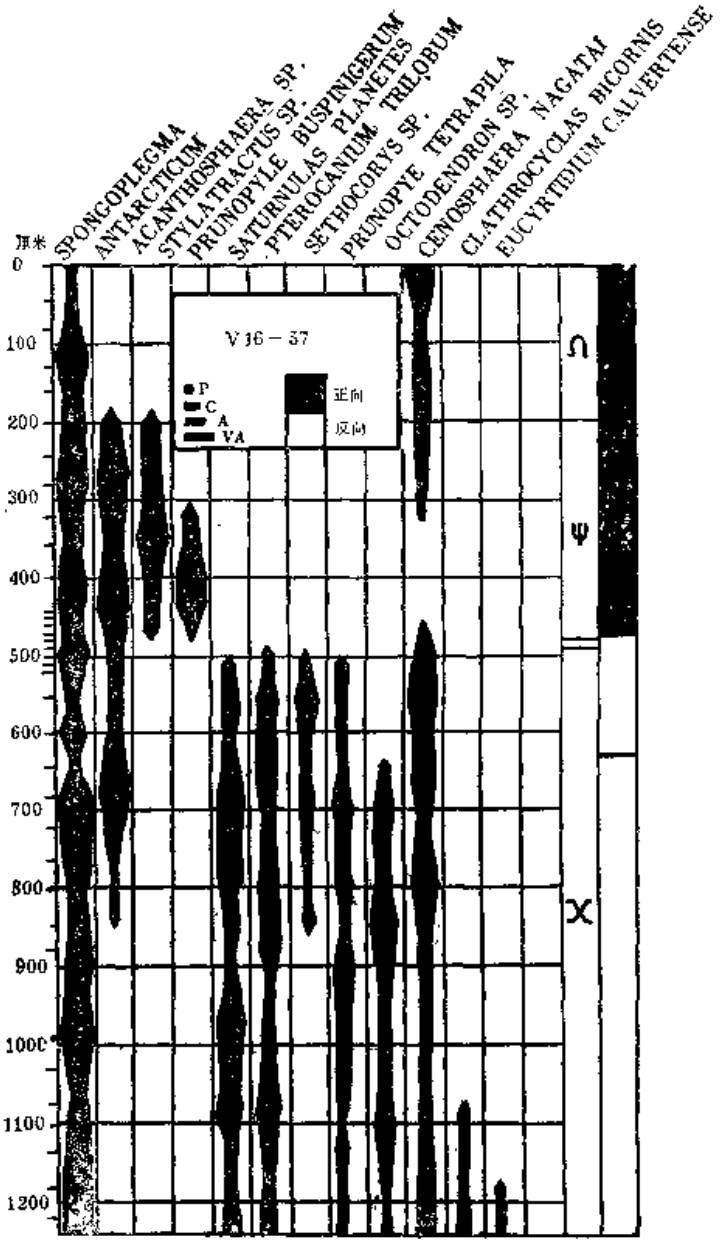


图35　一块南极岩心中指示种的丰富程度，左边的尺度表示岩心的深度，（P＝现代；C＝一般；A＝丰富；VA＝很丰富）[34]

§4　转向起源的理论概念

地球造成的流体磁学理论问题，象一台自激发动机那样，极为复杂，而其解答到现在也仅是轮廓性的。

固体导体所组成的简单模型，在原则上不是物理所能实现的，它有一个例外，但已经有了一些成就，因为它们能够作出数值结果。我们只阐述布拉德于1955年提出的盘式发动机，以及力武（Rikitake）于1958年所研究的两个力偶相同的盘式发动机组〔力武1966；或朗科恩（Runcorn）编辑文集中的力武，1967〕。示意于图36中的后一种情况已经是大量计算的课题。假定两个发动机是由相等的常数力偶驱动的。在这些条件下可以证明，两个转动速度差一个常数，但速度本身是高度可变的，而输出电流更是这样。图37是以艾伦的计算为根据的，它表示两个具有特征的实例。在图37a中，第一个发动机的电流以及相应的场，都在很短的时间间隔内转向，类似于“事件”。在图37b中，交变的正负值附近的相同电流起伏类似于地球的“时期”。在任一种情况中，自激都没有导致具有能量耗损等于驱动力偶输出的稳

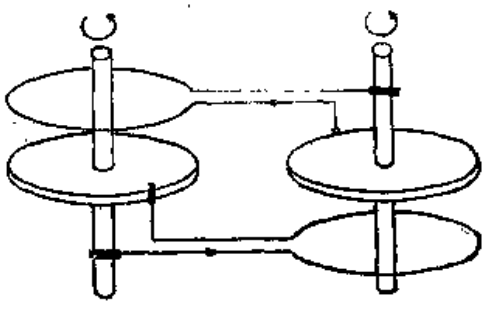


图36　耦合的盘式发动机组[35]

定状态，而导致造成转向并增加振荡振幅的不稳定状态。

恰在转向之前，场是很微弱时，一个小的扰动能够改变发动机的作用，使得在理论预测相反的取向中保持极性或转向。正如我们已经叙述过的，可以考虑与一个大的陨石碰撞，由于一个扰动触发一次转向。这并不是最可靠的原因；在地球的发动机中，运动多少有些紊

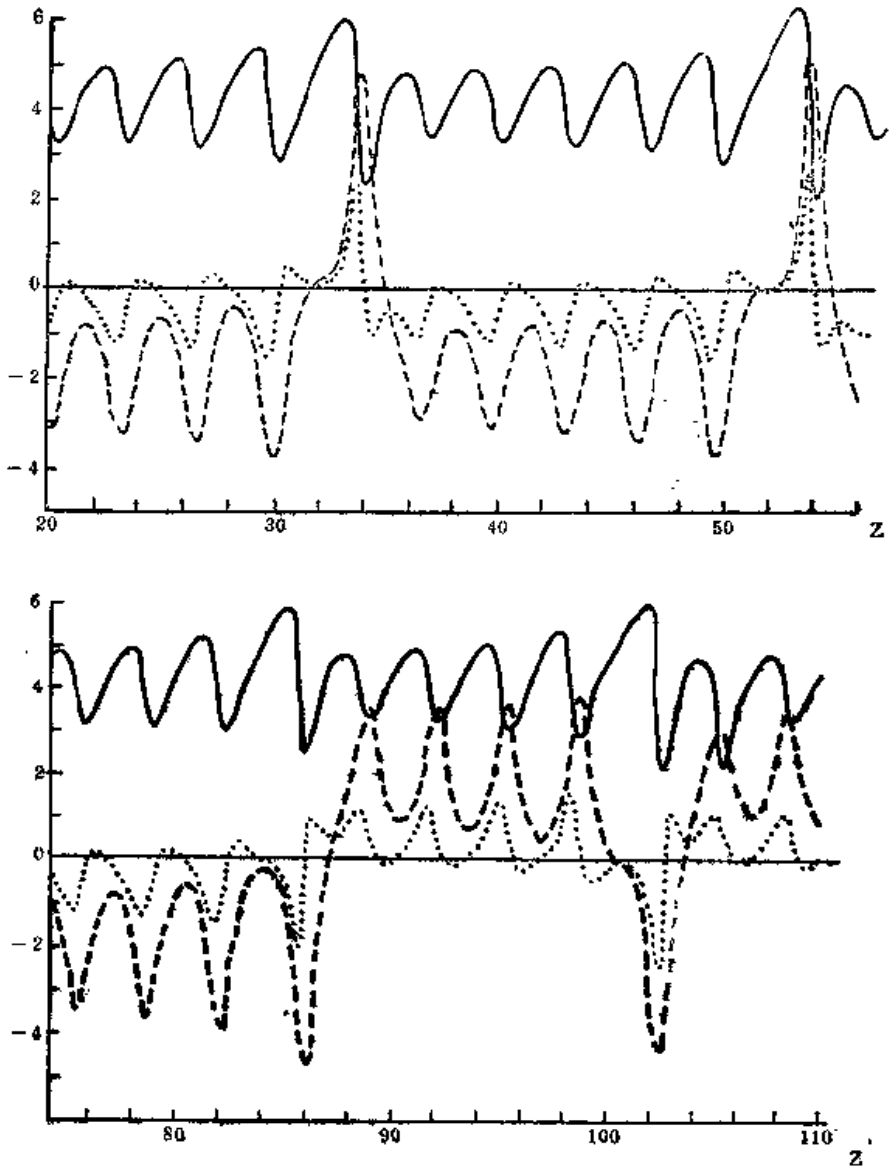


图37a和b　特殊条件下确定参数值的一对耦合盘式发动机的振荡

实线—转动的变化；

虚线—第一个发动机中的电流；

点线—第二个发动机中的电流**

乱。由紊乱造成的扰动可能是重要的，因为它们作用在地核内的磁场上。在地核处，它比设想从表面场来的大得多（事实上，在地表察觉到的场，由于其磁力线象偶极那样处于子午平面内，而称为水球形场。这种场的增长涉及到一个同时存在的强得多的场，其磁力线为中心在极轴上的圆，称为螺旋形场）。以这种方式能够解释极向周期的碰运气性质。

§5 瓦因—马修斯假说

在赫斯关于大洋底更新的概念（1961年发表，立即有迪茨仿效，虽然他们的出版物在次序上是相反的）影响之后两年，这些研究的发展受到瓦因和马修斯（1963）的洞察力的巨大刺激。磁异常平行于洋脊，已经在北大西洋、南极和印度洋观测到，特别是由一个英国调查队在卡勒斯伯格洋脊观测到。它们已经被归结为表层岩石的相反磁化，或者甚至于断层构造。瓦因和马修斯使这些观测与考克斯等开始建立其年表的磁极性变换，以及大洋地壳从洋脊溢出并为对流拖向邻近的大陆相联系起来。他们假定，洋脊轴中流出的熔岩受到冷却时磁场的磁化，然后向旁边移动，给在相同取向上磁化的新熔岩让路等等，一直到感应磁场方向反转造成新熔岩在相反方向上磁化，于是使得较老轴带在两个对称地块中分离。用交变磁化的垂直地块的图解表示产生前几个异常的质量，瓦因和马修斯复制这些异常的主要形态取得成功。

对磁化有关的熔岩层，肯定很不规则，而且并不必须是很厚的。从洋脊上采集的新鲜玄武岩样品，通常是枕状玄武岩，显示出一个很高的剩余磁化，数量级为每立方厘米几百个电磁单位，极据佩特罗瓦（Petrova）和佩钦斯基（Pechersky）（苏黎世通信，1967），具有很低的居里点，在140°到180°左右；如果洋脊上的热力梯度约为通常梯度30°/公里的三倍（见第七章），则它相当于小于2公里的磁化深度。这种玄武质熔岩的感应磁化，在冷却时是轻微的，表现为2％数量级的剩余磁化，则通常的火山岩有10％左右，而良好结晶的火成岩可达100％〔沃格特和奥斯顿索(Ostenso)，1966；卢恩代克（Luyendyk）和梅尔森（Melson），1967；奥普代克和海吉尼恩（Hekinian），1967〕。所有这些性质，似乎都由于在此问题中，在玄武岩里占大部分的钛磁铁矿与其冷却的特殊条件共同引起的。

在第二章中看到，中央异常比两侧异常显著得多（约2倍强）。为了对此作出解释，瓦因和马修斯假定，两个横侧地块的磁化在分开它们的转向之后受到后来非轴火山流的污染。庞大的美国莫霍（Mohole）计划（现已放弃）的初步钻探，为此现象提供一个实例，它在一个正异常区内遇到了转向的玄武岩。

此后，这个问题又被马修斯捡起来。他按照博德瓦森和沃克的冰岛模型（见第二章），设想可磁化物质是以显示从前喷发岩脉的很薄的垂直岩墙的形式注入于洋脊轴区之内，而且发生在离轴一定距离的注入机率随距离迅速衰减。应用离轴距离按高斯正态分布的等效岩墙的最简单模型，发现大多数注入必须发生于最靠近轴的地方；事实上复制北大西洋45°附近观测剖面的标准偏差不超过5公里，即轴谷的半宽度（马修斯和巴思，1967）。

可以期望裂缝的喷发或少数熔岩流，和引起岩墙一样。但较大的溢出流或火山构造更多的是推翻磁异常的平行性与对称性，而不是帮助它们。

两侧异常的污染必定在轴异常的主导性中起作用，但其效果似乎并不充分（皮特曼等，1968）。可能感应磁化的作用是重要的（西利尔）。温度在轴带内肯定是高的，而且似乎可磁化物质的磁化率很大，略低于其居里点。无论如何对于一个磁铁矿就是这样，只要它不超过其居里点580℃以下100°左右〔戈巴尼恩（Ghorbanian），1966〕。

正如本书其它地方一样，将不详尽地叙述瓦因和马修斯假说的年代学发展。然而，可以说明，1965年内第一次密切地比较磁剖面与转向的时间尺度，使得瓦因和威尔逊对胡安—德

富卡洋脊取得1.5厘米/年的扩张率，这仅在数量级上是正确的，而此后的结果在数量上大幅度增长。

§6 转换断层

海底扩张理论已使我们能较好地了解洋脊及其横向断裂的各自作用。考虑（图38）脊峰的两个连续段AA′，BB′在垂直于它们的断裂两边，正如常见的情况那样。每一段都是产生地形和两侧对称磁异常的一个扩张位置。我们将会看到扩张率在洋脊的巨大长度上有少许变化，对于两个连续段来说是明显相同的。这样可以使断裂两侧的地形和异常由于移动两个脊段成一直线而叠合起来，正如它们曾经滑动分开一样，但脊峰之间A′B部分中断裂两侧的相对运动的方向与走向滑动的方向相反。

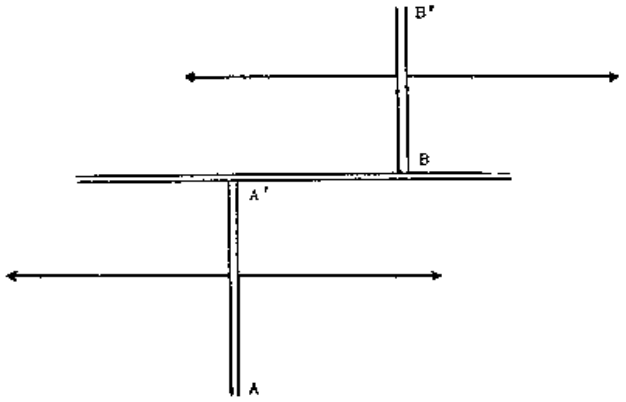


图 38

在此A′B段上，扩张彼此相反，而且此处两个边缘的相对运动很大，这就有可能发生地震，事实上这正是所观测到的。

横向断裂的这样一种解释，完全适合于在其曲线部分横切洋脊的有限长度的断裂。人们可能会怀疑能否将它应用于太平洋的古断裂，那里隐伏着从一个现已消失的洋脊向外扩张达几千公里。另一方面可以回想起北美大陆下大断裂带的伸张表现出反向的位移，如果一边是在洋脊的另一侧，则将是自然的。

正如我们刚解释过的那样，横向断裂是威尔逊（1965）称为转换断层的最简单的实例。根据他的意见，没有一个大的地质构造——洋脊、岛弧，或者在陆地上的地堑、弧形山脉，在一个自由端上结束。与它相应的形变（洋脊的扩展和通常弧的挤压）必定通过一个断层传递到后一个构造，例如一个弧转换成一个洋脊（应该更好地说成，它使弧过渡到洋脊）。恰好已经看到，横向断裂如何是从一个脊转换到另一个脊的断层。从大西洋脊上果夫岛出发到南桑韦奇弧另一端的震中线是洋脊转换成弧的一个实例。

已经证实，转换断层或过渡断层的这种概念很富有成果，尽管关于较大构造的连续性的假说有时还是不够的。

§7 洋脊地震的震源机制

威尔逊观点的最好证据，是通过震源位于洋脊上的所有浅震初动方向的研究而建立的。此项工作由赛克斯（1967）用相同长周期地震仪的世界性美国台网所能获得的精确度进行的。略少于1％的数据偏离一个象限的分布，不同于早期研究中的15％。

图39表示赛克斯对赤道大西洋结果的一个实例。几乎所有横向断裂上的震中都在脊峰段间发现。已经在四种情况中确定初动的方向，而且，似乎是合理的，如果认为断层平面就是断裂平面，而不是垂直于它的垂直平面，则此方向相当于图38的模型，而不相当于分开洋脊段的走向滑动假说。赛克斯对于冰岛之北的大西洋洋脊的一个小偏移，以及加利福尼亚湾之

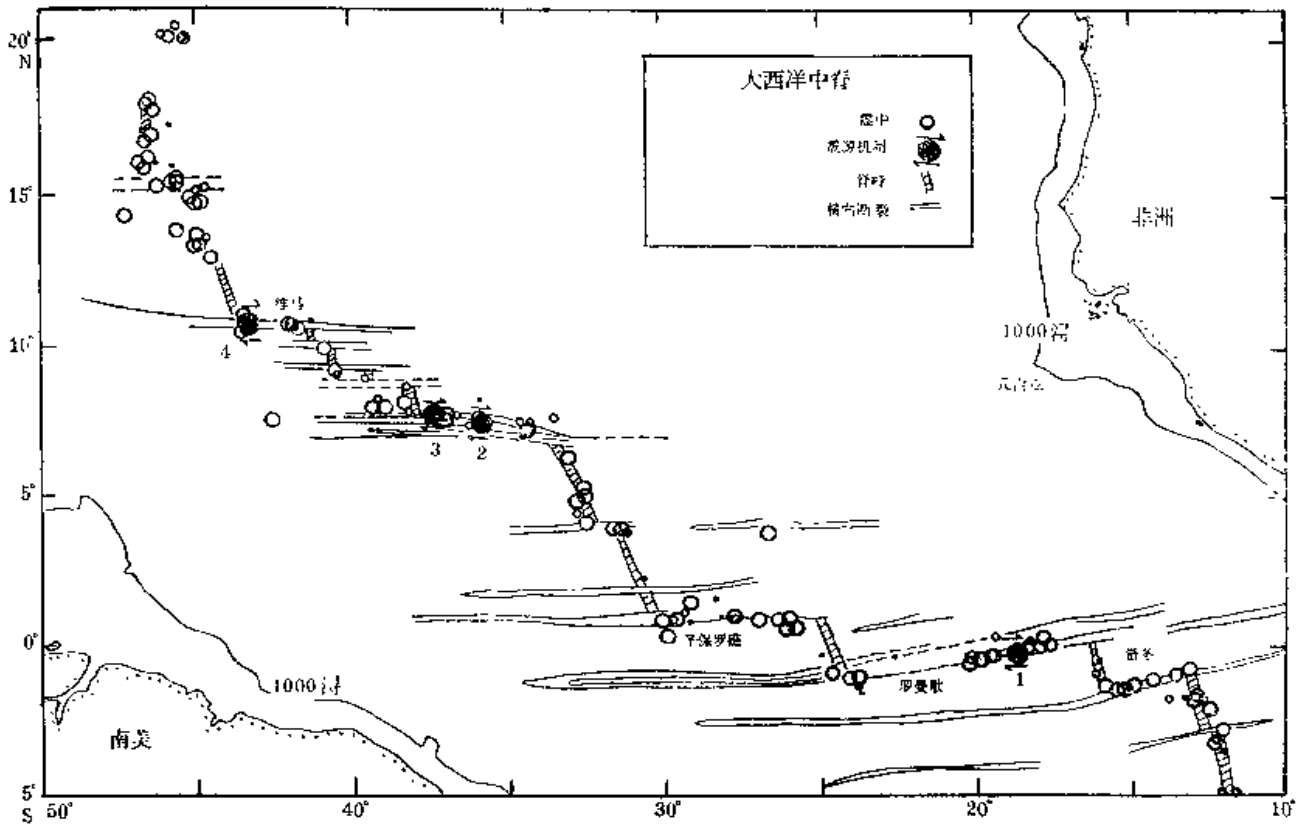


图39　1955—1965年的赤道大西洋震中分布，带有初动方向和表示其中四个的断层面形迹，用圆圈表示最好测定的震中，其它用点表示[57]

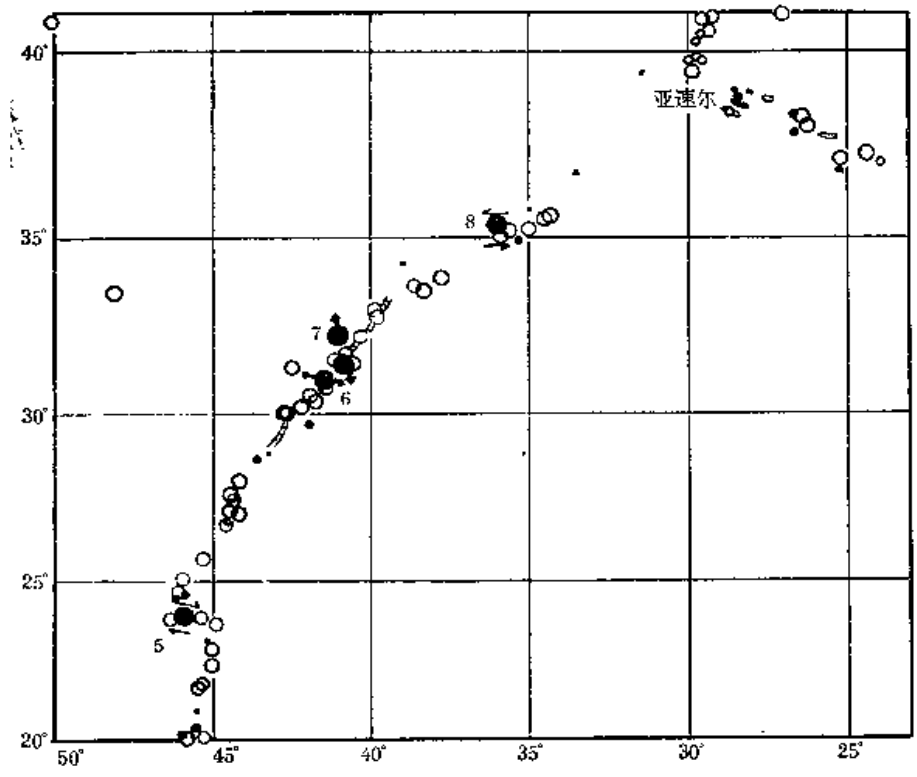


图40　1955—1965年部分大西洋中脊上的震中，带有其中四个的震源机制，中谷用阴影表示，粗箭头表示地震6和7的最大张力方向[53]

南的东太平洋隆起，尤其是小的里维拉（Rivera）断裂的三个偏移获得相同的结果。此小断裂将克拉里昂断裂延长，但与它成20°到30°角。后面将会看到一种可能的解释。

然而在图40中，在一个经过充分研究、已经明显见到洋脊任何偏移都大于几十公里的地区内的两个地震（6和7），对所有远距离台站都产生向着震中的初动，和平行于轴的正断层相当。在测定的精度之内，极大应力相当于一种伸长。北极洋脊的一个地震和非洲地堑的三

个地震产生相同的结果。然而，赛克斯对东太平洋隆起没有这种发现。

尽管检测的实例数目有限，赛克斯的结果判断所有洋脊地震可分成两类：横向转换断层的和轴部地堑正断层的。

32. Cox and Dalrymple, 1967.
33. Opdyke et al., 1966.
34. Opdyke et al., 1966.
35. Rikitake, 1958.
36. Allen, 1962.
37. Sykes, 1967.
38. Sykes, 1967.

第 4 章　大洋扩张

§ 1　从洋脊到海沟

如果承认海底是从洋脊扩张的假说，这样产生的海底将发生些什么呢？可以用笼统的话作出初步的回答。首先由于将大陆推到一边，扩张将使包括洋脊的大洋扩大。一些地球物理学家认为这是规律，认为大洋扩张仅是地球普遍扩张的一种反映。但是，有重要的理由，必须认为地球半径是近于不变的。因此，必须承认存在着洋底消失的地区。这些地区相当于海沟和大陆边缘，正如早在1961年赫斯和迪茨的想法一样。在图23和24中已经看出，这里所观测的线性异常将代表平行于洋脊异常的最后阶段。

奥利弗（Oliver）和艾萨克斯（Isacks）关于通加弧深源地震的文章（1967）支持赫斯和迪茨的到现在已经老的观点。在岛弧上的汤加群岛和在岛弧内侧的斐济岛（图41）所记录到的同一个地震，在振幅与周期上表现出很大的差异。它们的解释如下：无形变的磁化玄武岩薄层的位移仅仅是可能的，如果薄层与100公里数量级的相对厚的阻抗层结合在一起的话，奥利弗和艾萨克斯对此层采用古典名称岩石圈，地震波在其中经受很小的衰减。另一方面，他们假设下面的层或软流圈，具有缓慢流动的能力。在地震特有的短周期曲线内，它起着波振幅随距离衰减的非完全弹性固体的作用。假定软流圈沿着岩石圈拖曳，使它和地壳受力而倾没于岛弧之下，这时，在小于25公里厚度的带内发生地震，起初是浅源的，随后是深源的（图41）。

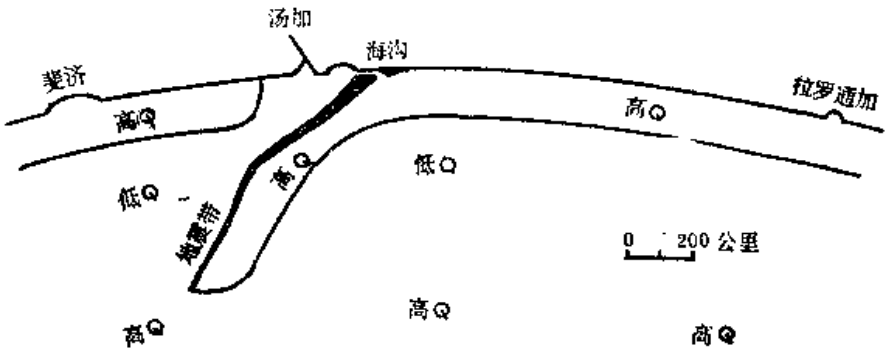


图41　斐济—汤加—拉罗通加的理想岩石圈剖面[38]

介质传播波的能力的一种度量是它的品质因子Q，即每个周期的能量相对耗损是$2\pi/Q$。前面已经说过，在岩石圈中Q是高的，在软流圈内是低的。从一个深震发生到汤加岛的波，路径全部处在第一个介质中，到斐济岛的路径大部分在第二个介质中，从而阐明各自地震记录的表现。胜间田对日本弧达350公里处发现相同的结果。

奥利弗和艾萨克斯的模型是最成功的。根据赫斯，采用它来区分出两种类型起源的洋脊。在第一种情况中，他们从大陆中间的一个断裂开始，并随边缘的分离而生长，于是产生一个新的大洋；洋脊为大洋中间的，正如大西洋中脊那样。此概念毫不勉强地适应于大西洋链横过海岸的事实。印度洋的实例要复杂得多；大陆碎块象塞舌尔群岛（Seychelles），似乎已经在新形成的大洋中间生存下去。在第二个情况中，洋脊在已经组成、稳定、甚至倒退的大洋中诞生。然后海底扩张在大陆边缘的海沟或汤加型岛弧中结束。东太平洋隆起在其向西的发展中，是现有第二种机制的最好实例。

所有这些都为我们将逐渐发现其复杂性的许多事实提供一个有价值的线索。

§ 2　海底扩张的简单实例

第1章已经提供了地震地理的全貌。但转换断层和洋脊段产生浅源地震线的良好构造；此外有磁异常与洋脊地貌的广阔区域变化。现在应能适当地分析局部细节。所有大洋都用此方法进行检查，而且已经有了许多特征性的实例。

瓦因的一篇著名文章（1966）汇集当时可解释的许多情况，并证明它们与转向年龄一致（它当时只包括贾兰米罗、奥杜瓦和马默思事件）。此处已经讨论过瓦因的两个实例（图16到19），皮特曼和海茨勒曾经详细研究过它们（1966）：南太平洋洋脊和雷克金斯洋脊（图42与43）。将会看到剖面的对称性，他们用交变极性的板块磁化来准确地阐释这种对称性。板块是海底以 ±0.005G 强度在现时磁场方向中磁化的一个2公里厚层的单元。除开转向尺度的4百万年极限之外，太平洋剖面是充分确定了的，足以提出进一步的转向。如果假定扩张率为常数，则也将求得这些转向的年龄。虽然此假说并不是全部明确的，但由于扩张率的差异（1厘米/年对4.5厘米/年），已经使皮特曼和海茨勒在一定程度上成功地（图43）将尺度延伸到雷克金斯洋脊。

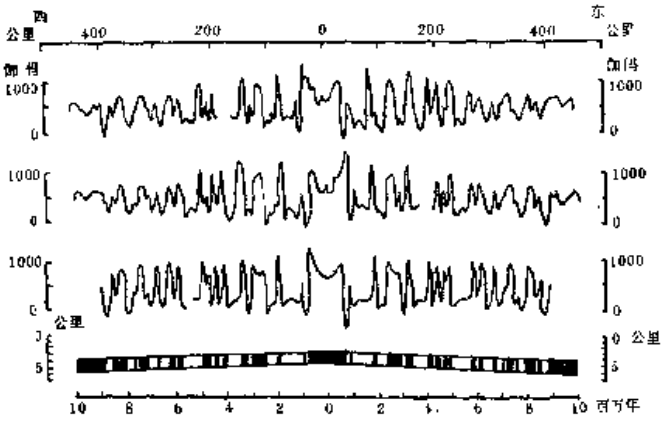


图42　中间曲线是埃尔塔宁—19绘出磁异常的剖面，上面的曲线是掉转方向的同一条剖面（后边为如西），下面的曲线是从底部所示太平洋—南极洋脊的模型计算的磁剖面，时标为百万年，相当于4.5厘米/年的扩张率，黑色区为正向磁化，其余为反向磁化[40]

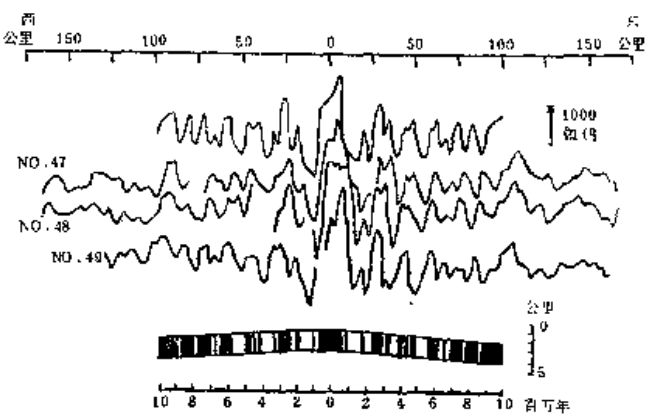


图43　底部为应用于雷克金斯洋脊的太平洋—南极模型，其时标相当于1厘米/年的扩张率，顶部剖面是从模型计算出来的。下面三条剖面是航测绘出来，并垂直于洋脊轴投影的[41]

瓦因（1966）也检验图22中简示的红海情况。它已经不是那么简单。1厘米/年的海底扩张是从两个剖面的磁异常计算出来的，但轴谷的两个边缘在北剖面上和南剖面上有不同的年龄，从而不能满意地采纳地壳裂缝产生的正常海底扩张。初始现象可能是复杂的。另一方面，关于异常的轮廓也可能有些疑问（图21）。红海和亚丁湾（图74）以及加利福尼亚湾（图59），可能相当于由转换断层联接的一系列洋脊段发生的一个倾斜的海底扩张。

这些直接成功的实例满足瓦因和马修斯的方案。它通常与脊峰异常一起发生，倘若异常的延伸紧密地平行于洋脊，也即倘若它们没有受到断裂或火山构造的干扰。

§3 无洋脊的膨胀

下列实例带来的困难，不是在异常中需要定义的问题。洋脊本身的定义就不明确。

赫伦（Herron）和海茨勒（1967）在加拉帕戈斯群岛以北的赤道太平洋，发现即使不完全也是确切对称于主异常的东西异常。它超过1000γ，而同纬度上东太平洋隆起的轴异常只有200γ，这可由其不同方位来解释。地形是粗糙的，沉积缺失，但在测深中没有揭示洋脊的存在，除去可能在磁轴上有很轻微的隆起。地区中的地震性似乎更确切些是与断裂带相联系。3厘米/年的扩张率十分良好地表达出异常。

异常并没有延伸到东太平洋隆起的脊峰，它在相同纬度上有一个弯曲。赫伦和海茨勒假定弯曲两侧的发散膨胀已经产生一个次一级延伸带和有异常特征的膨胀，如图44的图解所示。勒皮雄接着对于土阿莫土(Tuamoto)隆起和智利洋脊用了相同的解释；这须要证实。

一个重要的情况是拉布拉多半岛或巴芬海的磁异常。取自戈德比（Godby）等（1966）的图45表明，处于地震线一侧有两个平行磁异常带。根据赛克斯，并由约翰逊和皮尤（Pew）引用（1968），此地震线的活动性约为通常洋脊的1/10，而在某种程度上与一个海底峡谷重合。20公里数量级的异常间距离与一个合理的扩张率并不矛盾。瓦因（1966）假设这里埋藏了一个古洋脊，它现在不再扩张，但仍保留巨大的地震性。在此纬度上应该是很大的轴异常完全消失了，它可能得到的解释是：发生膨胀的末尾恰巧与磁场转向重合。但是有其它困难细节——声学测深表明在东部磁异常带的沉积之下有一个脊峰。约翰逊和皮尤并不认为它是洋脊的翼脉，因为在陆前隆起下面深深地埋藏着另一条山脉，从而轴谷将异常地宽。他们主张它就是洋脊本身，这似乎不大会被人接受。

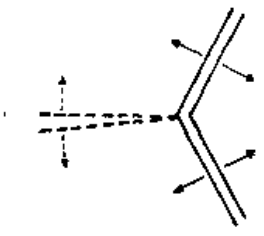


图 14

图45还表示出1963年美国海军海洋局使用三条船在10海里间距上一起航行在更南边所得到的极有益的剖面。所看到的异常大多和大西洋洋脊附近的上述一些异常有很相同的方向。它们在洋脊附近突然改变方向而平行于洋脊。从而庞大的大西洋洋脊的影响，在这里只延伸一个很短的距离。

印度洋洋脊可能有类似的情况。北支（卡勒斯伯格脊）是有待证实的第二个洋脊。东南支显然是活动的；九十度东隆起作地垒形状，似乎也产生相同的关系，正如沃尔维斯和里奥格朗德隆起对南大西洋洋脊所作的那样（勒皮雄和海茨勒，1968）。施利克(Schlich)和佩特里亚特（Patriat）〔圣·高尔(Sain-Gall)通信，1967〕已经在140°E和145°E之间作切过此支的两条500公里长的剖面，另一条在75°E附近的剖面，和最后在埃尔塔宁航行于120°W，并结束于环绕南极大

洋的约 10000 公里的一个弧的一条剖面之中，观察到一个显著的关系。

如果东南支与卡勒斯伯格洋脊联接，虽然似乎于罗德里格斯断裂和维玛(Vema)带之间有一个间隙，而所有现在活动的洋脊都将由两条明显的线组成——从红海到阿拉斯加，从勒拿河口到南大西洋中间。这将在第八章内与“网球对流”联系起来作进一步讨论。

对比之下，洋脊的西南支在图28中看到断裂的延伸，但并不总是有轴谷或异常。瓦因（1966）重新将它考虑成一个活动的洋脊。然而，在一些地方，地震性是很高的。曾经将地震性认为是与断裂有关的，那就必须排除它们是转换断层的作用。不象拉布拉多洋脊那样，在此西南支上没有识别出线性异常的图案。勒皮雄和海茨勒（1968）仍然指出，一个缓慢的扩张率产生异常受到扰乱的一个高的地形起伏（参阅第六章）。从而这些将变得不可识别，而且如果扩张率降到0.3厘米/年以下，则侵入岩浆的厚度将会达到3公里。

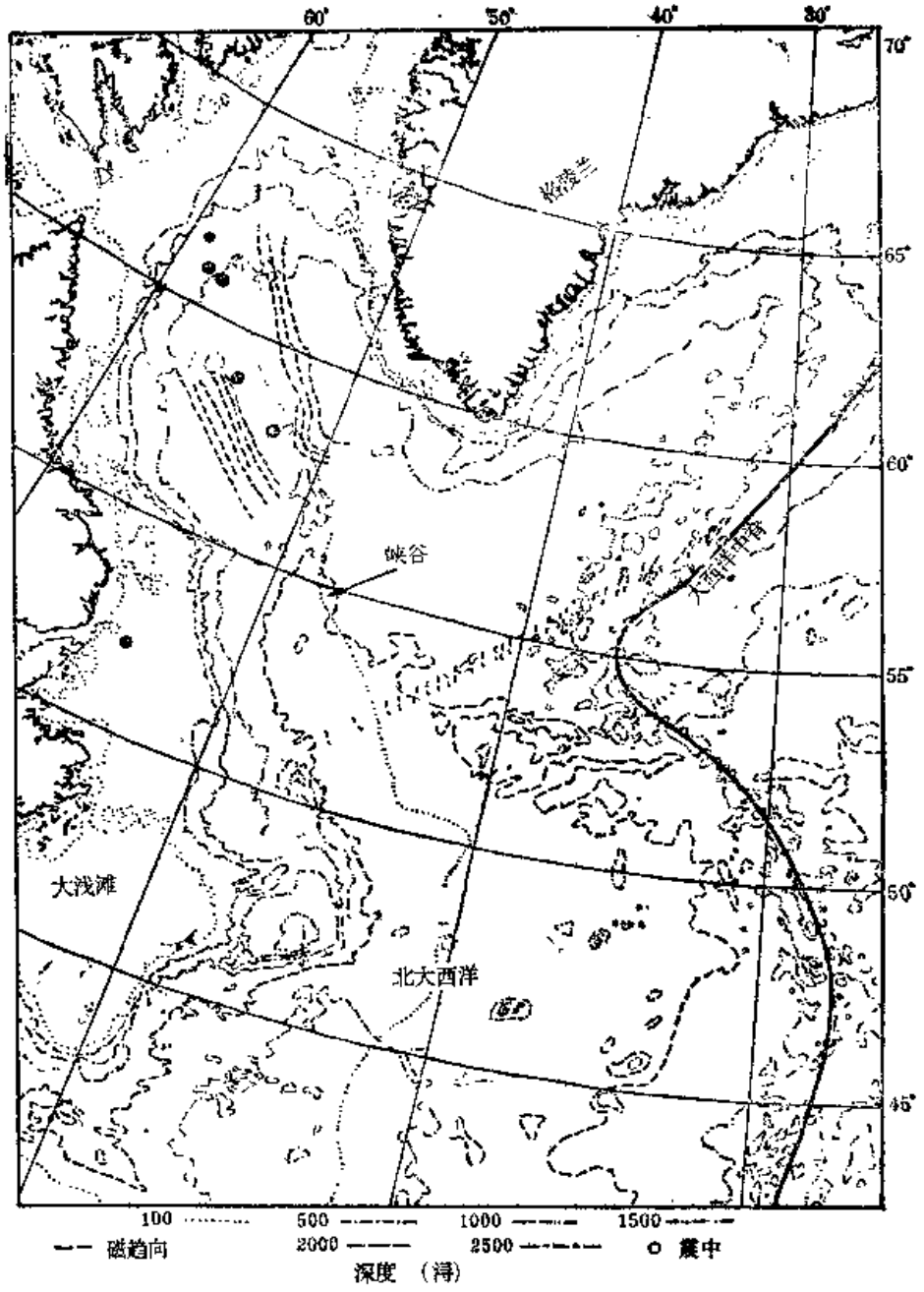


图45　北大西洋中表示线性磁趋向的测深图(以浔为单位)[12]

外缘以查戈斯（Chagos）海沟为界的马尔代夫（Maldives）弧和拉克代夫（Laccadives）弧则显示出西南支的延伸，但这两个构造之间的关系根本不清楚。

反之，施利克和佩特里亚特（1968）在图46中举出西南支的一个假设性轮廓，作为活动洋脊处理，由平行于东南支的洋脊段组成。这样，此支将是连续的，到北边全体都未横过罗德里格斯断层。

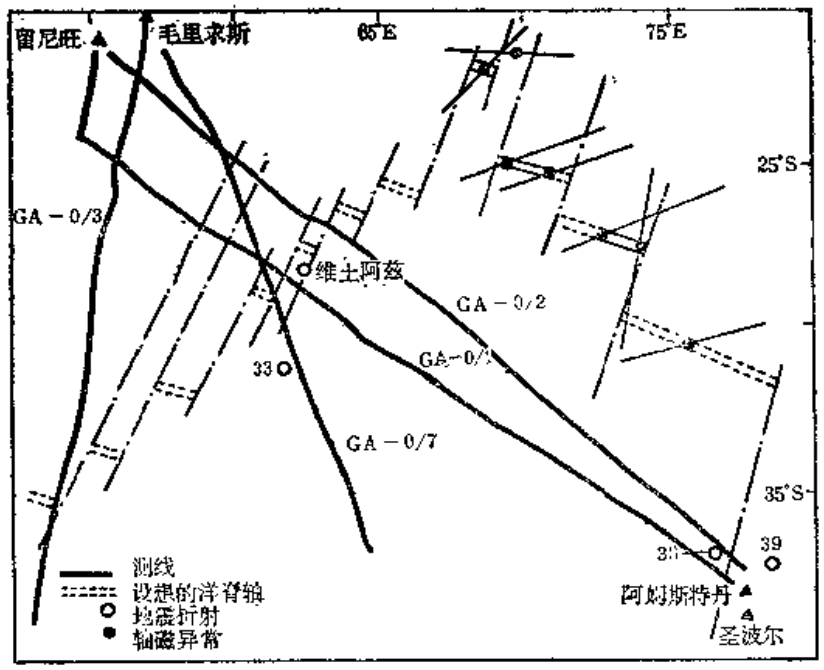


图46　印度洋脊的西南支和东南支

不但和上述两个扩张已经停止的洋脊实例一样，而且南桑韦奇弧中的一个类似的洋脊〔格里菲思（Griffith）等，苏黎世通信，1967〕和北冰洋中的几个其它洋脊（约翰逊和沃格特，1968）都将被阐释成可能存在的。

§4　膨胀率的局部变化

如果洋脊已经变成不活动的，则将希望活动洋脊的扩张有起伏变化。菲利蒲斯（Phillips）（1967）在大西洋中脊于27°N附近所发现的情况将作为初始的实例。断裂是少数的，而脊峰带在十来条横向剖面之中表现出很好的相关。应用皮特曼和海茨勒的转向时间表并采用1.25厘米/年的扩张率，将很好地计算出75公里以上或6百万年的异常。再向外，在其两翼上，异常仍旧很大，其幅达到30，为轴值在150公里附近的50‰。但它们所占的空间比模型更宽。如果假定此地区的扩张率为1.65厘米/年，则将会有好得多的一致性。而用这种方法可以仿照皮特曼和海茨勒的比例尺作到其极限（一千万年），从而求得远距离异常的年龄。在相同洋脊上于22°N附近的一个类似的变化（从1.4厘米/年到1.7厘米/年）表现得不太清楚〔范安德尔（Van Andel）和鲍温（Bowin），1968〕。

这样引起比例尺本身是否没有遭受扩张率变化所破坏的问题。这个最重要的问题尚未解决。不同大洋中远距离异常间的对应关系是海底取芯与确定年龄的一项庞大美国计划（JOIDES计划）的目的，但放射性年龄测定的精度（10%的数量级）对于区分短期间转向是不适宜的，并且遭遇到进一步的困难。

瓦因（1966）重新检测关于东太平洋隆起的一个重要例证，我们必须反复地谈到它。首先，中心在胡安—德富卡洋脊的海底扩张（图13）与转向时标不一致，除非容许作出断层使异常位移，还有其方向的轻微改变。位于断层之间岩块的运动显得很复杂。将此时的扩张率与瓦因认为是均匀的南太平洋相比较，似乎从4或5厘米/年降低到5.5百万年前的2.9厘米/年。

瓦因提出，作为一级近似，此地区的近代地质历史相当于大西洋海底扩张将北美推过一个现已消失的海沟系统（认为此系统的存在是由于东太平洋隆起的结果），然后推过脊峰本身。

根据瓦因，中心在东太平洋隆起的膨胀发生于东西方向，引起南北异常。大断裂是截断洋脊的转换断层，并在现已埋没的脊峰之外继续，这样就解释了在其大陆延伸处观测到的取向变化。在最近一千万年间，此膨胀为平行于圣安德列斯断层的南东到北西的运动所取代。

它的迹线在异常本身中发现，也在第三章中阐述的克拉林和里维拉之间的夹角中发现。门多西诺以北方向的变化逐渐为原始洋脊所遏制，使产生异常的岩块破裂，并形成三段新的洋脊。门多西诺以南位移通常循着圣安德列斯断层本身，从埋没之前的门多西诺以北的脊峰位置开始，然后减去由瓦卡夸尔（Vacquier）在门多西诺和先驱者断层继续向南测量的位移，可以发现古老脊峰的位置。这样，瓦因得出结论，古老脊峰在科罗拉多高原之下，于犹它和亚利桑那之间蔓延。

在默里以南，瓦因识别出脊峰没有近代的变更。

总结瓦因的这些观点，东北太平洋的异常是与古老脊峰有关的，太平洋大断裂也是古老的，而犹它地震震中带象一些古褶皱那样，是单纯的地震遗迹。瓦因的假设中，对于高尔达洋脊来说，在门多西诺以北的扩张率总是4.5厘米/年，而拉夫于1966年发现，最远距离异常（168°W）达到八千万年的年龄。因此，东太平洋隆起在白垩纪末期开始了它的活动，可能也就是在达尔文隆起沉没时，如果它曾经是存在过的。

§5 膨胀的世界性变化

在洋脊两翼上，异常时常很突然地变成较大的振幅与波长。这种变化发生于大体上与膨胀成比例的距轴距离上，根据瓦因（1966），它约相当于二千五百万年。瓦因将它解释成转向频率从此时期开始增加。某些磁化条带变得太厉而不成为单个的，但却使邻近条带的视强度减小。感应磁场的振幅也同时降低。

取所有洋脊上膨胀率的增加为互相关联的，将导致象频率增加那样的相同事物，但似乎可能是比较少的（已知频率改变的一个极端情况：古磁学家在整个二迭纪和部分上石炭纪就没有发现任何转向）。无需长篇议论，因为现象的同时发生和二千五百万年的时期似乎是未肯定的。

尤因（Ewing）和尤因(Ewing)（1967）提出论据支持变率的真正世界性变化。在（图10）中已看到洋脊两翼的沉积变得较薄。能够将这些不同的厚度与沉积速率的差别联系起来，就绝对必须肯定，所包括的全部沉积是相同性质的。事实上，洋脊上发现只有深海沉积，部分是就地形成的，部分是风或表层流搬运来的。到约4公里深度的基底上，则主要为有机成因的钙质泥。此外，沉积速率低于石灰岩的溶解速率，而仅有的剩余物是厚度很小却组成巨大深部红色粘土的陆源部分。但是，两位尤因观测厚度变化的地区仍是在钙质带内。这种变化不如瓦因的古老，而被认为是与从脊峰到两翼的过渡，以及与磁异常系统形态的变化相吻合。

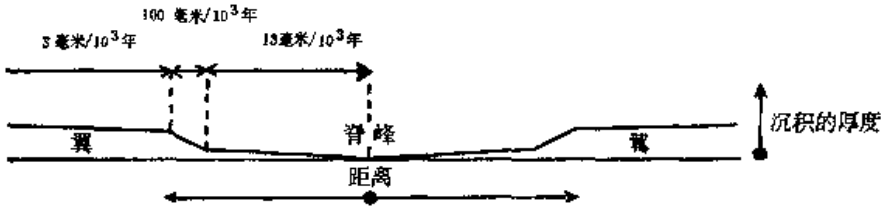


图47 根据赤道太平洋的数据，洋脊的脊峰和两翼上，沉积厚度的一般性简图
斜率相当于积聚率，如果海底扩张率为常数4.5厘米/年[44]

尤因和尤因作出表示于图47的下列建议。在可能相当于大陆位置的初始时期内，不论海底扩张是否连续，它都充分普遍地将太平洋的所有古生代沉积清扫干净。跟随此时期，可能靠近白垩纪之末，或第三纪开始，来的是比较长的沉寂时期，相当于大多数所观测到沉积的沉积过程。最后，一般海底扩张的一个新旋回开始于离开同一个轴约一千万年（除开瓦因公布的，东北太平洋在同一时期的发散），从而产生脊峰磁异常系统和薄沉积带的隆起。

为了估算平静期的时间范围，由于缺少第三纪沉积的准确知识，两位尤因假设其变率在间断前后都保持相同。他们进一步假定，脊峰沉积是在一千万年内积聚起来的。在两翼上的许多地方，沉积厚3或4倍。平静期要比较短，或者正如能够发现的论据所证明的，在第三纪末沉积率比较高。

不同于瓦因所观测二千五百万年前的现象，两位尤因的观测似乎不能作出任何其它的解释，除去约一千万年能在所有洋脊上都以普遍的和多少同时的速率沉积而成。

与这些概念相谐调，尤因等(1968)发现太平洋沉积的分布（从北面到11°S）与引起海底扩张相对不变速率的任何假设都相矛盾。只有一种间歇性膨胀似乎是可接受的，但仍有含混不清之处。用一些细节就可说明这些现象的复杂性。在北太平洋没有发现象大西洋或印度洋那样厚的沉积，而却有广泛沉积层，显著特点有下列几个：

（1）与地形相合并可在海沟底见到的最上而的声音穿透层。它的厚度从20米变化到1公里，相当严格地遵循着现代生物的生产率，并特别表现出强烈的赤道极大值。厚度可以解释成：如果此层是由第三纪组成的，则扩张率的适当变化、碳酸盐溶液的生产与深度都规定了膨胀与赤道紧密有关。然而克利珀顿断裂与赤道沉积轴约成15°角。

（2）混浊流层通常与前一层同时，并有时与它混合。在阿留申海沟附近和可能在千岛海沟的表层沉积都属于这种类型。这样一种归宿意味着当时没有保存大陆沉积的相应岛弧存在。于是，膨胀就平行于大的古老断裂发生，而岛弧是由于晚近的膨胀产生的。

（3）在西半部高度成层的不透声层向南变薄。极据梅纳德，它大体上与假定的达尔文隆起的界限重合，并可认为在极大火山活动期间，即60到100百万年前，由于它的侵蚀而阻塞（这并不意味着达尔文隆起扮演了一个发散性洋脊的角色）。这种类型的沉积伸展到日本海沟和马里亚纳海沟，但并未达到现代扩张正向之驱动沉积的千岛海沟。

将会看到，沉积因素是一种微妙的事物。在第七章末尾，将遇到支持间歇扩张的另一个论点。尤因和尤因进一步引证了亚丁湾的情况，劳顿于1966年估算过此处延展的时期和沉积的厚度。但很难说是否与平静期一致。在红海，诺特（Knott）、布伦期（Brence）和蔡斯（Chase）把构造平静的一幕归结于上新世。

§6 异常的总体图型·它们的计算与记年

拉蒙特地质观测站的研究人员，在同时进行的A(皮特曼等，1968)、B〔迪克森（Dickson）等，1968〕、C(勒皮雄和海茨勒，1968)、D（海茨勒等，1968）四项课题中，企图从脊峰上的1数到图型边缘的32，尽可能好地（一般十分良好）对其绝对年龄不带偏见地识别出它们，以对比各大洋中观测的异常。

例如，课题A说明沿着门多西诺断裂北缘的北太平洋异常和远至新西兰高原的南太平洋异常之间的一个极佳的定性对比（图48）。扩张率沿脊峰变化，特别是在横过它的断裂处变

化。但除开同位素年龄时标之外，为异常确定一个年代时标的更严重困难是：北太平洋对南太平洋的扩张率之比随时间而变化。为了能适用于南太平洋，作者将已经考虑到洋脊演化的综合性北部时标作了修改。

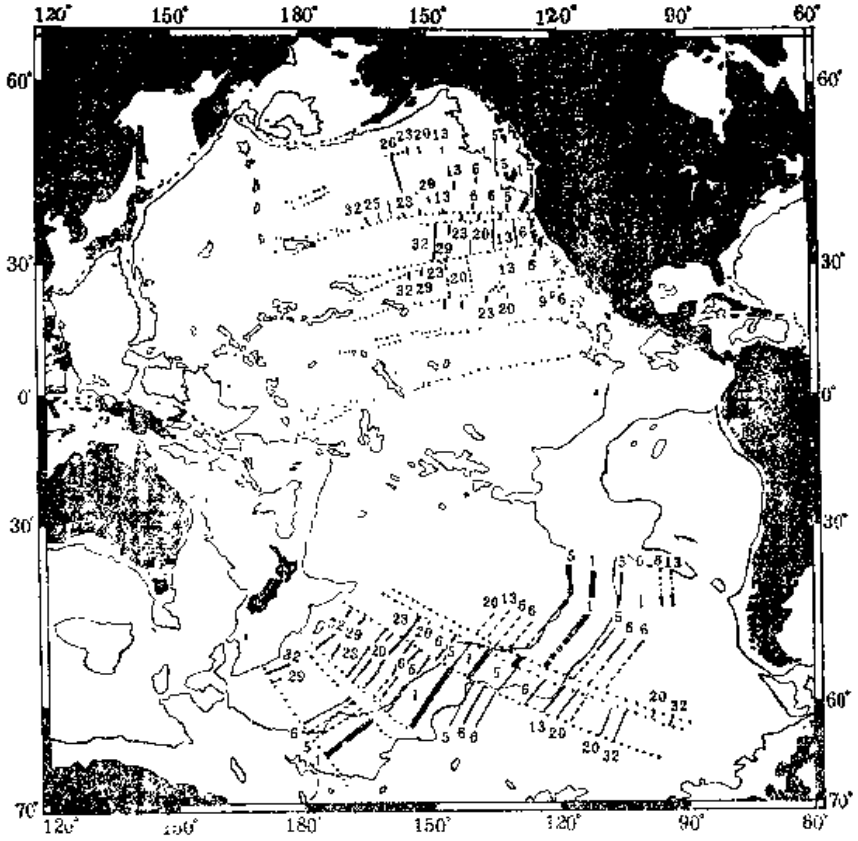


图48　太平洋中的磁异常；标明2000海的等值线，实线指出特征异常的位置，虚线为对比不肯定处，断裂常用点线表示[43]

课题B证明，除开断裂造成的偏移之外，南大西洋剖面是有内在联系的，并且很类似于北太平洋。西异常31大致与里奥格郎德隆起的边缘重合，而东异常21逼近于沃尔维斯隆起。在这些隆起之外，阿根廷盆地和开普盆地分别为磁静带，正如第二章所指出的，继它们之后有某种清晰的线性关系。

专为提出印度洋构造复杂性的课题C已经引用过了。在洋脊的相关异常之外，还指出在九十度东隆起两侧存在着与印度尼西亚海沟十分接近的两个古老的东西异常。脊峰异常与皮特曼和海茨勒时标的一致是行得通的。扩张率在卡勒斯伯格洋脊为1.5厘米/年，就在罗德里格斯断裂之南的东南支为2.2厘米/年，在澳大利亚与克尔格伦高原为3.3厘米/年。两翼的斜率和起伏以相同的数量级下降（参阅第六章）。最后一个剖面类似于地形平静的南太平洋洋脊。

脊翼异常发生更大的困难。扩张率的中断或缓慢下降可能出现于渐新世的末期或中新世的开始。它们似乎有些不同于尤因和尤因（1967）从沉积厚度推导出来三千到四千万年前的一般性中断，而假定在异常5周围结束于一千万年前；勒皮雄和海茨勒(1968)不认为此最后中断在西南印度洋能持续到一千万年以上，或在中部与北部能超过一千五百到二千万年。即使如此，二千万年的误差在假定一个特殊洋脊上不变扩张率的任何转向时标中都将是可能的。

课题D企图用一种观点综合其它三者来建立一个年龄时标。图49将在南北大西洋*、南印度洋和南太平洋所观测到的能够良好地代表每个地区异常总体的一些磁剖面放到一起，也和根据瓦因与马修斯假说推导的模型放到一起。三种年龄时标表明：它们已经不得不在3.35百万年高斯期开始时相一致。具有特定数目的一个异常的三种年龄之间的对应关系不是线性

*原文此处笔误为太平洋——译者。

的，从而必须进行选择。印度洋提供出太短的时标。南太平洋时标似乎与三种观测相矛盾，它的最大精确值与取自异常6的中新世岩心有关，提出其年龄为一千四百万年，被认为是太小的。而北太平洋时标和大西洋时标对此岩心提出一致的年龄（20—22百万年）。由于北太平洋时标应用于一个复杂的脊峰，作者们最后选择南大西洋时标作为确定的参考，它也能同样应用于北大西洋（雷克金斯洋脊）。对异常32定出八千万年的年龄，而瓦因（1966）定为七千三百万年。它可以在图50中与伦敦地质学会的显生代Phanerozoic时标相比较（无名氏，1964）。

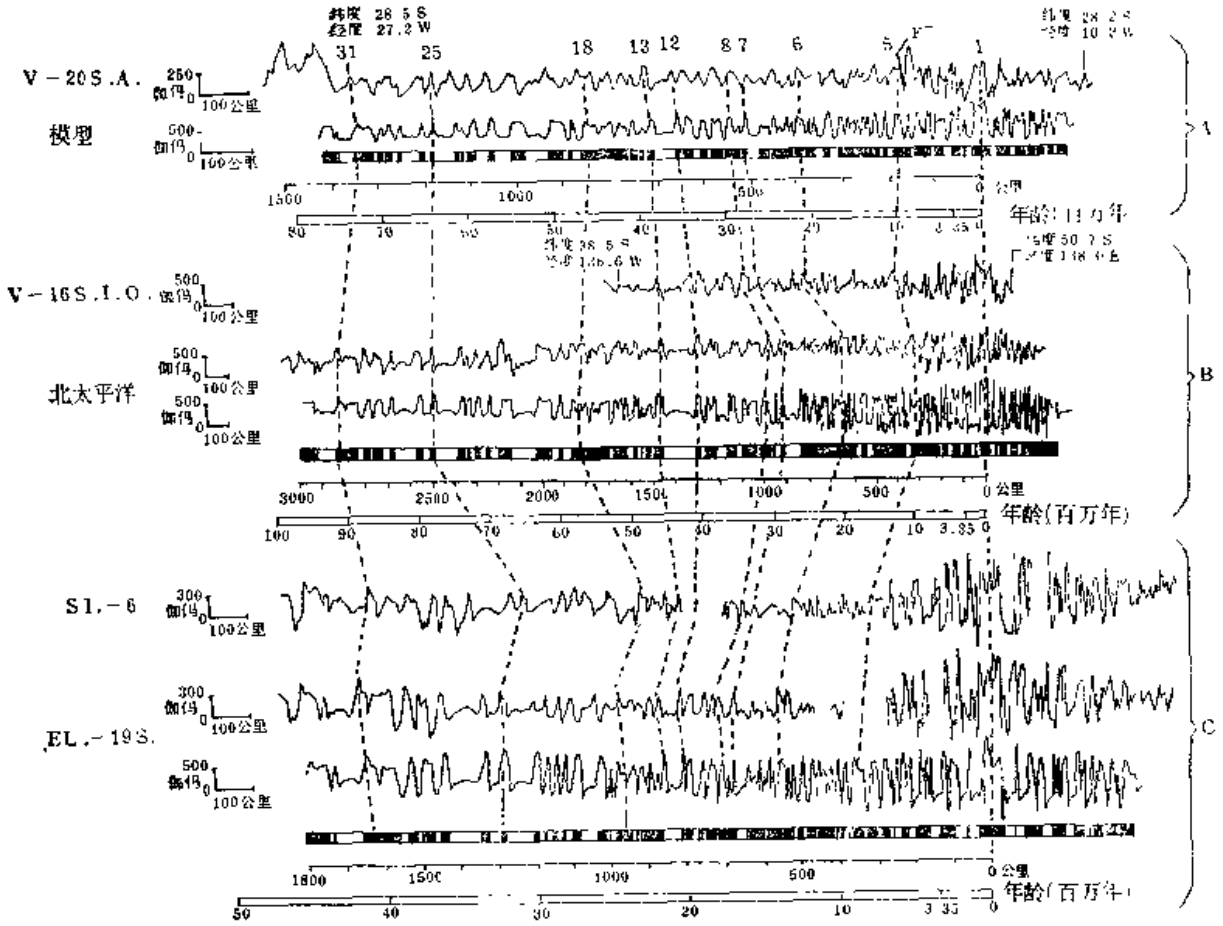


图49　从不同大洋选出来的磁剖面(S.A.：南大西洋；S.I.O.：南印度洋；SI.－6，EL－19S.：南太平洋），每条观测剖面的下面是从正（黑）负（白）磁化的2公里厚交变地块推导出来的理论剖面，每个模型下面的年龄时标，对于吉伯特时期的末尾都假定为3.35百万年。虚线联结相同号数的异常[46]

上述时标，我们称为拉蒙特时标，它包括171次转向。大多数极性的时间间隔短于五十万年（图51）。直到五千万年前都是完全不变的平均转向频率，随后已经增加到四千万年的两倍值，并已保持到现在（每百万年三次左右）。它使人回想起万因假定在二千五百万年前有一次频率增加；这样一种增加是没有得到证实的。

仅仅在一些剖面上看到的凯纳事件和细分奥杜瓦的一次补充事件，并没有包括在时标内。吉尔萨事件并没有出现。写完课题D之后才明显引进的科其提和努尼瓦克两个事件是很难放入时标内的。

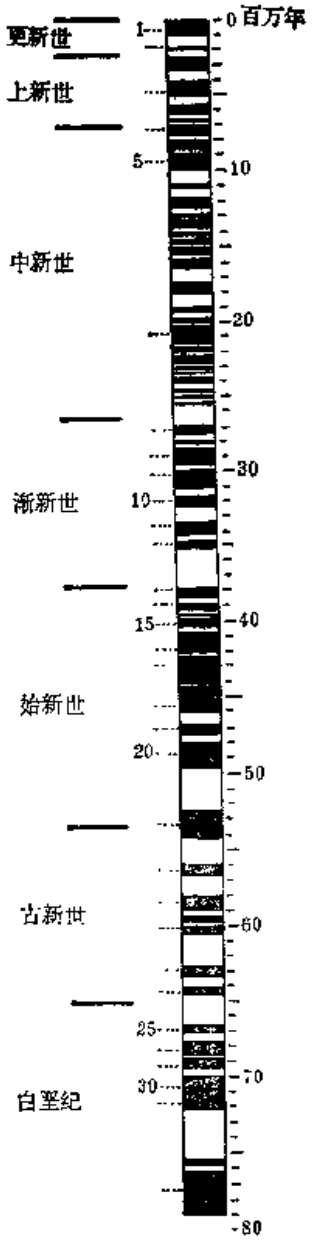


图50 拉蒙特地磁时标，从左到右，异常的“显生宙”时标，异常号、磁极性（正的用黑色表示），年龄为百万年[47]

此课题的重要性首先在于将其占的空间和时间加以延展。课题中放到一起的资料与尤因和尤因根据各处在同一时间上发生扩张中断的条件所假定的扩张中断并不矛盾。此条件似乎不是很有可能的。尽管如此，勒皮雄（1968）还是用它对异常32给出六千万年的年龄（下古新世）来代替七千七百万年，并假定从异常5开始一个一千万年的扩张中断，来修改拉蒙特时标。从渐新世缓慢下降的膨胀，被认为是在中新世停止的。在此同时期内，沿北美海岸的海沟被覆盖或填充。而且大西洋中脊在沃尔维斯——里奥格朗德衔接处以北受到断裂作用。这三种现象之间的相互联系仍有待确定。

根据勒皮雄，关于已知的岩心样品年龄或沉积分布的任何事情都不反对采用其时标。拉蒙特时标的极大偏差为一千七百万年。

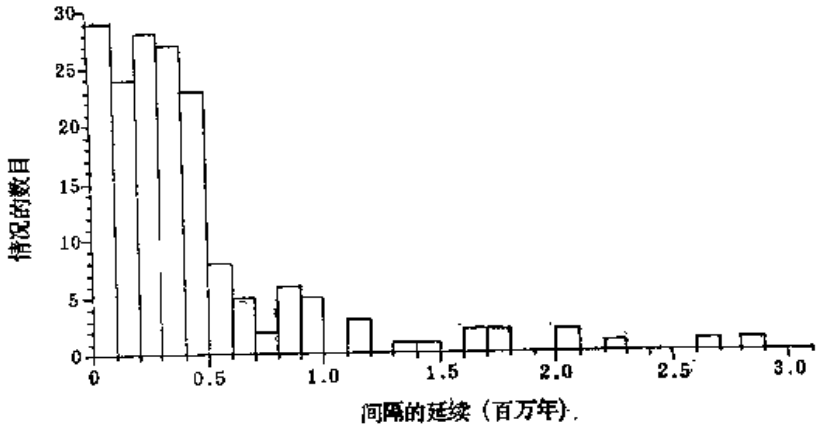


图51 极性间隔延续的历史记录[48]

39. Oliver and Isacks, 1967.
40. Pitman and Heirtzler, 1966.
41. Pitman and Heirtzler, 1966.
42. Godby et al., 1966.
43. Schlich and patriat, 1968.
44. Ewing and Ewing, 1967.
45. Pitman et al., 1968.
46. Heirtzler et al., 1968.
47. Heirtzler et al., 1968.
48. Heirtzler et al., 1968.

第5章 大陆漂移

§1 海底扩张、漂移与古磁

早就已经暗示过邻近大陆的海底扩张效应。长期来的大陆漂移理论，在其为人所知时就给出一种直接的刺激。现在只追述在此理论中被认为是必不可少的那些，并尽量局限于地球物理方面。

海底扩张作为磁异常的推论，不能直接解释早于白垩纪的现象，但可帮助理解它们，从而我们有时将超越拉蒙特时标所包括的时期。

漂移分离的观点并不是一致的。有时象魏格纳（Wegener）那样假定大陆在古生代联合成一个单独的联合大陆（Pangaea），有时认为它们由两个差不多的地区组成：劳亚（Laurasia）（北美、欧洲、不包括印度的亚洲）和冈瓦那（Gondwana）（南美、非洲、印度、奥大利亚、南极）。这两个区域的确切边界是有争议的。对原始大陆破裂的时期的意见同样有分歧。

大陆漂移的最好证明是现在从海底扩张本身，或者是从象大洋中缺失古老沉积那样的直接效应推导出来的。理论的最早对象是将现在广泛分散的表示古生物关系的因素搜集到一起。我们没有讨论这些论点所必要的能力。一般地说，他们对过去气候带的处理所作的假定是类似于现在各处都围绕两极的方式。特别是，最特征性的和最有用的气候标志乃是当作在靠近极地情况才出现的冰川痕迹。但即使这些标志也是有争论的。魏格纳仍使用第四纪冰川的范围作为论据，假定大西洋的开放到更新世还没有完成，而且虽然这些依旧未能得到很好地解释，现在却认为他的概念是错误的。另一方面，二叠纪和石炭纪冰川的证据对于冈瓦纳大陆的存在是一个有力的支持。

已经指出过，我们从大陆相互漂移转到它们对于极地作绝对位移的方便之处。这两个问题也都包括在研究古磁问题之中，这就是魏格纳时代以来许多新论点的唯一来源。极简短地追述此种探讨的原理：在一个一定时期的磁倾角和偏差都由在此时期内冷却或埋藏的某些岩石（火成岩或沉积岩）的磁化提供。根据这些资料将很容易推导出该时期的磁极；正如我们已经看到的，平均地说，它与地理极相重合。虽然地层可能曾受到褶皱，但对此可以作出某种程度的估计。

使用与单个大陆（例如南美）有关的古磁结果，可能找出此极对它的路程。（过去几年内还是很难处理的根大实际困难都已经过去）。同样找出对非洲的极路径。如果正象魏格纳所作的那样，将两个大陆拼合到一起，则两个极路径的古生代部分将重合，路径在中生代背离。因此分离将于二叠纪开始〔克里尔（Creer），1965〕。

克里尔将同样的方法应用于冈瓦纳大陆。根据他的推测性结论，此大陆在二叠—三叠纪开始破裂。此处有较大意义的是：在中生代时，澳大利亚和印度比非洲更远地离开极，而南美

的运动实际上停止下来。其它作者都没有看到直至白垩纪所发生的重大分离。显然，古磁推论关系到大洋磁异常以前的时期。事实上，朗科恩（1965）提出的图52证明，至少六千万年以来，相对于北美或欧洲的极很少偏离开现在的地理极。

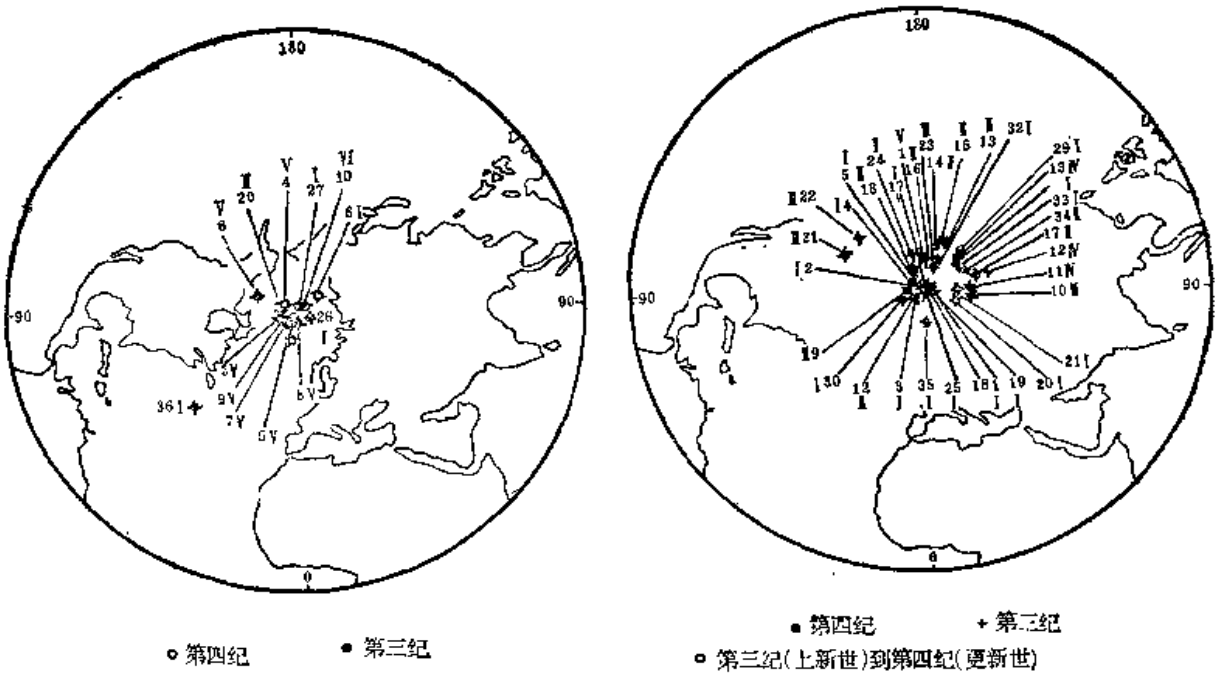


图52　根据（a）北美（b）欧洲的岩石求得的古磁极位置[19]

§ 2　大陆块的重建

支持大陆漂移的最明显的论点总是南美和非洲海岸的良好拼合。但布拉德以客观的方式对现有大陆最好的重新组合采取一种向前看的步骤。海岸线可以随海平面的微小变化面作出很大的改变。真正的大陆边缘是在几公里的空间内深度从100—200米变化到1000米或2000米的大陆斜坡。布拉德等（1965）对相当于100、500、1000和2000浔深度等值线的最佳的可能拼合进行了一项数学研究。他们首先组成包括非洲和南美的一个地块，然后作第二个重新组合的北美、格陵兰和欧洲，最后将这两个地块放到一起（我们将要看到，在此情况中拼合是不够好的）。

可以将地球看成是圆球体的，如果能够忽略掉所包含 200 米数量级的畸变。球体上的两条相同等值线可以由于一次转动面使之重合。布拉德确定等值线将一系列的点放到一起来，他从一个近似的转动中心开始使用最小二平方法寻找相当于此中心的最好转角值。此值是不完善的，并留下一个剩余平方的和数。于是在纬度和经度上系统地改变转动中心，使此和数化为极小。

对于南美与非洲的拼合，用500浔或约900米等值线可得到最好的结果。然而必须丢开第三纪的尼日尔三角洲和可能属第三纪的沃尔维斯隆起。两条等值线的均方根拼合差，从亚马逊河口到好望角就变成88公里。

限于西非和北巴西，此种重建得到赫尔利（Hurley）等（1967）同位素年龄测定的确证。用钾氩法和铷锶法得出西非、加纳、象牙海岸及以西地区的一般年龄近于二十亿年〔埃布尼恩（Eburnean）造山期〕；东达荷美、尼日利亚及以东地区的年龄为五亿到六亿五千万年的数量级（泛非造山期）。在布拉德的重建中，边界是十分明显的，用两种方法对横过巴西海岸的点附近进行了150次年龄测定。在埃布尼恩造山期的日期与圭那亚（Guiana）地盾和亚马逊之南的巴西海岸的形成的日期之间看到一个良好的符合（图53），但这些形成物都受到约五亿年岩石的包围。在边界上，用钾氩法对云母测得的年龄为从四亿一千到六亿四千万年，而关于整个样品体积的铷锶年龄又是在二十亿年的范围内。更向东，铷锶年龄依次降到六亿六千五百万年。较好的符合建立于泛非造山期和巴西的卡里里安（Caririan）造山期之间，此处这两种情况的年龄，用钾氩法得到约五亿年，用铷锶法得到约六亿四千万年。

现在来到北大西洋。布拉德放弃从埃尔斯米尔岛分开的格陵兰，因为缺乏对在此地区内所要假定的漂移的认识。他将冰岛作为第三纪和第四纪的而略去，并将冰岛——格陵兰和冰岛法罗隆起象大西洋中隆那样假设为第三纪的而略去。他保留填充于格陵兰和冰岛之间空隙的第三纪罗卡尔（Rockall）浅滩，假定它是由一个较老未知岩体中的侵入体组成。最后的结果几乎和南太平洋一样良好。

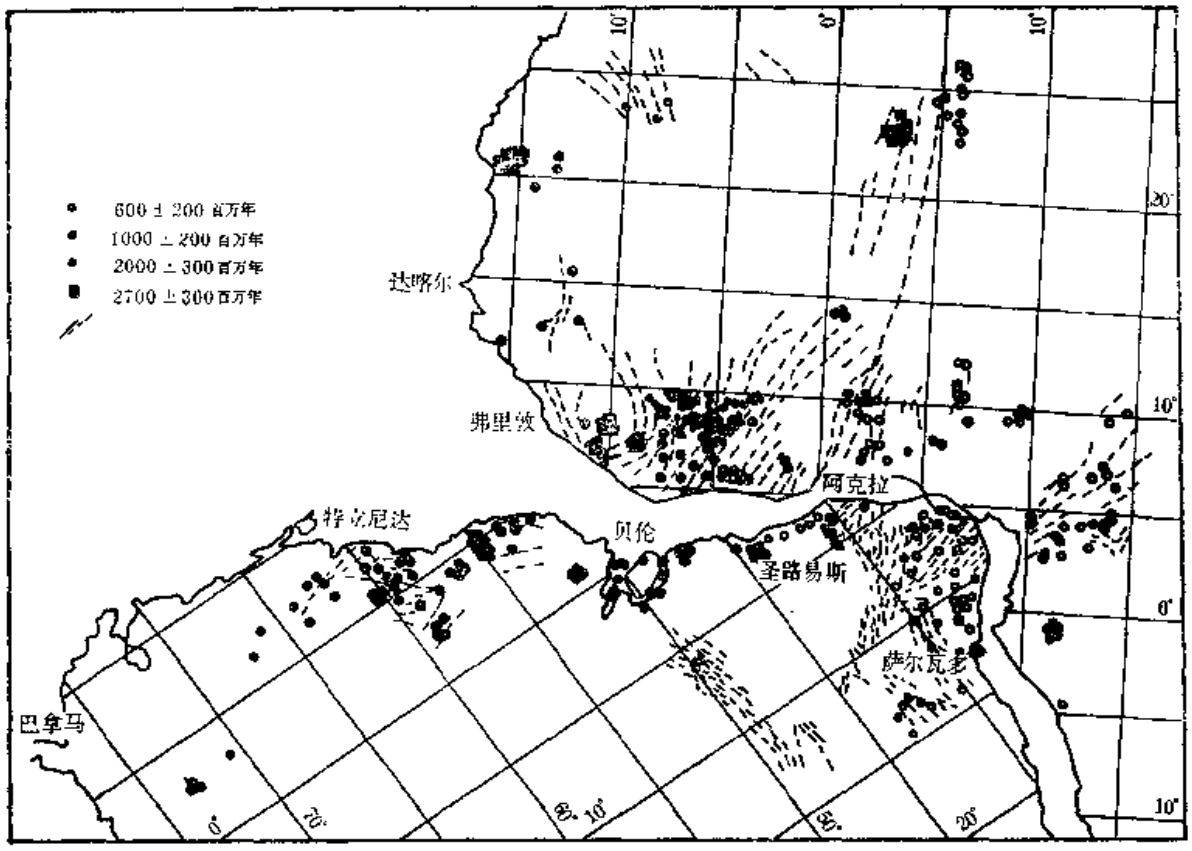


图53　根据布拉德等的重建（1965），对非洲和南美的拼合。

在西非，象牙省为二亿年（满圈），毗邻的泛非省为五亿年（开圈）；它们的前缘（粗点线）将进入巴西圣路易斯。巴西的年龄测定表明是和西非相同的省。在西部非洲和萨尔瓦多以北的东巴西之间可能有类似的对比[60]

然而，对于此种重建已经提出一些方案。于是，威尔逊指出，在南大西洋内沃尔维斯和里奥格朗德隆起在两个海岸的相应点上结束。对他作此解释（这些洋脊是从中大西洋裂缝中溢出的火山物质所组成，并由扩张而驱动）必须采取强烈的保留。于是，他使用北太平洋隆起作为完全接近于前面所讲的一种重建的前导（除开格陵兰和埃尔斯米尔岛的分离）。象魏格纳曾经作过的那样，哈兰德（Harland）和其它地质学家提出将斯匹次卑尔根放入，也就是说比布拉德更向南。哈兰德的解答去掉由罗卡尔浅滩充填的空隙，但格陵兰的东西和西南面开了另外两个空档。根据他的意见，同生构造能较好地放到一起。

至今已经将北大西洋和南大西洋分别考虑，他们都采用从劳亚大陆和冈瓦纳大陆分别来的两个独立地块的假说。如果将它们放到一起，则非洲与西班牙重叠，从面必须假定大陆形变。最小的是紧靠比斯开湾500浔等值线的西班牙的一次转动。此海湾在中生代内于比利牛斯（Pyreness）建造时张开的假说，是由杜托伊特（Du Toit）于1937年提出的，并从那时起得到各种论点的支持，但迄今尚无结论；最近则出现了可能由于侵入体才引起磁异常（马修斯和劳顿，苏黎世通讯，1967）。这里在西班牙和纽芬兰之间还剩下100公里的一个空隙，而巴哈马（Bahamas）陆架必须删掉。余下的平均平方拼合差离线中央为130公里。

总地来说，此种重建（图54）不如前二者使人信服。它略去中美、墨西哥、墨西哥湾、加勒比和安的列斯，自中生代开始形变，但其基础肯定是较老的。另一方面，威尔逊高兴地发现一个将毛里塔尼亚的海西（Hergynian）褶皱与阿巴拉契亚（Appalaclians）山放到一起的类似重建。

等深线的这种良好拼合的确切意义是什么呢？它使得认识到这种事实：漂移的大陆块仅经历了不大的垂直运动、侵蚀和沉积。幸运的是大陆斜坡短，以致轻微的变化仍可能发生。大西洋就可能是具备必要条件的一个少有的实例。

§3 刚体根块假说

可能是受到布拉德重建大陆的方法所鼓舞，摩根（Morgan）于1967年（摩根，1968）从一方面，然后麦肯齐（Mckenzie）和派克（Parker）（1967）从另一方面，企图以设想从洋脊轴发生的冲断层，并在不使它们发生物质形变的情况下，移置包括大陆和大洋表面并为地震线所包围的大球板块，来解释大陆漂移。只有在地震线上才允许发生形变，即一方面喷溢物质的活动洋脊将使板块两侧的表而增加，而另一方面海沟地区，及褶皱与重叠区，将有部分表而消失。板块的其它边界将由滑动断层组成。显然用此方法只会得到粗线条的模型，但它们仍然是最有价值的。

一个局部现象如洋脊轴中岩盘的侵入或洋脊层的倾斜滑动，能够推动一个大陆地块，似乎不大可能。因此，现象必须出现在大的深度上，并具有润滑的倾斜面，正如奥罗万（Orowan）所提出的那样。更可取的是，按照埃尔萨塞（1968），设想刚体根块，具有综合其效应的板块（岩石圈，或如埃尔萨塞将它称为构造圈）为有些不规则的下伏对流运动所驱动。

在此概念中，洋脊位置并没有十分紧密地与很难证明其正确性的高度局部上升热流联系起来。此处只需要整体说是发散性的热流沿岩石圈的一条薄弱线产生立即受到灌注的一个裂缝。随着热流的持续作用，板块分离，并在老的中心产生一个新的裂缝，因为它是最热的部分，从而又一次成为最薄弱的部分。此裂缝，也即是由相同过程持续形成的洋脊脊峰，在地

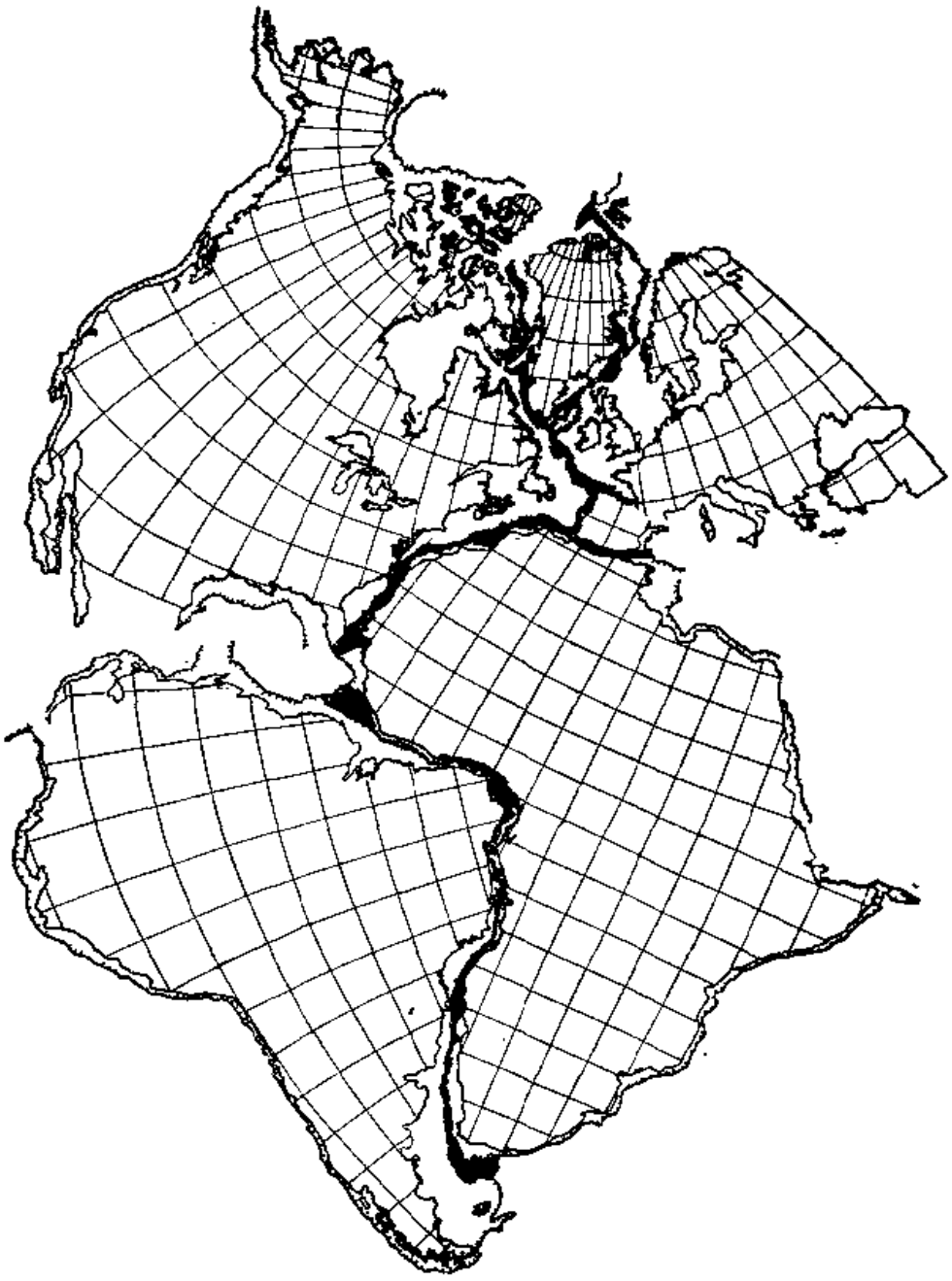


图54　将环绕大西洋的大陆重新集合成一个单独的地块，空隙或重叠用黑色表示[81]

球表面上都不是稳定的，除非最初的裂缝的两侧对称地扩张分离。但在所有的情况中，这样产生的洋脊构造以及其磁异常，必须对称于瞬时脊峰。如果最初的裂缝在一个大陆下面发生，其边缘就是现在大陆的边缘；洋脊是在大洋中间的。

自然，所有这些都是粗线条的。岩石圈的演化必须在对演的地幔上起作用，或者发生于象东北太平洋那样巨大的重新调整的进程中。此外，可以问，为了在很大距离上，如果不是从一边到另一边，传递必要的力，则岩石圈这个球形帽必须有什么样的厚度。这一点在与魏格纳理论的联系中已经讨论过。杰弗里斯（Jeffreys）曾经作出结论说正常岩石的压缩强度将超过漂浮于液体之上具有大陆规模的板块。

奥罗万（1965）重新考虑此问题。根据格里菲思的理论，岩石的强度取决于样品中存在的最大缝隙（时常是普通显微镜下都看不出来的）。1000巴到2000巴数量级的强度象是花岗岩或玄武岩的强度，相当于1—10μ长度的格里菲思缝隙，在其两壁之间没有摩擦。地壳上部表现出几米长的接缝，而此壳的强度将是上述强度的百万分之一，如果在其接触面之间没有摩擦的话。但这肯定是在较深部分中起作用的。奥罗万假定摩擦符合于库伦（Coulomb）定律，将土质力学规律应用于大陆地壳的顶部10公里。他对压缩强度得到6500巴的数量级（仅对1100巴的切向强度，就可能解释大陆中裂缝的张开）。根据这些数字，奥罗万接受魏格纳关于大洋底层中大陆位移的观点。我们的问题有些不同，而计算可供讨论，但结果是令人鼓舞的。

奥罗万也考虑到大陆没有内聚强度的极端情况。它仍有奥罗万所谓的“重力强度”。大陆受到一个水平应力使其厚度增加，从而阻挠应力或可能传递应力。奥罗万用一个简单的静水计算，证明密度2.8克/立方厘米，厚度33公里，漂浮于密度3.3克/立方厘米的流体之上的大陆将有700巴数量级的压缩强度。如果厚度是奥利弗和艾萨克斯所得岩石圈厚度的三倍，则强度就变得适合。

这样，大陆与大洋的刚体板块的漂移似乎都不是荒唐的，如果假定它们是充分厚的话。这就导致一些地区内的困难，例如加利福尼亚，该处圣安德列斯山脉的地震具有16公里以下的震源深度（博尔特（Bolt）于1965年），在这里曾经努力于将断层面与这种小厚度的板块作比较。

§4 板块假说的运动学因素及初步应用

刚体板块假说容许随着有可利用的某些板块边界的充分资料（例如，由洋脊组成的那些边界部分上的扩张方向）而尽快开展表面运动的运动学研究。这种扩张可能倾斜地发生于脊峰，而仍引起平行于它的异常。我们现阶段的知识中没有任何东西能否定它总是垂直于脊峰的假定，尽管将横向断裂的倾斜解释成转换断层。此种倾斜可以发生，仅因为洋脊一侧的速度对于另一侧有一个平行于轴的分量。

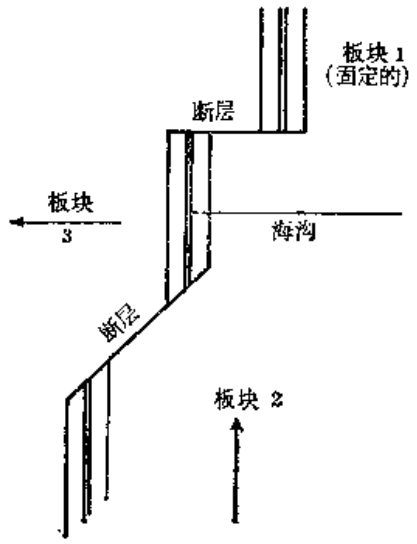


图 55

图55表示出取自摩根（1968）的一个平面图（为了简化）中的实例。在此图中，板块1和板块2旁的洋脊边界保持固定，但洋脊轴以板块3的半扩张率漂移。一个正断层和一个倾斜断层的同时存在，是由于有介入海沟的出现。如果两个板块仅为几个横向断层截过的一个洋脊分开，则这些横向断层必须是平行的。

在球体上，这种平行性条件被代替如下：洋脊轴中侵入体推动两个板块分离的边界，可以由围绕某个瞬时中心的小转动而恢复重合；补偿洋脊的断层就必须将此瞬时中心作为极的圆的部分。小裂缝的宽度或等同于在这些平行圆的方向上的漂移率分量，随远离相应的赤道面增加，然后降低（正如此极的角距离的正弦所确定的）。对大西洋中脊，从亚速尔到果夫岛（图56），以及对东太平洋隆起的变化

规律已由摩根（1968）使用最近5百万年的平均漂移率所证实。

也还要注意到由麦肯齐和派克说明三个板块有一个公共点（例如，断层、海沟和洋脊相遇处）时，它们相对转动之间所得到的一种附加关系。

如何应用基本假说，决定于刚体板块和边界条件的地理选择。

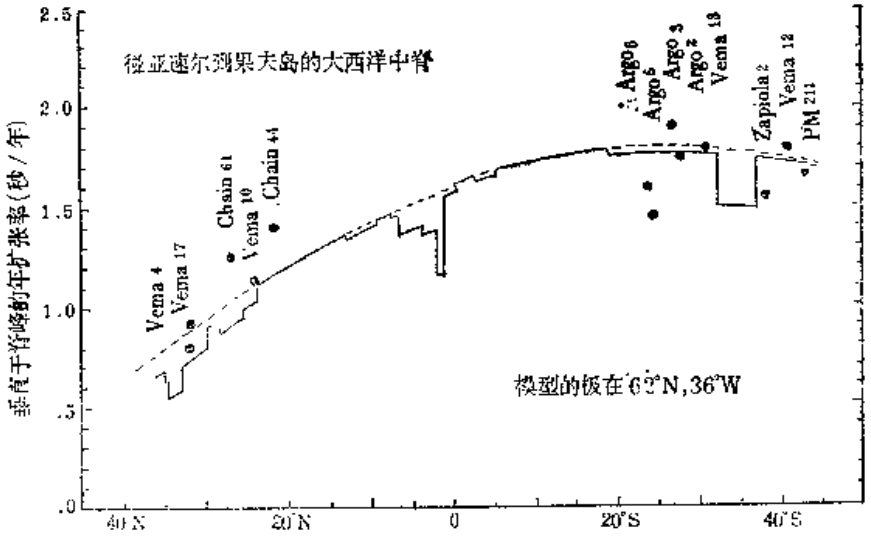


图56 比较从磁异常与从两个板块分离所推导的扩张率；实线为垂直于洋脊的扩张率；虚线为平行于扩张的方向[52]

麦肯齐和派克(1967)将北太平洋作为一个活动板块处理，并研究其对于包括北美和亚洲东北部分的稳定板块的位移，假定在白令海峡作刚体联系。活动板块的边界为：从加利福尼亚湾到阿拉斯加的北美海岸、阿留申群岛、堪察加、千岛、日本直到弗萨—马格纳(Fossa Magna）在一条闭合线之南结束，推测是大洋型的，但并未明确说明。这条线的两端是三重点的实例：三个岛弧起始于日本的一端，而圣安德列斯断层、东太平洋中隆和沿大陆直到巴拿马湾的中美海沟则从加利福尼亚一端开始。

麦肯齐和派克使用80个美国地震的初动方向，假定韦拉尤尼福门（Vela Uniform）地震台网所进行的测定全部可靠。仍旧需要解决方法中所固有的90°的不明确性，但在板块陆地边界的整个长度上，只有一个可能的方向以连续和系统的方式变化。

两位作者事实上对一端取帕克菲尔德（Parkfield）和旧金山之间的圣安德列斯断层的方向，而对另一端取1964年阿拉斯加科迪雅克（Kodiak）岛大地震的重复震动时的平均水平位移作为极限的条件。这些条件确定位于50°N，85°W的一个转动中心，并由此可以计算边界其它点的位移，而此位移可与80个地震的初动作比较。一致是明显的，而且所得到的运动相应于构造的需要：圣安德列斯阶梯断层的大美国系统，夏洛特皇后岛（加拿大）和费尔威吉尔（Fairweather）（阿拉斯加）都紧密地对应于走向滑动断层。从地震带改变方向的地方，阿拉斯加及其群岛以小角度（7°左右）掩冲太平洋。阿留申的曲率逐渐重新建立滑动运动。两位作者注意到海沟、安山岩火山和深源地震的重要性同时降低。这些现象与一个上冲有关的现象都在逼近勘察加的锐角弯曲处再次增加。

麦肯齐和派克的工作中明显的缺欠是，不管大西洋张开的影响，假定太平洋的边缘是不可形变的。这样一个缺点在任何区域解答中都是不可避免的。摩根的论文（1968）是有更大雄心的，因为他考虑将整个地球表面分成20个板块，板块的大小从太平洋或非洲的板块降到安的列斯、伊朗或甚至于在胡安——德富卡洋脊旁的一块小地区的板块。非洲岩块是由被看成主要走向滑动断层的亚速尔—直布罗陀隆起从欧洲岩块分开的。

一般地说，摩根所使用的边界条件并不是由地震的初动产生的，而是由横向断裂的方

向，和由洋脊的扩张率，或圣安德列斯断层的滑动率产生的。遗憾的是，对于完整地讨论20个板块位移的资料是不充分的。在其它的结果中，摩根象麦肯齐和派克那样，求得太平洋不再向新几内亚和菲律宾群岛运动，不像在大的古老断裂活动时它那样运动，但却向着阿留申群岛和日本运动。

§ 5　勒皮雄的综合

为了检验世界范围内漂移的适应性，勒皮雄（1968）减少所要考虑的板块数目，虽然供他使用的资料要比摩根的更多，而且假定膨胀是垂直于脊峰的*。图57的莫凯特投影表示他认为是活动的洋脊和他所使用的31个扩张率，即板块的分离速率之半。此值已知为0.1厘米/年而从1厘米/年变化到6厘米/年。图形还表示出异常5的位置，此位置相当于拉蒙特时标中的一千万年。南印度洋的符号是有点不肯定的。

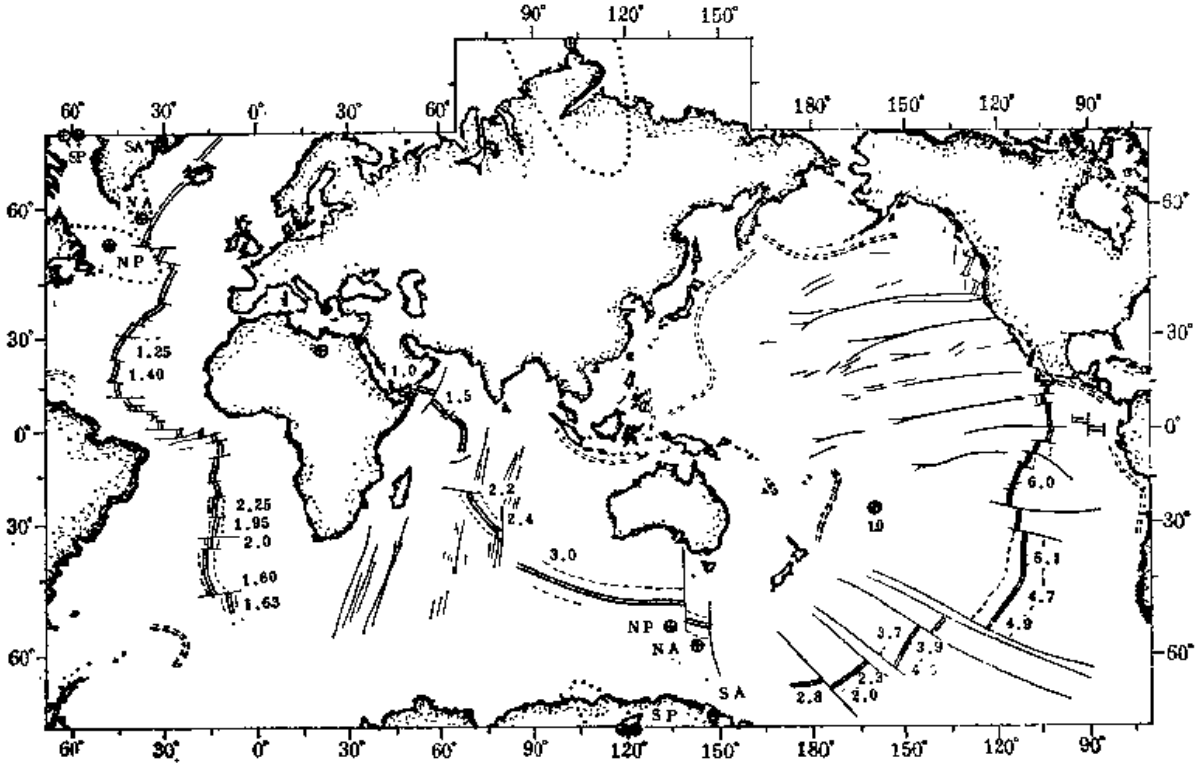


图57　虚线为异常5（一千万年），扩张率用厘米/年表示。

转动中心，根据扩张率确定的为⊗，根据断裂方向确定的为⊕，NA，北大西洋；SA，南大西洋；NP，北太平洋；SP，南太平洋；IO，印度洋；A，北极，绕中心的点线椭圆为点 $\delta = 1.25\ ^{\delta}$极小的位置，并表现出最小二平方法的收敛。绕IO的椭圆太小而不能表现出来[53]

可以用最小二平方法从表示垂直于洋脊的膨胀向量开始，或者从表示横向断裂的平行圆弧段开始，测定一个活动洋脊两侧的相对转动中心。勒皮雄用将莫凯特投影极移到相当于南太平洋洋脊转动中心SP或C_1，来检验两次测定的一致。在图58中，我们看到此洋脊及其横向

* 至少在这里使用的是出版前文稿，虽然还不是最后的论文。除开大西洋之外，任何情况都有相同的结果。

断裂如何变成平行于图形两轴的。

还可以证明，保持离开洋脊一段距离的任何带数字的异常都与投影中用作常数的离极角距离的正弦成比例。

应用于南大西洋洋脊的转动中心靠近于极C_1，而对此洋脊来说，上述性质保持近似真实。东太平洋的古老大断裂明显地属于一个不同的系统；然而，在异常5的地方垂直于它们是可以理解的，因为膨胀方向的变化正发生于这些异常出现的新时代。

用亚速尔以南的海底扩张确定中心SA不太好。勒皮雄对整个大西洋洋脊采用位于30°N和8°S之间的断裂确定2000公里距离的一个中心NA或C_2，是不能考虑南北美之间相对运动的。

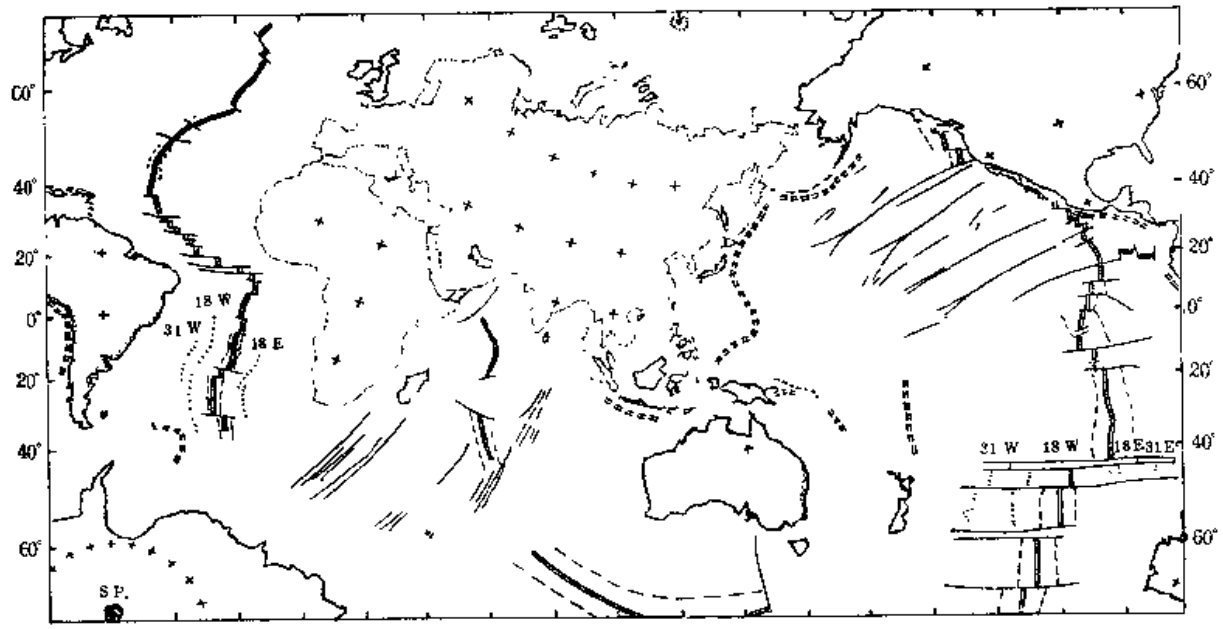


图58　将SP作为投影的极（69°S，123°E）5,10和31为异常[54]

虽然在大西洋转动中心和太平洋转动中心之间有一个粗略的一致，但北冰洋和印度洋却十分不同。勒皮雄认为它们的洋脊是联结大西洋脊和太平洋脊的倾斜开端。由于从亚速尔到勒拿河口只有少量资料，他假定北冰洋脊以1厘米/年的扩张率将欧亚大陆从格陵兰——美洲地块分开，但转动中心A或C_3是从非平行断裂不太好地测定出来的。

为了表示太平洋对于美洲的运动，勒皮雄将美洲海岸的复杂构造系统化为从加利福尼亚湾到阿留申弧分布的一系列洋脊和转换断层。虽然围绕胡安—德富卡洋脊的断裂带方向的分散性达到20°，但他仍从其中推导出一个转动中心NP或C_4（53°N，47°W）。此中心离麦肯齐和派克的中心超过2000公里，但十分接近于摩根的中心（53°N，53°W）。根据瓦因从扩张率（2.9厘米/年），或者从圣安德列斯断层的滑动〔汉密尔顿（Hamillon）和迈尔斯（Myers）于1966年估计为6厘米/年，根据罗斯那克（Rusnak）、费希尔（Fisher）和谢泼德（Shepard）于1964年从加利福尼亚湾的宽度得出从上中新世以来为300公里〕，求得近似于一致的转动速率值（图59）。

印度洋的扩张率和断裂仍旧是可利用的。在各地很少为人知道的断裂具有不同的方向，

主要是北北东到南南西。勒皮雄利用欧文大断裂和劳顿于1966年确定亚丁湾的几个断裂，虽然后来受到批评。在此方法中，对于印度洋的东北部分，对于南极洲的转动，求得中心 IO 或C_6；此中心很好地适应于卡勒斯伯格洋脊，但不再适用于罗德里格斯岛的南部。

从相应于洋脊上开端的五个转动中心C_1到C_6，可以用计算求出任何相邻板块的相对运动达6个。地震的地理分布为勒皮雄，提供选择欧亚、美洲、非洲、太平洋、印度洋和南极地块，如图60所示，此处不幸丢失北冰洋地区。已知扩张率的边界如双线所示。点线是勒皮雄希望并入的次要边界。

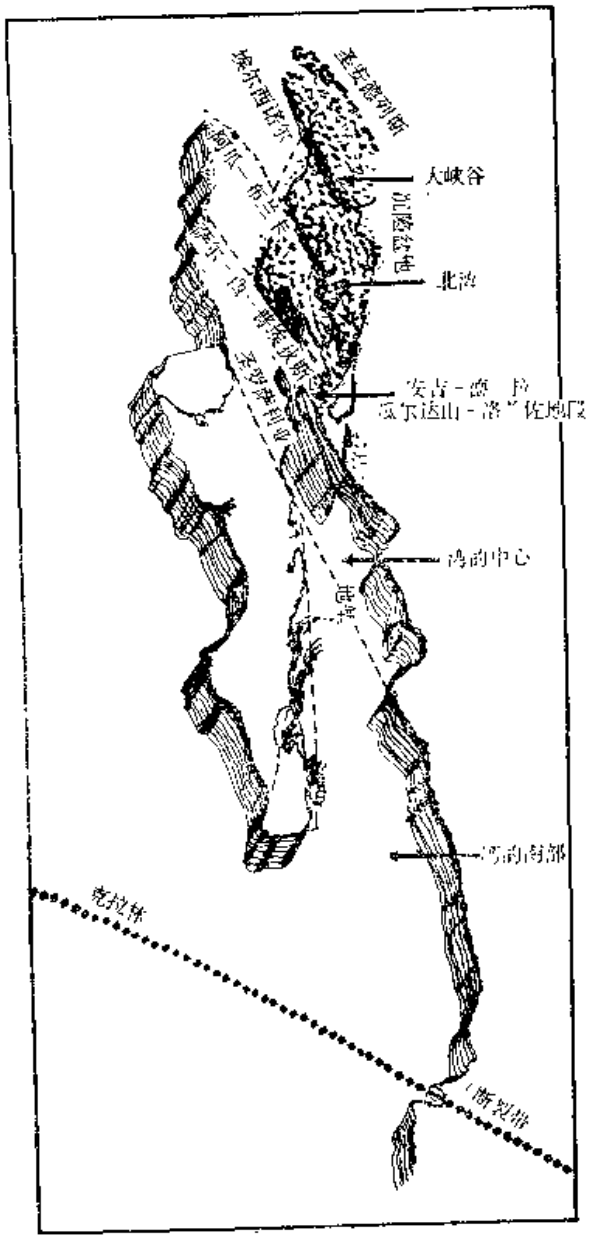


图59　下加利福尼亚地块图解[55]

实际上，模型容许以一种随着所包括转动数目的增加而降低的精度（印度和非洲地块之间多达4个），在边界的37个点上计算相邻板块之间的近代相对位移。我们将主要的结果总结如下：

对于印度洋洋脊的两支，确实求得一种伸张，但在西南支上扩张率仅为1厘米/年，而东南支为3厘米/年。

对于西太平洋岛弧区，发现扩张率以8或9厘米/年的速率缩短，而斐济群岛以北具有走向滑动运动，阿留申群岛以西为类似的较小运动（5—6厘米/年），从而与麦肯齐和派克的结果一致。经过一个更短的长度，南桑韦奇弧也表现出走向滑动运动所包围的压缩区，然而却是更小的（2—4厘米/年）。

智利海岸表现出扩张率以5—6厘米/年的速率的缩短运动。他们扩展到巴拿马陆万隆起，它似乎为一个已经填满的海沟（象类似于胡安—德富卡洋脊以东的海沟）并可能标示出东太平洋古老岛弧系统的位置。然而，隐伏海沟的这种近代压缩似乎并未很好地确立起来，因为遗漏了安的列斯弧和加拉帕戈斯带。

最后，在古代提特斯海位置处的阿尔卑斯褶皱地区相当于一个缩短率，它从亚速尔附近的2厘米/年增加到爪哇附近的6厘米/年，从而低于大洋海沟。

总地来说，此纯运动学模型无可否认地是成功的（勒皮雄认为，南北美洲的休戚相关是其主要缺点）。但不能以此模型暗示大洋洋脊能确定整个地球的构造。褶皱地区时常是早于洋脊的，而其位置可能影响了洋脊的位置。

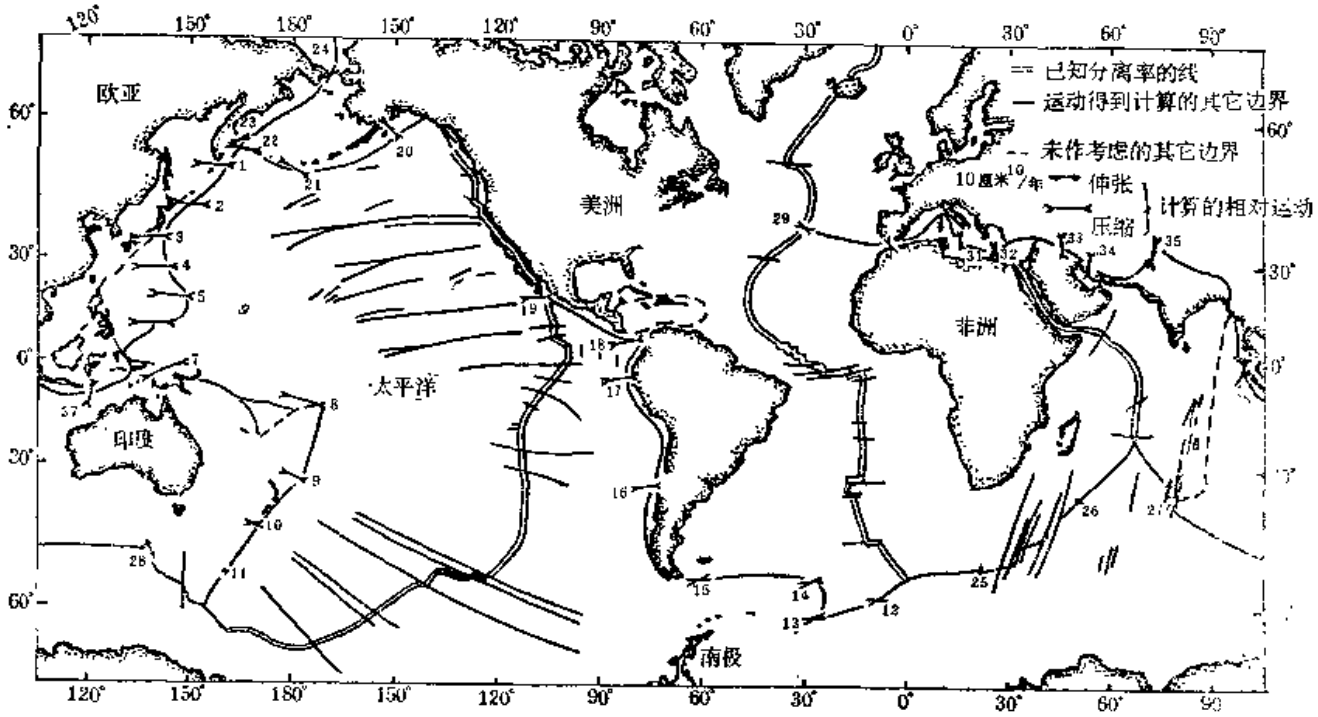


图60　计算中使用的六大板块的边界，指出压缩或滑动超过约 2 厘米/年的边界引起大多数的地球地震活动性[56]

§6　古海底扩张

从横向断裂带的形态来判断，刚体板块假说似乎已经能够应用于久远的过去。在原理上，假说承认通过活动板块将洋脊任何一侧放到两个适当编号的曲线一起，重建大陆及其邻近各盆地，当它们是在一个特定异常的发射时候。如果时代是已知的，这自然是有很大意义的。勒皮雄的时标，在假定扩张率的间断上不同于拉蒙特时标，前面已经阐述过（第四章）。

图61表示出，在异常 5 的时间上，即在中新世末，大陆对于任意固定的南极洲的位置。从那个时期以来，提特斯已经封闭达200到500公里的数量级。

和对待异常 5 一样，可以将同一方法应用于年龄六千万年（古新世）的异常31。这样一种推断未免有点卤莽，因为此异常并没有在各处都识别出来。我们将把自己局限于和大西洋有关的最小推测的结果（图62）。

将31条相应曲线放到一起，实际上就相当于压缩现在的洋脊面，使两侧的盆地接触。正如摩根已经指出的那样，这样得到的可能与较早位移线有关的断裂线极大地不同于现代的断裂线。这可能反映出扩张方式的变化。这些古老的线很好地对应于已知的地形形态：福克兰（Falklands）高原的北缘和其后的断层带，沃尔维斯和里奥格朗德隆起之北的悬崖，位于西以东的特里尼达德岛所在的隆起，几内亚隆起和凯尔文海山链。

中新世时期难于说明从古新世起的一个平均扩张率，但对于从大西洋开张记年的较早扩张却能够做到这一点。然而，为了达到北大西洋于此时刻的状态，勒皮雄并没有在布拉德所

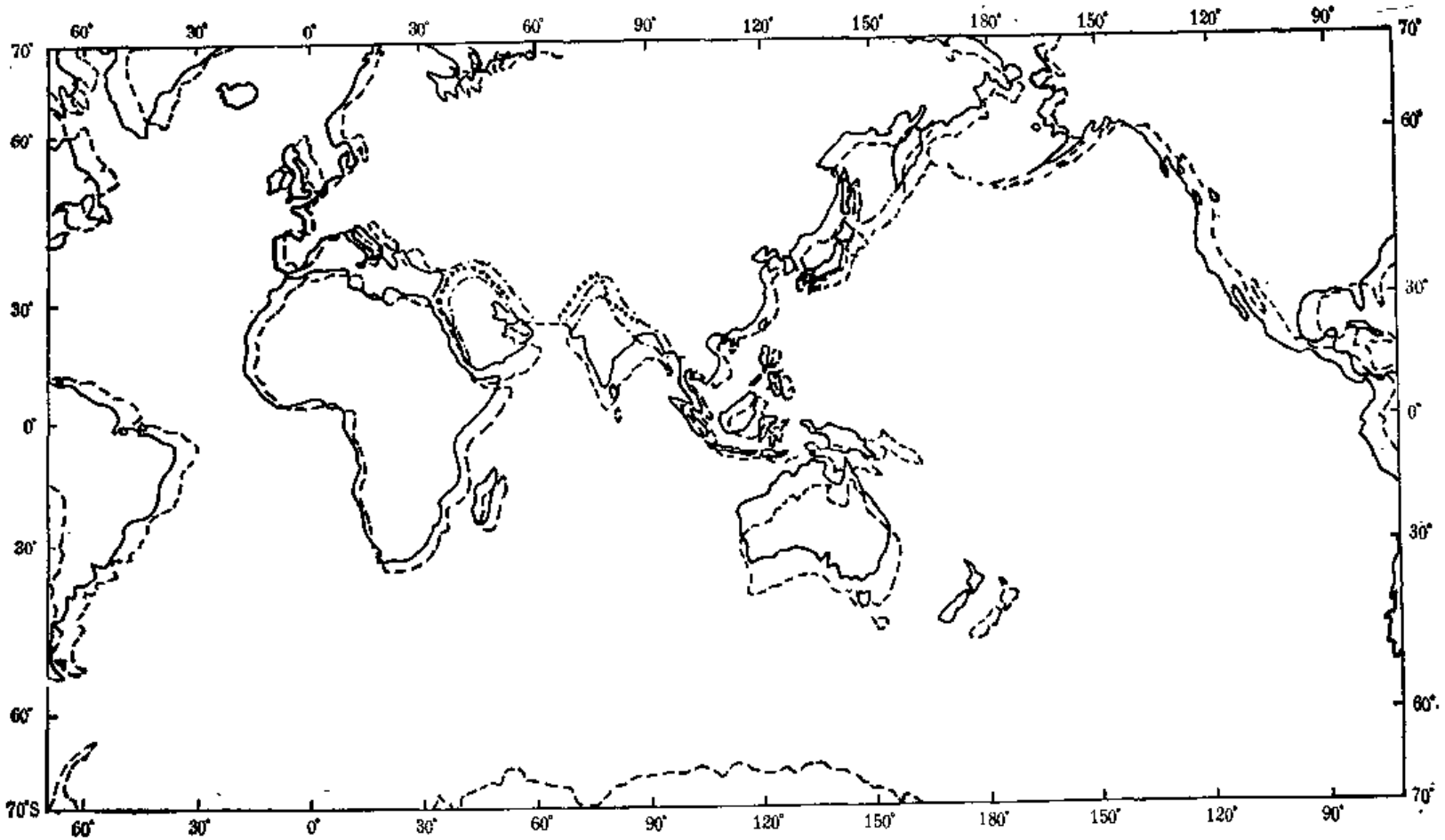


图61　虚线为在异常5的时间上（～一千万年），大陆对于南极的位置；实线为现在的位置。

使用的500浔等值线上固定重合。他使用更对称于洋脊的磁静带(第二章)，虽然还不够充分。不象海茨勒和海斯 (Hayes) 那样，将这些带看成为长期没有转向的三叠纪或二叠纪的扩张地区。勒皮雄将它们看成在下白垩纪平静下来的大陆边缘。在他的观点中，积极的扩张从此时开始。但大洋地壳建造，在别洛乌索夫(Beloussov)的术语中就是“大洋化”，发生了吗？

如果假定中生代扩张发生于一亿二千万年前，结束于七千万年前，如图62所描绘的情况，则能找出这里特定的中生代扩张率。它们表示出在赤道上的一个间断，而勒皮雄将它归结为安的列斯的新生。应该回想起南北美在模型中形成单一的地块。在古新世期间，由于拉布拉多海中脊的推进，可能已经使欧洲和非洲之间的空隙封闭。此运动也与假定格陵兰已经从北美分开的图62相矛盾。勒皮雄注意到南大西洋洋脊并不在图形的中间。他假设脊峰在中生代开始时向东偏移；此点仍旧是隐晦的。

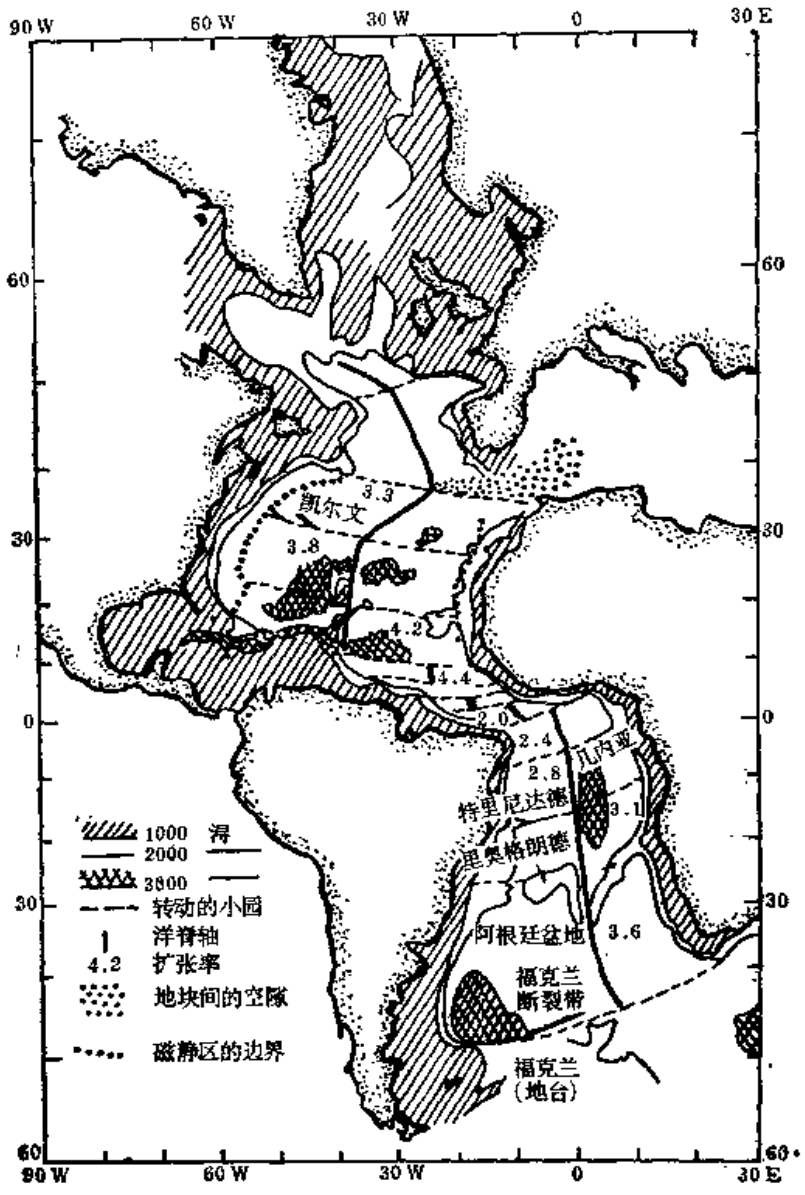


图62　在异常31时间上的大西洋。虚线表示巨大中生代断裂的可能位置，它是假定前新生代漂移等价于两个美洲在—120与—70百万年间以平均变率所作的简单转动而得到的，没有绘出加勒比海和墨西哥湾的测深结果，主要地形形态的趋势与转动所给的方向充分符合[58]

根据刚体地块假说，对于在遥远时期的这种重建没有提出更多的严格要求，必须认识到，他们在留下磁证据的那些地质时期内，至少提供出一个好似有理的大陆漂移的图案。

49. Runcorn, 1965.
50. Hurley et al.,1967.
51. Bullard et al.,1965.
52. Morgan, 1968.
53. Le Pichon, 1968.
54. Le Pichon, 1968.
55. Rusnak, Fisher and Shepard; 1964, Marine Geology of the Gulf of California, Van Andel, Shor, Ed.; Am.Assoc.of Petroleum Geologists.
56. Le Pichon, 1968.
57. Le Pichon, 1968.
58. Le Pichon, 1968.

第 6 章　地震折射和重力的大洋地壳的研究

§ 1　地震折射·地壳构造

没有地壳构造和下伏地幔的知识，就不能理解海底扩张现象。最近几年内进行的大量地震剖面，已经极大地改变了二十多年前研究近震所得的情景。那时，将大陆地壳设想成由地震波平均速度明确表示的一系列地质层。在高度变化的沉积层下面识别出一个所谓的花岗岩质层，它由可疑的康拉德（Conrad）间断与称为玄武岩质的或辉长岩质的下一层分开。地壳是由莫霍罗维其奇（Mohorovičić）间断或莫霍面与上地幔分开的，而认为上地幔是由富于橄榄石（Mg、Fe）$_2SO_4$的橄榄岩所组成的。在莫霍面之下，P 波的速度为8.1公里/秒，下面随深度增加。

所有这些几乎只不过是一个粗的轮廓。层的边界（即便是莫霍面）很少是很明确的，而在任何情况下，既不是平而，也不是水平的。速度在层中变化。最后，它们并不随深度作常数增加，因为似乎确定在地幔中存在着一个“低速层”（或者甚至可能有两个这种层）（第八章）。遗憾的是，地震速度并没有提供岩石性质的任何确切征兆；尽管岩石成分有重大变化，它们仍大多保持不变，在例外的情况中，在岩石学上很不相同的岩石却保持相同的数值。

特别有意义的是极值为10公里和70公里的莫霍面深度的地理变化，以及此面以下地震速度的变化。在美国中部已经发现达8.5公里/秒的P波速度。更重要的是，具有低速度（7.8公里/秒以下）的地幔，已经在假定东太平洋古脊峰所在的落矶山脉（Rockies）之东发现。这种低到 7.3 公里/秒的异常地幔已由特赖格瓦森（Tryggvason）于1964 年在冰岛下面发现，是于1956，1958和1960年〔拉布罗斯特（Labrouste）等，1968〕在阿尔卑斯试验期间，在伊夫雷亚（Ivrea）地带及一些其它构造类似地区下面 8 公里深度处发现。

尤因约在1935年开始的大洋地震勘探比大陆上的容易一些，其进展也更迅速。如果排除形成一个相对小地区的脊峰、海沟和大陆架，则结果是十分合理的。首先在厚度变化处发现未固结沉积，这是用测深仪作连续剖面的研究结果，其中P 波速度从水中声速(1.5公里/秒)开始，并随沉积的致密程度而增加，但保持在 2 公里/秒的数量级。在沉积下面出现“基底”，时常称为“层 2”，其厚度约 2 公里，而速度为 4—6 公里/秒。它可能是不均匀的，主要由并入固结沉积并为较高速度物质覆盖而仍未识别出来的侵入岩和火山流组成。大量玄武质岩石的拖网取样和熔岩流照相支持此种解释。还可回想起在大洋底下数百米处莫霍试验钻遇到玄武岩。

在这两层的下面，即在海平面以下 6 — 8 公里，结果变得明显地均匀。在所有大洋内都

---

* 原文将地壳（Crust）误写为脊峰（Crest）——译者

发现称为“大洋层”或“层3”的一个平均速度为6.7±0.3公里/秒的层。约在10—12公里的深度上，在横过大洋莫霍面时，速度升高到8.1±0.3公里/秒，这就是在大得多和有更多变化的深度的大陆莫霍面之下发现的数值。尽管如此，似乎已经用垂直于海岸的一些剖面确定了两个莫霍面的连续性（图63）。

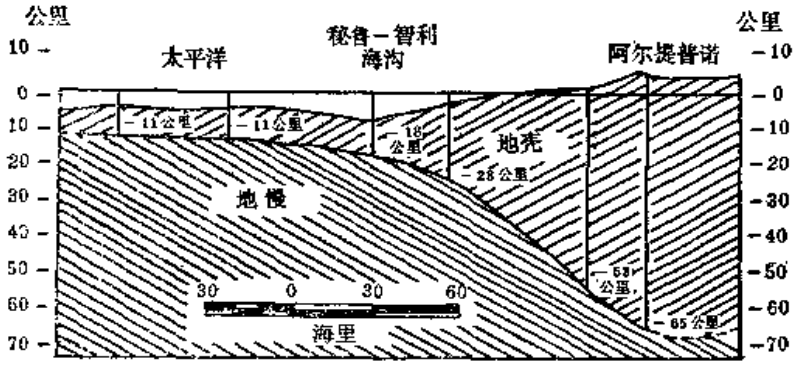


图63　安第斯山外大陆边缘的剖面，大陆的资料取自华盛顿卡涅基研究所，大洋的资料取自斯克利普斯研究所[59]

§2　洋脊的地震研究

在评述一般结果之后，我们能够进行洋脊的研究。图64表示拉蒙特观测站的折射剖面（勒皮雄1966）。它们涉及冰岛以南、亚速尔、赤道，而在数量上作适当的统计是不够充分的。作者认为，测深并不总是良好的，但剖面的连续性和在两个方面上进行激发的事实，使得尚能作出有关构造的测定。

在图中，3.5公里等深线所包围的区域为轴带。此处地壳下波速约为7.3公里/秒，实际上从7.1到7.6公里/秒之间变化，即存在着异常地幔。在3.5公里和5公里的大洋深度之间（从3.9公里向下无例外），观测到8.1公里/秒左右的正常速度。

脊峰下异常地幔的存在是一般性的结果，具有其地震构造的特征。精度较差的某些地震面波（乐甫波）的研究证明，在P波速度下降的同时，S波速度也同样下降。

如果在P波速度降到7.9公里/秒以下时，认为地幔是异常的，则此种性质的显着实例可发现于东太平洋隆起（7.5公里/秒）。卡勒斯伯格洋脊（7.8）、红海的中央海沟（7.1）、加利福尼亚湾（7.9），以及在拉布拉多海消失的洋脊下面。也在象日本（7.7；向上地幔委员会的报告，1967）或新赫布里底（7.4；杜波依斯，1966）那样的岛弧之下发现，并且甚至于也在现时构造十分不同于洋脊和岛弧，但可以设想有一个较老伸张的地区内发现，例如西地中海的一部分〔(7.7)；克诺普夫(Knopoff)1967〕或爱尔兰海（7.4；马修斯和劳顿，苏黎世通信，1967）。

库克（Cook）（1962）指出，由古登堡（Gutenberg）对P波速度作为上地幔中深度函数而导出的实际线性曲线，如果作外推，则将得出7.4公里/秒的速度（图65）。这样，异常地幔就相当于低速层下物质的流入而无变异。但从岩石学的观点来看，未免过于简单了。

图66（勒皮雄，1966）列出四张大西洋剖面和1956年雷特（Raitt）从东太平洋隆起获得而由梅纳德于1960年复制的一张剖面。在剖面V10中，可注意到脊峰附近正常地幔的两种观测。惠特马歇（Whitmarsh）（1968）评论过这些高值和与高值相象的其它值都相当于垂直洋脊轴的地震剖面（或者在一种情况下，垂直于亚丁湾的轴）。他认为它们是在地幔中速度增加时离轴很大距离上减小的显著各向异性的结果。我们不久将会看到赫斯（1962）提出这种各向异性的证据。应该说，在另一方面，于异常地幔的一个点上发现6.8公里/秒的速度，这说明应谨慎进行这些解释。

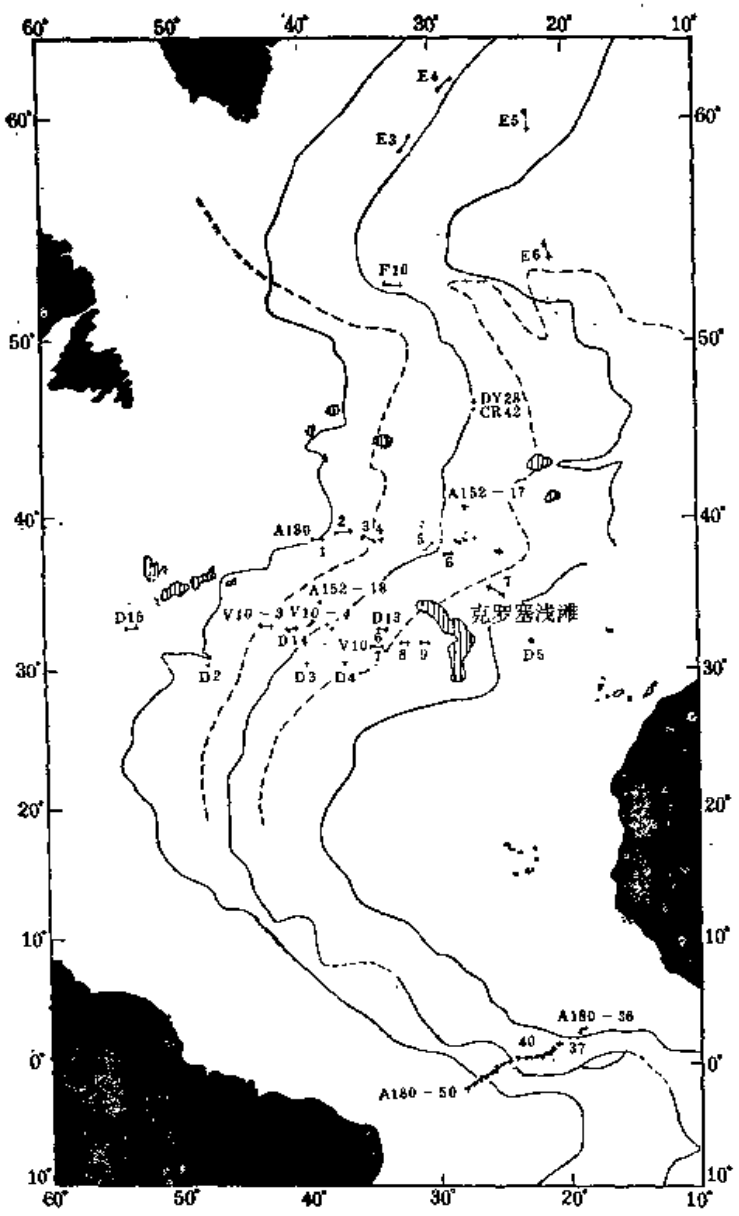


图64　拉蒙特地质观测站进行地震折射测深的位置。实线为洋脊的轴和边缘；虚线为轴向地震带的大致极限[60]

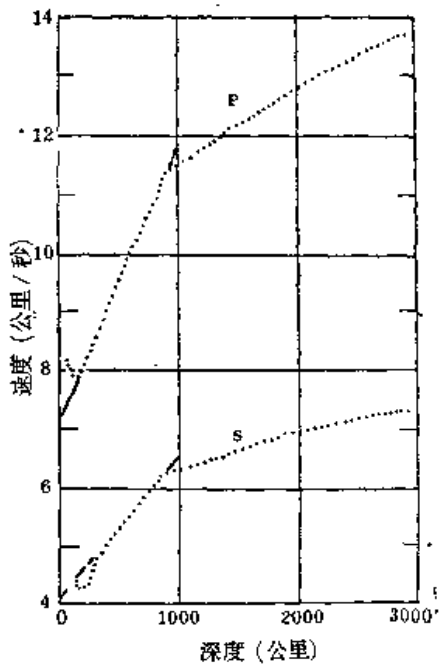


图65　根据古登堡P波和S波在地幔中的速度，外推到地表[61]

还将看到“大洋层”在前三张剖面中的轴部地区突然消失。在雷克金斯洋脊上的三次地震勘探，包括相当远离脊峰的一次勘探，也同样缺失此层（图64和图67）。相反，“基底”总是存在于大西洋剖面中，从脊峰到深海平原，都具有相同的起伏，但在轴部地区有较大的厚度和速度（勒皮雄等，1965）。

尽管基底略微加厚，而地壳在轴部地区却变得更薄。这与通常的均衡概念相反，所有起伏都要靠莫霍的根来补偿，并且也不同于纯火山隆起上所发生的情况。

在最狭窄部分切过大西洋洋脊并正好在横向断裂以北的赤道剖面与特殊的东太平洋剖面不同。大洋层在脊峰下面并没有消失；它保持在太平洋洋脊下面约4公里处，在盆地下面保持5公里。基底厚度和速度与翼部值没有明显的不同。地壳是正常的大洋地壳，但略微拱起。

时常有人主张，洋脊是从没有中央裂谷而在脊峰带内具有低起伏的太平洋型向大西洋型的演化。范安德和鲍温（1968）指出，沿整个大西洋洋脊发现破碎的起伏和沉积填充的裂谷，因而，它们的特性必然从开始就保持相同。洋脊差异的发生至少部分是由于扩张率的不

同。引自梅纳德（1967b）的表Ⅰ．表示出它与起伏和基底厚度的关系。应该指出，没有考虑地壳的总厚度。

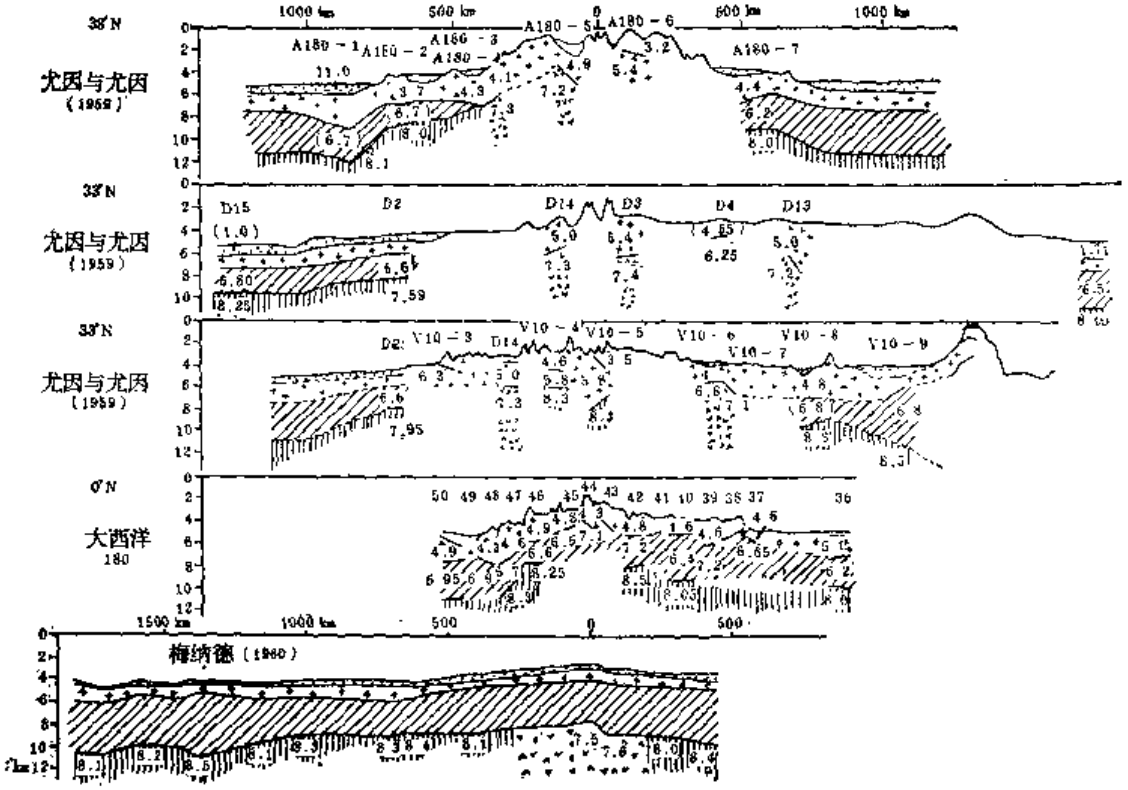


图66　横过大西洋中脊（上面四条）和东太平洋隆起（下面）的地壳剖面。点为未固结沉积；叉为基底；斜纹为大洋层；垂直纹为正常地幔[62]

表　Ⅰ

地区或洋脊	半扩张率 厘米/年	中央裂谷	脊峰带中的 两翼起伏	基底的平均 厚度，公里	熔岩的产生 立方公里/公里·百万年
冰岛	0.3—1.0	是	山脉	3.5	25
大西洋					
30°到40°N	1.0	是	山脉	2.9	29
红海	1.0	是		3.3	33
雷克金斯	1.0	否	山脉	3.3	33
高尔达（峰）	1.0	是	山脉		
卡勒斯伯格	1.5	是	山脉		
南大西洋	1.5	是	山脉		
胡安一德富卡	2.9	否	丘陵	1.5	
高尔达（翼）	3.0		丘陵	1.0	30
东太平洋50°S	4.5	否	丘陵	1.0	45

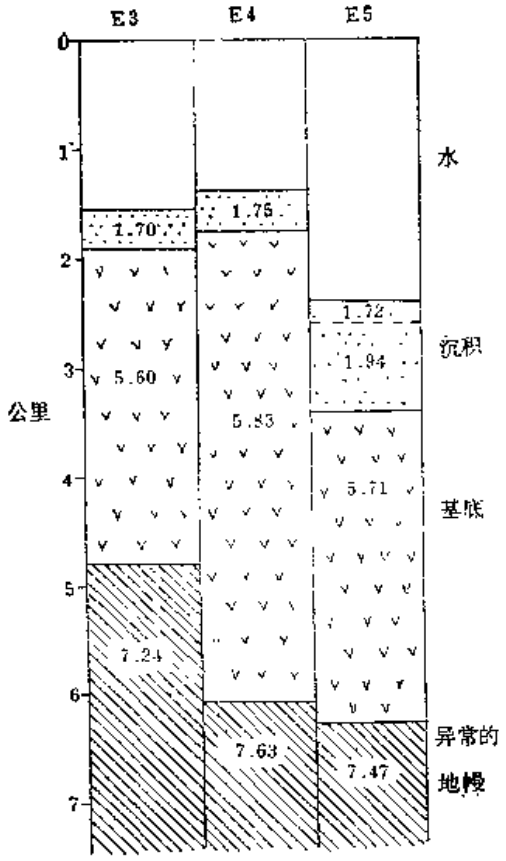


图67　尤因与尤因（1959）所作与雷克金斯洋脊有关的三条折射剖面的结果（图64中最北面的）

达1厘米/年的变率与一个厚基底和一个中央裂谷有联系（除开雷克金斯洋脊），而在2.9厘米/年以上时，基底是薄的。由此，按照基底厚度和扩张率进行计算（略掉沉积或大洋层中所发生的情况）的洋脊每公里的熔岩生产率并没有很大变化。所有洋脊产生的熔岩总计5—6公里^3/年，而从地球起源开始1.8公里^3/年就足以能产生大陆的体积。最后，低变率引起强烈的起伏，可能是由于它们有较多的时间容许火山活动和正断层形成。

梅纳德在洋脊有相对平滑的脊峰、中翼具有多山带而外翼再度平滑的南太平洋检验过这些概念。现在这里的扩张率已经改变，这三个值分别为4，1.5和4厘米/年。

§3　火成岩的采样

我们已经谨慎地识别大洋层。假定基底是基性火成岩占优势的。在大洋或大陆的上地幔中，可以出现有无辉石的橄榄岩存在。最后根据赫斯（1962），具有P波速度在6.0—6.9公里/秒之间的大洋层可能从蛇纹岩化约70%的地幔橄榄岩中产生，此百分比相应于6.7公里/秒的平均P波速度。另一方面，卡恩（Cann）（1968）将岩石看成基底玄武岩变质得出的闪石（第九章）。

对于这两个假说来讲，采样不是很有总结性的。除开冰山搬运来的一些古怪的岩石之外，在洋脊上采集的岩石是基性的或超基性的，有些含水或变质的。大多为水下火山作用产生的，时常作囊状或部分象玻璃的玄武岩。有些是新鲜的，但其它是交替的，特别是热液交替的。许多样品表现出突然受到冷却（枕状熔岩）。深度大于约1公里的这些玄武岩具有的特性是，碱性小于可能属于交变磁异常的群岛或海山的橄榄玄武岩，至少在新鲜时热液变化使磁性氧化物分解。

依据卡恩的想法，已经从大西洋裂谷东翼采得基性岩石与变质成绿片岩相的玄武质凝灰岩（范安德尔和鲍温，1968）。

然而，除开辉长岩和角砾岩之外，已经从主要横向断裂与中央裂谷的正断层发现挤压变质而有些蛇纹岩化的橄榄岩。位于大西洋洋脊上，正在赤道查茵断裂之北的圣保罗礁是由蛇纹岩化的纯橄榄岩组成。汤加海沟靠岸侧翼上的一次深部拖网（9400米—9700米）〔费希尔和恩格尔（Engel），1968〕取得10公斤的玄武岩和27公斤的纯橄榄岩，其中有10公斤表现出蛇纹岩化的不同变化。这似乎有利于赫斯的假设。

在大西洋洋脊上取砂样（福克斯和希普，1965）同样不能作出结论。在洋脊上通常只发现几米的砂，有时带有海洋成分（有孔虫鉴定），并总有拉斑玄武岩的分解矿物，有时由火山

玻璃相伴生（图68）。具有大量断裂的赤道地区对于分别从橄榄岩和辉石中取得含水物质、蛇纹岩和纤闪石的比例是值得注意的。但闪石是丰富的。

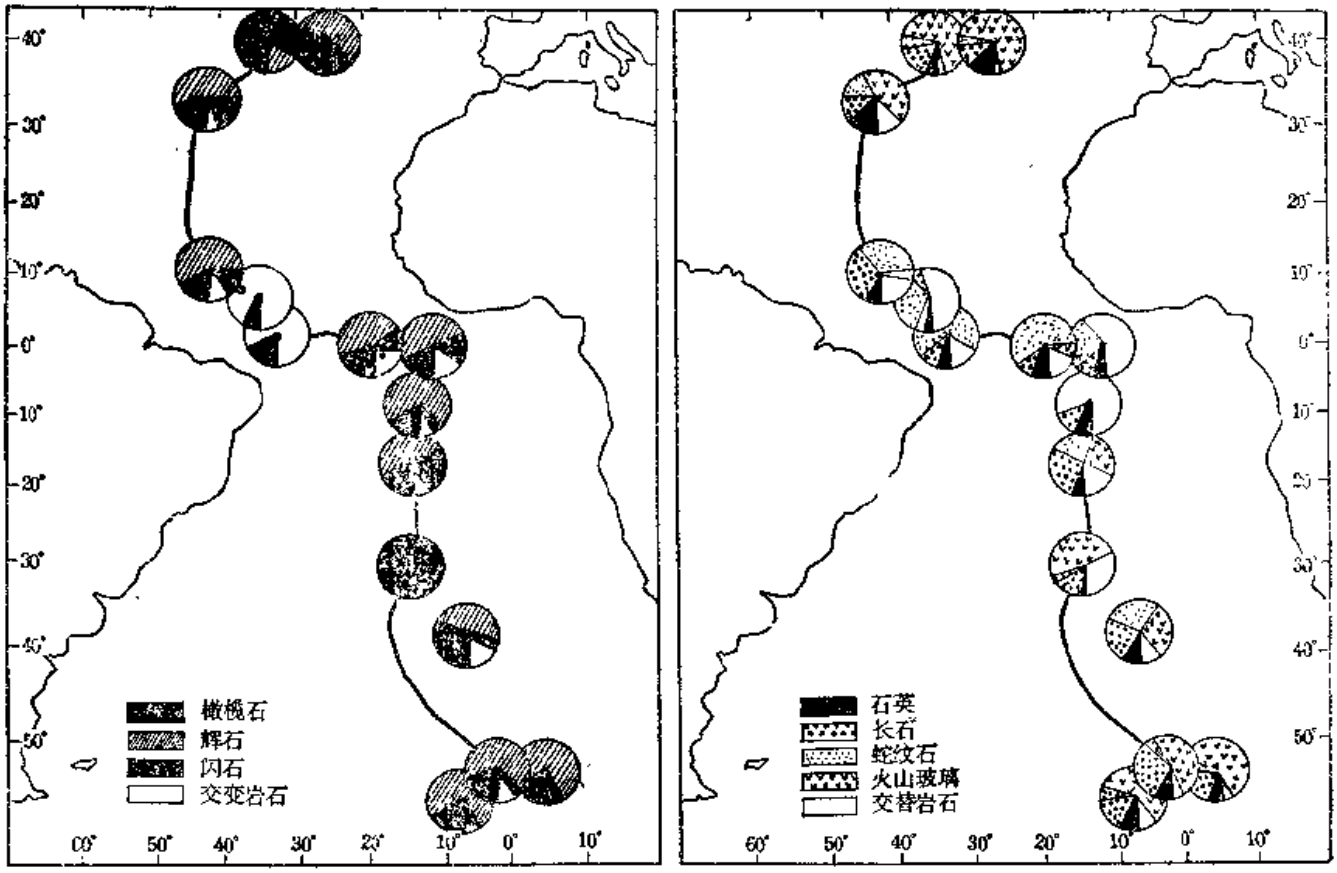


图68　所采集砂样的矿物成分，左—重矿物；右—轻矿物，去掉少于300个颗粒重矿物的样品[63]

总之，一方面含水超基性岩和另一方面闪石无疑都是丰富的，但在断裂中或在海沟中所能看到的并不能充分地说明它们在或多或少均匀和连续的层中存在。我们将继续追随赫斯假说，虽然大洋层是从较其70%蛇纹岩化更为复杂的结合中产生的，而只有钻探才能够澄清这个事实。

§4　由海底扩张而来的横向断裂与地震各向异性

地震研究已经证明，横向断裂相当于大洋层厚度的径向变化（图69），它将排除垂直落差假说，如果这是需要的话。但是，他们所揭示的运动延展很深，曾经在大洋上地幔中观测到地震波传播的十分奇特的各向异性。

地震各向异性通常是一种局部现象，更时常是宏观片岩性而不是颗粒的优先定向的结果。然而，赫斯（1964）指出，橄榄石已经由流或形变定向〔在带状纯橄榄岩中，橄榄石的（010）平面是最好劈裂的平面，面且最可能滑动〕。现在，P波速度从（010）平面的7.7公里/秒变化到（100）平面的9.9公里/秒。

赫斯采用雷特在美国附近，在东西门多西诺断裂几度范围内相应于14条折射剖面的莫霍面下面的速度。图70表示出，在传播平行于断裂时有一个突出的极大，而在它平行于磁异常

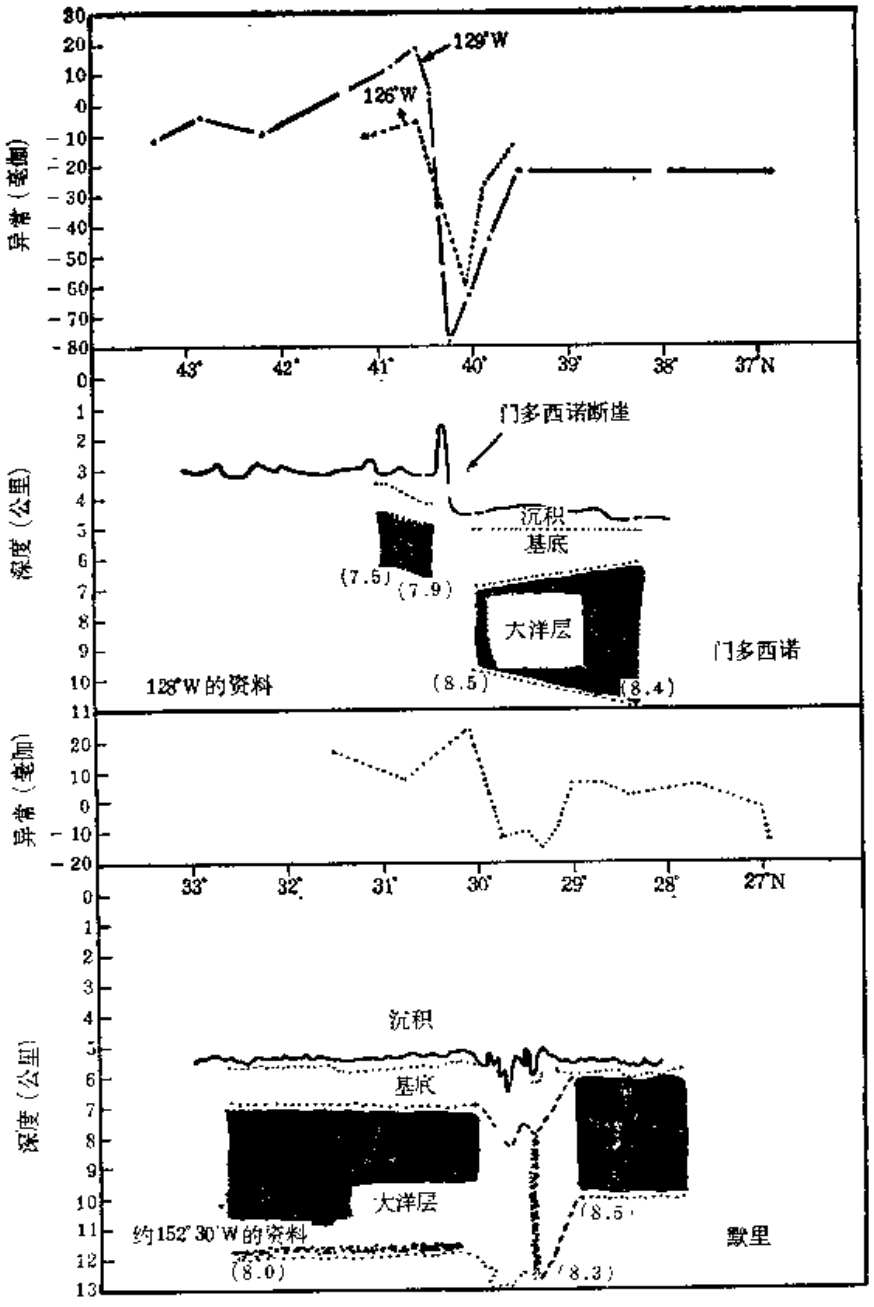


图69 门多西诺与默里断裂带的重力异常（自由空间）和构造[64]

时有一个极小。由于利用夏威夷附近，正在莫洛凯断裂之北，肖尔（Shor）的七条剖面使图形增大。

在图70中已经不考虑8.0公里/秒以下的速度。然而在同样意义上在高尔达洋脊附近的异常地幔中发生各向异性。

此外，圣保罗礁橄榄辉石橄榄岩的试验已经证明，大多数颗粒都在极小指标方向，从而极大的地震速度垂直于岩石曾经沿着形变的平面中定向。

最后，杉村和上田（1966）认为同一个各向异性对深源地震的初动有直接影响。

这些观测清楚地表示出，海底扩张并不局限于基底，或甚至于大洋层，而还包括上地幔。

§5 洋脊与地堑的重力研究

重力测量（沃泽尔，1965；朗科恩集中的哈里森，1967）提供不同类型的资料。它们不同于地震剖面，不能给出层状构造的直接资料，但它们对于水平变化是敏感的，例如从一个洋盆经过到一个洋脊或海沟。

文宁·迈乃兹从1923年起首次在海底作重力观测。现在能从海面的船上很方便地取得连续剖面，而且不久就将能采用航空重力仪。好象从1935年就已经清楚了：均衡平衡遍及整个大洋，甚致在大洋和大陆之间，主要的例外是文宁·迈乃兹本人发现的沿着岛弧的巨大负异常。地震研究表明，此种平衡相当好地对应于整个艾里（Airy）的均衡方案，其中高地为莫霍面洼陷上的岩浆压力所补偿。

根据哈里森，一个正常大洋地区的平均特性，正如表Ⅱ中所列。

表 II

层	厚度（公里）	P波速度（公里/秒）	密度（克/立方厘米）
水	4.50	1.5	1.03
沉积	0.45	2	1.93
基底	1.75	5	2.55
大洋层	4.70	6.7	2.95
上地幔		8.1	3.40

密度，除开第一项，仅在约10%范围内是已知的。

为了研究特殊的构造，取地震方法所得的一个剖面作为起始点，并使用经验的对比关系〔伯奇（Birch）；内夫(Nafe)与德雷克；伍拉德(Woolard)等〕，给P波速度指定一个密度值。在各种二维模型的重力计算和观测的结果之间作比较，容许在地震测深之间内插，或者有时在深度上作外推，虽然这是比较危险的。

文宁·迈乃兹已经注意到，大西洋中脊象大洋盆地一样，大体上是均衡补偿的。因而从海上测量所计算的“自由空间异常”在洋脊上是小的（相反，沃尔维斯和里奥格朗德隆起具有强烈的正异常）。这些自由空间异常直接取决于海底起伏。为了将此关系减到最低限度，并易于研究深部构造的密度，地球物理学家使用另一种异常，即‘布格异常’（例如，大体上假定组成起伏的岩石具有2.6或2.7克/厘米^{3}的恒定密度，然后计算用此密度的岩石来代替水层的效应）。图71表示出大西洋中脊在 30°N 的一个剖面的结果。横过它的布格异常具有一个显著的极小值，正如所期望的那样，证明在洋脊下面有比两侧盆地下面轻的物质存在。

在1961年的一篇文章中，塔尔瓦尼、希曾和沃泽尔对于这些补偿物质的性质考虑了三种假说：地壳基础上的投影、基底上的投影以及两侧盆地下的轻微侵入。他们的模型假定异常地幔在整个洋脊的下面。现在已知两翼下伏着正常地幔，这就破坏了所取得的一致。为了恢复它，塔尔瓦尼等（1965）假定（图72）异常地幔确实存在于两翼之下，但以一种楔形体隐伏于正常地幔之中，象所有低速层那样，此楔形体不能由地震折射测出。

东太平洋隆起的资料，虽然不够完整，却是并不反对同样楔形体的存在，可能在剖面中受到大洋边缘的限制，洋脊在此处沿着美洲的大陆边缘。

在原则上应从上述考虑中排除许多部分受到横向断裂强烈干扰的洋脊。正如1965年流星号考察罗曼歇海沟所证实的那样，均衡平衡在这里不再有任何问题，然而，在东太平洋古大断裂带附近可以得到近似的均衡平衡，如果从德林哥（Dehlinger）等（1967）于高尔达洋脊开始研究全长 450 公里的门多西诺的情况来判断。雷特已经于1963年证明在此地区内异常地幔的存在。断裂在北面 3 公里的深度上将一个高原和向南下降至 4 —5 公里的一个平缓的倾斜分离开。自由空间异常（几十个毫伽）大体上相当于一个均衡补偿板的边缘效应，而不相当于一个均匀介质中的悬崖。在表示北面于戈尔达洋脊之下速度是很异常的同时，一个完整的计算使得在南部地区内给地幔分配一个高速度。密度差似乎从 6 %降到所研究地区内悬崖本身趋于消失的西部极限的 1 %。将会有趣地看到，如果此密度差的逐渐下降，在这里也能够重新解释成异常地幔楔形体的变薄。

我们现在离开洋脊，将注意力转向例如非洲大湖或贝加尔湖那样横过高原的大陆裂缝，

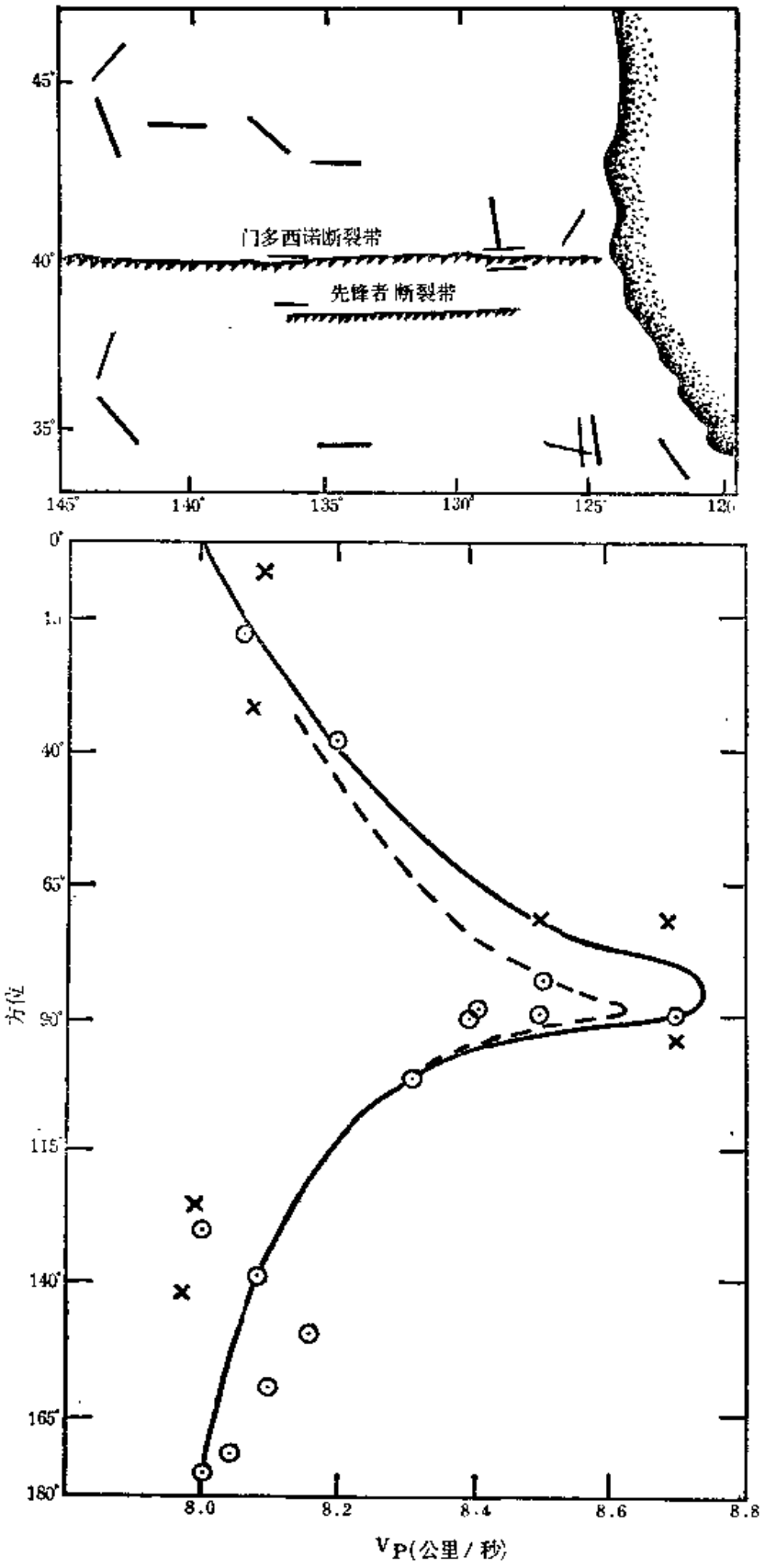


图70　上图—雷特的折射剖面的位置，下图—作为方位函数的P波速度，圆圈和点线与门多西诺有关；叉与默里有关；连续曲线表示按地区的联合[63]

总而言之，转向看到洋脊建造中第一阶段的构造。这些断裂表现出没有两翼的异常，它可以图解解释成两个正断层（或两个断层系）之间一个棱柱的沉没。在很多讨论之后才达到此观点的一致。棱柱均衡地受到其下部边缘上岩浆压力的支持（图73）。

例如，根据格德勒(1968)，在地堑之后扩展的第二阶段相当于地壳以对构造成斜角的破裂。红海、亚丁湾或加利福尼亚湾都是此情况的实例。

在红海，一个强烈正布格异常在轴部海沟上的存在(图20)，正如测线磁异常的存在，给出致密玄武岩升起于流体静力水平面，从而获得均衡平衡的证据。阿伦和皮萨米（Pisami）（1966）已经完成了格德勒的这些较老的结果。布格异常与轴谷重合。在轴谷最充分发展的地方，异常上升到150毫伽。磁异常在23°N附近消失，但布格异常几乎一直到亚喀巴（Aqaba）湾都保持正值，在2000米水深处，它降到—100毫伽。

亚丁湾（劳顿的研究）具有十分相似却不相同的构造（格德勒1968）。在红海，轴部侵入两侧的地壳是大陆性质的，亚丁湾全部为大洋地壳。格德勒认为，发生于亚丁湾的分离可能为红海变率的三倍；这可能遗留下非洲的畸变，如果将阿拉伯认为是一个刚性板块的话(图74)。然而，地质学家认为这样一种简化是可疑的。尤其是杜伯特里特(Dub-

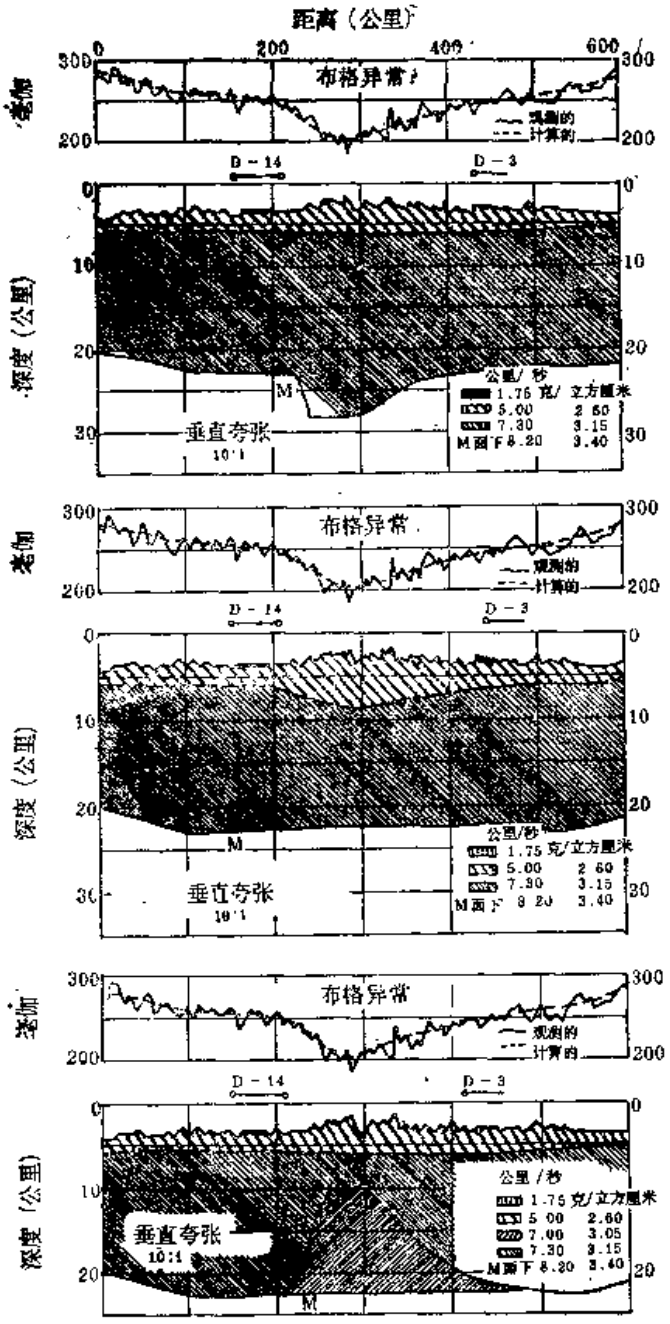


图71　大西洋中脊在30°N附近符合重力资料的三种地壳模型[68]

ertret）于1967年坚持在死海裂缝中观测到有关构造的巨大年龄和复杂性。

哈里森和马瑟（Mathur）于1964年发现加利福尼亚湾轴上与一个深裂谷有关的100毫伽的布格异常，并将它解释成一条致密地壳的条带。

总之，应考虑将三个连续延展构造看成什么；布格异常中的一个极小相当于几十公里宽的大陆地堑的下陷；其次，在红海阶段上，由于随地壳破裂的侵入而出现一个轴部极大；最后，在大洋脊阶段中又出现一个布格异常低，此时很宽，可归因于异常地幔，但轴谷上的重力高，尽管侵入现象还持续，已似非而是地消失。

§6　大陆边缘·海沟的全面研究

我们除知道大陆边缘外，又得到了重力异常的知识（它存在于海岸两侧，即使实现均衡平衡）。图75表示这样与可进行的地震测深能够达到一种满意的一致。在所研究的全部情况中，莫霍面离开大陆（或主要的大洋岛屿）最初迅速上升，在垂直于海岸100公里的距离上，具有在20公里左右的变化，斜率在1000浔等深线附近最陡。然后莫霍面向大洋深部升起，越来越缓慢。

现在最好使用重力资料来澄清第一章中所引入的海沟问题。希曾（在朗科恩集中，1967）将它们分成三个范畴：包围边缘海的岛弧与海沟；邻界大陆的较直的海沟（秘鲁、中美、汤加）；最后，安的列斯山和南桑韦奇群岛的发针状弧。然而，最后一类并不仅是水平位移地区的延伸或岛弧两端所引起的转换断层。例如，在第五章中已经看到，当逼近西端时，在阿留申群岛中上冲断层是如何逐渐让位于水平位移。

已经阐述过，海沟是由限于狭带（100—200公里宽）的一个深部重力低（100—200毫伽）组成。文宁·迈乃兹认为是被横向压力驱动而进入致密岩浆的轻地壳中形成褶皱的缘故。它似乎不仅应用于条带和海沟重合的情况，正如安的列斯山的北面，也应用于印度尼西亚的条带和多少显示出外沉积弧的双重弧情况，假定外沉积弧是夹在山根褶皱之中。也可能

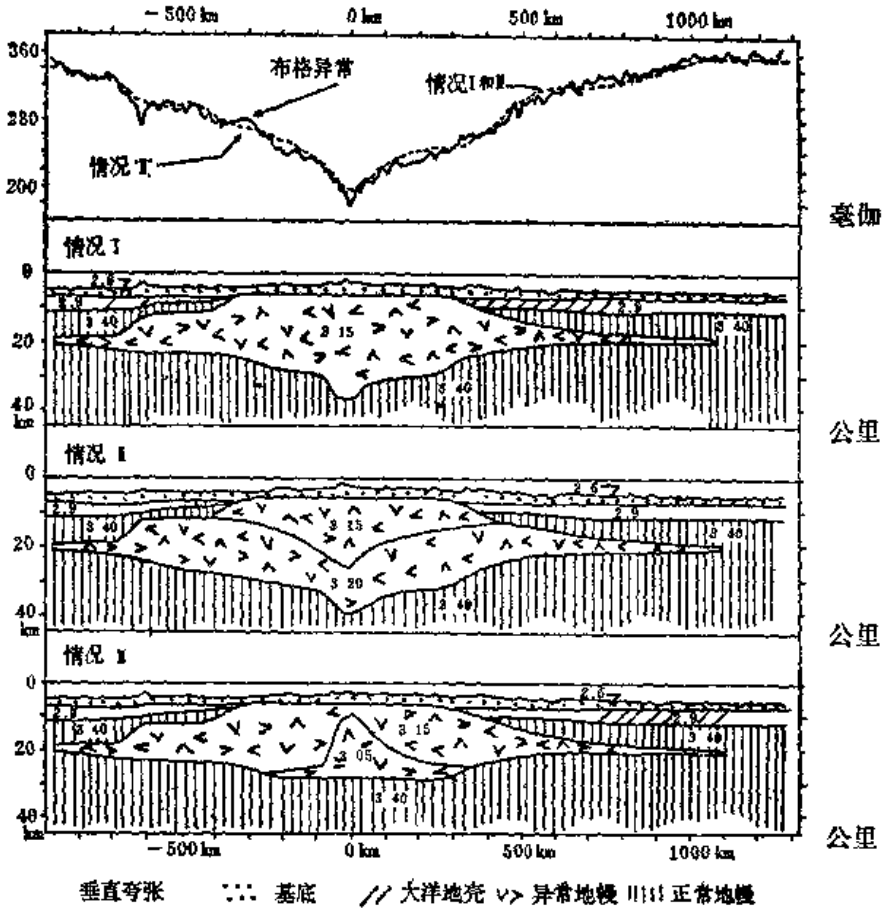


图72　在洋脊两翼之下回到正常地幔面修正图71的模型[67]

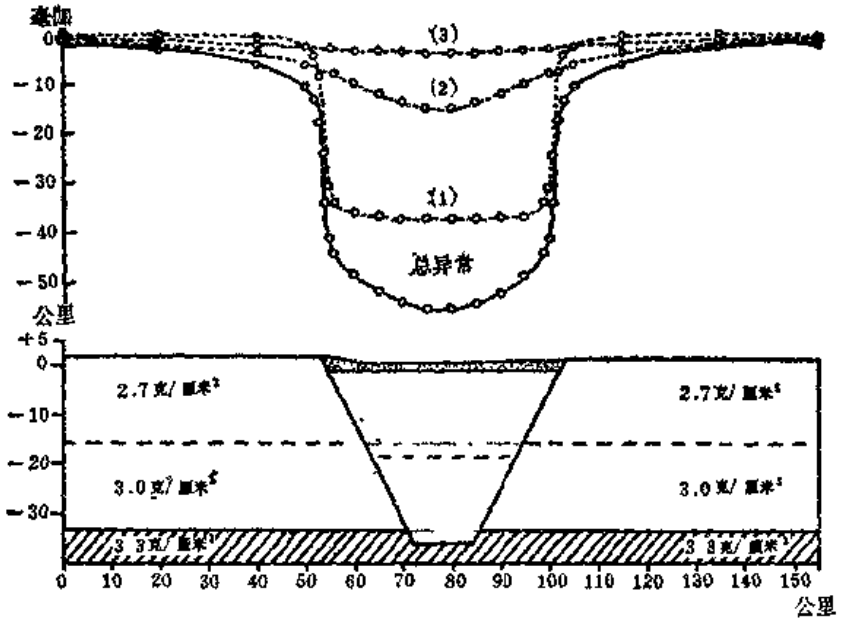


图73　根据均衡支持沉没棱柱假说的地堑的布格异常。（1）、（2）、（3）分别表示密度差为-0.6；-0.3；-0.3的上层、中层和下层的效应[68]

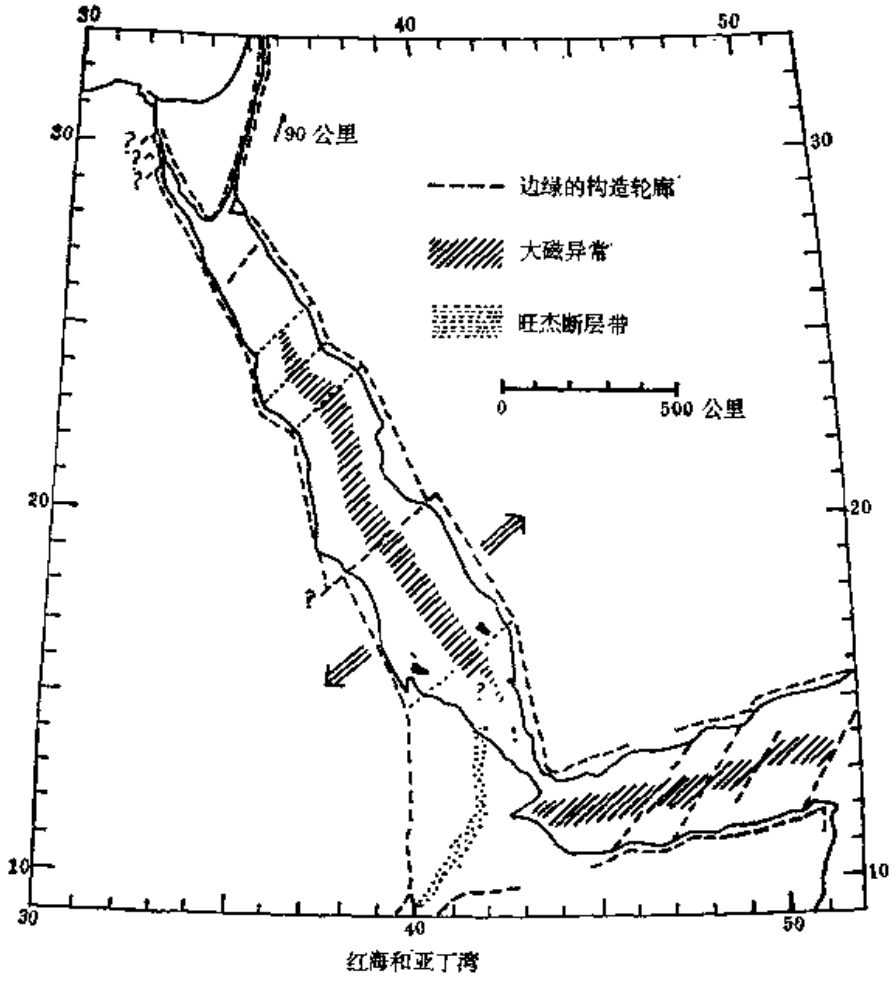


图74　根据转换断层和磁异常求得阿拉伯和非洲的可能运动。埃塞俄比亚的旺杰断层是根据莫尔（Mohr）的[69]

发生其它情况：重力测量表示出一个二级极小，如在关岛(Guam)，或在岛弧方向上离海沟的极小偏移，如在阿留申。此理论适应于它们。

地震折射与重力测量的联合，使我们描述所有这些情况而不诉诸明显成功的山极褶皱的极念（第一次冲击文宁·迈乃兹理论的是尤因与沃泽尔于1954年对波多黎各海沟的研究）。作为这样得到的一个构造的实例，图76根据彼得(Peter)等(1965)举出阿留申的构造。重力极小将与海沟的最深部分重合，如果去掉在其北部斜坡上聚积的大量沉积物质的话。

在重力方面有不同的意见，沃泽尔将所有海沟都看作下陷的地堑，从而证明有轻微的扩展(几公里)，而不是地壳压缩。为了解释没有海沟的大陆边缘的数目，他假定海沟是大陆和岛链发展的后期。

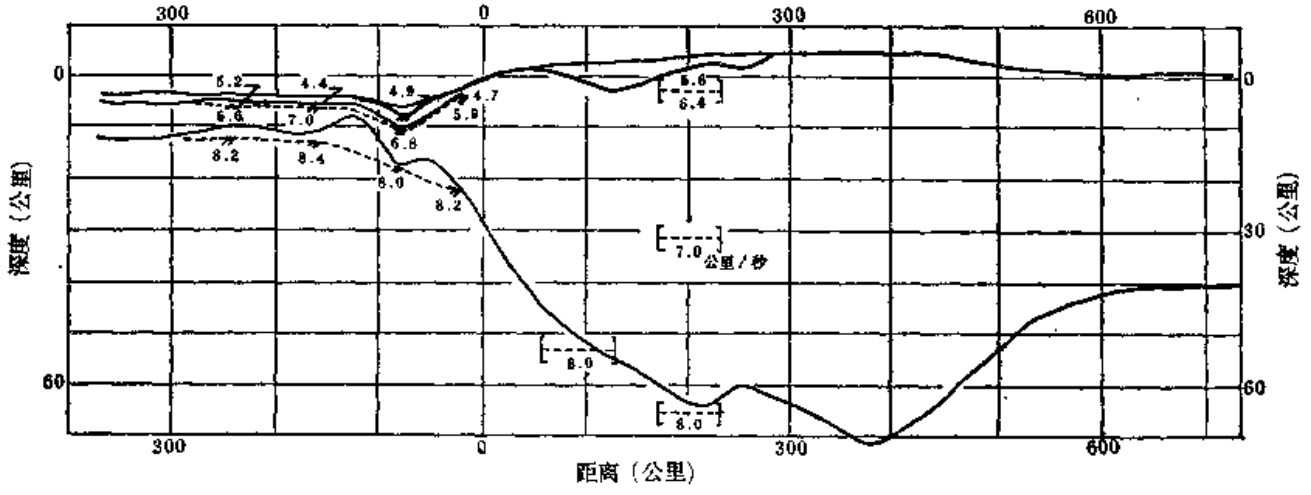


图75　垂直于大陆边缘的地壳剖面和根据重力资料得出安托法加斯塔（Antofagasta)(智利)附近的海沟〔旺谢尔（Wuenschel），发表的论文〕与菲希尔和雷特新近的地震结果作比较[70]

与梅纳德（第一章）的地貌观测相一致的扩展概念，遇到一个反对意见。与我们见于大陆裂缝的相反，文宁·迈乃兹的条带以几乎相同强度的较宽的正异常为界，他的理论尽量对此作出解释。今天还没有对此作出一种普遍性的解释，每个个别情况必然是归因于邻近的起伏，或者相反，归因于深海沟的补偿。

海斯于1966年发表秘鲁—智利海沟的全面研究。他提出此海沟相当于从陆前隆起基础上开始的一个陡倾斜的正断层，而在公海内应该发现带有地壳变薄的弯曲。由此，海斯得出缺失压缩的理论。此外，东翼不如西翼粗糙，并根据梅纳德，似乎缺少沉积的积聚面限制了海沟的充填。东翼也比西翼更是磁静的。因此在两侧上磁性物质或至少它们的起伏必然是不同的。扩展和不对称性同样都与图76一致，此处海沟轴附近的一个正磁异常是由于基底的基性物质充填的20公里宽和300公里长的地壳裂缝所致。最后我们阐述路德维格（Ludwig）等（1967）和海斯与路德维格（1967）不久前对吕宋（Luzon）西面海沟的研究。在陆间海一侧，它关系到菲律宾弧内侧为界的一个双重海沟，从而恢复俾斯马克、所罗门或新赫布里底弧（无疑地，其它这种弧仍有待于发现）。这里又是东翼比西翼更倾斜，至少平均来说，因为西翼具有正断层造成的一些陡的斜坡。

似乎这样不幸出现的不对称性定律就有了例外，有些海沟具有几乎对称的规则两翼（克马德克海沟）。

现在回到海底扩张。海沟的不对称性很好地对应于作为洋壳在其过程末期的沉没作用，但将可见到与沉积弧附近褶皱有关的压缩与之相伴生。迄今为止，在海沟本身未观测到褶皱，而是我们恰好已经看到地貌提出有一种扩展存在着。为了回避这些困难，埃尔萨塞（1968）已经提出，岩石圈于海沟下受迫下降将使物质迅速开始向较致密的形式转换，它将加速下降过程使之超出一定水平，从而牵引岩石圈并拉出海沟的两翼。这种独创性建议的细节，特别是与物质失水有关的，仍然有待于补充。奥科斯伯（Oxburgh）和特考特（Turcotte）（1968）已尽量证明，下降时的摩擦将足以使玄武岩熔融，而产生安山质火山作用。

如果地壳在海沟底被吞没，即使没有压缩，在这里至少应发现紧密的和形变的沉积，如果没有发生褶皱的话。已经在一些海沟上进行过反射和折射剖面，包括认为表示走向滑动运动的剖面。很普遍地〔皮特曼等，1968；肖勒(Scholl)和冯许内(Von Huene)，1968；汉密尔顿(Hamilton)和梅纳德，1968〕发现了与基底一致的深海沉积盖层，或经过大陆一侧基底的明显下落而来到另一端的水平层状混浊盖层，总之，构造相当于一个长的平静而不是一个构造活动期。

磁学为思考提供最后一系列的事实。遍过海沟的磁场是平静的。虽然现在圈定线性磁异常的数目已经大量增加，但其中没有一个看来是穿过大海沟，即使由于被吞没而表现为一种微弱的形式。由上田和瓦卡夸尔(日本国家报告，1967)在北海道附近完成的第二章的图23，以及拉蒙特时标的最后异常已经在阿留申群岛附近测到(海斯等，苏黎世通信，1967)的事实，仅容许假定已知异常延伸到西北太平洋海沟近旁。这就不免使人要问，如果在海沟的前沿没有发生岩石圈的被吞没，则海沟就是没有沉积形变的一种二次沉没的结果。它使此假说① 的困难极小化而变得不起作用。

①根据勒皮雄：真实的问题在于严重侵蚀的一个山岭附近的海沟中，明显地缺失陆源沉积。在海沟被充填的地区内，可以证明压缩率是较低的，从而在褶皱带附近完全被吸收掉，还必须记住，安底斯山是在一个强烈上升期。最后，必须指出，半固结沉积（速度2.5—3公里/秒）出现于海沟的内缘，近年来的反射剖面〔霍茨（Houtz）付印中〕表示此处极接近于褶皱。

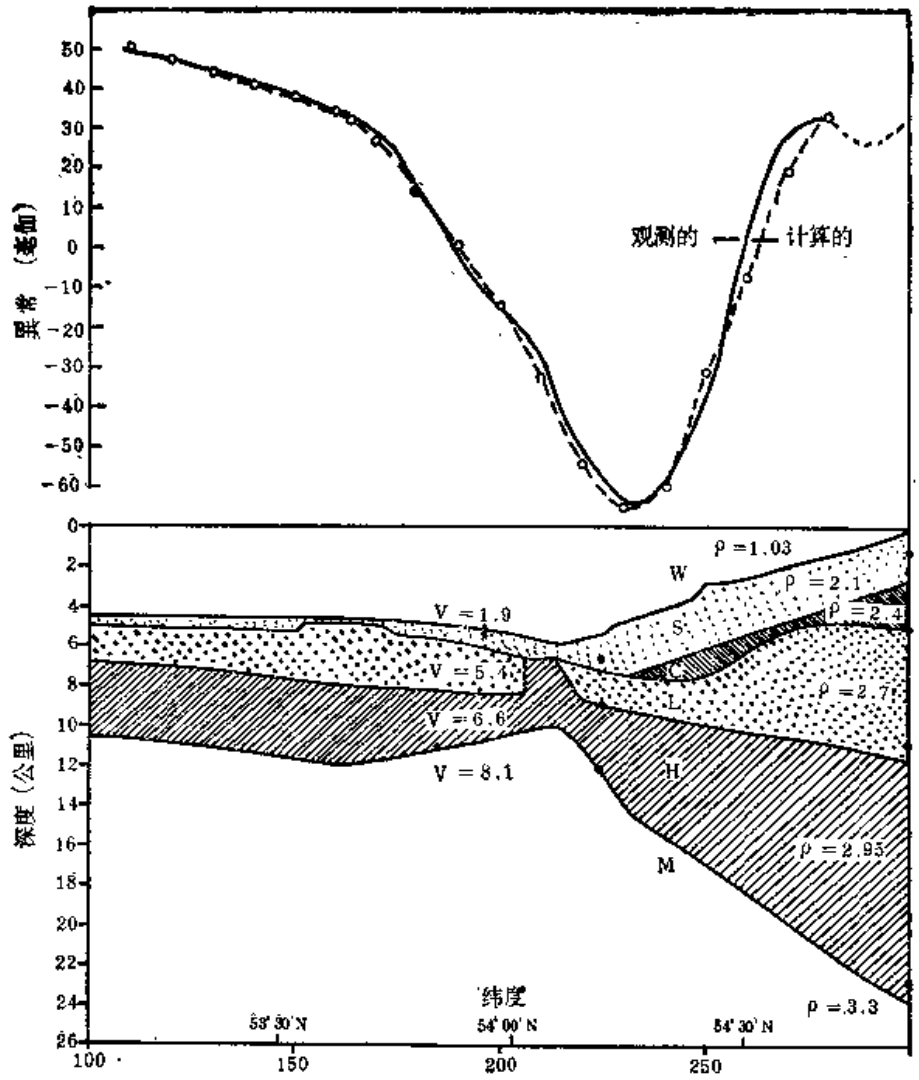


图76　根据重力、地震和磁学确定的阿留申海沟下的地壳构造。上图为自由空间异常[71]

59. From American Bulletin for IGY.
60. Le Pichon et al., 1965.
61. Cook, 1962.
62. Le Pichon et al., 1965.
63. Fox and Heezen, 1965.
64. Menard, 1964.
65. Hess, 1964.
66. Talwani, Heezen, and Worzel, 1961, Publ.Bur.Centr. Sismologique A, 22.
67. Talwani et al., 1965.
68. Girdler, 1964.
69. Girdler, 1968.
70. Worzel, 1965.
71. Peter et al., 1965.

第 7 章　通过大洋底的热流

§ 1　世界热流分布

地球表面的温度及其随时间的变化，取决于太阳的供热。然而，在几十米的深度之下，所有这些变化都将消失，除开很长周期的效应，如第四纪冰川的后效应。时间上为常数的温度随着深度面增加。两点之间的温度梯度由以℃所表示的温度差除于深度差。它是每公里几十度的数量级，但随局部地区和深度而有巨大变化。

温度从地球内部向外部下降，是和相同方向中的热流对应的。此传导热流是所讨论的点上介质的梯度及其热传导率的乘积。热流较温度梯度均匀得多，温度梯度随物质的不同热传导率而变化。流量要用每单位面积的功率来表示，但习惯上一直用卡路里表示热量，从而热流总是用每平方厘米每秒的微卡（$\mu Cal/Cm^2 \cdot S$）得出的。

在杰弗里斯的鼓励下，约于1939年开始在陆地上进行热流测定，而在海上是由布拉德支持下1952年开始的。结果已由李（Lee）和上田（1965）搜集，我们下面的讨论就根据他们的资料。到1964年末共获得约2000个数据，而几乎都是大洋的数据，并且都新于1960年，一半以上都满足10%的仪器误差，但远不是平均分布的。在良好的测区内，超过0.2微卡/平方厘米·秒的区域变化是认为有意义的。

将地球作为一个整体来看，最常见的值（模数）为1.1，而对于1150个测量的算术平均值为1.58 ± 1.14，或者如果使用$5° \times 5°$平方的389个平均值为1.43 ± 0.75。根据李，可以取1.5作为具有95%概率的一般性平均。

大陆和大洋之间的差，看来在统计上并无重要性。在进行首次大洋热流测定时，此事实作为一次重大发现而受到欢呼。戈格尔(Goguel)于1957年，随后克雷恩（Crain）于1968年都指出，大陆的平均需要明显地提高，因为最后一次冰川时期有大而积的表面冷却（同样的效应将以某种途径来解释地盾中的低流量值，此处由于岩石坚硬，钻探通常很浅）。然而，我们假定相等性确实是真实的。于是，奇怪的是，对于包含花岗岩（相对地说为高放射性岩石）的大陆地壳必须有较高的热流。

一般对平均热流相等性的解释是：不容易在硅酸盐晶格中结合的放射性原子，在结晶时被向上挤出，从而，大陆花岗岩的放射性来自地幔，并为地幔的不足所补偿。我们需要从活动板块的立场来重新检验此问题。

现在我们进入某些细节。表Ⅲ包括主要的地质区。

前寒武纪地盾的热流值围绕在0.9周围。于其它地区流量较高，例如后寒武纪造山作用地区。面且它们的分布是不规则的和不对称的，正如大的分散性和模数与平均值之间的差别所表示的。同样，大洋盆地的热流围绕一个低平均值十分对称地集聚，而在洋脊上不对称地变大，此处尽管发现一些很多的高流量，可是模数未变。

表 Ⅲ

地　　区	数据个数	模　数	平均值	标准偏差
1、前寒武纪地盾	26	0.9	0.92	0.17
2、寒武纪以前的非造山作用	23	1.3	1.54	0.38
3、寒武纪以来的造山作用（不包括新生代火山区）	68	1.1	1.48	0.56
4、新生代火山区（不包括温泉区）	11	2.1	2.16	0.46
5、大洋盆地	273	1.1	1.28	0.53
6、洋脊	338	1.1	1.82	1.56
7、海沟	21	1.1	0.99	0.61
8、其它大洋地区	281	1.1	1.71	1.05

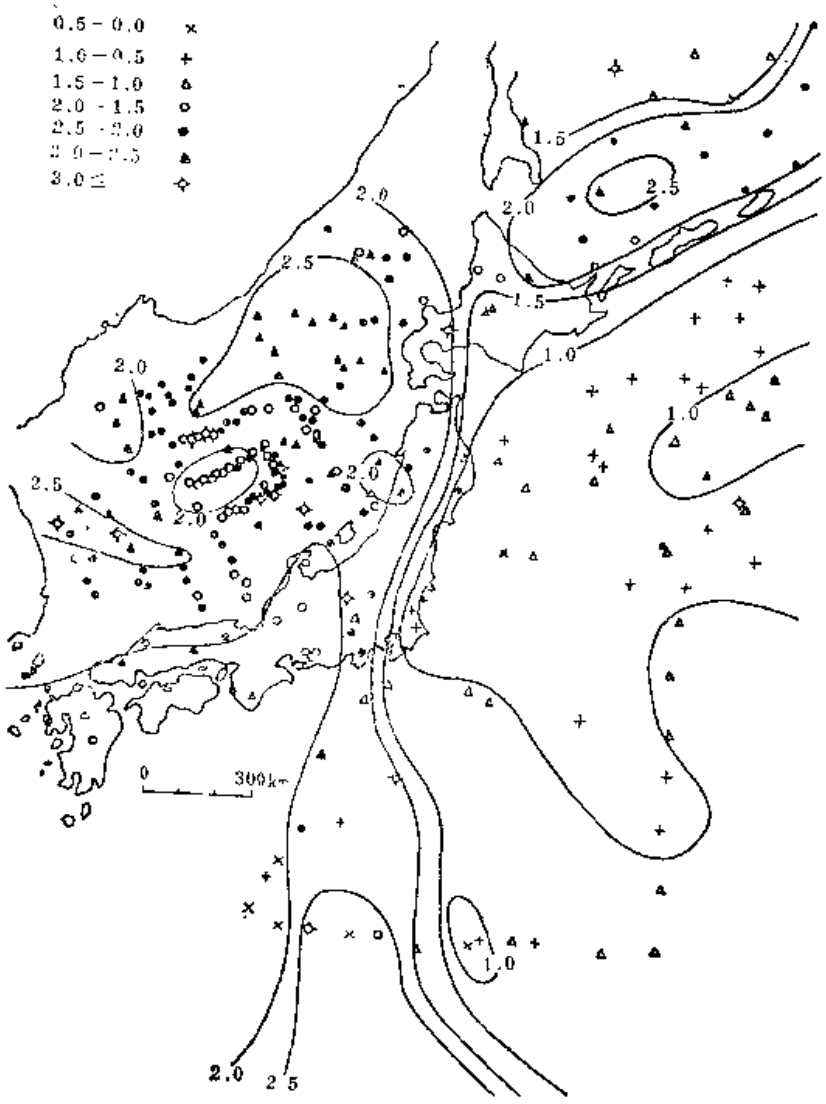


图77　日本附近的热流(微卡/平方厘米·秒)[73]

确切地说，在温泉地区内遇到比洋脊热流量高几个数量级的流量值，但有限范围的这些地区被排除在大陆的统计之外，大陆地区只保留例如3微卡/平方厘米·秒以下的数值。

表中组8的高平均值大部分来自岛弧内缘海的很高热流值。图77给出日本海和鄂霍茨克海的一个实例。在斐济高原上发现测量热流量达5.6〔斯克莱特（Sclater）和梅纳德，1967〕的一个类似情况，这是在大洋和大陆之间具有中等深度和厚度并为低热流海沟所围绕的独立地块。在大陆弧内也有所发现，由喀尔巴阡盆地来作判断，此处有许多作者，著名的有匈牙利的博迪萨（Boldizsar），已经发现热流值在1.9和3.3之间，而在外带复理层上热流量则是正常的，或是低值的（博迪萨，1968）。

§2　洋脊上的热流

我们现在回到主要兴趣所

在的洋脊。前面列出的表表示出此处平均热流是高的。热流量在亚丁湾（3.9微卡/平方厘米·秒）、红海(3.4)和加利福尼亚湾（3.4）特别高，应该将此热流量与脊峰带作比较，而不是与整体洋脊作比较。在大陆地塹内发现较少的极端热流(例如在贝加尔地塹高达2.5）。

对于一个典型洋脊，实际上如东太平洋隆起，热流值的分布已由梅纳德从1960年开始的一个图件（图78）作出解释。此图件以一种推测综合剖面的形式，将赫曾（Herzen）、马克斯韦尔（Maxwell）或雷维尔（Revelle）的热流观测与雷特或肖尔所作地震测量的地壳剖面放到一起。此图时常被复制，并清楚地指出洋脊、异常地幔和特殊热流值之间的符合。

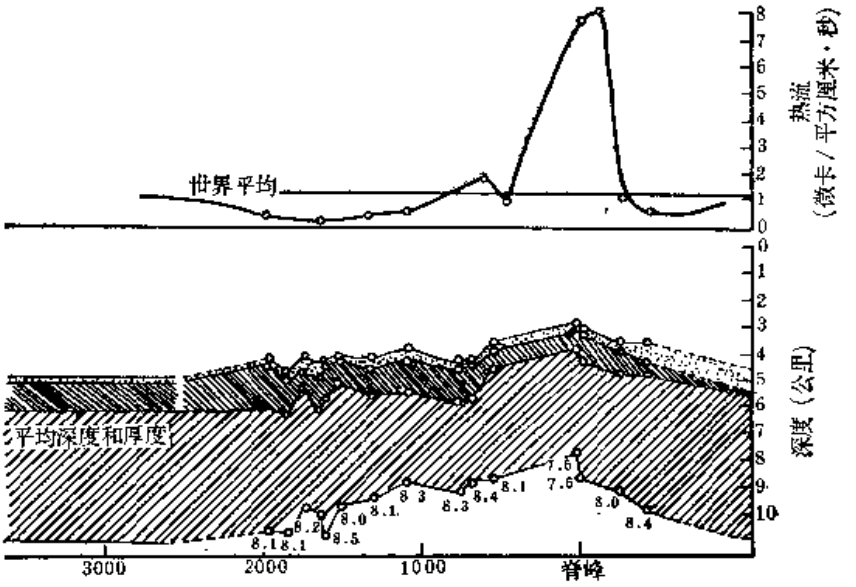


图78　东太平洋隆起的地壳构造与热流剖面(简图)[78]

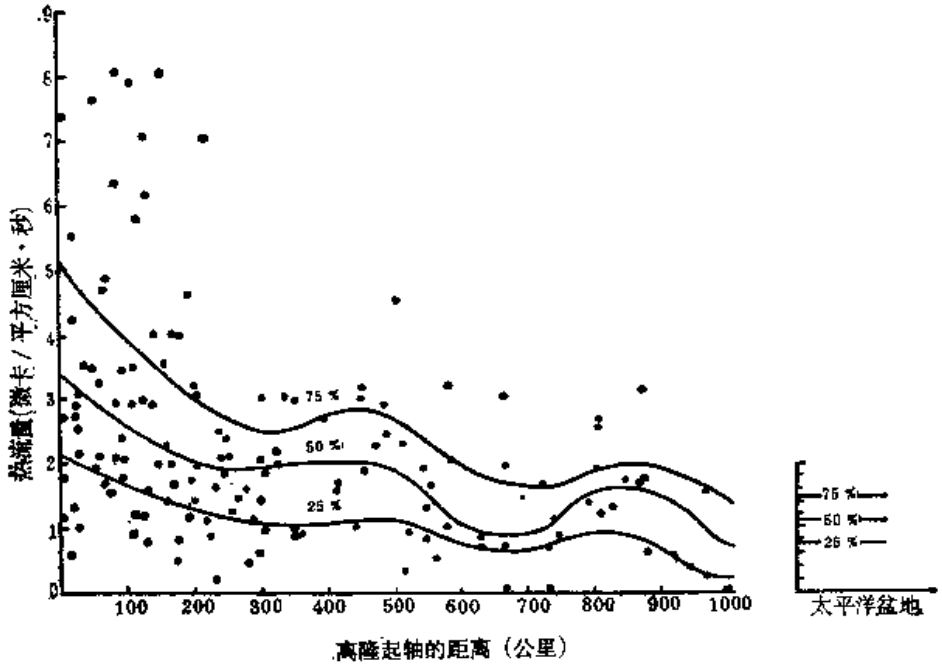


图79　作为离东太平洋隆起脊峰（50°S到20°N）距离的函数的热流[74]
对于隆起和对于太平洋盆地，曲线包含75%，50%和25%的值

这种符合自从变得明确以来，真实情况就更为复杂。图79表示，在脊峰地区内高低值都曾有所发现，很高的热流值有在脊峰两侧约 150 公里距离上集结的趋势。类似的情况出现于大西洋洋脊（图80），但高值组只在峰脊一侧延伸约50公里，对于轴（由其磁异常确定）来说，这接近于位置中的可能误差，同时，平均值要快得多地回到正常值（正如曾经设想的，两翼并没有经历一次明显的下陷）。然而，个别值的分散依然比大洋盆地高很多。

高值和低值一起出现，是所有大洋洋脊，包括海湾的一般结果。印度洋提供出和前面类似的图形，但它曾得到特殊的研究，最近是由兰塞思(Langseth) 和泰勒 (Taylor)（1967）进行的。他们沿着印度洋脊测量热流，并以图81所示的有点推测性的方式重新解释构造：所取的高流量值正是一个洋脊段附近的指示，低流量值则是一个转换断层。上述两位作者已经发现流量与可见构造之间有一点相关。

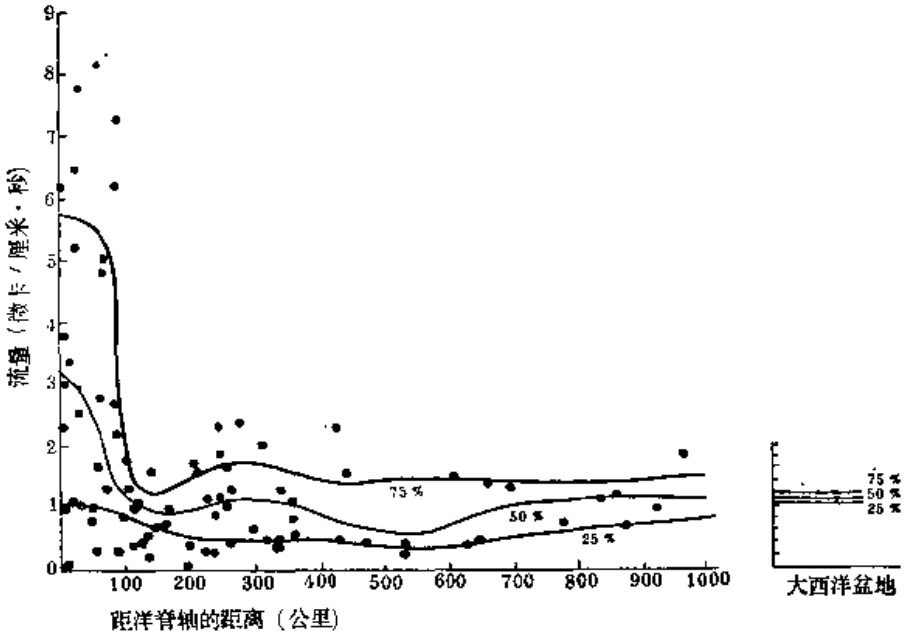


图80　作为大西洋中脊脊峰距离函数的热流。
对于洋脊和大西洋盆地，曲线包含75%，50%和25%的值[75]

最后指出，在太平洋大断裂的两侧，热流值可能有很大的不同。这并不奇怪，因为已知地壳有很不同的厚度，更不必说上地幔。德林哥等(1967)将他们的重力测量结果（第六章）与冯赫曾(Von Herzen）于 1964 年在门多西诺断裂一侧所观测的热流值相比较（图82）。在与戈尔达洋脊有联系的异常地幔上平均热流是高的，由此（在 9 公里深度上为300°的数量级）推导出来的温度剩余不足以解释密度差。作者们将此密度差归因于化学变换（蛇纹岩化作用？）或岩墙的侵入。

洋脊上热流的易变性长期归结于高度不规则起伏地区的特有的测量误差。在海水中对流所引起交换的可能性确保海底不规则表面上温度的良好一致性。在未固结的沉积中，或在断裂带内，例如在洋脊的中谷处，于一个较小范围内同样可能是真实的。但是，一般可以用传导表示热流，热流线垂直于等温面。

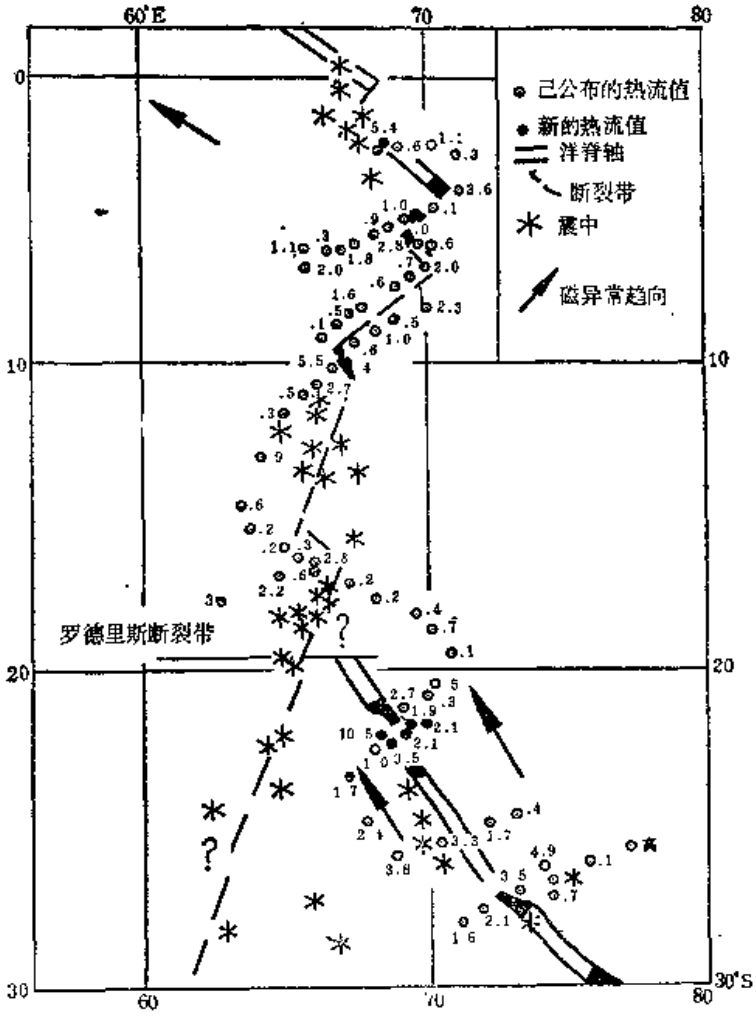


图81　印度洋中部的热流[76]

在沉积缺失处，热流线将在隆起上展开，隆起产生较热流线收敛的凹陷为低的热流（图 83a）。在凹陷内较丰富的沉积有几乎不到固结岩石 1/3 的传导率，它的出现具有排斥热流线的一种相反效应（图 83 b）。就是这种效应可能解释在海沟中和在洋脊中谷中发现的某些低值，这是因为温度测量仪器只穿进沉积之中。然而，通常很难区分相反的效应，虽然曾经进行过尝试〔伯奇，1967；拉亨布鲁克（Lachenbruch），苏黎世通信，1967〕。另一种困难是有 100 米幅度、30°倾斜的起伏，很象洛克里奇（Loughridge）于1966年用仄束沉没测深仪所发现的那些，可能具有一种重要的作用。最后，25%量级的差异来自上述一起作用的原因，必然是常见的，而75%的差异也可能发生于一小部分情况中。

可以试取某些观测的平均来消除这种分异效应，在起伏较不规则的地方，就需要更大的观测量。这

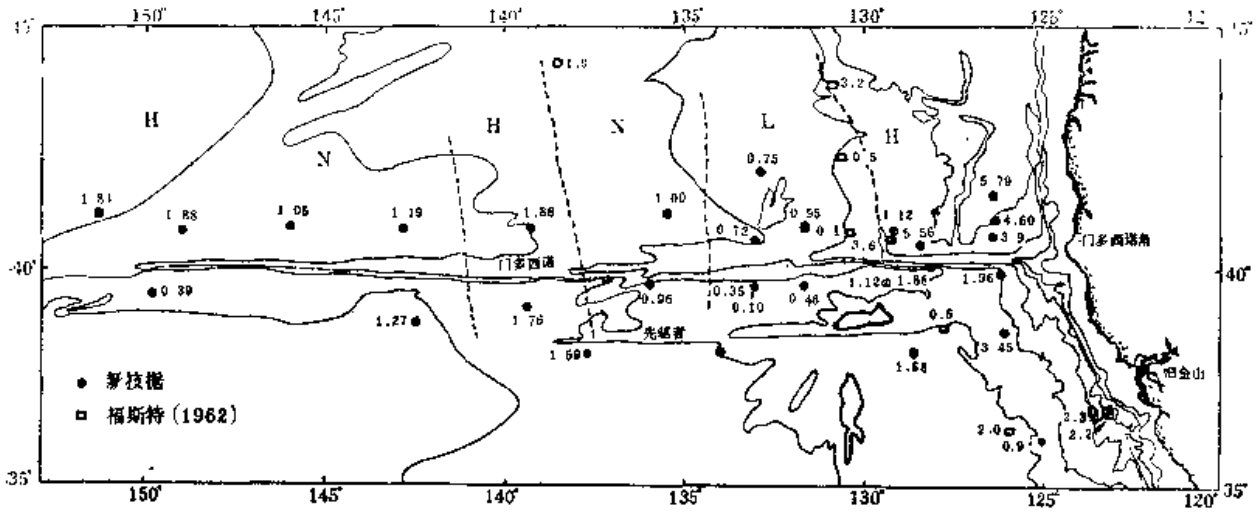


图82　门多西诺和先驱者断裂带附近的热流（微卡/厘米²·秒）
断裂相对两侧的几对数相差 2 以上的一个因数[77]

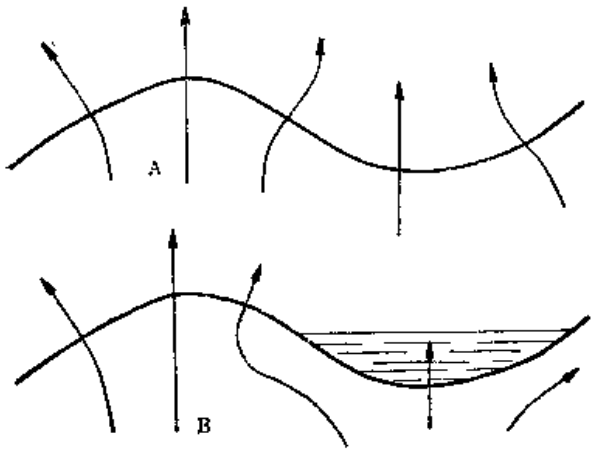


图 83

些方法对于一种新的原因来说仍旧太低（最多20%），此原因在于所作的测量总是铅垂梯度，而不是垂直于海底的梯度。

即使热流值的易变性能够确切地改正地形影响，它仍将很大，而且肯定不相当于热流随离开洋脊的距离而平滑降低。这样，斯克莱特和瓦卡夸尔（1967）在东太平洋隆起和加利福尼亚湾之间的地区内，以及在10°N与10°S之间包括可可隆起、加拉帕戈斯群岛与尼加拉瓜（Nicaragua）以西深海平原的地区内，发现由低热流地区围绕着在经纬度5°×5°那样大的地区上平均热流超过3.5的一些地区。早些时候曾经观测到系统的低热流地区的相反情况。

兰塞思等（1966）从热辐射的立场上比较东太平洋和大西洋的洋脊，考虑到在相同范围的两个地区内进行的全部可靠的测量（大西洋与加勒比的327个测量，东太平洋150°W与70°W之间的赤道地区内的284个测量）。平均流量分别为1.34±0.89和1.85±1.60，但更明显的是超过周围盆地中数值的热流剩余。大西洋脊提供的热量，作为对称于脊峰的一条1400公里宽条带上的总剩余幅射来计算，在北大西洋洋脊为40卡/厘米·秒，在赤道大西洋洋脊为60，在南大西洋洋脊为0。在赤道太平洋内必须考虑的不仅是洋脊，也还要考虑以特殊高值为标志的加拉帕戈斯分支(第四章)。如果认为总的热剩余是在一个3000公里宽剖面上的幅射（适当解释为避免两个构造之间的差别），则求得225卡/厘米·秒。从而在太平洋洋脊和大西洋洋脊之间有一个巨大的差异，支持后者为代表演化的一个稍后阶段，但此概念还未得到证明。

勒皮雄和兰塞思（1969）完整地阐述了洋脊上的热流问题，尤其是资料的解释。他们假定地幔出来的传导流是由在面积上大于有关地壳厚度的地区内所作观测的平均值来明确表明的。对于平均值所需要的观测值的数目随地区而变化：在洋脊上对现有的测量密度来说是太大了。然而，可以试使不同洋脊的不同点上所作的测量换算为这些点到轴的距离，比得上例如设轴有1厘米/年的扩张率。为了进行验算，勒皮雄和兰塞思对东太平洋取扩张率为3—6厘米/年，而对大西洋—印度洋洋脊取1.5—2.2，分别作了换算（这两位作者进一步在每一种情况中分别处理了两个连续断裂之间的洋脊段）。为了避免中新世以前扩张率中假定的间断，从异常5计算换算比率，而最后分配给换算距离一个系数，以致使此异常D=1。

用此方法又在一般项中发现，极大热流并没有恰好发生在轴上，而是在任一侧的某个距离上，然后热流向两翼降落。图79中提供的起伏是不明显的。表Ⅳ给出不同条带中的平均热流量，

表 Ⅳ

D	东太平洋	D	大西洋印度洋洋脊
$0<D\leq0.54$	3.31 ± 1.94	$0<D\leq0.46$	2.72 ± 2.33
$0.54<D\leq1.8$	2.00 ± 1.29	$0.46<D\leq1.4$	1.45 ± 0.94
$1.8<D<3.0$	1.47 ± 1.03	$1.4<D<3.1$	1.10 ± 1.14

三分之二的热流剩余（经过邻近海盆）来自比6百万年年轻的一个狭窄轴条带。

§3 结果的解释

现在我们来找出热流变化的解释。一种广泛使用的方法是从最好适应球谐级数的所有可用资料来作计算。尽管有不整齐的全球分布。

于是，将到某个级次的这个级数与从重力异常计算的相同级数作比较，或者 等价地与从最好适应椭球体的大地水准面（零水平面）的高度计算出来的相同级数作比较。发现一种微弱的负相关，可以用近代构造活动的区域起伏，或者正如许多人所愿意看到的那样，用对流效应作解释。朗科恩已经指出，在此观点上不能得到很确定的结论，因为流所携带的热量可能扩散达一亿或二亿年；在此时间内大陆将有很大的漂移，从面现在的情况将是全部过去情况的完整结果。

一个纯对流模型也需要热量在脊峰下升高，它很狭窄并为横向断裂所偏移。在第五章中，我们已经从运动学的观点表明，用一个由洋脊轴下分离给出侵入进路的刚体板块所覆盖的对流带来替换此模型，可能会有好处。第一个这种模型由兰塞思等（1966）提出。麦肯齐（1967 b）证明用一种较简单的模型对洋脊观测给出良好的解释。他将未受扰动地区内的大洋岩石圈当作50公里厚的非放射性板块，其表面在 0 ℃，而底上在 550℃ 。可能对这些数字会有争论。厚度似乎偏低，虽然麦肯齐指出它接近于火山岩浆可接受的深度和太平洋内低速层顶部的深度，尤因、布龙（Brune）和郭（Kwo）于 1962 年估算为 55公里。平衡梯度似乎也低，在11℃/公里，但我们可接受它。

为了复制洋脊的形状，板块为一个恒定扩大的直线裂缝分开，550℃的物质通过此裂缝，从底部溢到表面。假定每半个板块都有一个似稳定的温度体制，以恢复发生于离裂缝无限距离的平衡梯度。图84表示出太平洋可使用的4厘米/年扩张率的结果。可看到一个在550° 起始的铅垂岩柱是如何从顶部随着轴的移开而冷却，以及等热线是如何逐渐地降到它们的极限值。

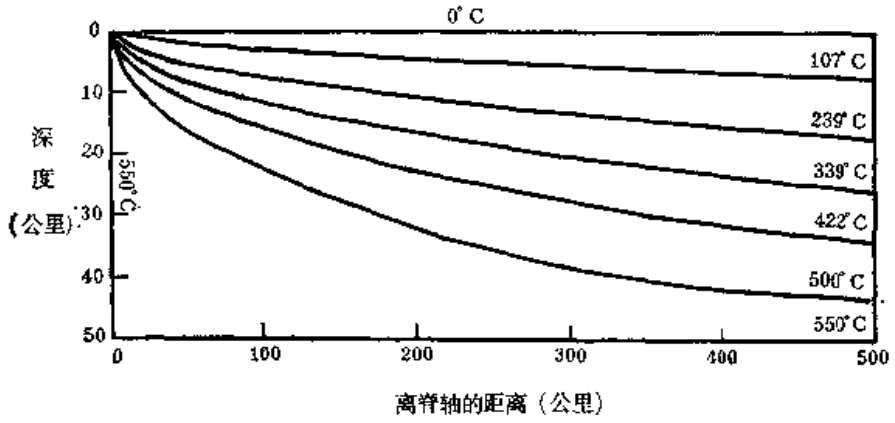


图84 以4厘米/年向右离开的一个板块中的等热线[78]

使用合理的密度、比热和热传导率的值得出的图85，证明模型很好地表示出李和上田对东太平洋的平均结果。对于其它洋脊来说，一致性是同样好的。选择小板块的厚度很重要，因为热流异常的宽度随厚度的平方而变化。自然，不可能希望一致十分接近于轴，因为侵入的表示过于简单。然而，在向外的大距离上，适应一般是良好的，虽然流量在这里主要决定于岩石圈下的恒温假说。因此，麦肯齐作出结论：在任何对流理论所需要的较深部温度差的情况下，局部传导性必须充

分地高，足以维持这种不变性。如果低速层面上的恒定温度是普遍的，则将得到一个重要的结论：由于此层看来是在大陆下较深处，大陆岩石圈中的温度梯度以及随后的热传导流将会较低。此效应要为大陆花岗岩产生的剩余热所补偿，从而解释了大洋与大陆的热流的近似相等性。

在兰塞思等（1966）的较复杂的模型中，板块由脊峰带中物质的渐次升起所供给。岩石圈的厚度（100公里）和底面上的温度（1500℃）似乎是正常的*。象麦肯齐那样，作者们假

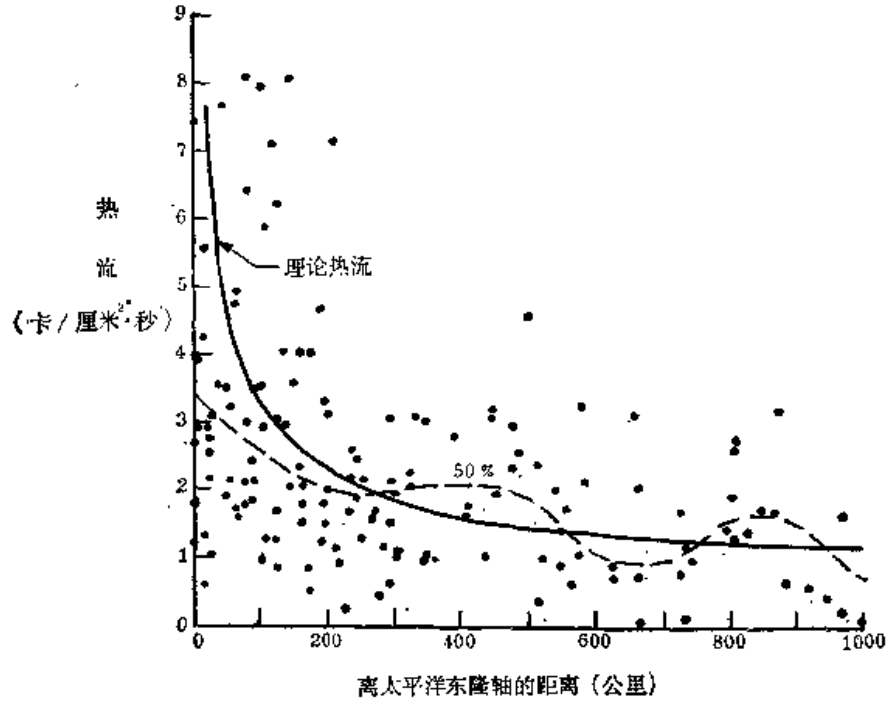


图85　太平洋中的热流

从图84的模型中所得到的理论流是可与观测相比的[79]

定板块不是放射性的，他们较详细地证明如此产生的任何热量与全面对流提供大洋底的热量相比将是微不足道的。故意取足够大的板块厚度，从而没有升到它那里的物质不是明显地被冷却。稍后，勒皮雄和兰塞思（1969）证明，最后假定板块中的放射性还是有意义的。这将建立起在大的轴距离上的热流曲线，而无需要板块基底为恒温的麦肯齐假设。

如果兰塞思、勒皮雄和尤因的模型为半平稳的，则它将产生太大的热流。这样使得作者们假定对流是间歇的，在五千万年内热物质从深部上升为别处冷物质下降所替换。然后对流停止，重新建立平衡，也在五千万年内。对于1厘米/年的半扩张率来说，结果表示于图86，它引起麦肯齐没有考虑的两个重要问题：首先我们看到洋脊是隆起的，其次在脊峰下面有轻的补偿物质，这两种效应都由轴区内温度剩余造成的热膨胀所产生。

勒皮雄和兰塞思（1969）已考虑到一个洋脊模型应在这方面满足的定量条件。正如梅纳德已经指出的，一个洋脊的平均斜率（以及其起伏的凹凸不平）随扩张率作相反的变化，这是与简单板块模型相适应的。洋脊上一个点与脊峰之间的深度差异，在数值上是与洋脊在此

* 在他们的文章里的图形中，将底面看成不透热的，但此多余的条件在计算中并没有使用。

点上的年龄有关的。作者们发现，D＝1（异常5）和 D＝0（轴）之间的深度差实际为常数，或近于常数，并等于829±112米（图87）。再向外，降低的斜率更小，而其值更分散。在麦肯齐的模型中，脊峰温度从 275℃ 的一个平均值经过到 550℃。按照勒皮雄和兰塞思，假定 3×10^{-5}/℃ 的一个线性膨胀系数，洋脊的高程将仅有360米，而且温度太低，以致不能用部分熔融所造成的膨胀来表示。兰塞思、勒皮雄和尤因的模型具有两倍的厚度，在这里似乎好一些。此外，由于高温物质的横向穿透，重力测量揭示出，它提供补偿物质。另一方面，模型斜率仅是测量斜率之半。

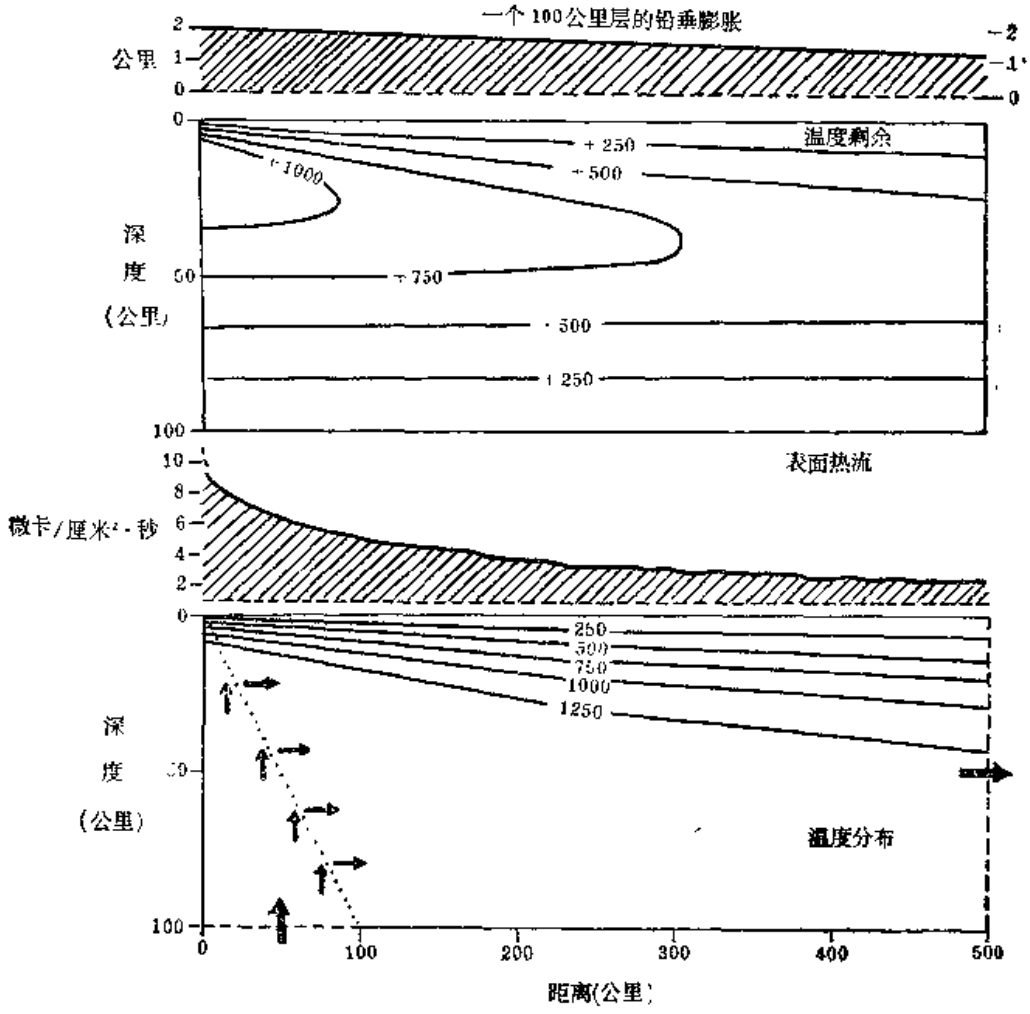


图86　下图，对于扩张率为2厘米/年的洋脊来说，作为离轴距离的函数的温度分布；中图，相应的热流；上图，在缺失对流流超过平衡值的温度剩余；顶图，相应的铅垂膨胀[80]

勒皮雄和兰塞思（1969）也回顾了奥罗万（1966）的观点，根据他，洋脊由塑性介质中一个热质量的上升产生。在逼近表面的过程中，此热质量分裂，而且这两部分为它们之间经过上升流发展的一个停滞带所分开。停滞带模型可由假定这样明确表示的系统被刚体岩石圈覆盖所组成。根据埃尔萨塞（1968），如果对流很大，则停滞带就根宽，而蛇纹岩的可塑性容许板块滑动。还可以在停滞带内假定一个补充的局部对流，如冯赫曾和上田所作的那样。

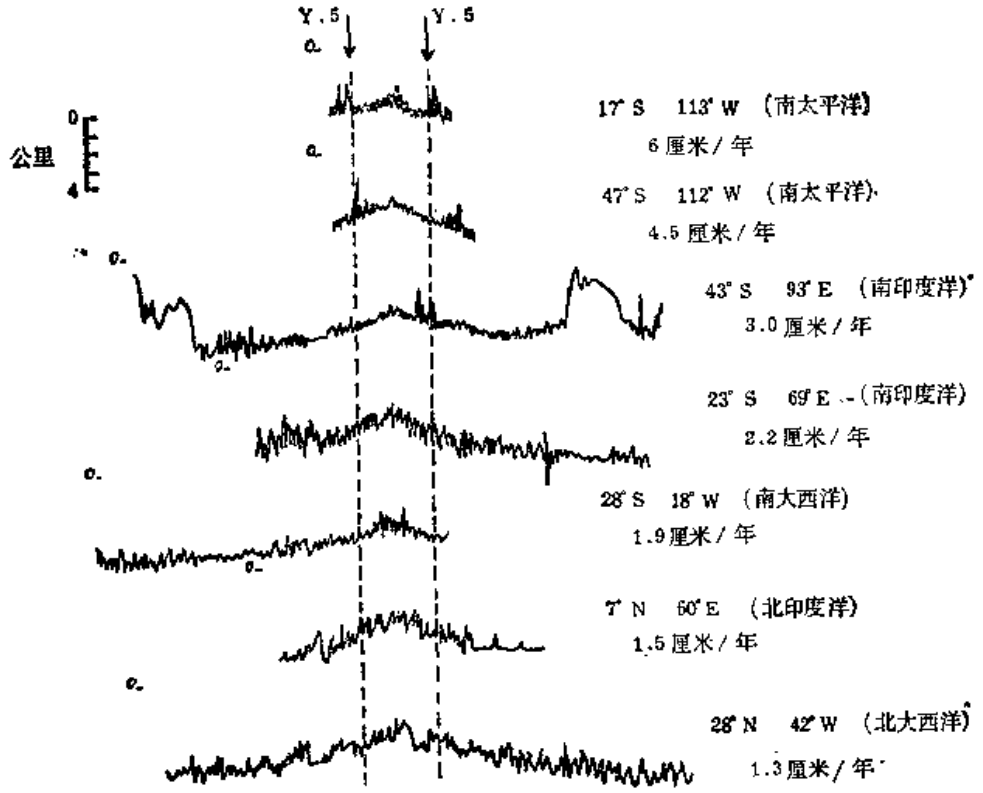


图87　不同大洋中经过距离换算的洋底剖面[81]

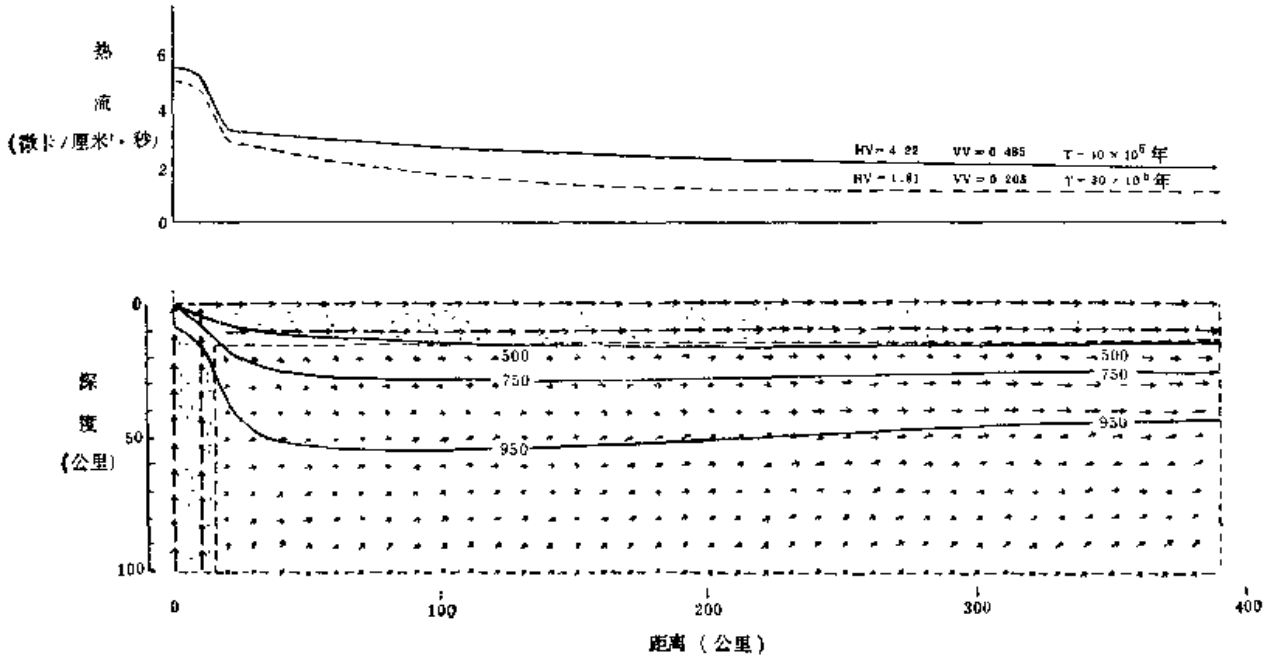


图88　在一个停滞带模型中的等热线（下图）和热流（上图）
实线为东太平洋隆起的流；虚线为大西洋—印度洋洋脊的流[82]

图88相当于一个停滞带的示意模型，只有15公里厚的一个板块，以4.22厘米/年的速度运动（东太平洋扩张率）。在离轴0和15公里之间，铅垂速度在所有深度上都是常数。此外，到离轴390公里（约D=1），在120公里深度上测量的上升速率均匀地为0.485厘米/年。水平运动速率随深度的降低和离轴距离的增加而上升一点，直到它达到板块的速度。在100公里处的温度为1000℃。

对于1.81厘米/年的扩张率（大西洋—印度洋的扩张率）来说，速度更成比例地减小，但停滞带的范围却将是相同的。

这些模型和简单板块模型相比较，速度在深处是低的，趋近温度平衡所需要的时间是较长的，达几千万年。图88表示出，东太平洋洋脊在四千万年内和大西洋—印度洋洋脊在三千万年内所达到的表面热流量。一致是满意的。这种合成模型不同于简单模型，允许热流异常与扩张率有关，但由于它包含5个参数，其适应性是不奇怪的。

在此停滞带模型中的温度分布，仍不容许用简单的膨胀来解释起伏。高程将通过一个宽广的极小而指向100公里处。此外，靠近轴的相对低的温度不能解释观测补偿的浅深度。取一个较厚的岩石圈，在轴带内较高的铅垂速度和更重要的是假定有部分物质熔融，则模型将得到改善。正如博特（Bott）（1965）曾清晰地看到，似乎对洋脊高程没有完全满意的模型能够不假设在其轴带内的相变（部分熔融是最可能的变化）而得到。

我们在结论中指出，如果洋脊地形是一种热膨胀现象(由于相变和均衡调整而复杂化)，则必须表示出扩张率中变动的痕迹〔施奈德（Schneider）和沃格特，1968〕。如果扩张是均匀的，则结果为相当于岩石圈随离轴的距离而逐渐冷却的一条正常形状的洋脊。如果扩张停止，则洋脊下陷；如果它再次开始，则将形成突出的高原，正如在北大西洋脊峰带轴两侧所实际观测到的。这些高原的多山体态，将是由于低的新扩张率所致(参阅第六章)。这样，在第三纪末又一次发生扩张中断（尤因和尤因，1967），即使没有为它提供更准确的定义。

72. Uyeda and Vacquier, 1967, Japanese National Report on the Upper Mantle.
73. Menard, 1960.
74. Lee and Uyeda, 1965.
75. Lee and Uyeda, 1965.
76. Langseth and Taylor, 1967.
77. Von Herzen, 1964.
78. McKenzie, 1967b.
79. McKenzie, 1967b.
80. Langseth et al., 1966.
81. Langseth and Le Pichon, 1969.
82. Langseth and Le Pichon, 1969.

第 8 章　上地幔的性质与对流理论

§ 1　热对流·海底扩张的原因

我们已经假定，地幔中的对流热流是岩石圈的动力。地质文献时常援引这种流，每次都赋予它们以手头上各种问题所需要的特殊性质，而没有明确地阐述其一般特性或它们的较深成因。本章的目的是说明，现在能够从所提出的大量理论中，引出临时可接受的理论。

引用刚体板块，避免将洋脊的中谷或横向断层归结为对流系统的局部细节是必要的。可以将脊峰和断层的锯齿形图案看成为详细地复制初始的破裂，正如威尔逊（1965）所作的。另一方面，此种破裂的一般过程，尤其是俯冲海沟的位置，反映出下伏对流的主要趋势。然而，难于设想流的具体情况。

赫斯（1965）采用“网球”模型（图89），其中两个对流元由其下降壁联接到一起，这就相当于球的缝合线，而上升流沿着两部分中每一部分的中弧发生。我们确实已经看到（第四章）洋脊形成两个连续系统，从勒拿河口到果夫岛，从阿拉斯加到亚丁湾，如果假定印度洋洋脊的西南支已经失去时效。在每个对流元中，扩张率将在洋脊的整个长度上同时变化。假设下降线系统是连续的和封闭的；这并不太明确，但我们将回过来再谈它（第七章）。

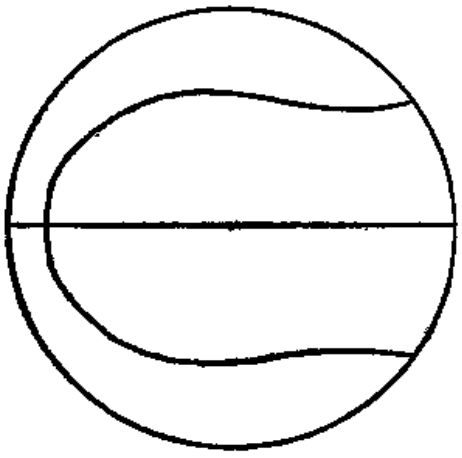


图89　“网球”对流

应该指出，在模型中上升线有自由端；但至少在一种情况（亚丁湾）中，洋脊延续进入交叉的大陆地壑。可能上升流在趋近自由端中减弱，正如在实验对流圈里那样，在此情况中从另一个弧起始的海底扩张将最近的下降区推向此自由端。然而，对南大西洋应用这样一个建议还过早，此处自由端发生于果夫岛附近。此外，根据赫斯的意见，带有自由端的弧应该是不稳定的。这就是为什么勒皮雄（1968）将南大西洋洋脊的运动解释成一个中间位置（第五章）。

我们现在将地形上的难点放在一边，先来考虑内部现象。如果对流包含整个地幔（2,900公里厚），即使表层流与深部流之间的关系很复杂，则似乎在地核边界上的十分巨大的不均匀性就必将对其表面的分布给予观测的地理复杂性。由于这种不均匀性十分靠不住，我们赞成只局限于上地幔的对流的理论。

我们将假定此对流主要是热起源的。地壳形成所释放的能量很小：埃尔萨塞（1968）计算过，如果上地幔（达800公里）的一半在十亿年内来到表面，并且如果包含一个0.5克/厘米^{3}的密度差，则相应的能量为4×10^8卡/厘米^2，而从现代热流导出来的能量为4×10^{10}。

除非热机效能降低到1％，否则这种效应就是不可比拟的；正如斯特西（Stacey）指出，这几乎没有为地震提供充分的能量。但是，分异现象仍可起一定作用。

好象静水平衡和一种平稳的热体制并没有受到对流的很大干扰，我们后面再讨论，但在地质时期的过程中，安排对流区的变化必定产生非线性的和可能不可逆的效应。在这方面，朗科恩将造山旋回考虑成对流元的几何学对于地幔厚度的连续调整效应，现在它由于地核中铁的下降而仍在减小。这种解释将不再适用，如果对流只局限于上地幔的话，但显然它将适用于表层分异，面表层分异造成上地幔的厚度与成分的变化。

一般地说，能够将现在的对流运动与地球的历史演化联系起来将是非常有用的。可惜这种演化的假说性很强，主要是由于我们对内部的放射性缺乏认识。事实上，可将花岗岩产生的热量看成几乎是全部现有的大陆热流。在玄武岩中的放射性确实较低；已经提到过去大洋底广泛存在的拉斑玄武岩，其放射性较其它玄武岩差不多小三倍，而橄榄岩小100倍。为了估算表层热源的现代重要性，应该从地壳的地震构造开始。但重建过去的第一个阶段将作深度的外推，这是最危险的。在本章中将会看到，从所包含的物质状态（特别是它与熔点靠得很近）间接概念推导所用的主要资料。

虽然如此，让我们对原始的地球勾绘一个可能有的演化过程。长时间以来都认为地球是在液体形状中凝聚的；今天却宁愿假定它是固体质点增生而形成的。然而，由于碰撞和沉淀所释放的重力能，再加上此时期内难于从传导性不良的地球排出的较高的放射性热，是完全可以使它熔融的。那末，我们就使用传统的假设，认为地球曾经是液体的，而对于相反观点请读者去参考柳比莫娃（Lubimova）（1967）的卓越文章。

表面上的冷却，连同重物质（主要是铁）下沉而组成地核，必然充分地搅动了这一团物质，使其不同部分互相交换。比较不同深度上的各部分时，认为使它们达到一个共同水平并无热耗损。这就是说温度按绝热定律而随深度变化。估算相应的温度梯度为每公里1度的十分之几。由于对流是热传导的有力工具，整个地幔维持上述梯度的温度下降直至达到熔点并开始固化时为止。熔点曲线的斜率作为深度的函数也已经估算出来。它是10倍于绝热斜率的数量级；根据亚当斯（Adams）和威廉森（Williamson）（图90），由此可以推导出，固化在地幔的基底上开始*，并从此点向表面扩散。与此同时，而且是很重要的，不容易进入硅酸盐晶格中的放射性原子向上驱动，没有容许他们所释放的能量有时间在整个现象中起重要作用（杰弗里斯）。现在认为固结的和非放射性的下地幔是不动的，面上地幔仍将有微弱的热对流能力（而且仍在传播短周期的地震波）。

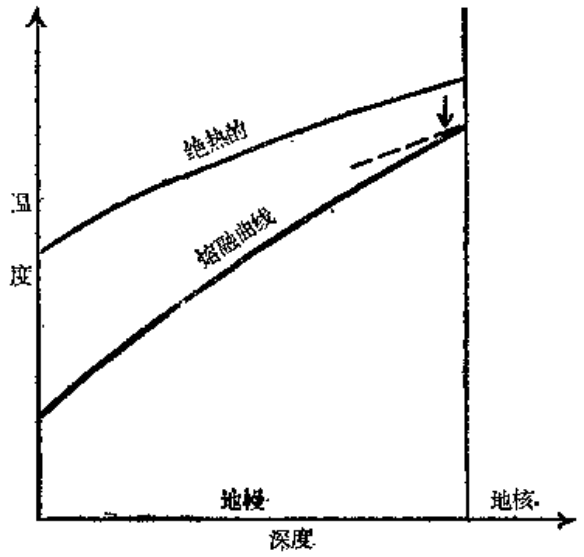


图90　根据通过一个液体相假说的地球冷却

* 此论点已由雅各布斯(Jacobs)放入地核而完成。例如见库仑(Coulomb)和约伯特(Jobert)(1963)。

此种描述仅在于指出：要在很广泛的意义上来理解对流这个字眼，并不意味着相当的流是平稳的。对可能组成地幔的复杂混合物，来给液体和固体、熔融与固化这些名词下定义将是很困难的。正如戈格里（1965）所指出，即使对于纯成分来说，最后液体部分的结晶热仍需要很长时间通过传导来消散。戈格里设想因结晶而使一种流体变厚很多的物质，在各处就地固化，而在其它方面仍是可动的。

现在不再从历史上考虑这些，下面我们尽可能简要地概述此特殊含义的课题，以澄清我们对上地慢现有状态的概念。

§ 2 地震学给出的上地幔性质

我们所掌握的地球内部最详尽的资料，是关于经过地球内部的纵波速度V和横波速度W。假定速度随深度增加，首批地震观测就发现这种增加往下到约900公里都是迅速的，如果是十分不规则，再往下就要缓慢得多。对于我们的目的来说，这样就大致地确定出上地幔的深度。

在一个均匀、各向同性的弹性介质中，P波与S波的速度，根据公式$3\rho v^2 = 3k + 4\mu$，$\rho w^2 = \mu$，分别与体积模量k，刚性系数μ和密度ρ有关。布伦（Bullen）和以后其它人，根据各种假说，从V和W作为深度函数的知识，已经将密度推导出来。通常这些假说包括下列两种：介质近似于静水平衡的；只要成分未改变，作为密度函数的压力变化相当于表示在上述公式的绝热体积模量。无论使用什么方法，所求得的密度变化都类似于速度变化：下降到900公里，它增加约1/3，而到2900公里再增加1/3。弹性模量也以同样方式变化。

谷登堡首先提出怀疑地震速度随深度连续增加的各种论点。但在上地幔中有P或S的速度都减小的一个层的存在，仅仅是后来研究长周期地震波（勒夫波和瑞雷波）的频散，才完全建立起来。这两种波沿地球的曲率作水平传播。在任何情况下，和通常一样，我们不说“具有减小速度的层”，而说“低速层”，也就是说，我们认为在问题中，此层对于速度是足够厚的，以致回到它在减小之前的值。

最近15年内，通过研究整个地球由于大地震所引起的振动，已经获得重要的资料。可以用专门地震仪记录的调和分析求得它们的周期（对于最低型达54分钟）。现在已知约100个这种周期，可以用它们来改善根据古典假说求得的速度和密度。图91表示出弗瑞奥特（Verr-eault）（1966）从扭转振荡导出的“S型”，与杰弗里斯于1939年（不包含低速层）求得S波速度W的曲线和1959年古登堡求得的关系作比较。弗瑞奥特对低速层得出比古登堡更多的重要性。然而，此结果期待着确认。

图92将S型的密度与两个较早的模型结果作比较：布伦A，是1953年从杰弗里斯的速度中求得的，它正如我们刚刚指出的，不包含低速层。而伯奇（Birch）于1961年的结果，甚至表现出密度的一个极小值，于是，低速层在力学上将是不稳定的。这并不是弗瑞奥特模型的情况。密度极小值的存在需要刚性系数μ十分迅速降低，而只需要假定W的减小，它的增加不如ρ快。由于不够显著的低速层总是对V面不是对W求得的，以致模量K所满足的条件，甚至还不如对于μ来得严格。因此，假定低速层物质的力学性质与其周围很不相同是不必要的。然

• 实际上速度梯度必须与速度对半径之比差不多，才能考虑到地球为球形的，我们越过此细节。

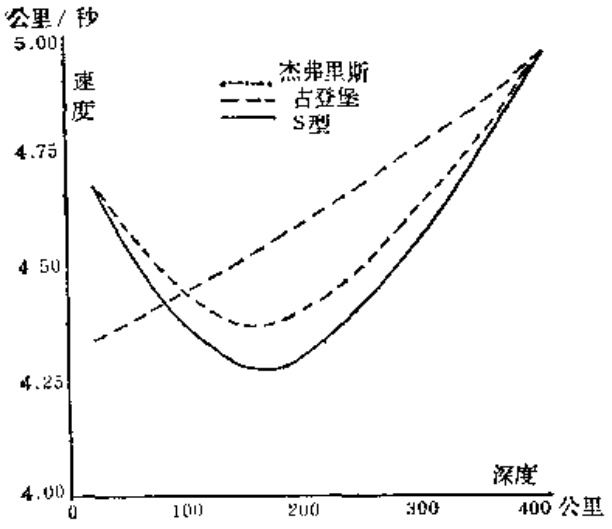


图91　上地幔中的横波速度[83]

而，通常假定这些性质类似于衰减地震波的一种粘滞性液体的机械性质，并且是有低刚性系数的。

对低速层的边界仍旧了解得很少。我们刚才已经看到古登堡和弗瑞奥特的模型，其它估算都总结为更快速的恢复。1961年拉赫曼(Lehmann)将前沿放在135公里和200公里，S波速度在较低深度上急剧上升（拉赫曼1967)。莫罕马狄恩（Mohammadioun）（1966）发现在地震震源深处于140公里和235公里，或其路程的大部分处于此层中时，P波频谱在短周期分量上由于吸收作用而不足。深度的一致似乎是极好的。另一方面，许多作者从地幔的不完全弹性，或更确切地说是其质量因子Q的研究，得出下达约400公里的层。

其实，层的厚度必然随地区而变化。安德森（Anderson）和托克萨兹（Toksoz）（安德森，1967）比较同一个地震在达到相同地方之前绕地球不同圈数的勒夫波频谱，求得初步结果表示于图93。大洋和地盾之间的差别在下到400公里或到800公里处似乎是明显的，而山脉地区将有中间值。如果大洋低速层之上的所有层组成我们称为的岩石圈，则象我们所作的那样，应指定一个约100公里的厚度。

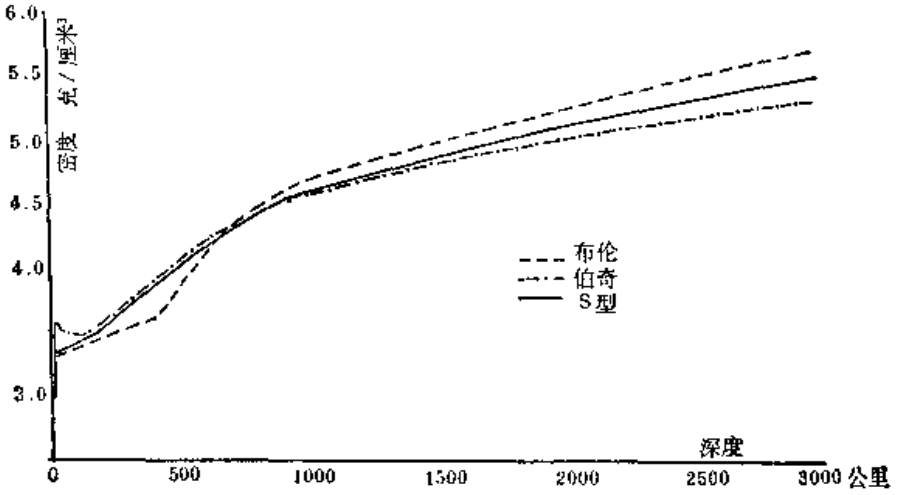


图92　地幔中的密度[84]

地震学还提供其它的结果。伯奇曾证明，地震资料将很难与各向同性体中有限形变理论谐调一致，如果假定200到900公里之间的地幔的成分是不变的话（至于下地幔，它可以是化学均匀的）。于是，这里又重复报导，在上地幔中发现地震速度快速变化的间断或带。将地震仪相互结成组阵的广泛组合装置，最近已经按地区在不同深度上提出新的划分（安德森，

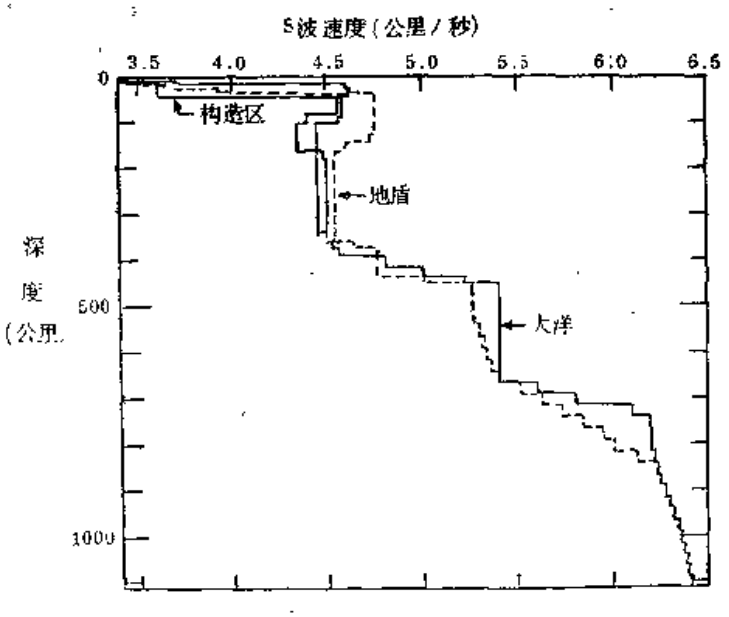


图93　在大洋、构造区或地盾区下，地幔中的S波速度[45]

1967）。结果似乎并不太确定，并怀疑存在有明确的间断。然而，我们将不得不问自己，不均匀性是否与对流混合相适应。

最后可以回想到，对于地震数目作为深度函数所时常期望的统计，有些不太确定。在约300到350公里之间发现几个层，但很难将它们归结为低速层，特别是根据克诺普夫(1967)，极小值下达400或500公里。如果考虑地震的总能量而不考虑其数目时。在740公里以下；什么都没有发现。

§3　上地幔的温度和成分

如果在钻孔中于深度上连续观测到20°到30°/公里的温度梯度，则物质肯定在100公里上熔融。因此，梯度必然在某个点之外开始下降。但很少知道确切的环境。除开弗瑞奥特（1966）试图从他的密度模型中推导温度之外，仅有的相对直接的途径是，将从地球磁场的表面变化于不同深度计算的传导性与假定存在于地幔中的硅酸盐电导率的实验室研究作比较（力武，1966）。遗憾的是，现在要作比较的项目都还没有充分的测定。许多作者，包括法国的格里内特（Grenet）、使用磁大地电流法在70或80公里找到传导率的一种起始增长（例如，在数量级中它将从10^{-4}电磁单位变化到10^{-13}或10^{-12}）；然后可能在降低600或700公里之后，它重新升起，迅速达到10^{-11}电磁单位〔普赖斯(Price)，1967〕。在实验室方面，只在一些矿物上曾经进行过试验，并且是在太低的压力下进行的。起初电离传导率很重要，然后，地幔必然开始象一个电子半导体。这样，有两种类型的传导率，一个是在观测增长的范围内占优势，其它为第二种，但它们各自的重要性都很少为人所了解（普赖斯，1967；柳比莫娃，1967）。

在等待这些方法产生可靠的资料的同时，从实验上和理论上研究热传导率是有用的。即

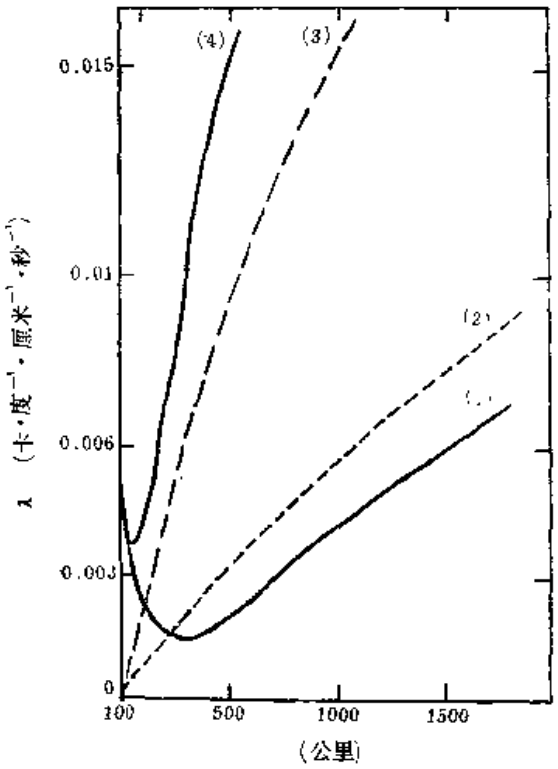


图94　上地幔中热传导率随深度的变化：(1)光子传导率；(2)辐射传导率；(3)激子传导率；(4)总传导率[46]

使它通过对流而变得混乱，在深度上对它的知识也提供了有价值的资料。视传导率，除开通常晶体点阵振动的光子传导率之外，还包括一种辐射的传导率，在红外线中变得透明的硅酸盐容许热的辐射转换，以及一种激子的传导率（从一个原子的激发状态向另一种的转换）。后两种成分随温度作十分迅速的变化。图94（柳比莫娃，1967）给激子传导性一种特殊的分配。此处所包含的判断实际上有点主观。例如，辐射传导率可能由于不透过红外线的次生矿物的存在或缺失而大大改变。定性地说，表面附近存在着一个极小值，接着一个快速的上升，这是可以允许的，但如果要避免一种恶性循环，则必须记住，选择温度和深度之间的关系必须在能够绘图之前进行。柳比莫娃将阻碍热向空间耗损的最上层的低传导性看成是地球内部逐渐加热的一种论据。

如果不考虑对流或浅放射性源，则温度梯度将随传导率作相反的变化，即温度上升越来越快，直到极小传导率的深度，然后减小越来越快。这样，趋于减小刚性系数的温度效应，可能一时超过趋于使它增加的压力效应而占优势。这将是低速层的一种简单解释，但它将使此层太靠下。因此，我们回过头来用接近熔融的通常解释。由此我们该有地幔中温度的最有价值的证据，如果我们知道在相应部分中熔点是如何随压力或深度而变化的。由于不知道一个物体的成分，就不能多谈它的熔融，所以首先讨论这一点。

大陆莫霍间断经受时间考验的唯一解释是第六章中阐述过的那一个，将此间断看成从基性岩石、玄武岩或辉长岩向超基性岩、橄榄岩和辉石的过渡。林伍德（Ringwood）曾对成分相当于一份（按重量）玄武岩与三份纯橄榄岩（主要由橄榄石组成）的岩石掘出上幔岩（Pyrolite）的名字〔克拉克(Clark)和林伍德，1967；默西（Mercy），1967〕。用氧化物表示，重量的比率为二氧化硅43%，氧化镁39%，氧化铁8%，……。这大体上是球粒状陨石的硅酸盐相的成分，从而时常将陨石看成是地幔的代表。概念是这样的：上幔岩熔融分解将产生岩浆，从岩浆导出玄武岩质层，而剩下来不太容易熔融的纯橄榄岩则形成正处于莫霍之下的地幔部分。同时，几乎所有放射性元素都进入玄武岩相，使它的活动性类似于现代拉斑玄武岩。

将橄榄岩作为残渣的这种观点，干净俐落地避免了企图从其中导出玄武岩所遭受的各种困难。虽然它过于简单，而且距离被普遍接受还很远，但我们还将支持它。岩石学验证是困难的；上幔岩必须根据温度、压力和水的存在或缺失而取不同的矿物形式。从而，其残渣也与被看成是上地幔样品的陆地岩石进行比较。根据默西，这些既不是玄武岩中的橄榄岩结核，也不是阿尔卑斯褶皱的橄榄岩，而是组成金刚石产出岩筒中主要包体的石榴石橄榄岩结核；我们不能进行这种细节的讨论。

在深度上认为橄榄岩层是终止于低速层。在大洋之下，根据赫斯的假说，处于莫霍之上的橄榄岩中的蛇纹岩化部分将形成大洋层；但岩石圈也包括一个较低的非蛇纹岩化层。

假定上幔岩是在大气压力下一级近似于由橄榄石、辉石和斜长长石组成的，并通过利用已知对简单系统的平衡曲线，麦康纳尔（McConnell）等（1967）曾经试图得到上幔岩在不同形式中，特别是在其熔点上的热力学性质的概念。显然这是不能用对待纯物质相同的方法来确定的，它主要相当于最轻硅融盐的熔融，而且如果形成易熔的混合物则甚至可以更低。这些作者首先测定大气压力下的熔点曲线（图95），它由几段弧组成；在上支仅是橄榄石固化，中段辉石固化，而橄榄石重新熔融，最后在下段斜长石固化。然后修改曲线来适合

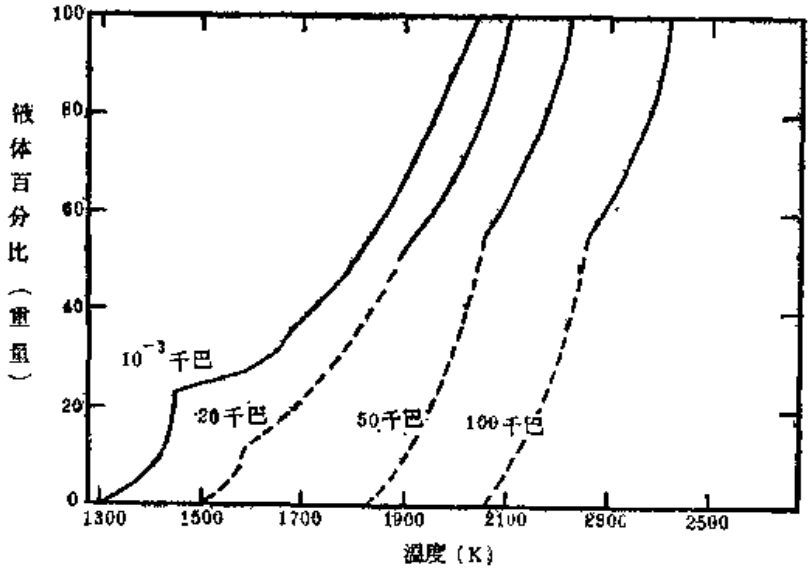


图95　不同压力下上幔岩的熔融曲线[57]

越来越高的压力。在100千巴处，斜长石已经消失。图96以不同形式表示图解（压力或深度、温度）中上幔岩的熔化区域。最有意义的曲线是相当于玄武岩部分完全熔融的25%曲线，假定对于所有压力都是恒定的份量（一份玄武岩和三份橄榄岩）。此曲线及其邻近有相当于斜长石的一个迅速上升的部分，而斜长石在高温下消失。

这些作者假定玄武岩浆源处于45和60公里之间，即夏威夷地震的深度，这可能只相当于真实深度的下限（古野，1967）。他们用图96的曲线ABC表示在50公里左右玄武质岩浆的产生：如果温度在一个围墙之内发生上升，则压力从A升到B，并具有足够使围墙破裂的少量液体形成。然后，压力沿BC回到正常，使玄武岩全部熔融，进入裂缝并产生侵入体。这些作者强调他们的模型保证玄武岩质火成岩的均匀成分，而无须假设广泛液体区域的存在。洋脊脊峰上造成磁异常的侵入体，可能由某些类似的作用产生。这将是一个需要澄清的要点。

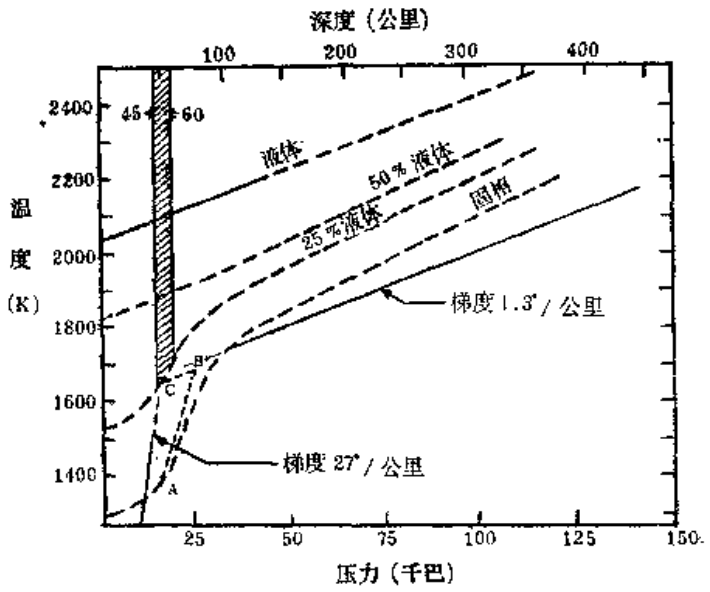


图96　根据上幔岩假说，上地幔的熔融可能性[58]

图96中从C出发的两条直线相当于27°/公里和1.3°/公里的温度梯度。这些作者将它们分别看成地壳和辐射传导区是合理的（无疑地，对流降低第二个值）。在他们的观点中，将两条线放到一起，得出地幔温度的一种表示，或者至少给温度定出一个上限。其实，我们刚刚阐述过，他们对火山作用的解释将与部分熔融地区的持续存在相抵触。离开火山地区的地幔的一般状态可能由处于两条线之间的中间线段表示，例如沿着A处起始熔融（固相线）曲线的正切。然后，除开A的附近之外，另一个区域（近100公里）看来接近熔点，这将是相当于低速围的一个层。我们用这种方法该能取得温度的资料，但它的弱点是明里的。

根据上幔岩假说，地幔从低速层向下900公里的化学均匀性对于对流理论很重要，它并不与我们已般指出的弹性不均匀性相矛盾。事实上，我们从布里奇曼（Bridgman）的著作

知道，压力能够多么容易地产生使矿物变得越来越致密的多晶型转变。伯奇于1952年将上地幔的不均匀性归因于大量这种转变的迭加，其中有些现在已经完全确立（克拉克和林伍德，1967；安德森，1967；默西，1967）。伯纳尔（Bernal）早在1936年提出最简单的是斜方橄榄石向尖晶石结构的立方晶体的转变；其它包括辉石和二氧化硅(SiO_2)或氧化镁(MgO)。1961年斯蒂肖夫（Stishov）和波波娃（Popova）证明石英及其高压形式柯石英分别在73千巴和97.5千巴左右转变成具有金红石结构的一种新的致密形式，后来命名为超石英，而伯奇于1964年提出作为所有多晶型转变结果的弹性均匀的深部地幔，可能最好描绘成最致密形式的氧化混合物，主要的一些自然是二氧化硅，氧化镁和氧化铁。这样就勾绘出整个地幔的一幅暂时满意的草图。

相变能够以要求环境提供确实在回程上恢复的转变热来反抗对流吗？由于可能维持准稳状态而复杂化的这个问题，已由弗胡金(Verhoogen)(1965)仔细研究过。他总结出，在对流地幔的压力下，已知的转变将有些障碍。另一方面，正如埃尔萨塞(1968)强调的，包含上升而体积增加和下降而体积减小的这些转变，通过扩大了理论家通常考虑的正常体积变化的效应在对流热机运转中起到一个重要作用。1968年丹尼斯（Dennis）与沃克（Walker）也将深源地震归结为准稳定相在下降时的突然收缩；但正如赛克斯曾表示的，初动的研究不利于一种古老理论的复兴。

最后，我们指出，从变成尖晶石形式中传导率增加一百倍的铁橄榄石（橄榄石的Fe_2SiO_4组分）的情况来判断，相变可以在电传导率随深度的快速增加中起作用〔秋元（Akimoto）和藤泽（Fujisawa），1965〕。

§4 地幔的流变

我们在岩石圈和地幔其余部分之间描绘其差异是方便的，但却仍是人工的。在低速层的开始没有识别出间断。而且根据地幔拖拽岩石圈这个仅有的事实，在这二者之间需要一个有效的耦合。这就引起不幸尚未解决的地球内部物质的形变定律问题。为了计算，有时假定此物质对相当于缓慢对流运动所遵循牛顿粘滞性定律的那些地震的短周期应变起弹性反应，换句话说，它的行为象是一个粘滞弹性的马克斯威尔物体。似乎将地幔看成是一个结晶固体要更自然些。在此情况中，它的流动应类似于金属中晶体点阵位错起主要作用的热蠕变。对于此情况来说，各种定律是十分不同的，但在物理上它们对于很小应力将由于位错的成群迁移而再化为粘滞形变似乎是可能的。正如托择（Tozor）所指出的，在极限中，具有一定束缚力能量的固体在没有负荷下，由于原子或离子的扩散面流动，同时从颗粒边界所引起的复杂性，甚至位错只在远离熔点的温度上以及对于大的形变才发生。遗憾的是，可能的最长实验也太短，以致不能清楚地说明相应领域的特征。

我们用假定粘滞性产生对流现象的普遍正确的表现作为结束。但是，如果仅单独包括粘滞性，自然就不会瞭解任何构造。在这一点上，地震证据是有益的，而关于它，我们还将谈点。

可见断层的存在证明在低压下岩石是易碎的。浅源地震由或多或少的弹性应力的积累而开始，然后在一个点（震源）上发生破裂，并沿着断层传播，断层的运动减小应力。深温地震的机制必然是不同的，正如杰弗里斯于1936年就已经认识到的。这里静水压力可达200千巴。奥罗万（1965）指出，它是两个熔融固体间分子聚合的数量级；易碎的断裂将需要相同

数量级的切向应力。现在，根据奥罗万，造成一次地震的应力最多为100巴的数量级。他的计算有可批评之处（库仑和约伯特，1967），但不可能将结果乘1000倍。假定除开与地区有关的某个深度，奥罗万（1966）估算小于20公里，地震是一种蠕变不稳定性的结果；蠕变意外地开始，并由产生结构中的紊乱和局部温度上升所造成的形变的本身而使之加速。在这方面，蠕变集中在一种断层组成的细带内。

这些现象发生在什么地方，明显地取决于物质的性质。埃尔萨塞也和奥罗万一样，曾强调某些物质在使岩石圈更具有塑性方面可能起到作用。主要的力量是水，它对石英的作用是众所周知的。百分之几就足以将玄武岩的熔点压低到500℃。当它开始在海沟区下降，失水物质将变得易碎。瑞雷和佩特森（Paterson）的试验时常引证这种思路。这些证明，在低温高压下具有和花岗岩在破碎强度上相差不多的蛇纹岩，由于温度升高时的某些去水作用而变得容易破碎。斯卡夫（Scarfe）和威利（Wyllie）（1967）对于铁游离的蛇纹岩测定出发生于450℃附近的变换曲线，但它与赫斯假说中大洋层演化的确切关系仍有待于测定。

§5 铅垂不稳定性所引起的对流

我们已经采纳粘滞对流假说。这就立即引起估算不同深度上粘滞性系数的问题。由于仍旧未能很好地组织并难于适应缓慢现象，我们将质量因子Q的资料放到一边，虽然期待于它的可能很多。这就剩给我们两方面的资料去研究。第一方面来自由第四纪冰川的重量而下沉，和冰川回撤而未受覆盖的两种地区的缓慢上升，即芬诺斯堪的纳维亚和加拿大地盾。岩石圈多少有些弹性压缩之后，冰川槽已经为约1000公里深度下伏地区内的一种缓慢流所充填。发现相应的粘滞性系数为10^{21}或10^{22}P的数量级（例如见库仑和约伯特，1963；克拉克和林伍德，1967；诺普夫，1967）。

第二方面是人造卫星观测已经证明，地球赤道的膨胀太大而不能以现在的转动率对应于静水平衡。芒克（Monk）和麦克唐纳（MacDonald）曾认为是潮汐作用可能使转动率降低的结果；膨胀有些是古老的。正如麦克唐纳于1963年所作的那样（麦肯齐，1967a），由此可以导出整个地球的粘滞性为10^{26}或10^{27}P。

对于比正常温度下金属所能有的数值高很多的粘滞系数的物理意义有很大的保留。由于假定粘滞性在岩石圈中很高，在上地幔中下降到10^{21}P量级，在900公里附近重新迅速上升，并大大超过10^{26}P，所以，上面表示的两种需要可以同时得到满足。

在局限于铅垂温度差所产生的对流的情况下，我们用此结果来研究对流的可能性。典型的推瑞认为是一种粘滞液体中蜂窝状对流理论，其精华要回溯到瑞雷。他关心于解释贝纳德（Benard）对于规则对流元在从下而轻微受热的薄层中形成的试验。最完整的对流元是象蜂窝的六角形，具有从中心上升而围壁下降的液体；但是，许多其它方式也是可能的，这决定于系统参数的细微变化。尤其是，一个缓慢的水平运动添加到对流上时，可能在沿着平行或垂直于水平速度的交变方向中发生旋转的滚动；气体中的类似运动解释了平行云的某些系统〔库伦和洛伊塞尔（Loisel），1940〕。瑞雷证明，这种平稳对流只能在热源将温度梯度保持在一个临界值上时存在，它总是大于绝热梯度并与粘滞性成比例。对于一个较低的梯度来说，介质是处于平衡的；对于略高一点的梯度来说，流的速度随时间而增加；对于更高的梯度来说，运动变得高度不规则。在所有的情况中，系统都是不稳定的，而且上升运动的位

置决定于偶然环境。

蜂窝对流的这种边缘特性，很少有希望得到满意的模型。虽然如此，将瑞雷准则应用于温度梯度和粘滞性所可能有的数值上，证明(克诺普夫,1967)下地幔是在准则下的(无对流)，而上地幔是在准则上的（不规则对流），这与我们的基本选择一致。

托泽（1967）是以所希望的一般性探讨地球内部粘滞性对流问题的唯一理论家。其分析的主要特点是，一方面考虑粘滞性随深度的巨大变化，另一方面考虑对流本身使热源位移。托泽的模型是似静态的，换句话说，它们的演变充分缓慢，认为包括放射性元素的物质成分在每一个点上是不变的，而在层边界上的温度也同样是如此。下一项任务，也是一个难题，是确定静水平衡的一个起始模型，以传导来传热，从此传到似静态模型，将其偏差作为无穷小处理。此起始模型或静态模型必须是球对称的，从而温度的水平差异所造成的对流并不包括在此阶段内，如果我们事先没有这样做的话。然而，这样并没有使托泽放弃对大陆地盾和大洋分别考虑温度条件和放射性源的分布，并使用克拉克和林伍德的资料。

在研究起始模型之初，托泽采用对流层中粘滞性随温度变化的一种经验公式，包括熔点。粘滞性在600公里处跃升4个数量级。静态模型的计算证明，对流产生一个几乎是温度的绝热分布。图97表示出此结果。地盾和大洋表面附近的温度差是由于大陆地区内有较高放射性浓度的缘故。对流在大洋下50公里处开始，而正是在这里两个温度相差最大。对流在地盾下仅在100公里处开始；从这里起两个温度的差别变得不明显。

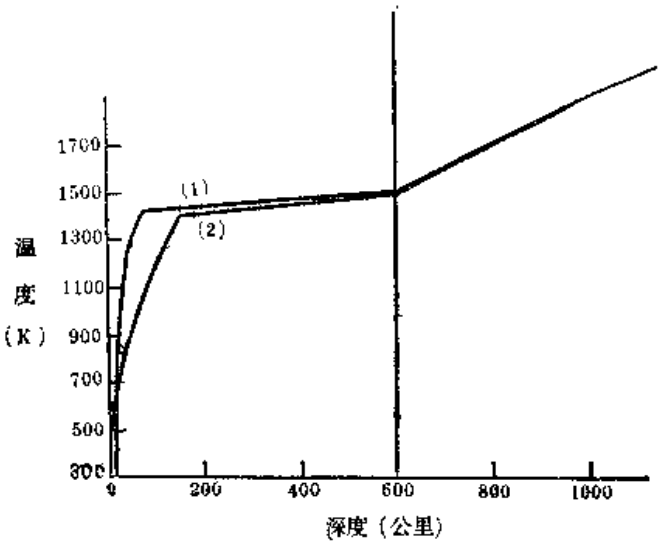


图97 大洋(1)和前寒武纪(2)地幔的静态解答。对流在600公里停止，因为粘滞性在这里间断

对流区域中的温度分布，对热源的强度差不多是不敏感的，如果温度上升，则粘滞性将随着变得更强的对流面立即下降，并重建平衡。鉴于对内部放射性知识的贫乏，这是一个重要的结果。

和温度一样，托泽静态模型确定内部粘滞性，对流将它维持在一个接近于常数的值上，为10^{20}P的数量级，但再往下，在对流层下，粘滞性突然变化到10^{25}P数量级。超过此深度，仍定在600公里处，热交换是由于传导，大部分为放射性的。所有这些都与上面所发展的全部观点充分一致，虽然地震学证据提出采纳稍厚一些的对流层。

托泽通过静态模型进入确定模型，虽然不能作出许多理论进展，但却得出一些微妙的差异。除由于通过临界瑞雷梯度造成流的潜在的不规则性（于片流中与出现机械扰动无关的一种不规则性）之外，可能有由于热源的局部过剩所引起的一种不规则性（准则是相同的；考虑的是此处产生平稳的流量，而不是由传导进入层中的热流）。另一方面，托泽不能阐明一些重要的细节，例如，上升柱与下降柱的相对横剖面，或不规则对流的空间瞬时结构。

在他所指导的在液体内部受热的对流实验中，已经得到惊人的结果，但缺乏理论，观测

的特征之一是流体在对流元中心下降，而与正常贝纳德元中所发生的情况相反。另一个重要的特征是，设厚度相同，对流元的水平尺寸较延展很小的贝纳德元大一些。于是，一个对流圈的上升翼与下降翼之间的达几千公里的距离，似乎与对流层的600或800公里的厚度是一致的，消除掉时常对局限在上地幔的对流理论所持的一种反对意见。

对托泽来说，沿其热源产生的这种对流是大洋所特有的。在大陆下面，由地壳中放射性浓度而使之改变的上地幔更适应于贝纳德——瑞雷型对流，不论它是否存在，都和我们的课题不大有关系。但是我们必须反映出，在大陆边缘之下所发生的事情。

§ 6　水平不稳定性所引起的对流

迄今为止，我们仅局限于铅垂不稳定性的对流。早于1935年，佩克里斯（Pekeris）曾考虑到大陆与大洋之间的水平温度差的影响，但他假定是整个地幔的对流。既然是这样，假定它受深度的限制就更现实一些。

与瑞雷对流的一个主要差别是，此系统在不论多微小的水平温度梯度存在时，都是不稳定的。现在根据表层热流值和假定的大洋与大陆地壳的放射性所计数的内部温度导致整个低速层的巨大温度差异。大洋下的温度将超过大陆下的约一百度。因此，克诺普夫(1967)假定对流都沿着大陆边缘发生于此低速层内（图98）。流速随对流层的厚度很迅速地降低。然而，阿伦、汤普森(Thompson)和韦斯(Weiss)（1967）曾经证明，对于包括下达500公里为10^{21}泊，超过500公里为10^{26}泊的运动粘滞性（密度划分的粘滞性）的简化模型，1厘米/年数量级的速度应超过3000公里的半波长而产生。在这些环境中，水平不稳定性本身似乎就阐明海底扩张。但这种形势我们看来似乎是与已经阐述的事实相反（图97）：正常对流大大地减小大陆地幔与大洋地幔之间的温度差。

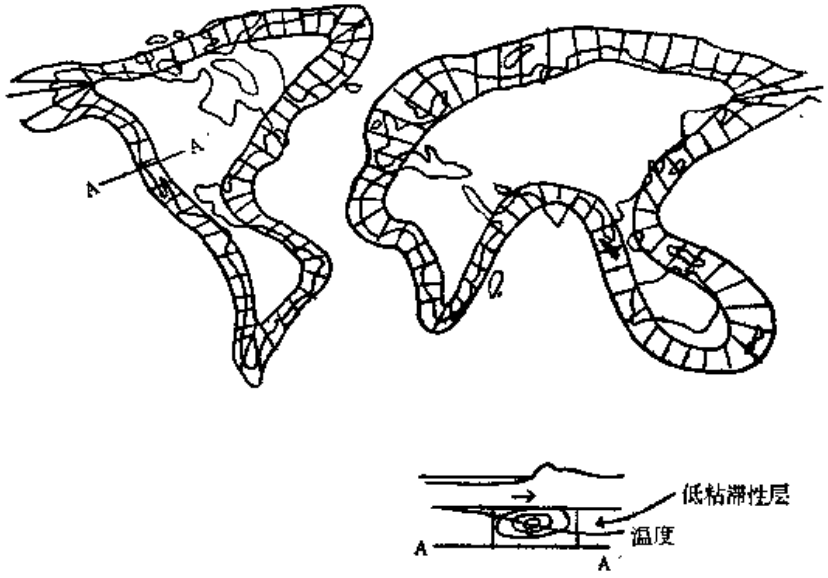


图98　由可期望的水平温度梯度所致对流的边缘带简图。横剖面表示大洋地幔比大陆下面的温度高[99]

以一种比较适度的方式，水平不稳定性可能使人了解一些关于岛弧和它们所包围的边缘海所表现出来的特质。其实，奥利弗和艾萨克斯的模型（第四章）很难应用于位于岩石圈被认为是沉没于其中的一条海沟后面的第二个海沟。例如，在日本，地壳并没有随岩石圈而下降，莫霍从列岛下的典型山根上升(日本国家有关上地幔计划的报告，东京，1967)。另一个实例是斐济高原位于汤加海沟的后面，其外又是震源面向另一方向倾斜的新赫布里底海沟。此外（第七章），边缘海中或斐济高原中的热流接近于在洋脊上观测的平均热流（具有较小

的数值分散性，无疑是由于其较平滑的起伏）；奥科斯伯和特科特（1968）曾企图用岩石圈下降地区内摩擦的勇敢假说来解释它。最后可以将岛弧形状本身与处在一般流中已经从云状元的实例中完全知道的对流元，以相同比例尺的那些形状作比较（图99）。

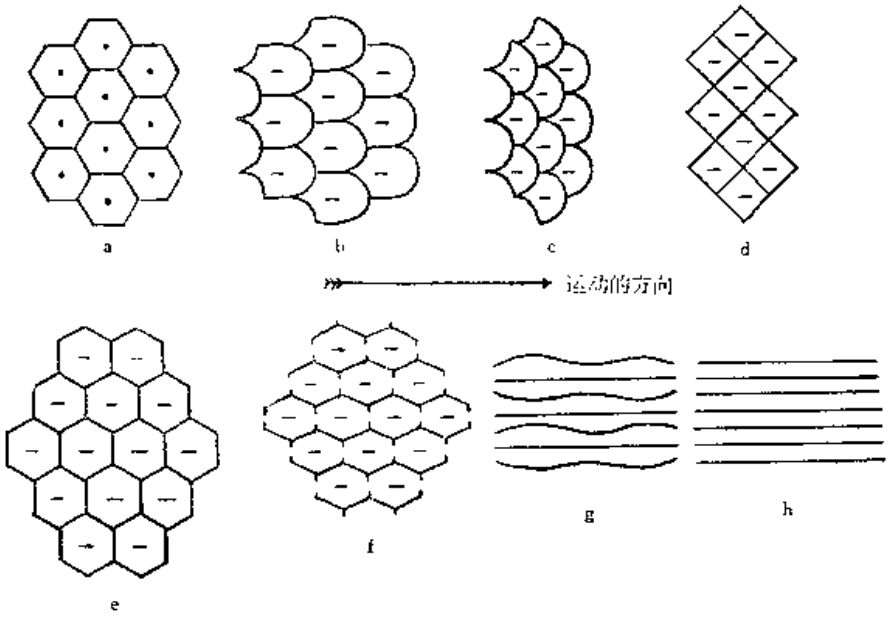


图99　在一种微弱但增长着的流中，对流元的发展[91]

边缘海就这样不同于其它边缘。它们能够单独地成为受到一般膨胀流改变的局部对流循环所在的地方，两个环路之间的边界是深地震的震源面。为了支持这些明显的纯理论观点，可以引证：（1）在日本海或鄂霍茨克海下面，甚至于在汤加似乎在一种情况下展平约200公里，（图4），面在另一种情况下展平约350公里（图5），在这些情况下，此种表面有奇怪的形状；（2）鄂霍茨克海中的线性磁异常（第二章）和日本海中的异常地幔（第四章）的存在；（3）最后，格里菲思、阿什克罗夫特（Ashcroft）、巴克（Barker）和帕金森（Parkinson）（苏黎世通讯，1967）在南桑德韦奇弧*内侧发现一种洋脊。

大洋弧的任何解释也都应适用于大陆弧，如喜马拉雅和喀尔巴阡。赫斯（1965）假定在提特斯海（Tethys）中间有一个中生代之初的洋脊，而格兰吉奥德（Glangeaud）曾经在西地中海发现它的证据。在与此对比中，赫斯将太平洋中所采集的蛇纹岩与阿尔卑斯的蛇绿岩作比较。最后，在第七章中，已经看到喀尔巴阡盆地中有高的热流。这样，对边缘对流的可能性似乎应该加以仔细的检验。

83. Verreault, 1966.　　84. Verreault, 1966.
85. Anderson, 1967.　　86. Lubimova, 1967.
87. McConnell et al., 1967.　　88. McConnell et al., 1967.
89. Tozer, 1967.　　90. Knopoff, 1967.
91. A.Graham; Figure from J.Coulomb and J.Loisel, 1940.

* 晚近，梅纳德等（1968）在斐济附近找到线性隆起和深而窄的海沟，它们是地震的，并且类似于一个扩张中心，肖尔等（1968）在这里找到一个上升的大洋地壳。

第 9 章　大洋和大陆

§ 1　大洋地壳的诞生

我们已经诉诸多种多样的地球物理学科。我们可能还要走得更远。例如，陨石可能会提供关于大陆化学的某些事情；或者地幔温度又取决于热从地核中逃逸的方式方法，而陆地发动机理论将可能提供这方面的资料。但是，这些优点在疑问边缘的增长中消失。这是通过逐渐回到可观测的现象与描述迄今不得其所的一些特点来总结的时候了。我们将不再重复前几章中支持每一种主张已经提出的论点。

正如我们曾经看到的那样，在地表观测到的膨胀反映出对流元的一种粗略对称对的运动，此对流元不是深而是宽广得多，是在洋脊下某处的公共分隔物之下升起的。洋脊的完整对称已在第五章中阐明。处于分隔物上面的停滞带必定是发生在异常地幔分化的地方。或者应将后者看成地幔岩的斜长石变种，它在低压下是稳定的，虽然需要高温。停滞带与其上很远处异常地幔基底的张开形状有关，图72（情况 1 ）提出的形状是由二上升流持续分开所造成的。

异常地幔象一个物理化学工厂在运转，其生产和发射的任务如下：向上的是作为侵入体（如果洋脊具有一个轴谷，则将升到表面，不然就未达到表面，但在这两种情况中都可强烈磁化）和作为正常火山喷发的基底玄武岩；两侧是正常地幔的橄榄岩，楔于二者之间的是由于增加了水而从上述产物中分异出大洋层的蛇纹岩化橄榄岩，它似乎是年轻的(赫斯，1962)，虽然同位素分析表现出降低海水的要求。尽管这些变换的确切位置和岩石性质仍未确定，但放到一起则将造成使洋脊上升的巨大体积增长（橄榄石的密度为 3.3 克/厘米^3，蛇纹岩的密度为2.6克/厘米^3，5 公里以上70%的蛇纹岩化仅占750米）。

赫斯支持蛇纹岩化橄榄岩的主要论据之一，是发现大洋层的厚度在 5 公里左右是相当恒定的，他用一个良好的约500°的水合作用的常数温度来解释。如果将 2 公里的基底加上 5 公里的大洋层，则假说意味着70°/公里的梯度和 3 微卡/厘米^2·秒的热流(假定玄武岩的传导率为0.004卡/厘米·秒·℃的数量级）。这些是脊峰地区下很合理的图形。假定扩张是均匀的，则冷却的刚体层将保留其成分。然而，其厚度有些随着离轴的距离面增加，它可能要求图形作某些改变。

在东太平洋洋脊下连续的大洋层，在大西洋洋脊下缺失（图66和15）。对于卡恩（Cann）（1968）来说，这种缺失是可以理解的，只要500°等热线在地壳中所处位置太高；而大西洋热流低于东太平洋的热流，并且等热线也更低。根据我们所知道的异常地幔的物理和化学，此反对意见似乎并未彻底地判定赫斯假说，它并不比缺失大洋莫霍面与大陆莫霍面之间的连续性更为严重。然而，勒皮雄等（1965）观测到大西洋中脊下面大洋层和基底的厚度之间成反比关系，进而支持卡恩提出在第六章中已经阐述过的机智解答，其中大洋层将从顶到底都

变质成绿片岩，然后再变成闪石的基底玄武岩组成。这种模型显然保持莫霍面的二重性，它的困难似乎和赫斯模型的困难一样大。

在此点上要求详细解释引起磁异常的玄武岩侵入体如何从基底上升，以及在低扩张率时它们与中谷的关系是什么。一些思路已经在斯克里普斯（Scripps）研究所内由在海底之上几百米拖曳一组仪器（磁力仪和各种测深仪）完成高尔达洋脊的独创性研究提供出来〔阿特沃特（Atwater）和米迪（Mudie），1968；斯皮斯（Spicss）的苏黎世通信，米迪和哈里森以及哈里森和米迪〕。轴谷表示出一个阶状构造（图100），它可以解释成地堑的正断层。这些台阶向外倾斜并接受沉积，阿特沃特和米迪假定沉积是从其南端来自大陆而进入谷底的不断到达的混浊流。为沉积和火山流出物所覆盖的相同倾斜块状构造，在离轴达90公里处仍旧可以识别出来。

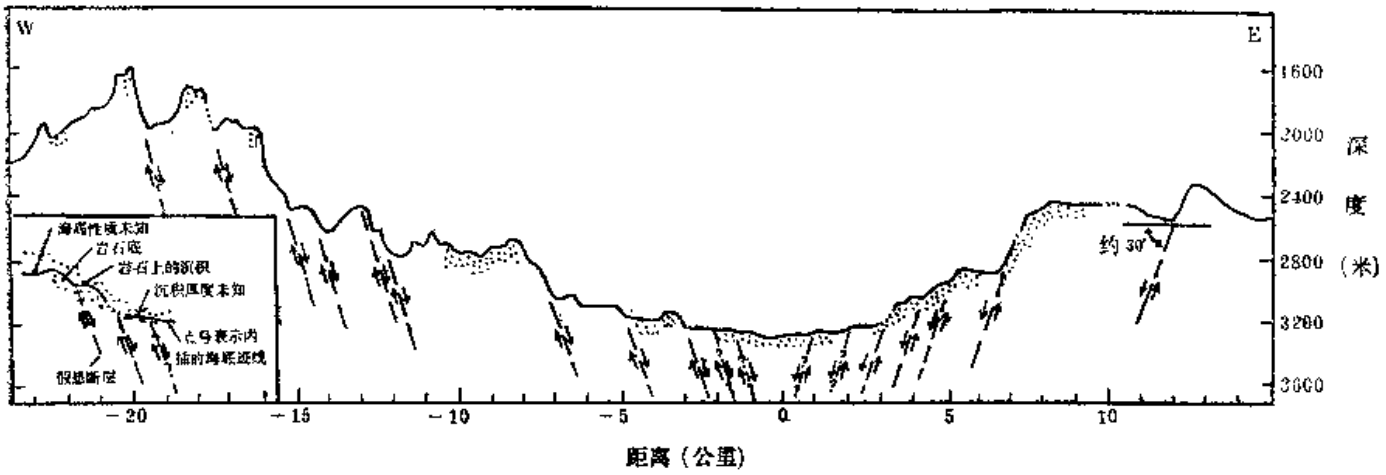


图100　高尔达洋脊，用靠近海底拖曳的铅垂测深仪与倾斜测深仪所得到的中谷剖面（垂直夸大5倍）[92]

此外，在海底附近观测，再次发现成排的磁异常，但要强烈得多。它们表示出相当于3公里数量级的波长和达到2,000γ振幅的一个良好构造，可能正如马修斯所设想的(第三章)，由于岩墙在轴附近挤出并扰乱极性反转地区。遗憾的是，磁异常之间的对比和断层地形并不总是可以看到的。[93]

§2　大洋地壳的消亡

对流系统的另一端发生些什么呢？我们首先考虑海沟和深源地震区（太平洋边缘、安的列斯、南桑德韦奇群岛）内岩石圈下沉带的情况。即使否认埃尔萨塞提出的岩石圈由其本身的重量而沉没，我们已经看到它象一个刚体板块在适当距离上的作用。这样就没有绝对必要来假设对流滚卷的水平运动一直都使岩石圈伴随着在其下沉中仍旧牵引它的倾斜流。在岩石圈没有遇上倾斜着使它弯曲的障碍物时，就更难于确定对流下沉的位置，例如在北美之下大西洋流和太平洋流聚敛处。或者在那里对流下沉是宽广的和扩散的，或由两种流的两个明显不同的带组成，或甚至于根本不存在；在此后一种情况中，将是奥罗万所得到的（1965）“开张元”对流。岩石板块在表面上的可动性掩盖住深部流，并使直接停留在下降区上的每一个

大陆的古老概念复杂化。

由于不清楚，我们可以留一条连续而闭合的下降线，在地形上类似于纲球缝（图89）。这将给我们一些帮助。

在岩石圈穿透上地幔的地带内，它大概往下到深源地震极限处仍然是可识别的，即以45°倾斜下达1000公里。例如，如果扩张率为5厘米/年，下降持续二千万年，在此时期内岩石圈将经受物理化学转换。其中发生在隆起上的一些是可逆的，但条件并不对称。特别是，赫斯（1962）观察到蛇纹岩的结果。在一旦达到500°时，它立即再次失水。按照他的意见，由火山抛出的这种水使大洋的体积增加。赫斯认为，海和大气圈的全部的水可能都这样开始的。此处是他的计算（略加改变）：以1厘米/年的低扩张率发散的30000公里中等洋脊，5公里厚层蛇纹岩化达70%、并包含体积25%的水，将提供0.4公里/年，或在四十亿年内为1.6×10^9公里^3，其中0.3公里/年仍将是大洋层。这样取得大洋现在的体积，即1.3×10^9公里^3。脱水橄榄岩并不再回到循环之中，但将增加大陆地幔，而幸亏这样才不致于使大陆被和侵蚀一起作用的上升水所淹没。

不接受水圈逐渐形成而也对侵蚀感兴趣的迪茨（1966），对大陆的生长提供详细得多的概念。其概念意味着引起花岗岩鉴别问题。迪茨实际采纳对一个海岸发生海底扩张的情况，象如今的美国西海岸那样。根据刚体板块模型，例如在勒皮雄的综合（第五章）中，这里所进行的任何过程都不明显。但迪茨的目的是解释阿巴拉契亚褶皱。可以假设褶皱在上升时，美洲对大西洋的扩张提供一个比现在要大一些的阻抗（1968年威尔逊甚至曾确定认为是大西洋重新闭合的一些时期）。这将导致在该时期建立一个海沟构造，如同现在的南美。然而，在迪茨的机制中，看不到任何类似于亚丁湾的火山作用。

迪茨对自大陆或从大洋底冲来的沉积，以及在岩石圈俯冲而缓慢下沉的前陆隆起中的沉积，规定出基本作用。使用由沉积变换的花岗岩起源理论〔在法国有怀亚特（Wyart）的支持〕，必须从沉没本身演绎出某种莫名其妙的原因，质量由深成岩体侵入并隆起（图101）。它保持被动的大陆架上升，并因重力而导致一些褶皱。在此阶段发展一条海沟，但在图102中阐明的主要结果是重复出现优地槽（直接从前陆隆起而来的结晶阿巴拉契亚）与冒地槽（处于古陆上的褶皱阿巴拉契亚）之间的差异。

和别人已经做过的那样，迪茨相信大陆由年轮而生长。已经谈到过的机制相当于部分轮圈的形成，为什么轮圈应完整，还不太明确。这样假定大陆作无变形的增长，除开在边缘上，并且尽管有侵蚀，还能均衡地保持其水平线。

除开边缘造山作用外，不再涉及其它地方，而且年轮分布也太绝对化的迪茨观点，于1967年受到扬（Young）的批评（迪茨1966，讨论）。扬特别坚持，阿巴拉契亚和加里东链是从一个巨大大陆中间的“内生”地槽开始的。这个问题与大西洋张开之前重建大陆有关。迪茨与斯普罗尔（Sproll）福尔肯（Falcon），1967）偏爱于两个分离的原始大陆（劳亚与冈瓦纳），从而迪茨不认为非洲和现在的美洲曾经相接；而且接触正是布拉德重建中的一个弱点（第五章）。在对扬的回答中，迪茨最后承认某些地槽确实是产生于稳定大陆中间，但坚持他所表示的优地槽—冒地槽对的描述。他回顾在优地槽山脉中，如加利福尼亚海岸山脉，发现外来的蛇纹岩和超基性岩，它们应分别来自大洋层与上地幔；他象赫斯那样阐述阿尔卑斯的蛇绿岩。

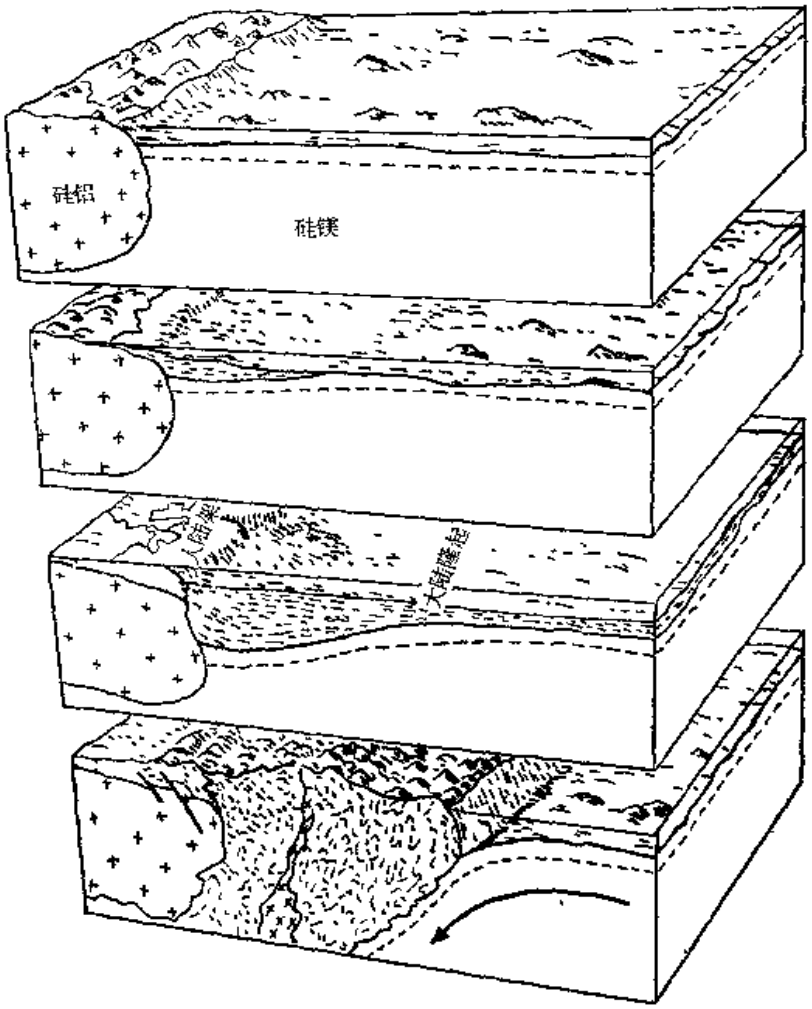


图101　地槽旋回和大陆的生长，前陆隆起上的沉积被转换成灰玄土或复理层的褶皱山脉[83]

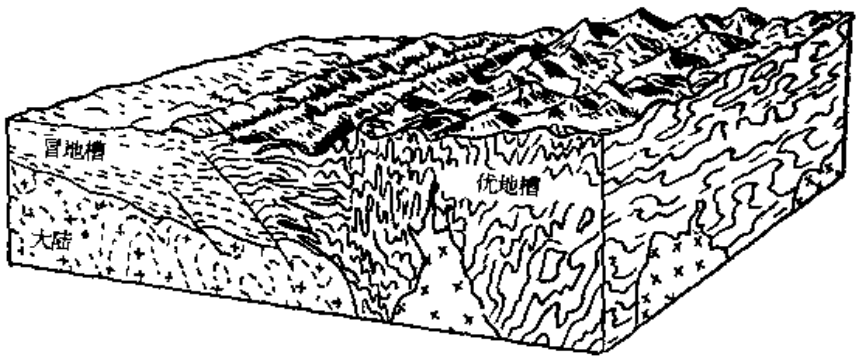


图102　部分现在的阿巴拉契亚山。结晶的阿巴拉契亚(右)是强烈形变的，而为深成岩体侵入。它们的复杂性是海底运动的结果。褶皱阿巴拉契亚(左)停留于大陆上，它的固定性维持它们不受强烈造山运动的影响[84]

本书作者承认永远不能清楚地理解地槽的其它典型事件曾经如何在这里发生，从而不愿对一些地质学家所赞同的山脉双重起源再提出问题；而在大陆内部见到变质作用与火山作用是少数难点。在由洋脊穿过并闭合的海洋边缘上，按照威尔逊（1968）如大西洋，或按照格兰吉奥德如地中海，山脉的诞生似乎比较清楚一些。

§ 3 作为一个传送带的大洋底

我们已经看到，大洋底在一亿年数量级的时间内更新一次。我们曾将洋底比作一个传送带；我们愿意用检验与磁异常有关的玄武岩薄层之外的真正传输能力来作出结论。

首先，沉积和各种岩石。我们已经几次提到这一点，并且使用从它得到的资料来建立扩张率时标。详细讨论观测结果是令人厌倦的，只要浏览一下，就能作出结论。

总地来说，大西洋洋脊的未固结沉积从更新世以后记年。这是脊峰带内的规律；然而，可以在横向断裂内保存沉积或岩石，在圣保罗礁附近的大西洋断裂中的玄武岩岩块，多少包含着带有下中新世微体古生物的变硬沉积(斋藤等，1966年)。还从圣保罗礁附近的断层中发现古新世有孔虫，由西菲利(Cifelli)、布洛(Blow)、梅尔森鉴定〔菲利普斯(Phillips)，1967〕。在维玛断裂中，上始新世时代水平沉积上不整合着更新世沉积。在两翼上，岩心时常穿过早于更新世的沉积，最老的是上白垩纪钙质软泥，发现于离轴1,170公里的红色粘土中达三米以上，它处于表示基底的蛇纹岩细砾之上（斋藤等，1966）。

拉蒙特队在东太平洋隆起上曾发现相同的结果〔伯克尔（Burckle）等，1967〕。在脊峰上，岩心进入岩石或穿透1—2米的第四纪沉积。离开脊峰，每个岩心中的最老沉积的年龄都在增加。在上翼达到上新世，在中翼为上中中新世，而在外翼为下中新世。在离脊峰1600公里处获得一个渐新世岩心，然后是一些始新世岩心。然而，在洋脊的东面没有发现白垩纪沉积，面是在中央太平洋以西发现的。斯克里普斯研究所队〔哈里森和米迪，1967；里德尔（Riedel）1967〕在克拉里恩（Clarion）和克利珀顿（Clipperton）断裂区的结果有点不够清楚。

沉积之后，海山·戴蒙德（Dymond）和温多姆（Windom）（1968）曾经在夏威夷西南发现这样的三种情况，极小年龄为八千五百至九千万年，与此地区的拉蒙特磁纪年为九千万年符合得很好。如果在洋脊轴上产生峰值，并且永远没有落后于相应的异常，则白垩纪以来的平均扩张率就不超过以海茨勒等（1968）的外推为基础的近代扩张率。峰值之一被认为是表示近代火山作用（70万年）。因此，在岩石圈位移时，深部条件有利于产生岩浆。

仍旧没有很多用钾氩法测定的年龄，更多地使用了海底平顶山（1946年赫斯发现并命名的截短和淹没的古火山）来估算其顶部被波浪削平的时间。

根据赫斯(1965)，可以规定海底平顶山的正常生命序列如下：它诞生于洋脊的脊峰；由岩石圈推着它偏离开洋脊直到其火山作用停息，并产生其上部平顶，这可能要几百万年；它在两翼以30米/百万年数量级的铅垂变率下降而沉没，如果扩张率为1厘米/年（此扩张率可使珊瑚持续构成，如果水温是适宜的，在此情况下，最后的结果是由环礁代替海底平顶山）；最后，环礁或平顶山消失于海沟中，正如梅纳德和迪茨从1952年以来在阿拉斯加和阿留申群岛之间所坚持的。

除开沃格特和奥斯顿索（1967），很少有人以活动洋脊检验这些概念，虽然认为一些平

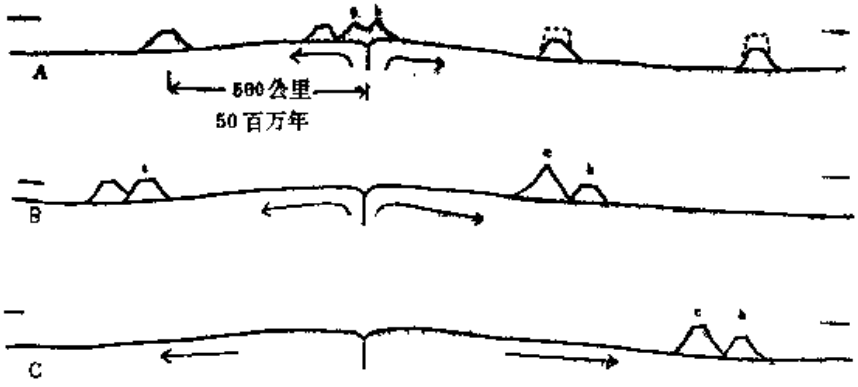


图103　平顶山与环礁的形成[95]

顶山或环礁与大西洋、印度洋或东太平洋洋脊有关。事实上，梅纳德（1967）发现，海底火山与洋脊之间的对比，只对达尔文隆起才完全显示出来。然而他很广泛地规定了它的极限。梅纳德认为，其它洋脊还没有达到为火山所覆盖的年龄，这将是它们衰落的一种标志。

根据赫斯的意见，在满布平顶山的西太平洋地区内，平顶山顶的深度大体一致。这似乎与前面的机制相谐调，在各处形成于两翼上的年轻平顶山（图103）有不到几百米的深度。

然而，其它现象可以说明平顶山的沉没：海平面的升降变化、地壳为平顶山所单独穿透、或活动洋脊的持续下沉。前两种过程很难有必要的幅度。如果优先考虑后者，并假设平顶山在两翼上随意生长并迅速受到侵蚀，则其现在的深度应大于从前的脊峰（图104）。这就是根据梅纳德（1965 b）对整个太平洋的观测，这与赫斯机制所给出的相对不变的深度正相反（图105）。

虽然梅纳德对它什么也没有说，但此理由将初步导致达尔文隆起在本来的意义上说从来没有一个洋脊的设想。然而，梅纳德将一些平顶山归结为从东太平洋来的达尔文隆起却是可能的，例如，根据沃格特和奥斯顿索（1967）所提出的土阿莫土的平顶山。

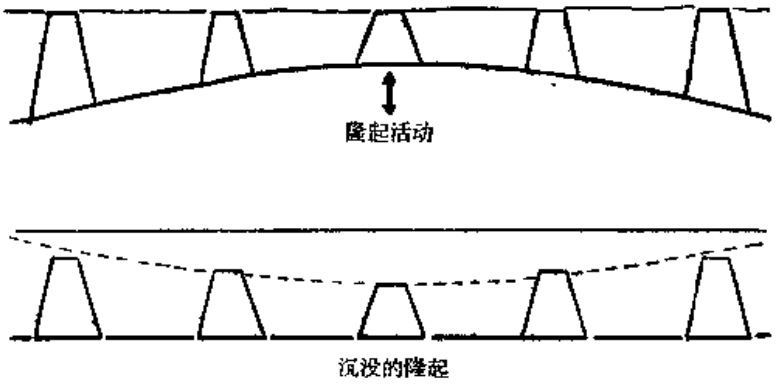


图104　达尔文隆起上平顶山的深度[96]

最后我们讨论较大的群岛。威尔逊曾列出大西洋各岛屿的极大年龄。在图106中可以看到的偏差可能由扩张率的差异（随沿洋脊的距离和随经过的时间），或它与洋脊所成的角度；在岛屿上可能发现的较老岩石；它们用离开脊轴产生的可能性来解释。岩石圈位移期间，火山活动的持续性，从洋脊之外，相应盆地外缘的佛特角(Cape Verde)与加那

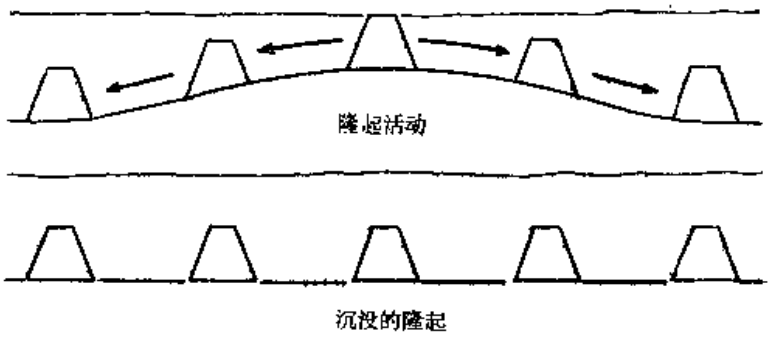


图105　根据赫斯假说，达尔文隆起上平顶山的深度[97]

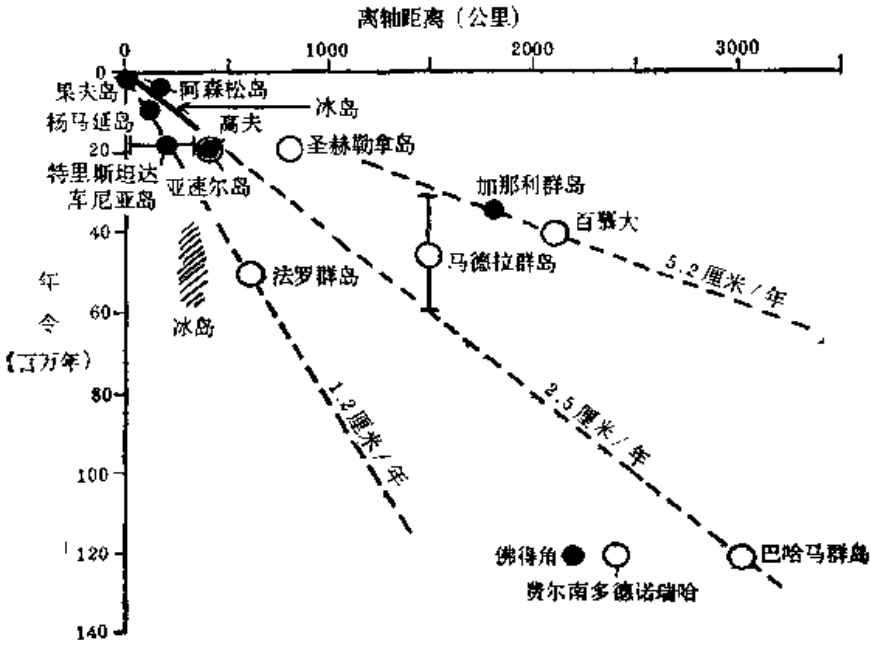


图106　大西洋不同岛屿上最老岩石的年龄，它是离洋脊轴距离的函数

黑圈表示有活火山存在，短线表明年龄或距离的不定性[98]

利（Canary）群岛中活火山的出现来看是明显的（有人想知道，是否岛屿曾经暂时地沉没于盆地之中）。

这样，在海底传送带的后面就什么也没有剩下，甚至没有裂缝和很可能从低速层上升、经过岩石圈并在其位移中继续其作用的岩浆筒。

§4　结　论

现在是我们作结论的时候。当前是收获半个世纪以来大洋勘探成果的时代。但是，此处和其他领域一样，发现越来越迅速。文宁·迈乃兹相信他发现岛弧中造山作用是关键。感谢尤因使地球物理学家的兴趣转向洋脊。赫斯的概念和瓦因与马修斯对磁条带的解释，使海底扩张的两种构造联系起来。新发现的横向断层找到它们在系统中的地位。

我们并没有掩饰仍会遇到的各种解释细节的难点；甚至可能过份地强调它们面冒着忘掉一切巨大成功的危险。主要的问题，一方面仍旧是解决深部的物理学和化学，另一方面则是确定对流热流及其改变洋脊位置的方式。对于我们领悟造山作用，了解表面构造能否精确地作用于对流本身也是很重要的。仍旧需要努力去进行观测和发展所设想的理论，并已经作出长足的进展。下面要向深部进军。

92. Atwater and Mudie, 1968.

93. Dietz, 1966.

94. Dietz, 1966.

95. Hess, 1965.

96. Menard, 1965.

97. Menard, 1965.

98. Vogt and Ostenso, 1967.

第 10 章　新近的进展

§1　引言

在单独一章中概括本书法文版以来的重要发展，我们必须限于具有广泛含义的结果。越来越表现出重要的仅有轻微形变的活动板块的概念（艾萨克斯等，1968），已经成为构造见解的一种不可缺少的工具，虽然在小比例尺系统的应用中需要小心。地球物理学家给地质学家开路，使区域性研究正变得如此众多，以致只能作为实例来阐述它们。

就组织机构而言，在我们深感兴趣的领域内进行很多研究的大地测量与地球物理国际联合会主持的国际上地幔研究计划正好结束。大地测量与地球物理联合会与地质科学联合会共同组成一个新的组织，地球动力学会国际委员会，探索表面运动的深部力学与热力学原因的研究。每一个人都充分地了解，板块理论不能解释所有的事情，尽管它在海洋中取得显著的成效。地球动力学计划提醒我们，大洋地壳与大陆地壳之间的基本差异对于中间情况（大多数的大陆边缘）留有余地；对于解释褶皱山脉和大洋盆地的起源，了解相当于物质从一种地壳转变到另一种地壳的一些情况是重要的。此外，理论的主要缺点是关于垂直运动、大型褶皱(落矶山)和大陆中的地震。近来在洋脊上（图108）以及在其横向断裂上都完全能观测到大洋中的垂直运动，也是受到关心的。还没有完全理解大洋板块中的喷发活动（夏威夷，平顶山群），或大陆板块中的喷发活动〔德干（Deccan）玄武岩〕，以及无震隆起（沃尔维斯）的存在。

虽然许多海洋考察已经获得新的结果，面联合海洋研究机构深部地球取样（JOIDES）工作有特殊意义〔哈蒙德（Hammond），1970〕。这是许多大学和研究所在国家科学基金委员会的财政支持下，用格拉玛·挑战者号船进行深海钻探的一系列远征。其目标是在钾氩法不能提供精确年龄的所有地区内取得海底的年龄。这就需要达到基底的岩心，而其年龄正好是与其接触沉积的地层年龄。这些工作，被分成一系列步骤，开始于1968年8月。首批13个阶段包括219个钻孔，其中一些是在6公里的水下达1公里的深度，有五个在南北大西洋，五个在太平洋，两个在墨西哥湾和加勒比海，以及一个在地中海。除开各种文章之外，现在已经出版三卷报告(深海钻探计划的初步报告，美国政府印刷局，华盛顿,D.C.)。它可以推论出，上述已建立的海底扩张历史完全适用于南大西洋，并具有一些复杂性，几乎与太平洋相同。由于缺乏能力，我们将简述有关沉积的结果；然而，杜威（Dewey）和伯德（Bird）关于组成沉没链岩石起源的新概念将受到检验。

结束此引言时，我愿向在资料上给予支持的所有人员表示感谢，尤其是克劳德·艾利格雷(Claude Allègre)，琼·弗朗切蒂(Jean Francheteau)，库尔特·兰贝克(Kurt Lambeck)和勒皮雄，以及允许我使用其图件的那些人。

§ 2 磁异常与海底

德博尔（De Boer）等（1969）看来已经证明雷克金斯洋脊及其一侧采集到枕状熔岩的磁性转向。

磁异常的绘制已经扩展到大洋〔在哈特（P.J.Hart）专辑中的瓦卡夸尔，1969；海茨勒，同上书；沃格特和奥斯顿索，1970；施利克和佩特里亚特，1971，等〕。一个珍贵的实例是由埃尔维兹（Elvers）、马修森（Matthewson）.科勒（Kohler）和摩西（Moses于1967年在阿拉斯加湾内发现，并在第二章中阐述过的大磁弯（Great magnetic Bight）。离开美洲从东向西增加的异常年龄，在阿留申群岛附近由北往南增加，即离开海沟由一个或两个异常作对角线切割。这种复杂现象的主要原因是阿留申弧的诞生，可能是在始新世〔格里姆（Glim）和埃里克森（Erickson），1969；琼斯（Jones），1971〕。另一个有意义的情况是下加利福尼亚以外地区〔泰勒（Tayler）等1971〕，其复杂性似乎是中新世以来北美的位移引起的；沿洋脊的扩张率在这里观测到突然的变化，而其它地方是平滑的（超过纬度5°，扩张率为2.07厘米/年与4.24厘米/年之间）。

罗娜（Rona）等（1970）在加那利群岛和佛得角群岛之间地区的磁平滑带内发现古线性异常，它对称于美洲大陆边缘的异常。然而，关于两种磁静带的解释仍在讨论之中（沃格特等，1970）。

靠近海底观测到的异常结构（第九章），已由卢恩代克（1969）和拉森（Larson）与斯皮斯（1969）澄清。后者曾在进入加利福尼亚湾的东太平洋隆起的脊峰地区内观测到前三种磁转向。他们得到一次转向期间的上限为4700年，并且对玄武岩质轴向侵入体的宽度来说，在280米处识别出侵入体中几公里的一个偶然破裂。磁化中的短周期起伏，可能是由于陆地发电机引起的。

应该注意到，在钾氩法之外出现具有改善细节的两种异常纪年的方法〔埃文斯（Evans），1970〕，而大洋沉积的微体古生物学，可应用于玄武岩质玻璃的裂变迹线法（卢恩代克和费希尔，1969），曾经在钾—氩测程之外提供35±5百万年的一个年龄测定。贝达（Bada）等（1970）曾使用有机沉积中氨基酸转动功率的持续降低，对一个518厘米岩心取得沉积率和年龄（基底上为1.23百万年），遗憾的是，没有可识别的转向。除开小的事件之外，直接转向时标似乎确定地建立起来〔伊米莉亚（Emilia）和海因里希斯（Heinrichs），1969；埃文斯1970；德纳姆（Denham）和考克斯，1970〕，但其纪年以及更特殊的期间，仍旧未确定。此时标已经用来检验近代沉积的纪年〔顾（Ku）等，1968〕。

现在，5百万年以外的异常年龄时标决定于JOIDES的结果。这些结果已经确认（海茨勒，1970）拉蒙特时标达－30百万年，而在－30到－80百万年间只有小的偏差，但在—80百万年以外年龄仍未肯定。然而，海上磁测的分辨率不会好于50000年。没有再发现尤因和尤因（1967）的世界性中断。

在大西洋中30S附近将会看到结果中分散的一个概念（马克斯韦尔（Maxwell）等，1970），

离轴距离（公里）	191±5	380±10	643±20	727±10	970±10	1270±10
沉积在接触中的古生物年龄（百万年）	11±1	24±1	33±2	40±1.5	49±1	67±1
根据迪克森（Dickson）等（1968）的磁年龄	9	21	34—38	38—39	53	70—72

扩张率仍保持在近2厘米/年，而无任何长周期变化。

正如在图107中对北太平洋(费希尔等，1970)所看到的那样，现在已经明确地识别出所有大洋中海底的年轻性。在北大西洋中，恰好在美洲大陆边缘之外所发现的最老已知大洋沉积的年龄为一亿六千五百万年（中侏罗纪）；这意味着此处在中生代存在一个大洋，具有两倍于现在的扩张率。或者可能在北太平洋会发现较老的基底，如果钻探没有遇到燧石层。此层也在北大西洋的一些地方出现，年龄为七千万年，并起着重要的地震“标志”层的作用（尤因等，1970）。

最后，JOIDES钻探已证明，除水平位移之外，海底曾经受巨大的和快速的垂直位移。某些岩心的下部沉积包含石灰岩，而上部沉积缺少它；因此，它处于溶液的水平线之下。这将由于洋脊两翼海底下降而出现（费希尔等1970）；然而，在大西洋最北边膨胀时，从大陆分开的碎片被认为是很快就淹没了的。另一方西，充分解释在南大西洋观测到的沉积（图108），要求洋脊本身有水平变化，或伴随着扩张率的短期变动（马克斯韦尔等，1970）。

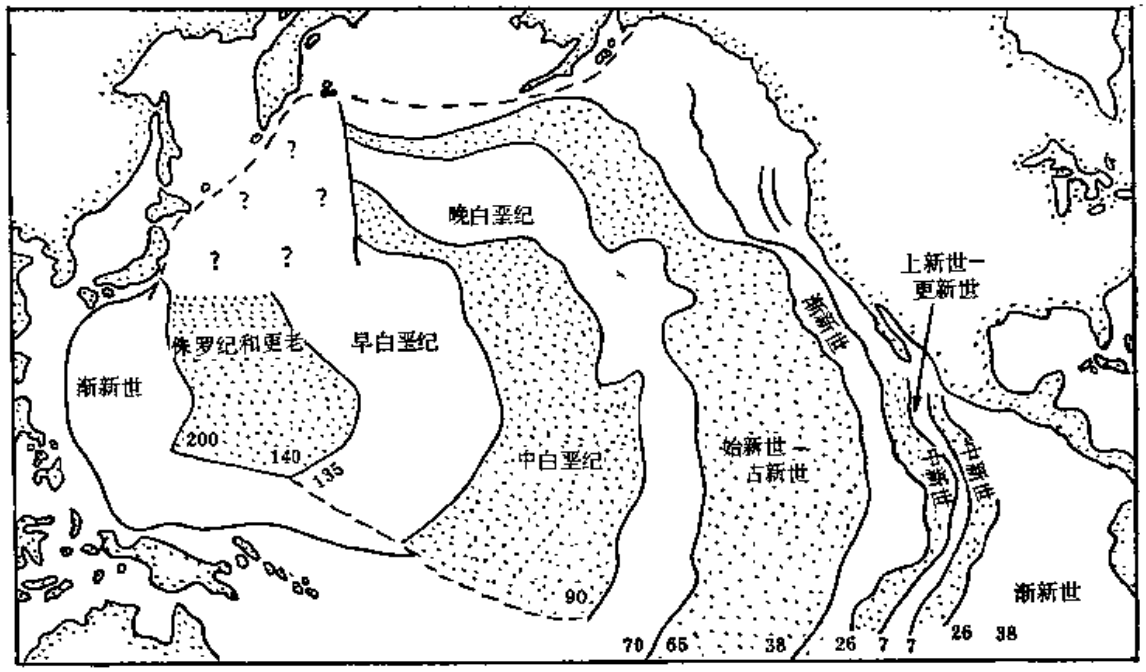


图107　北太平洋中大洋地壳的年龄[99]

已经确定，海底扩张引起海底以下岩石圈的各向异性（第6章）〔莫里斯（Morris）等，1969〕。它达到8％的事实（对于一个单晶可能达到19％的一个极大），提出在张力作用下，一种缓慢再结晶的可能性。

§3　洋脊与裂谷·转换断层

大量研究已经使我们增加了多数明显地震活动性边界线的知识。我们将分析主要的一些，首先是张性边界的，其次是压性作用的。已经从预测地震的角度来详细研究它所引起的应力，或者探索在突然破裂与逐渐滑动之间分配位移的途径，对大型滑动断层，尤其是圣安德列斯断层，进行了调查，但我们将不讨论它们。

我们从洋脊开始。范安德尔和罗索·希思（Ross Heath（1970）揭示出平行于大西洋中脊有隐约的断层存在。

魏尔特曼（Weertman）（1971）意想不到地在熔岩上升的机制中使用弹性断错理论：在张性板块下集拢的熔岩，由于体积增加而张开一个裂缝，在基底上收缩，正如寻求静水平衡而使表面上升，然后固结并杜绝进一步的侵入。

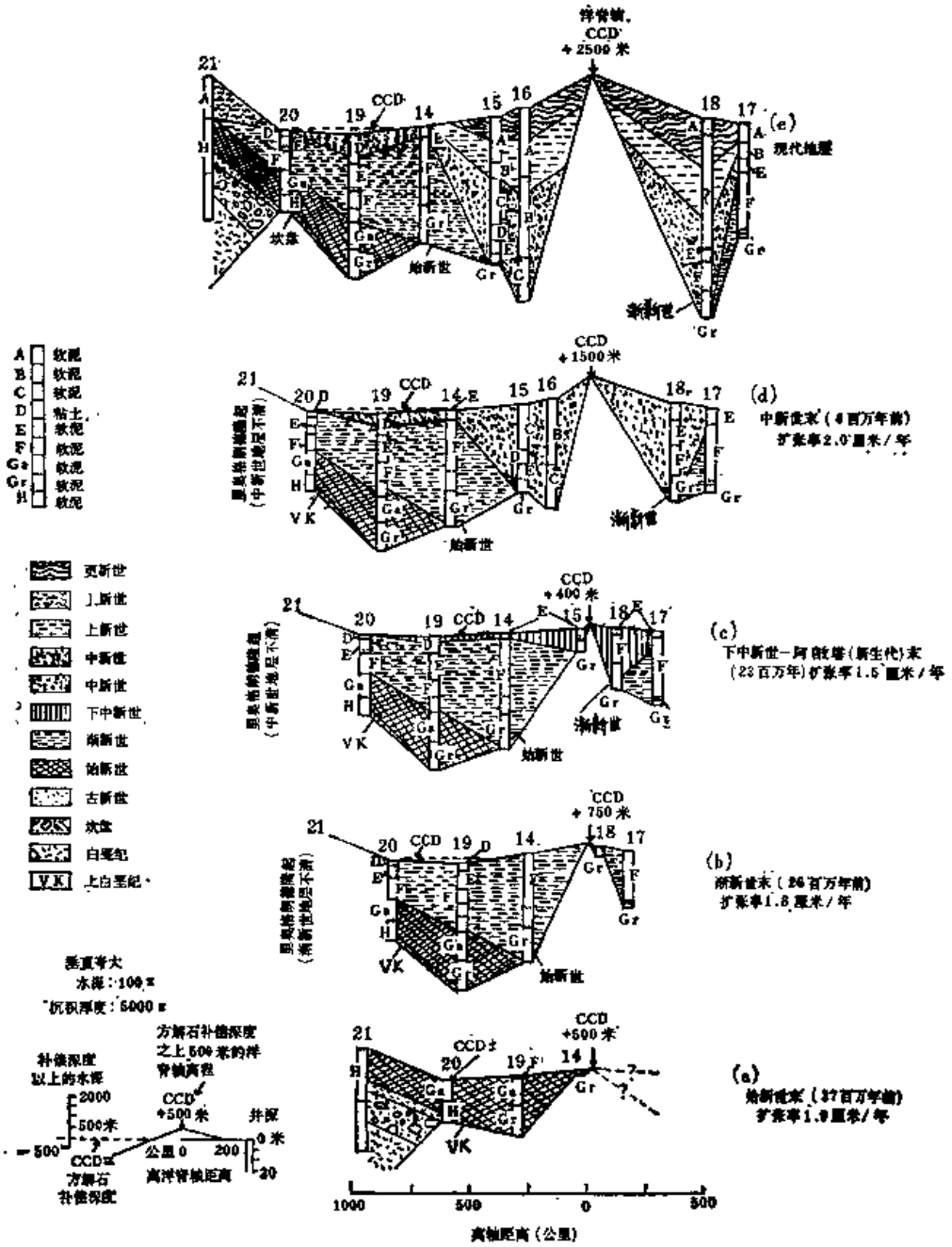


图108 考虑具有海底扩张、古生物学年龄和岩石建造的南大西洋历史的重建。为了有效地说明，以不同的比例尺来表示工地之间的距离、测深和地层厚度。联系每一个剖面的顶线表示过去的地形；底线说明沉积—玄武岩的接触。(a)始新世末(37百万年前)；扩张率1.9厘米/年，(b)渐新世末（26百万年前)；扩张率1.8厘米/年，(c)下中新世到阿启塔(Aguitanian)末(23百万年前)，扩张率1.5厘米/年，(d)中新世末(6百万年前)；扩张率2.0厘米/年，(e)现代地层[100]

可以阐述一些地理性质的结果：时常被认为是不活动的印度洋洋脊的西支，为不恰当的断裂所取代，并有0.6—0.9厘米/年的低扩张率（施利克和佩特里亚特，1971）。地形上类似于大西洋中脊的智利洋脊，具有2—3厘米/年的扩张率，正在离开东太平洋隆起而运动〔赫伦（Herron）和海斯，1669〕，但磁异常所表示的演化却是复杂的。

大洋地壳各种情况的相对单纯性，只是与沉没构造的巨大复杂性相对照而言的。在大西洋中脊通过冰岛〔沃德（Ward）等，1969；塞森（Serson）等，1968〕在大陆地堑中更是如此，这都是明显的。红海亚丁湾和非洲裂谷地区，仍旧是研究得最好的（福尔肯等，1970；麦肯齐等，1970）；阿法尔洼地给出三脊结合的复杂性的概念〔泰齐夫(Tazieff)，1971〕。

东太平洋隆起延续的美国西部地区(第二章与第四章)有正断层延伸。埃尔萨塞(1971)认为，这是相当于在深部延伸的大陆岩石圈厚度中的岩颈。这样，现在由加利福尼亚湾证明的破裂应向北运动。阿蒂姆杰夫（Artemjev）与阿特尤什科夫（Artzushkov）（1971）也用只有一些受正断层作用的刚体上层下陷所跟随的深层塑性岩颈来解释贝加尔地堑的形成。由于在地堑下面地壳很薄，上伏沉积的密度缺少，则将造成负的布格异常，而不象图73的模型。

许多岩石学研究还没有完全阐明大洋地壳与岩石圈在洋脊内形成与分异的方式。细节将会在皇家学会会议（1969年11月）已出版的《大洋底的火成岩与变质岩的岩石学》（Phil.Trans.Rog.Soc.A268，no.1192.P.365）中找到。我们回想在脊峰上溢出并代表80%的大洋火山岩石的拉斑玄武岩（氧化钾约0.1—0.2%；氧化钠约2—3%）与组成（和拉斑玄武岩一起）火山岛和海底火山的碱性玄武岩（氧化钾约1—2%，带有少量的氧化钙和氧化钠）之间的基本差别。根据凯伊（Kay）等（1970），拉斑玄武岩起源于橄榄石和斜长石碎片通过浅深度（15—25公里）的结晶作用而成的地幔橄榄岩的部分（约30%）熔融。

在大洋断裂带内，拉斑玄武岩时常变质并去磁。从深断裂如罗曼歇海沟（梅尔森和汤普森，1970）的采集还带来粗粒基性岩石（辉长岩、闪长岩）和超基性岩石，特别是蛇纹岩（第六章），全都或多或少地改变并变质。为什么后者是可能由 Therzolites（恩格尔与费希尔，1969）或柘榴石辉岩〔里德（Reid）和弗雷（Fiey），1971〕组成的上地幔的代表还是一个问题。都城等（1970）对于赫斯和卡恩分别描述（第九章）的洋脊岩石学提出两种可能的模型。他们宁愿采用不求助于大量年轻水的第二种模型，用H或O的同位素分析证明，这种水在地球表面上实际是缺失的。在此模型中假定，断裂带蛇纹岩是由橄榄岩侵入体的水合作用在局部形成的。地壳将是变质（从而去磁）玄武岩，除开带有异常的表面薄层；假定层2（基底）和层3（大洋层）之间的差别在性质上是机械的，随着高度断裂的层2，在层3中固结是有意义的。异常地幔将部分由斜长石橄榄岩，部分由也受到断裂作用的闪石橄榄岩所组成。

假定象在塞浦路斯特罗道斯的蛇绿岩套中发现的大洋岩石圈模型，就是从大洋岩石圈推导出来的。也还可以阐述，梅达里斯（Medaris）和多特（Dott）（1970）认为在俄勒岗（Oregen）发现并为小的辉长岩岩墙切割的一组橄榄岩应是由海底扩张从高尔达洋脊搬运来的古洋脊物质。

洋脊调查必然与由它们的边缘脊峰（达2公里高）、由磁异常的偏移等一般很容易识别

出大洋转换断层的研究联系起来。新近研究的断裂，包括新西兰西南的恩代沃(Endeavour)〔克里斯托弗尔(Christoffel)和罗斯(Ross)，1970〕与大西洋中脊和拉布拉多边缘之间的吉布斯(Gibbs)(奥利弗特等，1970)。在赤道大西洋中罗曼歇断裂带的延伸曾在几内亚湾的沉积下面追踪到(费尔等，1970)。

§4 压性边界

根据杜威和伯德(1970)，大洋中来自洋脊的岩石圈在充分长的水平位移之后沉没于软流圈中，使它冷却并给它一个大于软流圈的密度(埃尔萨塞，1968；见第六章)。杜威和伯德在此行程的长度中看到，大西洋与太平洋之间有差别；然而，安的列斯接近于大西洋中脊，而墨西哥却更靠近于东太平洋隆起。

下行物质最后变成什么？埃尔萨塞(1970)指出，洋脊上玄武岩产生(根据梅纳德为6公里/年，1976)为地球纪年期间产生现代地壳所需数量的六倍；玄武岩返回软流圈将为造陆作用的隆起提供物质积蓄。

时常将下行的岩石圈岩板称为贝尼奥夫(Benioff)带，虽然古登堡很早以前就识别出地震震源的相应位置。然而，这些只发生于可能为5公里的厚度上；对于中等深度的汤加地震，最多为25公里〔根据米特罗诺瓦斯(Mitsonovas)等，1969〕。岩板大体上是平坦的，并有很不同的倾角(根据卢恩代克，1970，与离转动中心的距离成相反的关系)；这在理论上仍是不能解释的。由戴维斯和麦肯齐于1969，托克萨兹等(1971)以及杜波依斯(1969)在新赫布里底弧下都已经很好地观测到地震波通过此岩板的旅行时间有延迟。新加里东尼亚下面相同的延迟使杜波依斯认为，它属于渐新世内已失去作用的一个弧(见Gardner，1970)。

从许多震源机制的研究中知道倾没岩板中的应力分布。艾萨克斯和莫尔纳(Molnar)(1969)的调查，关系到14个完整的平面地震带(图109)。通常发现于根大压缩轴成根小压缩轴(张性轴)，大致直接沿着平面最陡斜率的线。(根据假定，以分开压缩与膨胀的节面是极大切变的平面，来测定这些轴)。断层平面本身永远不会平行于地震带平面。这样，似乎并没有将地震归因于下行岩板与软流圈之间的摩擦力(它不管怎样都很小)，而归面于岩板本身的破裂。在表面附近，它由自己的重量描写出来(埃尔萨塞，1968，见第六章)，继续下降，它将在软流圈下部阻抗中受到压缩，此效应传回岩板，使它全部处于压缩之下。然而，在某些情况下，在震源随深部分布中观测到空档，这是因为岩板在到达压性带之前受到牵引面破裂。发生破裂的地区与第一章的“中源”地震的极限重合。它可以与冷却岩石圈密度进一步增加的相变联系起来。在强烈弧形地区内，此空档会在弧端消失(图110)。

浅源地震，在沉积很少褶皱的大洋海沟地区内(第六章)，通常相当于一个或多或少的水平伸张，艾萨克斯等(1968)认为是由岩石圈弯曲造成的。根据马拉霍夫(Malahoff)(1970)，海沟内侧的正断层将顺从岩板下降方向更向下；但也观测到垂直于弧的断裂。

弧形可能归因于岩石圈首先在它最凉的地方下行的事实；但没有识别到解释出现沉积的与火山的双重弧，以及有时有第三个弧，如安的列斯中的艾维斯(Aves)洋脊〔卡里格(Karig)，1970〕的一般性过程。对于岩石学家，作为火山弧特征来看待的安山熔岩是如何产生的，也没有一致的意见〔蒙蒂格尼(Montigny)等，1969〕。

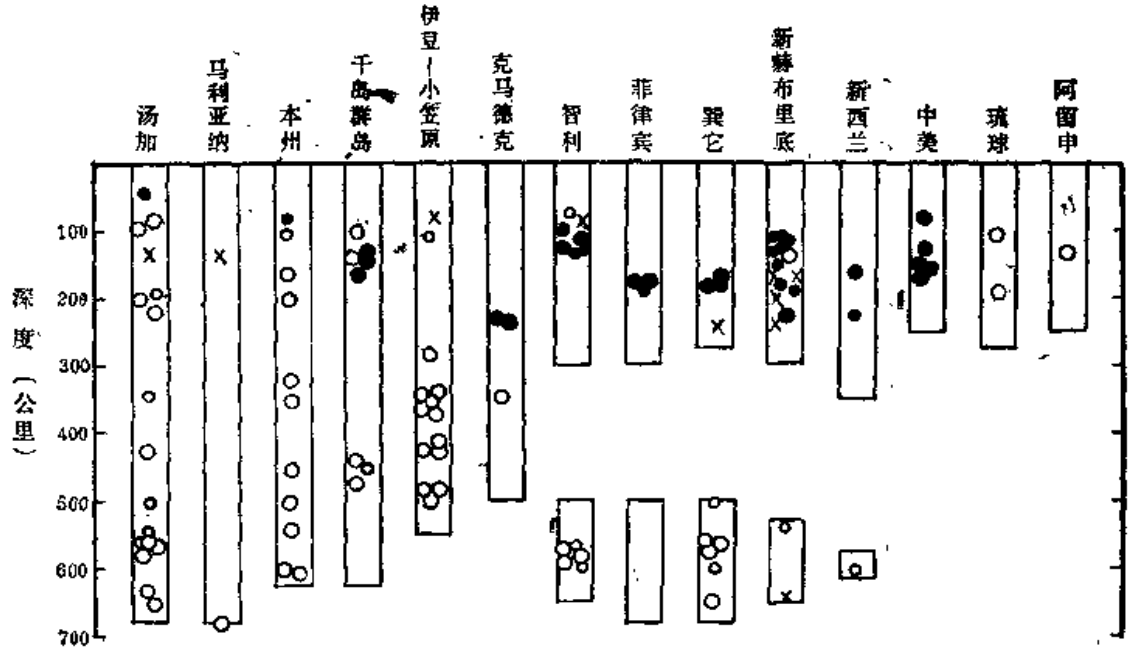


图109　对于十四个地区，作为深度函数所绘的下行应力类型，黑圆表示张力轴在地带局部倾角20—30°之内的定向，即下行伸张，白圈表示压力轴在地带局部倾角20—30°之内的定向，即下行压缩，×表示不属于前者的定向，小符号表示可靠性较差的测定。闭合的正方形面积大致地指出作为深度函数的地震分布，给出极大深度以及各地区内空档的存在。根据各地区是连续到达500—700公里的深度，在中源地震与深源地震之间有空档而不连续，或连续而深度小于300—400公里，将各地区分成组（从左到右）[101]

我们用阐述菲奇（Fitch）于1970年研究西里伯斯（Celebeo）以北和哈尔马赫拉岛（Halmahera）的两个火山弧的有趣情况来结束大洋弧。在它们相对凸出部分之间，中源地震处于其间没有任何水平岩石圈的，形状如倒V字形的两个平面上。自从文宁·迈乃兹对其双凹的重力异常研究以来，此地区就很出名。

大陆压性边界（麦肯齐，1969）表现出比岛弧更为复杂的情况，而这并不仅是由于地质资料丰富的缘故。这是因为大陆板块虽然很厚，却时常错动和重建，以及比大洋板块的基性或超基性层有较小的阻抗。它们的岩石也较轻，至少花岗岩是较轻的，从而，大陆岩石圈不能沉没，结果其中所发

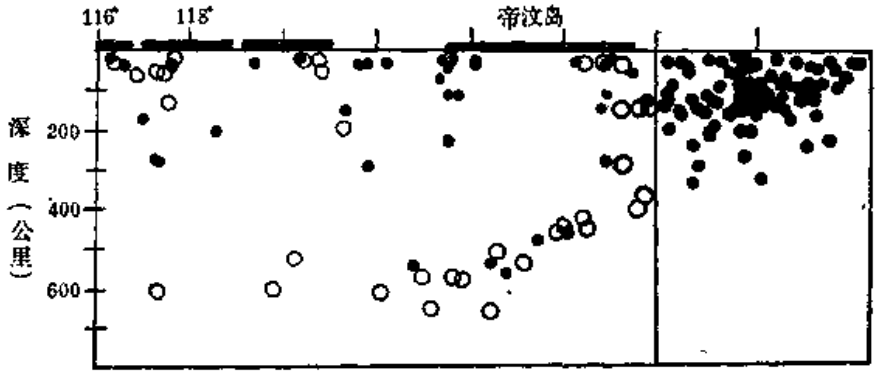


图110　地震活动性在平行于巽它弧的垂直圆柱上的投影。圆圈表示USCGS对1961到1968年间计算的良好地震位置，黑圈为USCGS在此期间计算的其它位置。在班达海区内（128°E以东）良好的位置不能与其它的分开。[101]

生的地震也几乎无例外地都是浅源的。围绕着无震地盾的地震带似乎是扩散的，但许多震中可能与掩冲断层有关，包括位于形成南欧边界的弧形山脉后面的那些（菲奇1970）。这些弧形山脉没有安山岩火山，但有例外的深源地震位于其附近。麦肯齐假设它们相当于一个大洋岩板的残余，其上部已经消失，而其下部在它自己的重量作用下继续下降。可能在强烈的弧形地区中，大陆深震源群〔兴都库什、喀尔巴阡大湾，贝蒂克（Betic）山脉〕应与相似海洋地区内下降岩板的缓慢下行联系起来，正如在前一个图中所表示的。

§ 5　板块运动的运动学

麦肯齐（1970）所讨论的板块运动已经在各种地区内测定。在许多简单的情况下，使用洋脊轴上的扩张率（根据勒皮雄，现在已知一百多个），转换断层的几何学（它是圆心位于转动极上的5或10公里的许多小圆之内），或能够导出运动方向，以及甚至作为其数量的一些统计指标〔布龙，1968；诺思罗普（Northrop）等，1970〕都得到一致的结果。板块概念的新争论，对于任何仍持怀疑的人来说，是由Sn震相的传播提供的。这是一种在莫霍面与低速层之间经过的横波，它很容易通过稳定地区（地盾、盆地），甚至在这些地区受到转换断层切断时，但却是很难通过洋脊脊峰和弧的内部，即岩石圈间断于这些地区〔莫拉（Molar）和奥利弗，1969〕。

断裂方向的改变，导致第一种复杂性，因为当一个洋脊在喷发过程中改变方向时，流线产生歪斜。局部破裂重新调整的断层不能追踪曲率。方向中的快速变化，包括一个很长的洋脊段时，由于产生新的转换断层而使洋脊段破碎。此新的转换断层后来可以消失，或进一步发展。雷亚（1970），弗朗切多等（1970）曾调查过东太平洋古断裂的极端情况。弗朗切多等对于每一个大的断裂都确定出五个连续的相称的段。前三段相当于编号10—16，16—25和25—32的磁异常。从每个段组求得的相对转动极，在垂直于断裂的方向中都未能很好地确定，但前三个段组的磁异常使我们能计算这些异常靠近洋脊时扩张率的法线分量。已知（第四章）法线扩张率随余纬的正弦而变化，从而可以圈定极的位置。在断裂的整个生长期内，极运动至少30°。这样，正切一个长断层的两个极块相对运动的稳定性就小于通常设想的，正如我们在重建古位置时将会看到的。

麦肯齐和摩根（1969）曾研究过在三个板块A、B、C共有的一个三重点附近板块边界的配置形状。此配置关系是否能保持，决定于板块之间的全球性相互作用，但有通过假定一个平面地区和直线边界可以确定的局部条件。一旦确定，不管全球运动的情况如何，三个洋脊的联结（图111）就可以持线存在。这是明显的，如果膨胀垂直于洋脊，在一般的情况中，条件需要兼容。另一方面，考虑三个弧在一点O_1的联结。在图112中，带有箭头（表示相对于邻近板块的运动）的边是压性边缘，因而附属于相应的板块。这样，边界（B、C）对于C保持固定；O_1移到新边界的O_2上，此边界A平行于老边界。A与B之间的新边界现在由（C，A）边界线上两个具有新部分$O_2O'_2$的线段组成。一点如（C，A）上的P_1已经达到（A，B）上的P_2。对于在此点上的观测者来说，压性的方向与大小均已改变，他给一种膨胀有重大改变的印象。

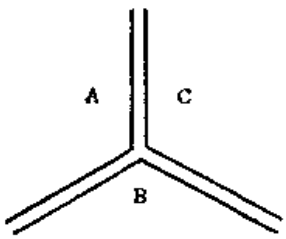


图　111

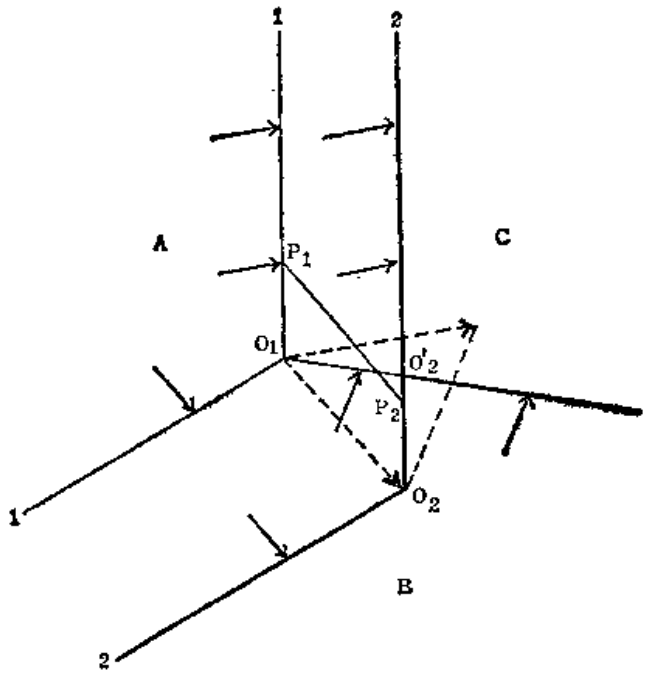


图 112

麦肯齐和摩根证明，过渡到在一条线上的两个边界的配置形状是三重点的正常演化，除开三个边界都是洋脊时，正如我们已经看到的一种稳定位置。他们应用其理论于几种情况，尤其是他们企图重建中央加利福尼亚岸外磁异常所显示的复杂构造的发展。

一些作者曾由于其局部性质而盲目地信赖麦肯齐和摩根的结果，其它一些则未经选择就来考虑这些概念。这是克劳斯和沃特金斯（1970）在亚速尔三重点用其它方法小心地进行研究的情况。希望考虑①亚速尔以东，在其西端有张性地震的地震断裂带；②亚速尔以西，有非地震断裂带；③岛屿成线状排列；④洋脊方向的突然变化及其展宽，他们以图113的“简化”模型结束，图中带点的条带表示磁异常，而用×表示地震断裂。这是为了适应资料的复杂性而预期海底扩张理论必须进入的复杂情况。沿着欧亚板块的这个南部边界，勒皮雄的模型（1968）进一步证明，压缩率在亚速尔和东地中海之间有很大变化；这是在地球动力学计划中必须研究的区域之一。

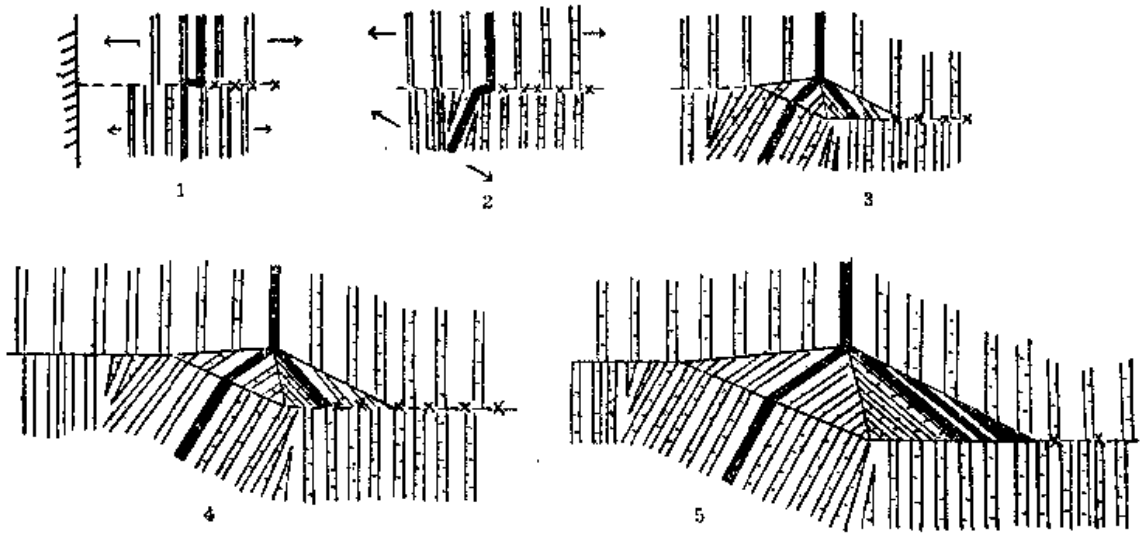


图 113

§ 6 板块运动的动力学和热力学

岩石圈与软流圈之间的区别，并不是象地壳和地幔之间的区别那样有成分上的差异，而是粘滞性中的差异，虽然这并不是一个合适的名称，如果正如金属研究所显示的，相对运动

是非线性蠕变性质的（魏尔特曼，1970）。不论所包含的流的类型如何，根据埃尔萨塞（1971），温度随深度的增长对它有很大的便利，以致水平切变不能从岩石圈传递到地幔，或者相反。在他的观点中，岩石圈是一种“应力导引”，象放在水银盆上的一张纸，它可以来回漂浮而实际上没有形变。自然，在岩石圈和软流圈之间可以有热交换的相互作用。下降岩板使其周围冷却，从而在其上引起对流运动。

软流圈时常为低速层（第八章）所同化，尽管在所包括的速度中有10^{12}的比值（埃尔萨塞）。然而，很少知道其中的物理条件。利伯崔设想它全部都处于熔点上，象是一个温暖的冰河。纳尔（Nur）（1971）把它看成熔融包体喷洒的固体；于是，地震波的速度和阻尼决定于其频率；目前还没有同意或反对它的证据。兰伯特（Lambert）和威利（Wyllie）跟随奥罗万强调水的增塑作用的重要性，它使岩石水合并降低熔点。低速层应是由于微量水而开始熔化的地方，而且它应是从深部地幔升起并触发玄武岩岩浆上升的水（成利，1971）。然而，变量的数目太大而不便于我们采用其上地幔的详细模型。

软流圈的深度已经是许多研究的目标。金村和普雷斯（Press）（1970）用蒙特卡罗方法强制大洋下的地幔模型得出面波速度与观测值的一致。他们发现S波的速度在70公里以下，必须迅速降低（在300公里深度左右再回到正常）。

沃尔科特（1970）重演弹性板处于流体上的模型。其作用决定于对弯曲的阻抗$D=ET^3/12(1-\sigma^2)$，此处T为板块厚度，E为杨氏模量，σ为泊松系数。在沉积覆盖地区或侵蚀所致的裸露地区内，冰川的后撤或简单的水平面降低，正如克里坦登（Crittenden）已经研究过的邦维尔（Bonneville）湖那样，古湖岸已变成穹窿形状，可以测定D，虽然不十分精确。沃尔科特发现，D值的分散可能由厚度T的变化引起，但此值似乎尤其与板块屈从于应力所用的时间有关。考虑到这一点，就能够发现110公里数量级的岩石圈厚度，除开此厚度与地壳（20或30公里）作相同数量级的邦维尔地区。这种差异使人联想到，在此盆地和山区内有一个为北美位移所覆盖的地震脊。初步适用于大陆岩石圈的沃尔科特的结果，与大洋岩石圈的70公里厚度并不矛盾。

现在我们讨论岩石圈的实际水平运动，而不用埃尔萨塞的假设，它必须从软流圈的运动中去掉耦合。利伯崔（1971）简单地写出平衡方程式，就得到回返流的性质的某些思路。他讨论分别具有均匀的厚度k′，k和密度ρ′，ρ的岩石圈和软流圈。软流圈还有均匀的粘滞性。软流圈下的粘滞性，在“中圈（Mesosphere）”中很高，虽然其数值现在是很不确定的；戈德赖克（Goldreich）和图莫（Toomre）于1969年事实上已经批评从缓慢的地球转动所作的估算。利伯崔的结果总结于图114。其中，$\alpha_0=2U\eta/\rho gh^2$，$r=1+(2\rho' h'/\rho h)$，U为板块对中圈的速度，$\alpha_0$是$10^{-4}$量级。如果中圈是刚性的，在中圈中就发生回返，α为负的（模型4）。如果软流圈拖曳板块，则在中圈中所发生的回返就象一个典型的对流元，α为正的（模型1）。板块可以拖曳软流圈，当它受自己本身重量的作用而下降（模型2），或者由下行岩板拉下去（模型3或有刚体中圈的模型4）。在此最后的情况中，α可以是负的。α的负值似乎为底的斜率所排除。但如果ρ′随岩石圈的前进而增加，作为平衡中真实因素的等压线斜率对于底的斜率来说，可以是正的。雅各比（1970）曾对软流圈上升使洋脊上岩石圈所成的楔形作过类似的计算。

继续前进需要在可能的运动原因之间作出选择。流体软流圈中的对流可能由于粘滞性的

拉拽或上升的洋脊区而作用于岩石圈，于是板块因重力而下降。麦肯齐（1969）使用阿伦等（1967）的水平温度梯度对流模型，很可能找到十分重要的第一个过程。第二个假定下降率与不同条件下并不总是能得到的岩石圈的产生之间的关系。

曾经考虑过几乎十分可能的热对流形式甚至包括〔肖(Shaw)1970〕潮汐摩擦能量(它可能有局部的重要性，虽然最多只提供百分之几）。即使在对流元的极限内都不可能描述所讨论的全部模型：平稳的和非平稳的，耗损的与非耗损的，有无热源传送的，具有基础温度范围从500°到1500℃的等等。在每一种情况中都需要估算出传递到岩石圈的应力，以了解是否它们能使它位移或破裂。例如，埃尔德(Elder)(通信,第一届欧洲地球与行星物理学讨论会，书面报告,1971)使横向断裂与主流方向中伸长的二级对流的滚动联系起来(图99)，并交替地转向相反的方向。在制作玻璃所使用的大型熔炉的相对简单的情况中〔佩切斯（Pegcheo）和佐蒂（Zortea）1971〕观测到的对流，事实上显现出显著不同的流。

在理论水平上，已有用数字方法（托兰斯和特科特，1971）来讨论粘滞性或蠕变参数随温度与压力的变化，但现有计算机的能力将这种计算局限在二维模型上。相变（第八章）也必起作用。舒伯特（Schubert），特科特和奥科斯伯曾经证明，相变可以对不稳定性起作用，即使在轻相处于重相之上的情况（例如，橄榄石—尖晶石变换或近表面的部分熔融），倘若温度梯度足够高，好象地幔中的情况（舒伯特和特科特，1971）。

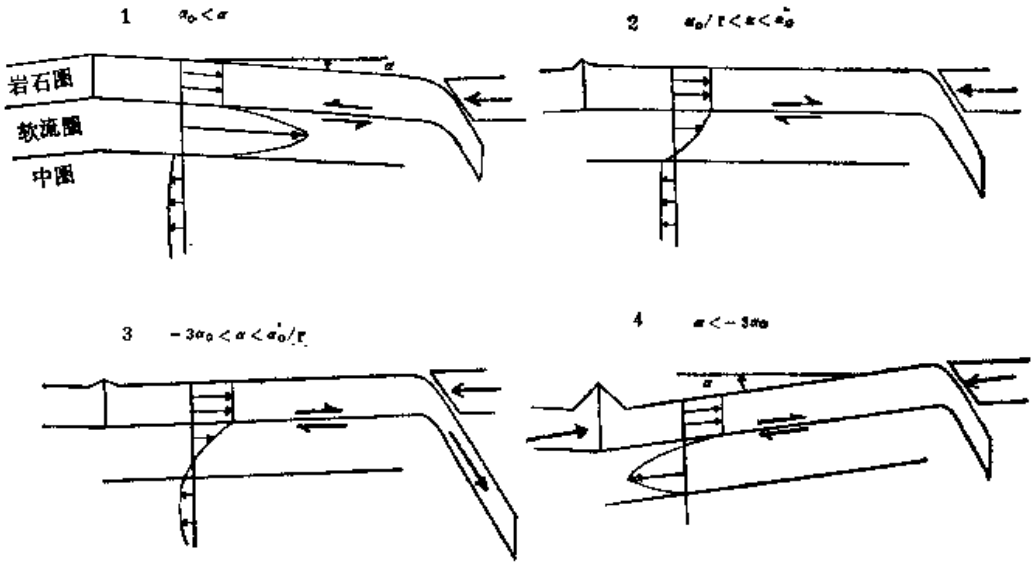


图 114

闭合圈中的对流肯定只是一种粗略的近似；可以设想物质上升有极不规则的图式。摩根（1970）假定离开洋脊有软流圈中产生物质上的狭窄羽毛状热点。板块通过热点造成不象洋脊拉斑玄武岩的上升玄武岩流，从而解释岛链与无震隆起的形成。认为夏威夷—皇帝海山、土阿莫土、澳大利亚隆起—吉伯特—马歇尔三条链是太平洋板块连续通过三个固定热点而来的。

这就是岛弧火山和洋脊形成的对照。取岛弧火山的固定贮存，向下仍要小于 60 公里，正

如戈尔什科夫(Gorshkov)于1968年在堪察加和马图莫托（Matumoto）与莫尔纳于1969年在卡特迈（Katmai）（阿拉斯加）由所观测到的S波衰减而判定的。洋脊火山的岩石圈传送已由梅纳德（1969）确认。他证明东太平洋的新近地壳只有变成岛屿而后变成平顶山的小构造（仅在地壳最老部分上观测到，此处海底比其为岛屿时低500到1000米）。

在结束这段讨论中，可以说，对于大的岛屿，例如加那利群岛，传送问题更复杂得多。迪茨和斯普罗尔（1970）将东部群岛〔富尔特文图拉（Fuerteventura）和兰扎罗特（Lanzarote)〕看成非洲大陆的碎片，其它地方的岩石是典型大洋型的。博斯哈德（Botthard）和麦克法兰（Macfarlane）（1970）从地震和重力资料总结出，其它是二级洋脊提供沿东北—西南断裂喷发的独立火山构造。

如果遵循埃尔萨塞的观点，板块的运动必须首先归结于板块上岩石圈的冷岩板的拖曳。我们更集中地讨论此假说。麦肯齐（1969）检验下行岩板中的温度分布，这个问题在数学上类似于他对洋脊的讨论（第七章）。岩板的再加热是十分缓慢的。从50公里厚且温度以常数梯度在0℃与T℃之间分布的大洋岩石圈开始，并假定地幔在常数T℃上，麦肯齐发现，合理地选择参数使得对于10厘米/年的岩板速度来说，在0.6 T以下的岩板中间的温度向下处于300公里，而0.8T近于600公里。他取T＝800℃，并力图证明，使用汤加—斐济—克马德克—新西兰地震带作为实例，地震在0.85T＝680°之外停止。这样，地震的最大深度与下行速度成比例。托科萨兹等（1971）致力于推导地震通过岩石圈岩板的情况，并曾以很大的劳动进行相同的计算，这是戴维斯和麦肯齐于1969年已经着手的问题。

知道岩板的温度，从而求得其密度（在没有相变的情况下），麦肯齐确定其对岩石圈的拖曳，求得一个很大的2.5Sinφ千巴，此处φ为岩板的倾角。其次麦肯齐假设软流圈由冰期后的上升得出$\eta = 8 \times 10^{21}\rho$的牛顿粘滞性，并测定岩石圈在软流圈中的运动，在下降岩板的每一侧都超过100巴的相应切变σ和摩擦热σ^2/η。这在图115中以10^{-7}尔格·厘米$^{-3}$·秒$^{-1}$为单位给出，但必须记住它的不确定性。

对于埃尔萨塞的机制曾有过各种异议，有些就是麦肯齐本人提出来的。运动如何开始，以及它是如何从一个有下行岩板的板块向无下行岩板的板块传递？为什么例如非洲板块和南

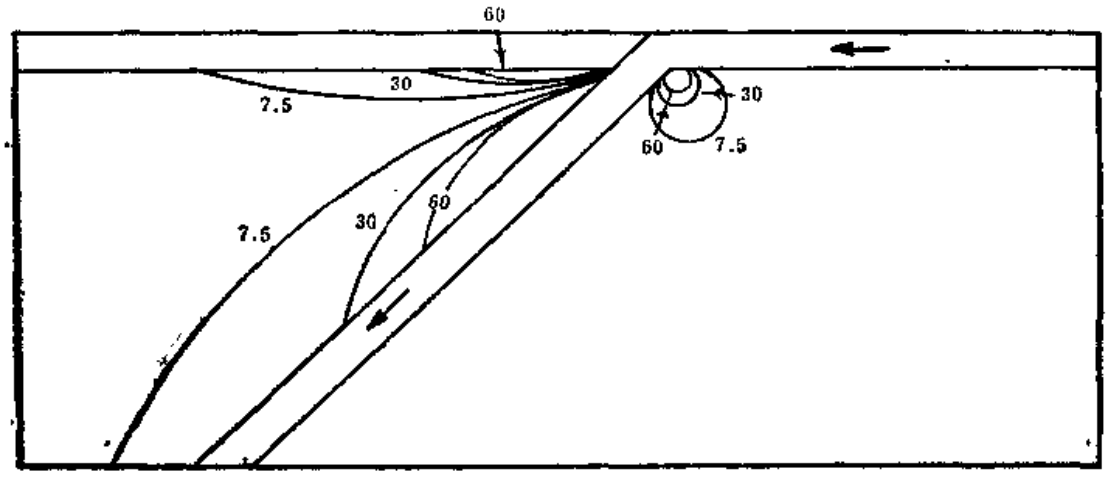


图115　粘滞性损耗所造成的应力热（单位为10^{-7}尔格·厘米$^{-3}$·秒$^{-1}$）。地幔中的热，在弧的后边比在它的前面更强[103]

极板块应该分离？奇怪的是，岩石圈支持张力。麦肯齐回答此种分离将需要一个负的主压力，这在深部是不可能的。此论点对于一个易碎的固体是有效的，但在这里却不大令人信服。最后，麦肯齐将张力与摩擦作比较，使它受到克服。摩擦决定于板块的水平长度。他找到一个临界长度，有些类似于瑞雷对流中的情况，大于它就不会有运动，但短于它就使所有板块以相同速率位移；这是很难与观测一致的。

我们在总结中将注意力放在埃尔撩（1967）和马尔科斯（1971）的理论模型和实验模型上，其中大陆是由自身推动的，即由他们自己引起的对流系统推动的；在埃尔德的模型中，是通过其热传导的水平变化，或者在马尔科斯的模型中，通过其放射性的水平变化。

§7 陆地热流

在大洋中的热流测量有急剧的增长。这里是越来越复杂的一些结果。埃普（Epp）等（1970）在墨西哥湾底辟地区发现一个过高的流量（21微卡/厘米^2.秒），此处海底有高的热传导。他们察觉到海底附近或表层沉积中的水循环以及细菌生产的热大约都是不可忽略的。利斯特（Lister）（1970）发现，离开胡安—德富卡洋脊脊峰的热流平滑地下降，此外在60公里距离的一个异常点（火山的？）有双倍的热流。冯赫曾等（1970）发现，在大西洋中脊以西有很大变化的分布，但在脊峰200公里以内在高值意义上是系统的，而低值出现于300公里以外，在维玛断裂带中有由于构造和侵入活动的异常值。塔尔瓦尼等（1971）在雷克金斯洋脊上得到的结果更为奇怪。热流似乎离脊峰10公里左右为低值，而在50公里以外肯定是低值，从而到100公里的观测平均值将不再大于邻近的大洋盆地。

斯卡尔特和弗朗切多（1970）在大洋热流测量中由于磁异常与JOIDES钻井的帮助引入一个小的量级。他们在北太平洋中分出九个不同年龄的地区。平均热流随年龄而降低（图116），这用板块随着它离开洋脊的冷却作解释（第七章）。在南大西洋中有相似的但不太准确的降低。波利亚科（Polyak）和斯米尔诺夫（Smirnov）于1968年对于增长年龄的大陆造山作用也曾发现一种降低（图117），但为大洋变率的十分之一。这将是部分由深成侵入所带热量的耗损（至少在两亿年内，最多达四亿年），部分由侵入体的放射性，特别是钾降低的结果。深部热流差不多保持常数。

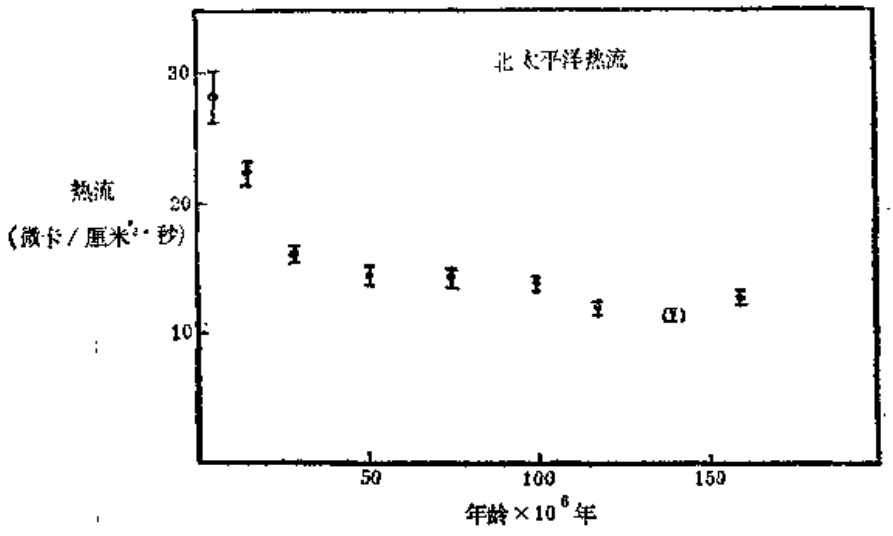


图116 北太平洋中平均热流与区域年龄的关系图，线长给出各自的标准误差大小。最年轻地区的平均值已经对5百万年的平均年龄绘出图形；以说明脊峰区内观测的贫乏[104]

地盾与古老盆地的热流相等性（在1.1微卡/厘米^2.秒）能保持得很好，

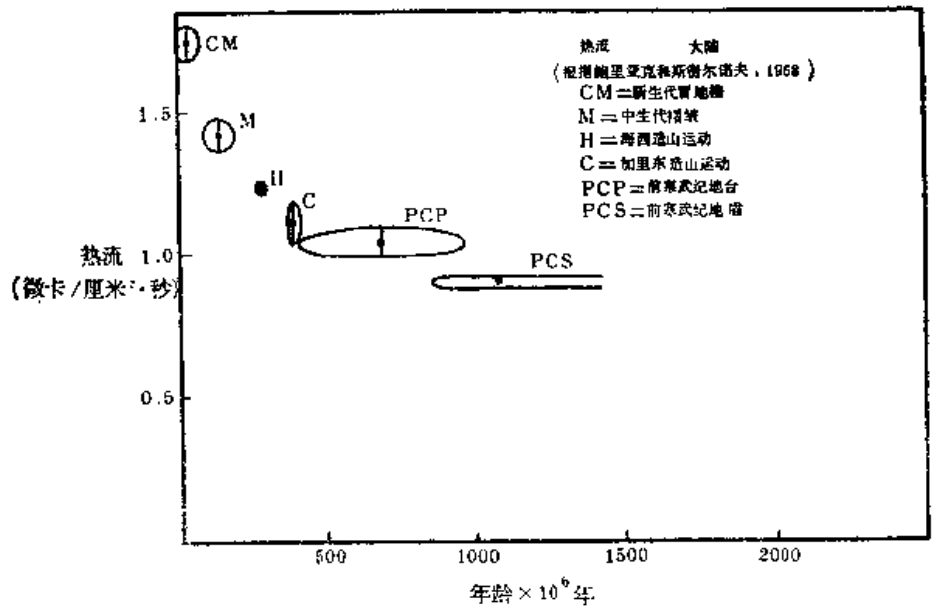


图117　根据波利亚科和斯米尔诺夫，1968，平均热流与大陆造山地区年龄的关系图[105]

如果传导率的实验测量中的可能误差容许地盾的数值增加一点。但此相等性以及对平均流也同样保持的相等性，仅仅是大陆下面放射性的剩余和深部热流减小之间的一种意外补偿的结果。斯卡尔特和弗朗切多证明相等性是在两种似乎有理的模型中得到的：一个在大陆岩石圈基底上具有和浅得多的大洋岩石圈基底上相同的温度，另一个在两种基底上具有相同的热流。两种模型都假定大洋板块厚度为75—100公里，而大陆板块几乎要两倍那样厚。在这两种模型中，100公里深度附近的温度在大洋下面要明显地高一些。

§8　陆缘海

陆缘海，其已经研究过的新的实例〔米尔索姆（Milsom）1970〕，继续提出有趣的问题（第八章）。下伏地壳是年轻的；JOIDES钻探已经证明（图107），横过马利亚那海沟，从侏罗纪地壳过渡到年龄只有三千—四千万年的一个地壳，以及在横过加罗林（Carolines）弧发生一个类似的过渡。还应想到，热流在这些海中是高的（第七章）。在麦肯齐（1969）过于抽象的模型中，由于下降岩板的运动（图15），将流体软流圈拉向弧的内部，假定此流体对岩石圈基底的摩擦提供剩余热量。我们来检验这些事实。

杜威和伯德（1970）认为，大和（Yamato）浅滩有微大陆表现的日本海，是太平洋被岛弧切割的一部分并从三叠纪开始堆积沉积，或者相反，是晚近日本从亚洲分离的结果。第二种假说有更大的可能。事实上，卡里格（Karig）（1970）详细研究汤加—斐济地区后提出，处于大洋前面的沉积弧和火山弧，在它们的后面留下一个具有起伏洋壳的盆地（梅纳德，1964），和一个高的热流，有时为一个固定的“第三弧”所围绕（第三弧的观测从文宁·迈乃兹开始）。这样，此处将是从假洋脊的单边海底扩张并产生新地壳。在这一点上，巴兰扎基（Baranzagi）和艾萨克斯（1970）在汤加火山弧、拉乌（Lau）洋脊和卡里格的第三弧之间发现一个地震波的高阻尼区，从而在岩石圈中由岩柱造成一个裂口或一个压缩。

蒂勒尼安海也表现出(希曾等，1971)，可能由于沿着平行断裂的侵入或火山作用造成裂谷与隆起。众所周知，象一个沉陷地区那样，在其它的大洋沉陷盆地或大陆沉陷盆地，都会有类似的形态。但是，也可能存在着沉陷盆地具有受活动下垫层冲刷(“壳下侵蚀”)而变薄的大陆地壳。这种情况出现于勒皮雄等(1970)所研究的罗卡尔海底高原，它的沉降已经由JOIDES钻井确定，可能属于没有扩张或形成新地壳的类型。

奥科斯伯和特科特(1971)也用侵入作用(主要是花岗岩或花岗闪长岩)来解释岛弧后面的海底扩张。岛弧内部500公里深度上的4微卡/厘米^2·秒，相当于一个地质上可以接受的5厘米/年的扩张率。根据他们的模型，日本海以2.5厘米/年生长，明显地小于岩石圈在日本海沟内被吞没的速率(10厘米/年的数量级)。

§9 重力异常与板块理论

虽然重力观测在板块理论的发展中只起第二位的作用，但洋脊和岛弧对全球自由空间或均衡异常场的作用，必须在能够理解深部现象之前识别出来。

文宁·迈乃兹所发现的岛弧异常，由狭窄的负带和弧凹处较宽坦而强度较小的正异常组成，从低到高的距离，在哈瑟顿(Hatherton)(1969)所研究的七个情况中，约115公里。在弧的外侧时常发现其它广阔的正异常。

洋脊上的自由空间异常，由于崎岖不平的起伏而有很高的变化。平均来说，雅各比(1970)发现，北大西洋洋脊和东太平洋洋隆有微弱的高，而南大西洋洋脊有微弱的低。北大西洋的高清楚地表现于塔尔瓦尼和勒皮雄的图件中〔在哈特(Hart)编辑的专集中，1969〕，但在南大西洋中情况要比较复杂。

世界重力的轮廓形态由卫星轨道的研究提供，细节由陆地与海洋的测量提供。当每张修正的世界重力图出现，就在图上能看到板块的边界。最后的检测是由考拉(Kaula)(1970，1971)进行的，他利用加被希金(Gaposchkin)和兰贝克(Lamback)尚未发表的一种重力位展开，在球谐函微中至少取第十六位的量级。考拉将谐和函数减到第5位，它可能在深部起始，并考虑均衡异常(图118)。在图中看到大多数洋脊是由正异常组成的，但相反地，弧形地区也是正的。

可以设想，在一个缓慢流的体制中，区域性质量剩余能由深部致密物质代替不够致密的物质(在岛弧情况中)，或由剩余物质到达表面(洋脊情况)面产生。但考拉指出，此种效应与边界条件有关。例如，在固定边界之下升起来温暖的轻物质将造成负异常，产生一个正异常的自由边界隆起遮蔽了前者。将同一个边界看成是固定的或自由的，必须根据它对发展中应力的反应时间。达样，认为岩石圈在洋脊下是自由的，在弧外侧为刚性的，时常在内侧也为刚性的(安第斯；大陆弧)。此种展开的分辨率(1200公里)不足以显示负异常的文宁·迈乃兹带。

在大洋盆地、地盾和南板，异常是负的。

§10 板块理论的造山运动

杜威和伯德(1970)曾企图象威尔逊对大西洋或哥兰吉奥德对地中海所主张的那样，用大洋的重复开张与闭合的板念作为山脉形成的一般性解释。这是对迪茨的陆前隆起沉积作用

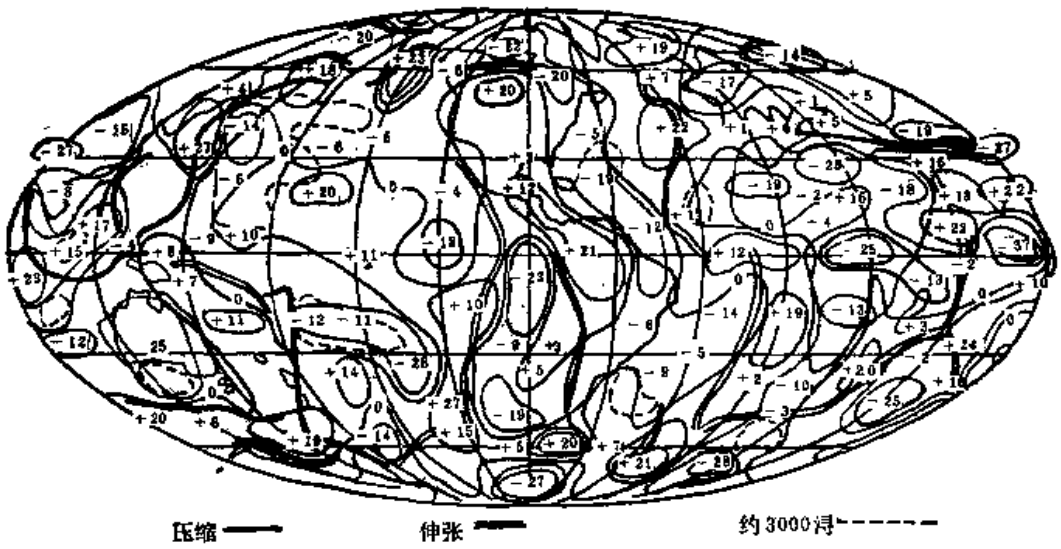


图118　与5度球谐图形有关的均衡异常（单位为毫伽），它们是从加波希金和兰贝克的6位到16位重力场的球谐系数以及从艾里—海斯卡南（Airy-Heissanen）均衡校正对于尤奥提拉(Uotila）提出的30公里地壳厚度的系数计算出来的[108]

的（第九章）观点的重大改进。遗憾的是，我们的讲述必须简短。

杜威和伯德采用一个洋脊模型，其中除开两翼的碱性火山岩外，层2由拉斑玄武岩形成，层3在上部为岩脉而下部为层状辉长岩。在莫霍而下面过渡到超基性岩如方辉橄榄岩和二辉橄榄岩。假定层3的岩石，根据卡恩的观点，在洋脊地区内表现出从上面引起的交互变化（从玄武岩和辉长岩形成沸石、绿泥石、闪石），或如赫斯所作的那样，从地幔下面形成（蛇纹岩的侵入，特别是沿着洋脊附近落差很大的横向断裂部分）。

杜威和伯德将小于70公里厚度的大陆看成为洋脊从一个洋脊扩张时板块上的表面载荷（他们假定岩石圈可以下到150公里）。大陆由于它们轻而不沉没（麦肯齐，1969）。这样，所有的构造活动都受到大陆与大洋两种地壳相互作用的控制。例如，由喜马拉雅弧下面向下去的板块与亚洲大陆接触时产生印度，向下运动停止而向北的扩展在别处产生一个新海沟。根据赛克斯（1970），此海沟是在沿着从印度到澳大利亚的末梢分布的扩散震中线形成的过程中。

取马利亚那弧的高度特殊情况来讨论弧形构造问题。根据杜威和伯德，马利亚那表现为琉球弧的分离物，作为扩张的结果，它趋向于在运动中向西南趋近。更往南，相当于马尼拉海沟的岩板正在相反方向中下行，北菲律宾弧和大陆之间的大洋岩石圈趋向于消失。这些就表现出堆积在大陆边缘附近的许多弧的一般性趋势的面个方而。

其次，取各种熔岩的体积与岩石学都得到充分研究的日本作为典型岛弧的实例。由于古野已经较早地完威了有关的研究工作，所以，杜威和伯德尽量用下降岩板中部分熔融来说明各种观测。此外处于活动火山带东部边界形威的“火山前沿”和再向东130公里的海沟之间有一沉积棱柱（复理层），它是从火山弧中分异出来的，并向海沟变薄。最后，在海沟本身只有一部分沉积下沉。剩下来的被板块刮去并贴到海沟内壁上，此壁总是比外壁陡一些，然

后部分变质成兰片岩（实际上，在日本弧中发现两个兰片岩带，一个是三叠纪的，另一个是白垩纪的。都城将它们与两个古海沟联系起来；杜威与伯德将这两个带看成两个特殊弧来到一起的最后阶段）。

假设单弧的生长随着海沟的发育而开始并与板块下沉同时开始。由下行岩板对着反面板块驱动的海沟内壁形成重叠的楔状体，并组成象麦阔里岛那样的一个隆起。重力滑动使之回到海沟的物质，有助于兰片岩的形成。随着板块穿透得越深，玄武岩就出现来建造主构造并成为楔状复理层的起源。钙碱岩浆随后来到，它随着玄武岩的隆起面变成几股。随后，侵蚀、混合与埋藏的一种复杂相互作用导致现在的情况。

弧受到海沟内壁的掩复，是杜威与伯德机制的主要形态。科尔曼（Coleman）（1971）强调变质兰片岩带与象塞浦路斯或新加里东尼亚那样的橄榄岩地块之间的平行，而且他假设这二者都是由于这种掩复所致。认为阿尔卑斯型的所有橄榄岩地块都由相似的过程开始，此概念肯定要引起讨论。

奥科斯伯和特科特（1971）试图对都城区分出来的两个变质带的起源作出定量解释。在他们的观点中，贴附的沉积被组成掩复的楔状体或下行楔状体。在海沟附近的地区内，下行楔状体至少受到高压作用而保持低温。它们的变质作用由每次岩板下沉中的中断所伴生的快速垂直运动而造成返回表面的兰闪石兰片岩。在弧内侧主要为花岗岩质侵入而加热的地区内，将发生铝硅变质作用，它要求有高温低压。

现今的安第斯山是弧形构造的一个十分不同的实例，它可以作为根据杜威和伯德将大西洋型大陆边缘受到岩石圈俯冲断层作用所特征化的所有科迪勒拉的一个模型。其实，正如布拉德等（1965）重建的那样，它们主要受到阿巴拉契亚——加里东造山作用集合构造的导引。他们首先研究假定在三叠纪末，北美大西洋边缘从非洲分离出来。在海岸平原和大陆架下面发现达4公里厚的沉积柱。大陆架的外缘时常由被认为是礁体的埋藏洋脊标志出来。在上部陆前隆起上，发生重力滑动，面形成于隆起底脚的扇形地，更向下有混浊流。一些细的沉积由于流的作用在隆起上从北向南搬运。在一些海沟中，将超过6公里的沉积都看成为这样的来源是不恰当的。杜威和伯德认为这种沉积是在分离的早期阶段中，围绕大西洋裂谷的高原受到侵蚀而产生的火山物质与碎屑物质的混合物。在搬运到洋脊两翼时，沉淀将掩埋这些粗粒沉积，在此同样早的分离时期内，海是浅的，而流很弱时，盐就沉淀出来，现在则是发现于围绕大西洋边缘的盐丘：拉布拉多、纽芬兰、毛里塔尼亚、摩洛哥、葡萄牙、西班牙和爱尔兰〔波特特（Pautot）等，1970〕和地中海〔蒙塔德特（Montadert）等，1970〕早期在墨西哥湾内发现的底辟构造，已经由JOIDES钻探证明确是盐丘。

我们再回到科迪勒拉上来（图119）。正如岛弧的情况那样，观测到推向陆前隆起的大洋地壳和上地幔的楔状体，在海沟方向上具有厚的复理层以及兰片岩混杂岩。沉降板块超过约100公里的深度时，海底火山开始在火山前沿的后而爆发。但热膨胀使盐丘在形成最后的上升中发生一种具有熔融辉长岩和花岗闪长岩活动核的新的重要形态。此核使沉积变质，特别是从最初的破裂剩下来的变质，然后向大洋并向下沉和退回的大陆边缘侵蚀它本身。这样就观测到大陆方向上的一些掩复。最后阶段包括花岗质深成岩体的侵位，但山根主要是基性的。

在此方式中，重新产生造山作用的典型形态，甚至包括冒地槽——优地槽（相当于大陆架的沉积；相当于大陆架和海沟之间地区的火山岩与碎屑岩）。

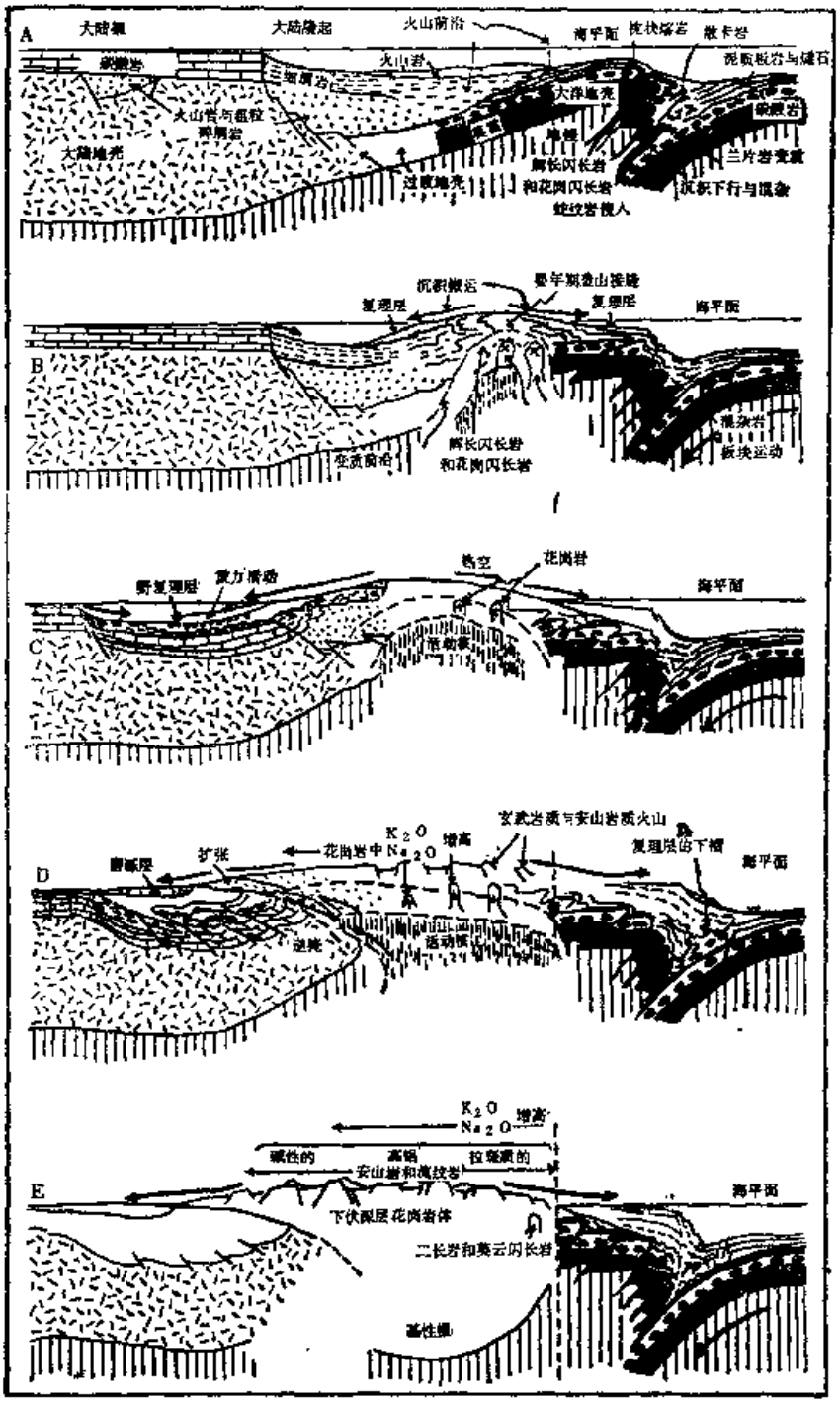


图119 说明科迪勒拉型山系的发育基性根是大陆受到大洋板块俯冲作用的演化模型的剖面简图[7]

其它尝试(如徐在1971年)考虑地槽岩石的复杂性，没有引用上升盐丘作用，看来不大令人信服。这仍是与韦格曼（Wegmann）的较老概念有关的定量盐丘假说（格里芬，1970）。较早一些，埃尔萨塞（1970a）曾提出，褶皱效应可能是相当于地壳下物质的增生。

这种对流造山作用与两个大陆相碰撞的最后一个重要情况形成对照。杜威与伯德假设一方面有大西洋型的大陆边缘，而另一方面是带有沉降岩石圈的海沟（图120）。他们强调地中海情况是十分复杂的，包括古弧并可能包括微大陆的事实。不能沉没的掩复大陆的基底破碎成片，组成推复体核，从而山系的根在性质上是花岗岩质的。沉没岩石圈剩余物可以与地

震震源的局部群组联系起来（麦肯齐，1969）。相对大陆的形状控制形变的延展和强度，进而控制合成地缝合线的固结硬度。

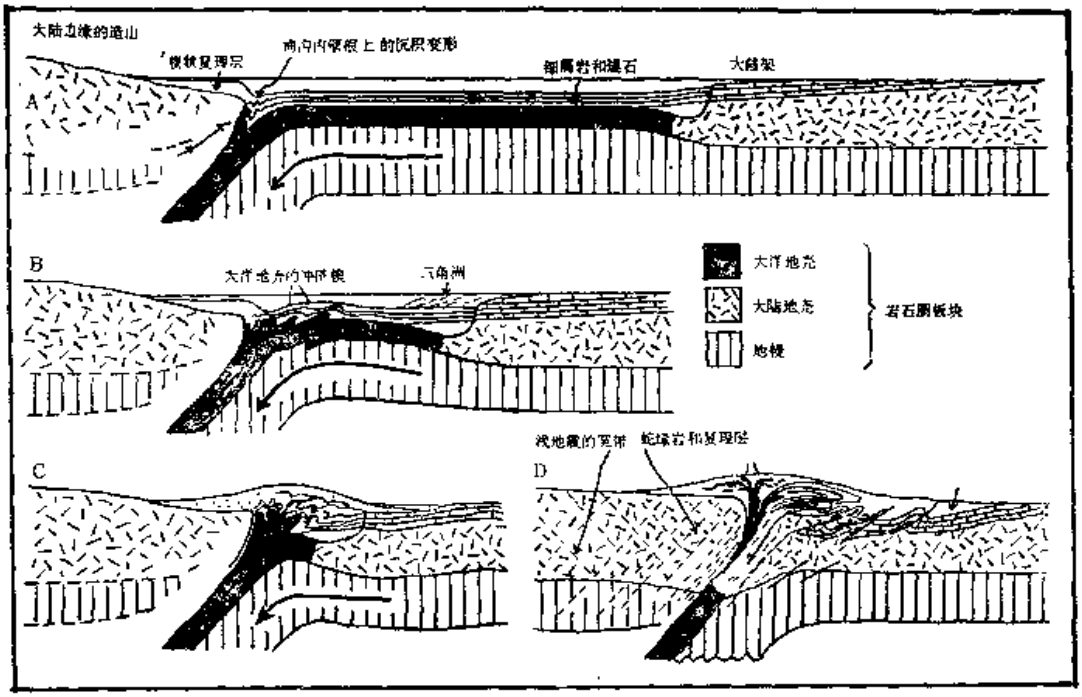


图120　说明两个大陆碰撞的剖面简图[198]

§11　板块构造对古大陆运动的应用

板块构造有助于理解大陆位移，即使在侏罗纪以前，大洋地壳还不能提供它们的直接证据时。我们将举出事例，说明地质的或古磁的概念是如何互相补充的。

我们从原始大陆破裂开始。可以假设一个岩石圈的延展和收缩时期为它准备了道路，但也可能突然发生破裂。事实上，拉姆堡（Ramberg）（1968）的实验和计算表示出，在粘滞介质中，物质在一个轻层中的上升率主要决定于层的厚度。因此，可能随着底辟活动的爆发出现不稳定软流圈的逐渐建造，并为粘滞性随温度极快变化所促进。另一个假说可以作为一件怪事来阐述，高夫（Gough）（1970）计算过冈瓦纳于石炭纪由于其冰帽造成张力而破裂。

破裂之后，任何一边上的岩石圈变厚（勒皮雄和福克斯，1971；勒皮雄和海斯，1971）；其后它在脊峰附近变薄，因大洋中脊得到充分发育。厚岩石圈强迫这两个新大陆紧密地，尤其是在它们作伸长的形状时，沿着其横向断裂前进。这样，使大陆回到相接触状态的旋转极是稳定的，尤其如果极在远处。如果极很近，则岩石圈两个边缘形成一个很宽的V字，有助于使深部物质升起而进入开端。于是，V字趋向于再闭合，而极将迅速移开。古岩石圈板块的重点，就是根据这种考虑。

为了证实断裂所提供证据的价值，我们取大西洋的开张作为实例，这是所有实例中经过最好研究的。北大西洋的开张，以及拉布拉多海的有关开张，曾由布列塔尼（Bretagne）海洋中心的研究小组研究过。可以区分出三段的吉布斯大断裂（奥利弗尔（Oliver）等，

1970）和称为费尔维勒（Farewell）的另一个转换断层，由勒皮雄等（1971）用来追索拉布拉多海的历史。致于北大西洋，勒皮雄和福科斯（1971）随着希普，利用延伸到对面大陆边缘的基底断裂之间作对比。在布拉德等的重建（1965）中，这些断裂并没有完全重合，在迪茨和霍尔登（Holden）的重建中（1970）符合似乎较好。从得到的最佳重建开始，并且不仅考虑这些横向断裂，而且也考虑在大西洋中看到的巨大纵向形态，特别是磁静区和磁扰区的边界（第二章），勒皮雄和福克斯以仅有我们重新计算其早期阶段的模型作为结束。根据JOIDES的结果，北大西洋于一亿八千万年前开始开张，而南大西洋为一亿四千万年前。浅的开始开张相当于磁静带。在七千六百万年前（异常32）已经在罗卡尔浅滩和欧洲之间有一个海存在。此时非洲大陆和美洲大陆已完全分离，并绕一个远极转动。拉布拉多海的三分之二在大约—60百万年已经产生，在—49百万年（异常20）停止生长，这时挪威海中洋脊变得活动。

对南大西洋，勒皮雄和海斯（1971）进行了一个类似任务，他们所作的工作由于布拉德等（1965）的拼合而变得容易，在此地区是无可争辩的。确实拼合没有给假定产生于侏罗纪的加勒比海留出一块地方，那时（勒皮雄和福克斯，1671），大安的列斯和尤卡坦可能已经从西面就位。

勒皮雄和海斯（1671）还利用有时埋藏在横向盆地下面作海沟或隆起形式的断裂带的相向地段，它们的存在能够用地震反射探测出来〔费尔(Fail)等，1970〕。沃尔维斯和里奥格朗德隆起以及福克兰（Falklands）断裂带就是此种类型，但起源于喀麦隆山的火山带并不是。假定一亿四千万年以前，初始扩张率并不随时间改变，则从北向南由0.9厘米/年变到6.2厘米/年，而自－80百万年以来，它保持得相当均匀。

虽然断裂带有很大用处，但重建的仅有定量的资料却依赖于古磁学，不幸的是，它局限于大陆，而且其应用还引起一些微妙的问题。其中有板块的不变性．洲际山脉附属于一个或其它邻接的板块，是否有地理极对于地球的一个绝对运动的不定性，而且如果是这样，如何确定它是怎样随板块漂移的，等等。

即使最完整的古磁资料，也在解答中留下一些不确定性，但是，它们时常是不精确的和记录不佳的，结果直接使用仍将在所要寻求的重建中留下含糊不清之处。费朗切多和斯卡尔特（1969），然后费朗切多（1970）曾经发展了一种方法，它由一个已知位置，或者是现在的位置，或者是所研究的大陆处于相接触的位置，外推相对板块转动所组成。这样做，要假定某些瞬时转动在大小和方向的恒定性上，在很长的时期内，例如达一亿年，都是不变的。这个假定条件可以在印度的情况中得到验证。根据岩石磁性对它推算出来的地理极，从侏罗纪起描绘了一个圆，因此它有绕其中一个固定点的轴。不过此假说在一些情况中保持着任意性，但却不能是普遍真实；三个板块之间不能严格地保持大于两个相对转动（麦肯齐和摩根，1969）。

用各个大陆对于其中一个的简单连续转动来恢复一个特殊时期的位置。甚至此项步骤也是需要复杂计算的，正如有限转动并不是向量加法那样。古磁学仅仅是后来产生的。每个大陆在一个时期的古磁极应大致在一个点上重合，即在地理极。绕此极的任意转动是可能的。

大西洋的开张也曾由弗朗切多讨论过。他的模型包括六个板块（图121），但略掉罗卡尔浅滩。南美和非洲之间相对位移的现代极并不是大洋完全闭合所需要的极，如此弗朗切多

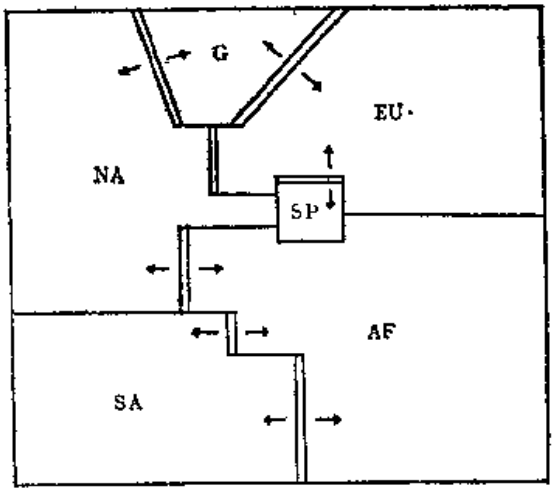


图 121

念；图 123 表示大陆在上白垩纪时磁极的位置、正如布拉德等拼合的那样。

在通盘讨论下古生界的结果中，弗朗切多指出略微改变布拉德的拼合，即有可能稍微改善相应极之间重合。然而，他的主要之点是要在造山作用中区分古板块边界的阶段。特别在阿巴拉契亚造山作用中，杜威和伯德首先描述作为前寒武纪末和奥陶纪初之间时期的一个大西洋型边缘（大洋扩张）的带A，然后作为太平洋型边缘（随着大洋的重新闭合）。他们进一步区分带A东南的海洋沉积带B以及从寒武纪到下泥盆纪形成的火山，然后是从前寒武纪末以来整个都稳定的带C。杜威发现相同造山作用的加里东部分相应的带。曾经考虑过三个带的相对位移，特别是在泥盆纪中，而且没有理由说明为什么他们竟对此时期给出与前面相同的极。在布拉德的重建中，当时相邻的两次造山运动带C的寒武纪的极，彼此较阿巴拉契亚带A和C更接近。

弗朗切多在欧亚和北非的构造区内所作的这种差异，使上古生界各个极的采用布拉德等（1965）的极，但现代极可以向回保留到—65百万年，然后再第二次满足闭合。欧洲—格陵兰、格陵兰—北美和西班牙—欧洲的位移是用简单转动求得的，但其它相对运动是很复杂的。

在图 122 中可以看到这样所得到的结果的性质，它表示出在二亿年内欧洲对非洲的运动。假定比斯开湾的开张相当于在 —100和—65 百万年之间仅转动 22°（进一步讨论此问题需要援引一打近年的文献！）。遗憾的是，不能在图上表示北美；在-200到-130百万年间，它将与北美接触。

最后提出现代古磁结果的精度（或其它）概

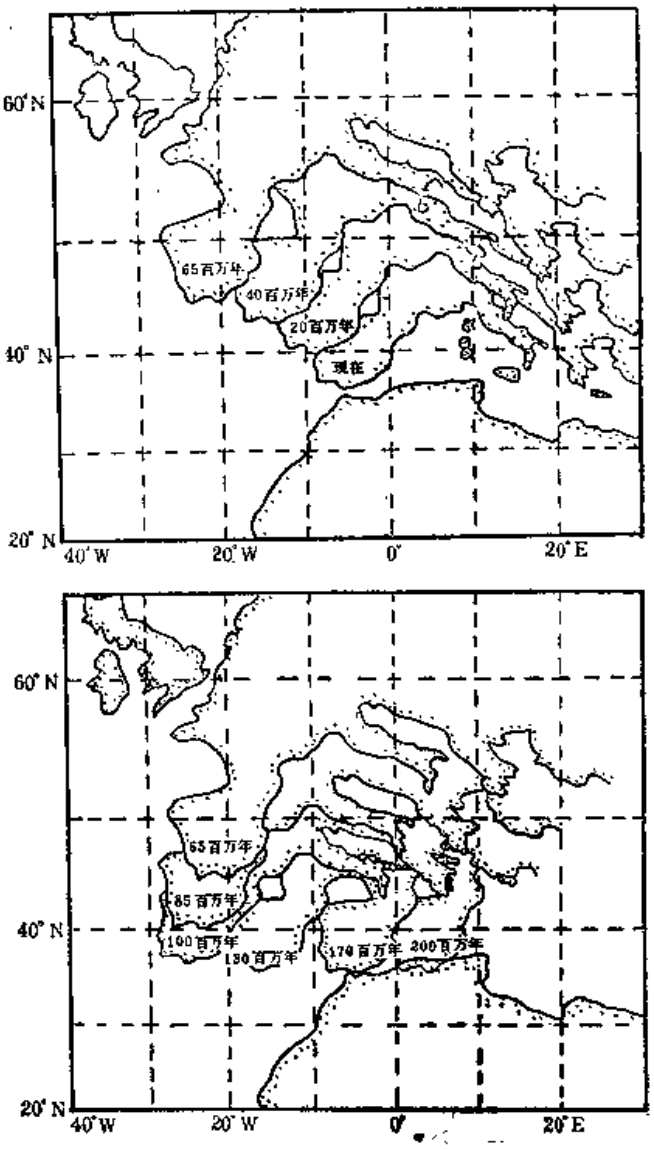


图 122

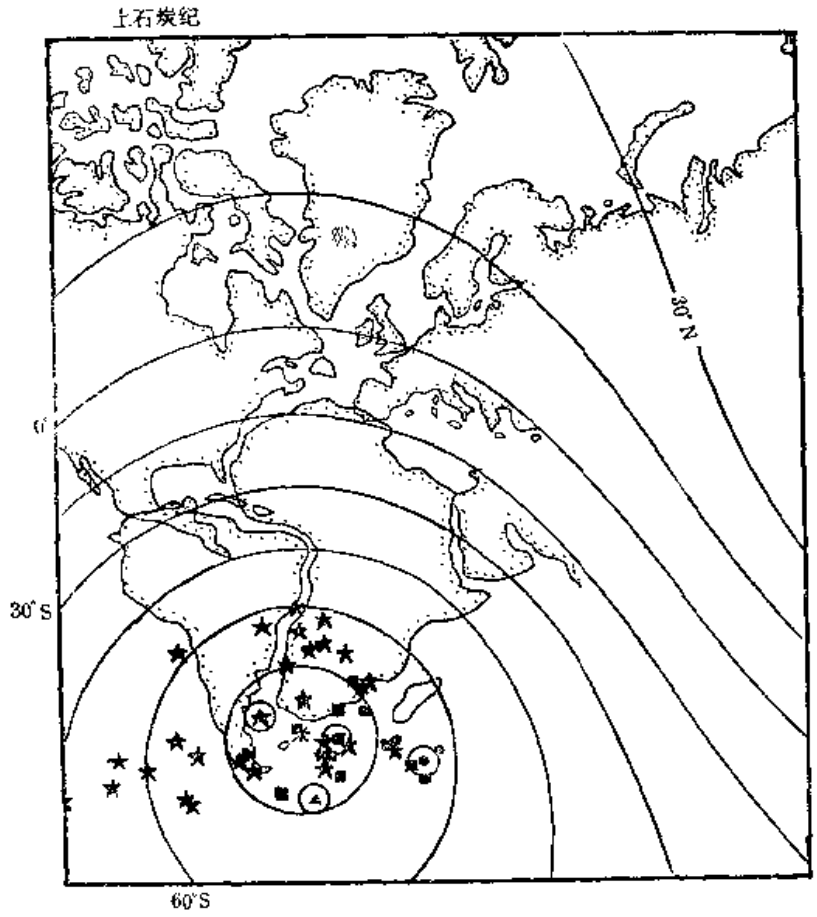


图123 上白垩纪时大西洋大陆的古地理（布拉德等的拼合）北美保持固定。每15°画出四个大陆的古磁极推导出来的古纬度。在图上表示出平均磁南极（•）和北美（■）、欧洲（★），非洲（▲）与南美（○）的南极。每个大陆的平均极都用一个圆圈圈起来。用莫凯特（Mercator）投影[109]

分散性减小很多。于是，我们可以希望，改善研究所用的岩石样品的选择，将推进大陆的古磁重建。现在仍有很大的不定性，正如继续讨论冈瓦纳大陆的最后实例中将会看到的那样。

迪茨和霍尔登（1971）寻求古生代大洋地壳的可能位置，除其科学意义外，还是可以应用于矿物（基岩中）或石油（沉积中）的一个课题。他们作出结论，仅有的希望是在澳大利亚西部的瓦尔顿（Wharton）盆地中。图124表示出印度洋的演化，它是从一般所接受的印度与澳大利亚相对于南极洲的位置得出来的。但是，在图中还有一个其它的可能性，即维弗斯（Veevers）等（1971）取地层的和构造的理由加以讨论的一个重建。在此解答中，印度的东边接触澳大利亚，而不是南极洲，但在冈瓦纳中央留下一个三角形内海，这里可以容纳马达加斯加和印度洋微大陆。

仅能确保的位置似乎是相对于南极洲的澳大利亚。佛朗切多（1970）指出，两个大陆之间的良好适应决定于从大陆架向大洋过渡的快速程度。对于南美和非洲来说，过渡发生在不到100公里上；而对于大西洋边缘来说，它常常需要200公里；澳大利亚的南海岸是一种中间情况。

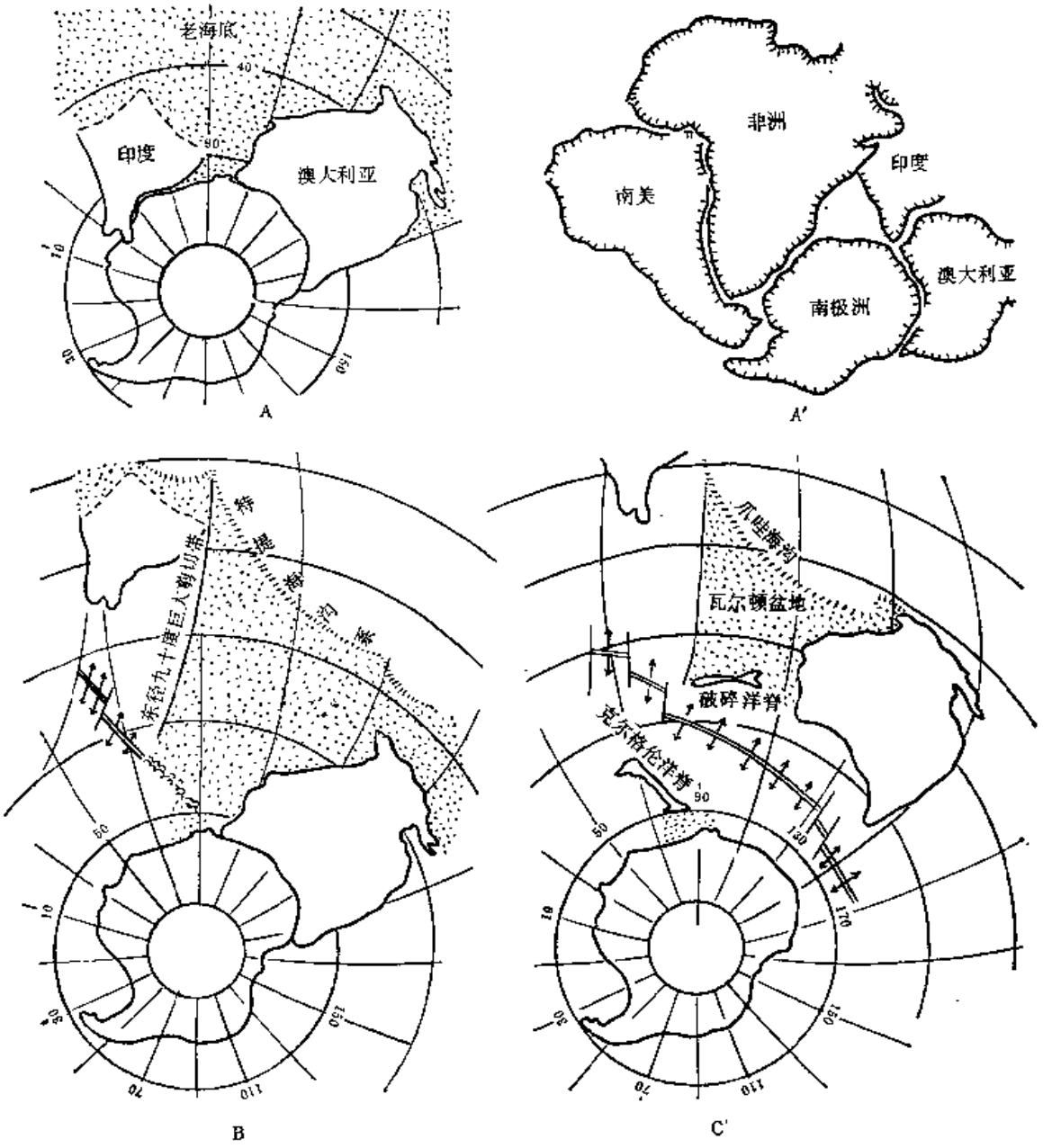


图124　表示印度和澳大利亚破裂并漂移离开南极洲的A，B，C时间序列简图和老地壳在瓦尔顿盆地中的持续保存（迪茨和霍尔登1970）A′为冈瓦纳大陆的另一种可能配置。根据史密斯和哈伦（Hallan），以500浔等高线为大陆轮廓[110]

99. Fischer and Heezen, 1971.
100. Maxwell et al., 1970; courtesy AAAS.
101. Isacks et Molnar, 1970; courtesy Nature.
102. Fitch and Molnar 1970; courtesy Am. Geophys. Union.
103. McKenzie, 1969; courtesy Roy. Astron. Soc.
104. Sclater and Francheteau, 1970; courtesy Roy. Astron. Soc.

105. Sclater and Francheteau, 1970; courtesy Roy. Astron. Soc.
106. Kaula, 1970; courtesy AAAS.
107. Dewey and Bird, 1970; courtesy Am. Geophys. Union.
108. Dewey and Bird, 1970; courtesy Am. Geophys. Union.
109. Francheteau, 1970; courtesy J. Francheteau.
110. Veevers et al., 1971; courtesy Nature.

文　献

为了使文献保持简短，没有列出各个领域中的基础文章，而提出其它新近的题目。

读者可在哈特（P.J.Hart）（编辑），1969年的文献中找到许多有趣的题目来补充所引用的文章。

不是广泛熟知的一些缩写有：

J.G.R. = 地球物理研究杂志

A.G.U. = 美国地球物理联合会

C.R. = 法兰西自然科学院报告

Ph.Tr. = 皇家学会的哲学汇报，A。

Allan, D. W., Thompson, W. B. and Weiss, N. O.: 1967, 'Convection in the Earth's mantle', in *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets* (ed. by S. K. Runcorn), Interscience Publishers, p. 507–512.

Allen, C. R.: 1965, 'Transcurrent Faults in Continental Areas', 82–89 in *A Symposium on Continental Drift*, *Ph. Tr.*, 1088.

Andel T. H. van and Heath, G. Ross: 1970, 'Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 6–8° South Latitude', *Marine Geophys. Res.* **1**, 5–36.

Anderson, D. L.: 1967, 'Latest Information from Seismic Observations', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 335–420.

Anonymous: 1964, 'Geological Society Phanerozoic Time-Scale', *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 120 S, 260–262.

Artemjev, M. E. and Artyushkov, E. V.: 1971, 'Structure and Isostasy of the Baïkal Rift and the Mechanism of Rifting', *J.G.R.* 76, 1197–1211.

Atwater, T. M. and Mudie, J. D.: 1968, 'Block Faulting on the Gorda Rise', *Science*, **159**, 729–731.

Bada, J. L., Luyendijk, B. P. and Maynard, J. B.: 1970, 'Marine Sediments: Dating by the Racemization of Amino-Acids', *Science* **170**, 730–732.

Baranzagi, M. and Isacks, B.: 1970, 'Lateral Variations of Seismic Wave Attenuation in the Upper Mantle Above the Inclined Earthquake Zone of the Tonga Island Arc', *EOS* (Trans. A.G.U.) **51**, 780.

Birch, F.: 1967, Low Values Oceanic Heat Flow, *J.G.R.* **72**, 2261–2262; X. Le Pichon, M. Langseth, 'Comments on Paper by Francis Birch . . .', *ibid.*, 6377–6378.

Björnsson, S. (ed.): 1967, *Iceland and Mid-Ocean Ridges*, Report of a Symposium, Visingdafélag Islendinga *(Soc. Sci. Islandica)*, Reykjavik, 209 p.

Boer, J. de, Schilling, J. G. and Krause, D. C.: 1969, 'Magnetic Polarity of Pillow Basalts from Reykjanes Ridge', *Science* **166**, 996–998.

Boldizsar, T.: 1968, 'Geothermal Data from the Vienna Basin, *J.G.R.* **73**, 613–618.

Bonhommet, N. and Babkine, J.: 1967, 'Sur la présence d'aimantations inversées dans la chaîne des Puys', *C.R.* **264**, 92–94.

Bosshard, E. and MacFarlane, D. J.: 1970, 'Crustal Structure of the Western Canary Islands from Seismic Refraction and Gravity Data', *J.G.R.* **75**, 4901–4918.

Bott, M. H. P.: 1965, 'Formation of Oceanic Ridges', *Nature* **207**, 840–843.

Bullard, E., Everett, J. E. and Smith, A. G.: 1965, 'The Fit of the Continents Around the Atlantic', 41–51 in *A Symposium on Continental Drift. Ph. Tr.*, 1088.

Burckle, L. H., Ewing, J., Saito, T. and Leyden, R.: 1967, 'Tertiary Sediment from the East Pacific Rise', *Science* **157**, 537–540.

Cann, J.R.: 1968, 'Geological Processes at Mid-Ocean Ridge Crests', *Geophys. J.* **15**, 331–341.

Christoffel, D. A. and Ross, D. I.: 1970, 'A Fracture Zone in the South West Pacific Basin South of

New Zealand and Its Implications for Sea Floor Spreading', *Earth Planetary Sci. Letters* **8**, 125–130.
Clark, S. P. and Ringwood, A. E.: 1967, 'Density, Strength, and Constitution of the Mantle', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 111–124.
Coleman, R. G.: 1971, 'Plate Tectonics Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges', *J.G.R.* **76**, 1212–1222.
Cook, K. L.: 1962, 'The Problem of the Mantle-Crust Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppermost Part of the Earth's Mantle', *Advan. Geophys.* **9**, 295–360.
Coulomb, J. and Jobert, G.: 1963, *Physical Constitution of the Earth*, Oliver & Boyd, 328 p.
Coulomb, J. and Jobert, G.: 1967, L'énergie libérée dans les séismes et la théorie d'Orowan, *Bull. Soc. Roy. Sci. Liege* **36** 32–37.
Coulomb, J. and Loisel, J.: 1940, *La physique des nuages*, Albin Michel, 286 p.
Cox, A. and Dalrymple, G. B.: 1967, 'Geomagnetic Polarity Epochs: Nunivak Island, Alaska', *Earth Planetary Sci. Letters* **3**, 173–177.
Cox, A., Doell, R. R. and Dalrymple, G. B.: 1964, 'Reversals of the Earth's Magnetic Field', *Science* **144**, 1537–1543.
Creer, K. M.: 1965, Palaeomagnetic Data from Gondwanic Continents, 27–40 in *A Symposium on Continental Drift, Ph. Tr.*, 1088.
Dagley, P., Wilson, R. L., Ade-Hall, J. M., Walker, G. P. L., Haggerty, S. E., Sigurgeirsson, T., Watkins, N. D., Smith, P. J., Edwards, J. and Grasty, R. L.: 1967, 'Geomagnetic Polarity Zones for Icelandic Lavas', *Science* **216**, 25–29.
Dehlinger, P., Couch, R. W. and Gemperle, M.: 1967, 'Gravity and Structure of the Eastern Part of the Mendocino Escarpment, *J.G.R.* **72** 1233–1247.
Denham, C. R. and Cox, A.: 1970, 'Palaeomagnetic Evidence that the Laschamp Polarity Event Did Not Occur between 30000 and 12000 Years Ago', *EOS* **51**, 745.
Dewey, J. F. and Bird, J. M.: 1970, 'Mountain Belts and the New Global Tectonics', *J.G.R.* 75, 2625–2647.
Dickson, G. O., Pitman III, W. C. and Heirtzler, J. R.: 1968, 'Magnetic Anomalies in the South Atlantic and Ocean Floor Spreading', *J.G.R.* **73**, 2087–2100.
Dietz, R. S.: 1966, 'Passive Continents, Spreading Sea Floors, and Collapsing Continental Rises', *Am. J. Sci.* **264**, 177–193; Discussion by G. M. Young, *ibid.*, 1967, **265**, 225–230; A reply by R. S. Dietz, *ibid.*, **265**, 231–237.
Dietz, R. S. and Holden, J. C.: 1970, 'Reconstruction of Pangaea: Breakup and Dispersion of Continents, Permian to Present', *J.G.R.* **75**, 4939–4956.
Dietz, R. S. and Holden, J. C.: 1971, 'Pre-Mesozoic Oceanic Crust in the Eastern Indian Ocean (Wharton Basin)?', *Nature* **229**, 309–312.
Dietz, R. S. and Sproll, W. P.: 1970, 'East Canary Islands as a Microcontinent within the Africa-North America Continental Drift Fit', *Nature* **226**, 1043–1045.
Dubois, J.: 1966, 'Temps de propagation des ondes *P* à des distances épicentrales de 30 à 90°. Région du Sud-Ouest Pacifique', *Ann. Geophys.* **22**, 642–645.
Dubois, J.: 1969, 'Contribution à l'étude structurale du sud-ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles-Hébrides', Thèse, Paris.
Dymond, J. and Windom, H. L.: 1968, 'Cretaceous K-Ar Ages from Pacific Ocean Sea-Mounts', *Earth Planetary Sci. Letters* **4**, 47–52.
Elder, J.: 1967, 'Convective Self-Propulsion of Continents', *Nature* **214**, 657–660, 750.
Elsasser, W. M.: 1968, *Convection and Stress Propagation in the Upper Mantle*, Newcastle symposium, New York, Wiley (in press).
Elsasser, W. M.: 1970a, 'The So-Called Folded Mountains', *J.G.R.* **75**, 1615–1618.
Elsasser, W. M.: 1970b, 'Non-Uniformity of Crustal Growth', *EOS (Trans. A.G.U.)* **51**, 823.
Elsasser, W. M.: 1971, 'Sea Floor Spreading as Thermal Convection', *J.G.R.* **76**, 1101–1112.
Emilia, D. A. and Heinrichs, D. F.: 1969, 'Ocean Floor Spreading: Olduvai and Gilsa Events in the Matuyama Epoch', *Science* **166**, 1267–1269.
Engel, C. G. and Fisher, R. L.: 1969, 'Lherzolite, Anorthosite, Gabbro, and Basalt Dredged from the Mid-Indian Ocean Ridge', *Science* **166**, 1136–1141.
Epp, D., Grim, P. J. and Langseth Jr., M. G.: 1970, 'Heat Flow in the Caribbean and Gulf of Mexico', *J.G.R.* **75**, 5655–5669.
Evans, A. L.: 1970, 'Geomagnetic Polarity Reversals in a Late Tertiary Lava Sequence from the Akaroa Volcanoes, New Zealand', *Geophys. J.* **21**, 163–183.

Ewing, J. and Ewing, M.: 1967, 'Sediment Distribution on the Mid-Ocean Ridges with Respect to Spreading of the Sea Floor', *Science* **156**, 1590–1592.
Ewing, J., Windisch, C. and Ewing, M: 1970, 'Correlation of Horizon A with JOIDES Bore-Hole Results', *J.G.R.* **75**, 5645–5653.
Ewing, J., Ewing, M., Aiken, T. and Ludwig, W.: 1968, 'North Pacific Sediment Layers Measured by Seismic Profiling', delivered at 11th Pacific Science Congress, Tokyo, August–September 1966, *A.G.U. Geophysical Monograph* **12**, 147–173.
Fail, J. P., Montadert, L., Delteil, J. R., Valéry, P., Patriat, P. and Schlich, R.: 1970, 'Prolongation des zones de fracture de l'Océan Atlantique dans le Golfe de Guinée', *Earth Planetary Sci. Letters* **7**, 413–419.
Falcon, N. L.: 1967, 'Equal Areas of Gondwana and Laurasia', *Nature* **213**, 580–581.
Falcon, N. L., Gass, I. G., Girdler, R. W. and Laughton, A. S. (eds.): 1970, 'A Discussion on the Structure and Evolution of the Red Sea and the Nature of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopia Rift Junction', *Ph. Tr.* **267**, 1–417.
Fischer, A. G., Heezen, B. C., Boyce, R. E., Bukry, D., Douglas, R. G., Garrison, R. E., Kling, S. A., Krasheninnikov, V., Lisitzin, A. P. and Pimm, A. C.: 1970, 'Geological History of the Western North Pacific', *Science* **168**, 1210–1214.
Fisher, R. L. and Engel, C. G.: 1968, 'Dunite Dredged from the Nearshore Flank of Tonga Trench on Expedition Nova 1967', *Trans. A.G.U.* **49**, 217–218.
Fitch, T. J.: 1970, 'Earthquake Mechanisms in the Himalayan, Burmese, and Andaman Regions and Continental Tectonics in Central Asia', *J.G.R.* **75**, 2699–2709.
Fitch, T. J. and Molnar, P.: 1970, 'Focal Mechanisms along Inclined Earthquake Zones in the Indonesia-Philippine Region', *J.G.R.* **75**, 1431–1444.
Fox, P. J.: 1967, 'Annotated Bibliography on the World Rift System', World Data Center A; Upper Mantle Project Report No. 14.
Fox, P. J. and Heezen, B. C.: 1965, 'Sands of the Mid-Atlantic Ridge', *Science* **149**, 1367–1370.
Francheteau, J.: 1970, Ph.D. Thesis, University of California, San Diego.
Francheteau, J. and Sclater, J. G.: 1969, 'Palaeomagnetism of the Southern Continents and Plate Tectonics', *Earth Planetary Sci. Letters* **6**, 93–106.
Francheteau, J., Sclater, J. G. and Menard, H. W.: 1970, 'Pattern of Relative Motion from Fracture Zone and Spreading Rate Data in the North-Eastern Pacific', *Nature* **226**, 746–748.
Gardner, J. V.: 1970, 'Submarine Geology of the Western Coral Sea', *Bull. Geol. Soc. Am.* **81**, 2599–2614.
Girdler, R. W.: 1968, 'Drifting and Rifting of Africa', *Nature* **217**, 1102–1106.
Glass, B.: 1967, 'Tektites and Geomagnetic Reversals', *Nature* **214**, 372–374.
Glass, B. P. and Heezen, B. C.: 1967, 'Tektites and Geomagnetic Reversals', *Sci. Am.* **217**, 32–38.
Godby, E. A., Baker, R. C., Bower, M. E. and Hood, P. J.: 1966, 'Aeromagnetic Reconnaissance of the Labrador Sea', *J.G.R.* **71**, 511–517.
Goguel, J.: 1965, 'Tectonics and Continental Drift', 194–198 in *A Symposium on Continental Drift*, *Ph. Tr.*, 1088.
Gough, D. I.: 1970, 'Did an Ice-Cap Break Gondwanaland?' *J.G.R.* **75**, 4475–4477.
Griffin, V. S.: 1970, 'Relevancy of the Dewey-Bird Hypothesis of Cordilleran-Type Mountain Belts and the Wegmann Stockwork Concept', *J.G.R.* **75**, 7504–7507.
Grim, P. and Erickson, B. H.: 1969, 'Fracture Zones and Magnetic Anomalies South of the Aleutian Trench', *J.G.R.* **74**, 1488–1494.
Hamilton, E. L. and Menard, H. W.: 1968, 'Undistorted Turbidites on the Juan de Fuca Ridge', *Trans. A.G.U.* **49**, 208.
Hammond, A. L.: 1970, 'Deep Sea Drilling, a Giant Step in Geological Research', *Science* **170**, 520–521.
Harrison, C. G. A. and Mudie, J. D.: 1967, 'Sediment Thickness and Sea-Floor Spreading in the Pacific', *Trans. A.G.U.* **48**, 133.
Hart, P. J. (ed.): 1969, 'The Earth's Crust and Upper Mantle', *Geophysical Monograph* **13**, 735 p., *A.G.U.*
Hatherton, T.: 1969, 'Similarity of Gravity Anomaly Patterns in Asymmetric Active Regions', *Nature* **224**, 357–358.
Hayes, D. E. and Ludwig, W. J.: 1967, 'The Manila Trench and West Luzon Trough. II: Gravity and Magnetic Measurements, *Deep-Sea Res.* **14**, 545–560.

Hayes, D. E. and Heirtzler, J. R.: 1968, 'Magnetic Anomalies and Their Relation to the Aleutian Island Arc', *Trans. A.G.U.* **49**, 207–208.
Heezen, B. C., Tharp, M. and Ewing, M.: 1959, 'The Floors of the Oceans. I: The North Atlantic', *Geol. Soc. Am.*, Spec. Pap. 65, 122 p.
Heezen, B. C., Gray, C., Segre, A. G. and Zarudski, E. F. K.: 1971, 'Evidence of Foundered Continental Crust beneath the Central Tyrrhenian Sea', *Nature* **229**, 327–329.
Heirtzler, J. R.: 1965, 'Marine Geomagnetic Anomalies', *J. Geomagn. Geoelec.* **17**, 227–236.
Heirtzler, J. R.: 1970, 'The Paleomagnetic Field as Inferred from Marine Studies', *J. Geomagn. Geoelec.* **22**, 197–211,
Heirtzler, J. R. and Hayes, D. E.: 1967, 'Magnetic Boundaries in the North Atlantic Ocean', *Science* **157**, 185–187.
Heirtzler, J. R. and Pichon, X. Le: 1965, 'Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. 3: Magnetic Anomalies over the Mid-Atlantic Ridge', *J.G.R.* **70**, 4013–4033.
Heirtzler, J. R., Pichon, X. Le and Baron, J. G.: 1966, 'Magnetic Anomalies over the Reykjanes Ridge', *Deep-Sea Res.* **13**, 427–443.
Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman III, W. C. and Pichon, X. Le: 1968, 'Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents', *J.G.R.* **73**, 2119–2136.
Herron, E. M. and Hayes, D. H.: 1969, 'A Geophysical Study of the Chile Ridge', *Earth Planetary Sci. Letters* **6**, 77–83.
Herron, E. M. and Heirtzler, J. R.: 1967, 'Sea-Floor Spreading near the Galapagos', *Science* **158**, 775–780.
Herzen, R. P. von, Simmons, G. and Folinsbee, A.: 1970, 'Heat Flow Between the Caribbean Sea and Mid-Atlantic Ridge', *J.G.R.* **75**, 1973–1984,
Hess, H. H.: 1962, 'History of Ocean Basins', in *Petrologic Studies, A Volume to Honor A. F. Buddington*, p. 599–620, Geol. Soc. Am.
Hess, H. H.: 1964, 'Seismic Anisotropy of the Uppermost Mantle under Oceans', *Nature* **203**, 629–631.
Hess, H. H.: 1965, 'Mid Oceanic Ridges and Tectonics of the Sea-Floor', in *Submarine Geology and Geophysics*, p. 317–333, Colston Paper 17, Butterworths.
Hurley, P. M. and Rand, J. R.: 1969, 'Pre-Drift Continental Nuclei', *Science* **164**, 1229–1242.
Hurley, P. M., Almeida, F. F. M. de, Melcher, G. C., Cordani, U. G., Rand, J. R., Kawashita, K., Vandoros, P., Pinson Jr, W. H. and Fairbairn, H. W.: 1967, 'Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages', *Science* **157**, 495–500.
Isacks, B. and Molnar, P.: 1970, 'Mantle Earthquake Mechanisms and the Sinking of the Lithosphere', *Nature* **223**, 1121–1124.
Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L. R.: 1968, 'Seismicity and the New Global Tectonics', *J.G.R.* **73**, 5855–5899.
Jacoby, W. R.: 1970, 'Instability in the Upper Mantle and Global Plate Movements', *J.G.R.* **75**, 5671–5680.
Johnson, C. L. and Pew, J. A.: 1968, 'Extension of the Mid-Labrador Sea Ridge', *Nature* **217**, 1033–1034.
Johnson, C. L. and Vogt, P. R.: 1968, 'Present and Relic Sea-Floor Rifts in the Arctic', *Trans. A.G.U.* **49**, 201.
Jones, J. G.: 1971, 'Aleutian Enigma: a Clue to Transformation in Time', *Nature* **229**, 400–403.
Kanamori, H. and Press, F.: 1970, 'How Thick is the Lithosphere?', *Nature* **226**, 330–331.
Karig, D. E.: 1970, 'Ridges and Basins of the Tonga-Kermadec Island Arc System', *J.G.R.* **75**, 239–254.
Kaula, W. M.: 1970, 'Earth's Gravity Field: Relation to Global Tectonics', *Science* **169**, 982–985.
Kaula, W. M.: 1971, 'Global Gravity and Tectonics', paper presented at the Francis Birch Symposium on the Nature of the Solid Earth, April 16–18, 1970, Harvard University, Cambridge, Mass., in press.
Kay, R., Hubbard, N. J. and Gast, P. W.: 1970, 'Chemical Characteristics and Grigin of Oceanic Ridge Volcanic Rocks', *J.G.R.* **75**, 1585–1613.
Knopoff, L.: 1967, 'Thermal Convection in the Earth's Mantle', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 171–196.
Krause, D. C. and Watkins, N. D.: 1970, 'North Atlantic Crustal Genesis in the Vicinity of the Azores', *Geophys. J.* **19**, 261–283.
Ku, T. L., Broecker, W. S. and Opdyke, N.: 1968, 'Comparison of Sedimentation Rates Measured

by Palaeomagnetic and the Ionium Methods of Age Determination', *Earth Planetary Sci. Letters* **4**, 1–16.
Kuno, H.: 1967, 'Volcanological and Petrological Evidence Regarding the Nature of the Upper Mantle', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell) Academic Press, p. 89–110.
Labrouste, Y. H., Baltenberger, P., Perrier, G. and Recq, M.: 1968, 'Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le sud-est de la France', *C.R.* **266**, 663–665.
Langseth, M. G., Pichon, X. Le and Ewing, M.: 1966, 'Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. 5: Heat Flow Through the Atlantic Ocean Floor and Convection Currents', *J.G.R.* **71**, 5321–5355.
Langseth Jr, M. G. and Taylor, P. T.: 1967, 'Recent Heat Flow Measurements in the Indian Ocean', *J.G.R.* **72**, 6249–6260.
Larson, R. L. and Spiess, F. N.: 1969, 'East Pacific Rise Crest: A Near Bottom Geophysical Profile', *Science* **163**, 68–71.
Lee, W. H. K. and Uyeda, S.: 1965, 'Review of Heat Flow Data', in *Terrestrial Heat, Geophysical Monograph* **8**, p. 87–190, *A.G.U.*
Lehmann, I.: 1967, 'Low-Velocity Layers', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 41–61.
Lister, C. R. B.: 1970, 'Heat Flow West of the Juan de Fuca Ridge', *J.G.R.* **75**, 2648–2654.
Lliboutry, L.: 'Introduction à la mécanique des plaques' (ed. by Mattauer and Allègre), Colloque Paris 1970, in press.
Lubimova, E. A.: 1967, 'Theory of Thermal State of the Earth's Mantle', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 231–323.
Ludwig, W. J., Hayes, D. E. and Ewing, J. I.: 1967, 'The Manila Trench and West Luzon Trough. I: Bathymetry and Sediment Distribution, *Deep-Sea Res.* **14**, 533–544.
Luyendyk, B. P.: 1969, 'Origin of Short-Wavelength Magnetic Lineations Observed near the Ocean Bottom', *J.G.R.* **74**, 4869–4881.
Luyendyk, B. P.: 1970, *EOS (Trans. A.G.U.)* **51**, 325.
Luyendyk, B. P. and Fischer, D. E.: 1969, 'Fission Track Age of Magnetic Anomaly 10: A New Point on the Sea-Floor Spreading Curve'. *Science* **164**, 1516–1517.
Malahoff, A.: 1970, 'Some Possible Mechanisms for Gravity and Thrust Faults under Oceanic Trenches', *J.G.R.* **75**, 1992–2001.
Malkus, W. V. R.: 1971, in *Mantle and Core in Planetary Physics, Enrico Fermi Summer Course* (ed. by M. Caputo and J. Coulomb), Academic Press, in press.
Matthews, D. H. and Bath, J.: 1967, 'Formation of Magnetic Anomaly Pattern of Mid-Atlantic Ridge', *Geophys. J.* **13**, 349–357.
Maxwell, A. E., Herzen, R. P. von, Hsü, K. J., Andrews, J. E., Saito, T., Percival Jr, S. F., Milow, E. D. and Boyce, R. E.: 1970, 'Deep Sea Drilling in the South Atlantic', *Science* **168**, 1047–1059.
McConnell Jr, R. K., McClaine, L. A., Lee, D. W., Aronson, J. R. and Allen, R. V.: 1967, 'A Model for Planetary Igneous Differentiation', *Rev. Geophys.* **5**, 121–172.
McKenzie, D. P.: 1967a, 'The Viscosity of the Mantle', *Geophys. J.* **14**, 297–305.
McKenzie, D. P.: 1967b, 'Some Remarks on Heat Flow and Gravity Anomalies', *J.G.R.* **72**, 6261–6273.
McKenzie, D. P.: 1969, 'Speculations on the Consequences and Causes of Plate Motions', *Geophys. J.* **18**, 1–32.
McKenzie, D. P.: 1970, 'Plate Tectonics', in *Birch Symp.*, in press.
McKenzie, D. P. and Parker, R. L.: 1967, 'The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere', *Nature* **216**, 1276–1280.
McKenzie, D. P., Davies, D. and Molnar, P.: 1970, 'Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa', *Nature* **226**, 243–248.
McKenzie, D. P. and Morgan, W. J.: 1969, 'Evolution of Triple Junctions', *Nature* **224**, 125–133.
Medaris Jr, L. G. and Dott Jr, R. H.: 1970, 'Mantle-Derived Peridotites in Southwestern Oregon: Relation to Plate Tectonics', *Science* **169**, 971–974.
Melson, W. G. and Thompson, G.: 1970, 'Layered Basic Complex in Oceanic Crust, Romanche Fracture, Equatorial Atlantic Ocean', *Science* **168**, 817–820.
Menard, H. W.: 1964, *Marine Geology of the Pacific*, McGraw-Hill, New York, 271 p.
Menard, H. W.: 1965a, 'The World-Wide Oceanic Rise-Ridge System', in *A Symposium on Continental Drift*, 109–122, *Ph. Tr.*, 1088.
Menard, H. W.: 1965b, 'Sea Floor Relief and Mantle Convection, *Phys. Chem. Earth*, **6**, 315–364.

Menard, H. W.: 1966, 'Fracture Zones and Offsets of the East Pacific Rise', *J.G.R.* **71**, 682–685.
Menard, H. W.: 1967a, 'Extension of Northeastern-Pacific Fracture Zones', *Science* **155**, 72–74.
Menard, H. W.: 1967b, 'Sea Floor Spreading, Topography, and the Second Layer', *Science* **257**, 923–924.
Menard, H. W.: 1969, 'Growth of Drifting Volcanoes', *J.G.R.* **74**, 4833–4837.
Menard, H. W., Winterer, E. L., Chase, T. E. and Smith, S. M.: 1968, 'Melanesian Sea-Floor Relief', *Trans. A.G.U.* **49**, 217.
Mercy, E. L. P.: 1967, 'Geochemistry of the Mantle', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 421–443
Milson, J. S.: 1970, 'Woodlark Basin, a Minor Center of Sea Floor Spreading in Melanesia', *J.G.R.* **75**, 7335–7339.
Mitronovas, W., Isacks, B. and Seeber, L.: 1969, 'Earthquake Locations and Seismic Wave Propagation in the Upper 250 km of the Tonga Island Arc', *Bull. Seism. Soc. Am.* **59**, 1115–1135
Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M.: 1970, 'Petrologic Models for the Mid-Atlantic Ridge', *Deep-Sea Res.* **17**, 109–123.
Mohemmadioun, B.: 1966, *Structure du manteau et du noyau terrestres d'après les spectres d'énergie des ondes longitudinales*, thèse, Paris.
Molnar, P. and Oliver, J.: 1969, 'Lateral Variations of Attenuation in the Upper Mantle and Discontinuities in the Lithosphere', *J.G.R.* **74**, 2648–2682.
Montadert, L., Sancho, J., Fail, J. P., Debyser, J. and Winnock, E.: 1970, 'De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures salifères en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares)', *C.R.* **271D**, 812–815.
Montigny, R., Javoy, M. and Allègre, C. J.: 1969, 'Le problème des andésites. Etude du volcanisme quaternaire du Costa Rica (Amérique Centrale) à l'aide des traceurs couplés $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{18}O/^{16}O$', *Bull. Soc. Géol. France* (7), **11**, 794–799.
Morgan, W. J.: 1968, 'Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks', *J.G.R.* **73**, 1959–1982.
Morgan, W. J.: 1970, 'Plate Motions and Deep Mantle Convection', *EOS (Trans. A.G.U.)* **51**, 822.
Morris, G. B., Raitt, R. W. and Shor Jr. O. G.: 1969, 'Velocity Anisotropy and Delay-Time Maps of the Mantle near Hawaii', *J.G.R.* **74**, 4300–4316.
Northrop, J., Morrison, M. F. and Duennebier, F. K.: 1970, 'Seismic Slip Rate on the Eastern Pacific Rise and Pacific Antarctic Ridge', *J.G.R.* **75**, 3285–3290.
Nur, A.: 1971, 'Viscous Phase in Rocks and the Low-Velocity Zone', *J.G.R.* **76**, 1270–1271.
Oliver, J. and Isacks, B.: 1967, 'Deep Earthquake Zones, Anomalous Structures in the Upper Mantle, and the Lithosphere', *J.G.R.* **72**, 4259–4275.
Olivet, J. L., Sichler, B., Thonon, P., Pichon, X. Le, Martinais, J. and Pautot, G.: 1970, 'La faille transformante Gibbs entre le Rift et la marge du Labrador', *C.R.* **271D**, 949–952.
Opdyke, N. D. and Wilson, K.: 1968, 'A Test of the Dipole Hypothesis', *Trans. A.G.U.* **49**, 125.
Opdyke, N. D., Glass, B., Hays, J. D. and Foster J.: 1966, 'Paleomagnetic Study of Antarctic Deep-Sea Cores', *Science* **154**, 349–357.
Orowan, E.: 1965, 'Convection in a Non-Newtonian Mantle, Continental Drift, and Mountain Building', in *A Symposium on Continental Drift*, 284–313, *Ph. Tr.*, 1088.
Orowan, E.: 1966, 'Age of the Ocean Floor', *Science* **154**, 413–416.
Oxburgh, E. R. and Turcotte, D. L.: 1968, 'Problem of High Heat Flow and Volcanism Associated with Zones of Descending Mantle Convective Flow', *Nature* **218**, 1041–1043.
Oxburgh, E. R. and Turcotte, D. L.: 1971, 'Origin of Paired Metamorphic Belts and Crustal Dilation in Island Arcs Regions', *J.G.R.* **76**, 1315–1327.
Pautot, G., Auzende, J. and Pichon, X. Le: 1970, 'Continuous Deep Sea Salt Layer along North Atlantic Margins Related to Early Phase of Rifting', *Nature* **227**, 351–354.
Peter, G., Elvers, D. and Yellin, M.: 1965, 'Geological Structure of the Aleutian Trench Southwest of Kodiak Island', *J.G.R.* **70**, 353–366.
Peychès, I. and Zortea, M.: 1971, 'Glass Tanks as Models for Convection in the Upper Mantle', *J.G.R.* **76**, 1416–1423.
Phillips, J. D.: 1967, 'Magnetic Anomalies over the Mid-Atlantic Ridge near 27°N', *Science* **157**, 920–923.
Pichon, X. Le: 1966, *Étude géophysique de la dorsale médio-atlantique*, thèse, Strasbourg, Lamont Contribution No. 922.
Pichon, X. Le: 1968, 'Sea-Floor Spreading and Continental Drift', *J.G.R.* **73**, 3661–3697.

Pichon, X. Le and Fox, J.: 1971, *Marginal Offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the North Atlantic*, in press.
Pichon, X. Le and Hayes, D. E.: 1971, *Marginal Offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the South Atlantic*, in press.
Pichon, X. Le and Heirtzler, J. R.: 1968, 'Magnetic Anomalies in the Indian Ocean and Sea-Floor Spreading', *J.G.R.* **73**, 2101–2117.
Pichon, X. Le and Langseth, M. G.: 1968, *Heat Flow from the Mid-Ocean Ridges and Sea-Floor Spreading*, preprint.
Pichon, X. Le, Hyndman, R. D. and Pautot, G.: 1971, *A Geophysical Study of the Opening of the Labrador Sea*, in press.
Pichon, X. Le, Houtz, R. E., Drake, C. L. and Nafe, J. E.: 1965, 'Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. 1: Seismic Measurements', *J.G.R.* **70**, 319–339.
Pichon, X. Le, Cressard, A., Mascle, J., Pautot, G. and Sichler, B.: 1970, 'Structures sous-marines des bassins sédimentaires de Porcupine et de Rockall', *C.R.* **270D**, 2903–2906.
Pitman III, W. C. and Heirtzler, J. R.: 1966, 'Magnetic Anomalies over the Pacific-Antarctic Ridge', *Science* **154**, 1164–1171.
Pitman III, W. C., Herron, E. M. and Heirtzler, J. R.: 1968, 'Magnetic Anomalies in the Pacific and Sea-Floor Spreading', *J.G.R.* **73**, 2069–2085
Price, A. T.: 1967, 'Magnetic Variations and Telluric Currents', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 125–170.
Ramberg, H.: 1968, 'Instability of Layered Systems in the Field of Gravity', *Phys. Earth Planetary Int.* **1**, 427–474.
Rea, D. K.: 1970, 'Changes in Structure and Trend of Fracture Zones North of the Hawaiian Ridge and Relation to Sea-Floor Spreading', *J.G.R.* **75**, 1421–1430.
Reid Jr, J. B. and Frey, F. A.: 1971, 'Rare Earth Distributions in Lherzolite and Garnet Pyroxenite Xenolithe and the Constitution of the Upper Mantle', *J.G.R.* **76**, 1184–1196.
Riedel, W. R.: 1967, 'Radiolarian Evidence Consistent with Spreading of the Pacific Floor', *Science* **157**, 540–542.
Rikitake, T.: 1966, *Electromagnetism and the Earth's Interior*, Elsevier, 308 p.
Rona, P. A., Brakl, J. and Heirtzler, J. R.: 1970, 'Magnetic Anomalies in the North-East Atlantic Between the Canary and Cape Verde Islands', *J.G.R.* **75**, 7412–7420.
Runcorn, S. K.: 1965, 'Palaeomagnetic Comparisons between Europe and North-America', in *A Symposium on Continental Drift*, 1–11 *Ph. Tr.*, 1088.
Runcorn, S. K. (ed.): 1967, *International Dictionary of Geophysics*, Pergamon Press, 2 vol., 1728 p.
Saito, T., Ewing, M. and Burckle, L. H.: 1966, 'Tertiary Sediment from the Mid-Atlantic Ridge', *Science* **151**, 1075–1079.
Scarfe, C. M. and Wyllie, P. J.: 1967, 'Serpentine Dehydration Curves and Their Bearing on Serpentinite Deformation in Orogenesis', *Nature* **215**, 945–946.
Schilling, J. G., Krause, D. C. and Moore, J. G.: 1968, 'Geological, Geochemical, and Magnetic Studies of the Reykjanes Ridge near 60°N', *Trans. A.G.U.* **49**, 201–203.
Schlich, R. and Patriat, P.: 1968, 'Interprétation possible de données géophysiques recueillies sur la dorsale médio-indienne entre 20° et 40° Sud', *C.R.* **266B**, 820–822.
Schlich, R. and Patriat, P.: 1971, 'Anomalies magnétiques de la branche Est de la dorsale médio-indienne entre les îles Amsterdam et Kerguelen', *C.R.* **272B**, 773–776.
Schneider, E. D. and Vogt, P. R.: 1968, 'Discontinuities in the History of Sea-Floor Spreading', *Nature* **217**, 1212–1222.
Scholl, D. W. and Huene, R. von: 1968, 'Spreading of the Ocean Floor: Undeformed Sediments in the Peru-Chile Trench', *Science* **159**, 689–871.
Schubert, G. and Turcotte, D. L.: 1971, 'Phase Changes and Mantle Convection', *J.G.R.* 76, 1424–1432.
Sclater, J. G. and Francheteau, J.: 1970, 'The Implications of Terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth', *Geophys. J.* **20**, 509–542.
Sclater, J. G. and Menard, H. W.: 1967, 'Topography and Heat Flow on the Fiji Plateau', *Nature* **216**, 991–993.
Serson, P. H., Hannaford, W. and Haines, G. V.: 1968, 'Magnetic Anomalies over Iceland', *Science* **162**, 355–357.

Shaw, H. R.: 1970, 'Earth Tides, Global Heat Flow, and Tectonics', *Science* **168**, 1084–1087.
Shor Jr, G. G., Kirk, H. K. and Menard, H. W.: 1968, 'Crustal Structure of the Melanesian Area', *Trans. A.G.U.* **49**, 217.
Sugimura, A. and Uyeda, S.: 1966, 'A Possible Anisotropy of the Upper Mantle Accounting for Deep Earthquake Faulting', *Tectonophysics* **5**, 25–33.
Sykes, L. R.: 1965, 'The Seismicity of the Arctic', *Bull. Seismol. Soc. Am.* **55**, 501–518.
Sykes, L. R.: 1967, 'Mechanism of Earthquakes and Nature of Faulting on the Mid-Oceanic Ridges', *J.G.R.* **72**, 2131–2153.
Sykes, L. R.: 1970, 'Seismicity of the Indian Ocean and a Possible Nascent Island Arc between Ceylon and Australia', *J.G.R.* **75**, 5041–5055.
Talwani, M., Pichon, X. Le and Ewing, M.: 1965, 'Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. 2: Computed Model from Gravity and Seismic Refraction Data', *J.G.R.* **70**, 341–352.
Talwani, M., Pichon, X. Le and Heirtzler, J. R.: 1965, 'East Pacific Rise: the Magnetic Pattern and the Fracture Zones', *Science* **150**, 1109–1115.
Talwani, M., Windisch, C. and Langseth, M.: 1968, 'Recent Geophysical Studies on the Reykjanes Ridge', *Trans. A.G.U.* **49**, 201.
Talwani, M., Windisch, C. C. and Langseth Jr, M. G.: 1971, 'Reykjanes Crust: A Detailed Geophysical Study', *J.G.R.* **76**, 473–517.
Taylor, P. T., Brennan, J. A. and O'Neill, N. J.: 1971, 'Variable Sea-Floor Spreading off Baja California', *Nature* **229**, 396–399.
Tazieff, H.: 1971, 'Sur la tectonique de l'Afar Central', *C.R.* **272D**, 1055–1058.
Thellier, E.: 1966, 'Le champ magnétique terrestre fossile', *Nucleus* **7**.
Toksöz, M. N., Minear, J. W. and Julian, B. C.: 1971, 'Temperature Field and Geophysical Effects of a Downgoing Slab', *J.G.R.* **76**, 1113–1138.
Torrance, K. E. and Turcotte, D. L.: 1971, 'Structure of Convection Cells in the Mantle', *J.G.R.* **76**, 1154–1161.
Tozer, D. C.: 1967. 'Towards a Theory of Thermal Convection in the Mantle', in *The Earth's Mantle* (ed. by T. F. Gaskell), Academic Press, p. 325–353.
Vacquier, V.: 1965, 'Transcurrent Faulting in the Ocean Floor' in *A Symposium on Continental Drift* 77–81, *Ph. Tr.*, 1088.
Van Andel, T. H. and Bowin, C. O.: 1968, 'Mid-Atlantic Ridge Between 22° and 23° North Latitude and the Tectonics of Mid-Ocean Rises', *J.G.R.* **73**, 1279–1298.
Veevers, J. J., Jones, J. G. and Talent, J. A.: 1971, 'Indo-Australian Stratigraphy and the Configuration and Dispersal of Gondwanaland', *Nature* **229**, 383–388.
Verhoogen, E.: 1965, 'Phase Changes and Convection in the Earth's Mantle', in *A Symposium on Continental Drift*, 276–282, *Ph. Tr.*, 1088.
Verreault, F.: 1966, 'L'inversion des périodes propres de torsion de la Terre (3e partie)', *Ann. Géophys.* **22**, 131–146; thèse, Paris.
Vine, F. J.: 1966, 'Spreading of the Ocean Floor: New Evidence', *Science* **154**, 1405–1415.
Vine, F. J. and Matthews, D. H.: 1963, 'Magnetic Anomalies over Oceanic Ridges', *Nature* **199**, 947–949.
Vogt, P. R. and Ostenso, N. A.: 1967, 'Steady State Crustal Spreading', *Nature* **215**, 810–817.
Vogt, P. R. and Ostenso, N. A.: 1970, 'Magnetic and Gravity Profiles across the Alpha Cordillera and Their Relation to Arctic Sea-Floor Spreading', *J.G.R.* **75**, 4925–4937.
Vogt, P. R., Anderson, C. N., Bracey, D. R. and Schneider, E. D.: 1970, 'North Atlantic Magnetic Smooth Zones', *J.G.R.* **75**, 3955–3968.
Walcott, R. I.: 1970, 'Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere', *J.G.R.* **75**, 3941–3954.
Walker, G. P. L.: 1965, 'Evidence of Crustal Drift from Icelandic Geology', in *A Symposium on Continental Drift*, 199–204, *Ph. Tr.*, 1088.
Wärd, P. L., Palmason, G. and Drake, C.: 1969. 'Microearthquake Survey and the Mid-Atlantic Ridge in Iceland', *J.G.R.* **74**, 665–684.
Weertman, J.: 1970, 'The Creep Strength of the Earth's Mantle', *Rev. Geophys. Space Phys.* **8**, 145–168.
Weertman, J.: 1971, 'Theory of Water-Filled Crevasses in Glaciers Applied to Vertical Magma Transport Beneath Oceanic Ridges', *J.G.R.* **76**, 1171–1183.

Whitmarsh, R. B., 1968, 'Seismic Anisotropy of the Uppermost Mantle beneath Mid-Ocean Ridges', *Nature* **218**, 558–559.
Wilson, J. T.; 1965, 'Evidence from Ocean Islands Suggesting Movement in the Earth', in *A Symposium on Continental Drift*, 145–161 *Ph. Tr.*, 1088.
Wilson, J. T.: 1968, 'The Mountain-building Cycle and Its Application to the Cordillera', *Trans. A.G.U.* **49**, 327.
Worzel, J. L.: 1965, 'Deep Structure of Coastal Margins and Mid-Oceanic Ridges', in *Proc. XVIIth Symposium Colston Res. Soc.*, 335–361, Colston Paper XVII, Butterworths.
Wyllie, P. J.: 1971, 'Role of Water in Magma Generation and Initiation of Diapiric Reprise in the Mantle', *J.G.R.* **76**, 1328–1338.