

洋脊与岛弧

地球动力学过程研究

M. N. 特克泽茨

上田诚也 编

J. 弗朗歇托

海洋出版社

洋 脊 与 岛 弧

——地球动力学过程研究

M.N. 特克泽茨 上田诚也 J. 弗朗歇托 编

李增全 周明鉴 苏宗伟 李祺方 译

海洋出版社

1980年·北京

内 容 简 介

板块构造学说是当代地球科学研究的重大突破, 是一种大规模的新全球构造理论。

本书是国外一些知名的地球物理学家和地质学家深入研究板块构造过程的一本专著, 系统地介绍了板块构造作用过程的两种重要表现形式——洋脊与岛弧的地球动力学过程的现代研究成果。全书共分二十七章, 开始几章介绍了板块大规模运动与地幔粘度、地幔全球对流的可能联系, 并对大洋和大陆之下软流圈的热性质和粘滞性质之间的差异进行了讨论。以后各章按洋脊、大洋岩石圈、俯冲带和弧后盆地的编排顺序, 依次介绍了洋脊的热、热液和岩浆作用过程; 大洋岩石圈的地球物理学和岩石学模式, 蚀变与变质作用效应; 俯冲带岩石圈的弯曲与俯冲带的热状态, 及其与俯冲有关的岩浆作用; 弧后盆地形成与俯冲过程的关系及其形成的可能模式。最后几章介绍了比岛弧下面俯冲更为复杂的大陆碰撞。

本书可供广大地质、地球物理科技工作者和有关高等院校教学人员阅读参考。

责任编辑 李夫珍

责任校对 金玉筠

Developments in Geotectonics 14 OCEANIC RIDGES AND ARCS

Geodynamic Processes

Edited by

M.N. Toksöz & Uyeda I. Francheteau

Elsevier Scientific Publishing Company, 1980

洋 脊 与 岛 弧

地球动力学过程研究

M.N. 特克泽茨 上田诚也 J. 弗朗歇托 编

李增全 周明鉴 苏宗伟 李祺方 译

*

海洋出版社出版(北京市复兴门外大街1号)

新华书店北京发行所发行 国防科工委印刷厂印刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 25 字数: 538千字 插页: 2

1990年10月第一版 1990年10月第一次印刷

印数: 1—400

04

ISBN 7-5027-0019-6/P·3 ¥: 17.50元

译 者 的 话

板块构造学说是当代地球科学研究的重大突破，世界不少人称之为地质学的一次革命。这一学说从地质学固定论（垂直运动论）的传统思想转变为全球性板块大规模运动的活动论（水平运动）的现代思想，它综合了三十年來海洋地球物理学、海洋地质学、同位素年代学、深海钻探、地球化学、高温高压实验岩石学和矿物学等研究所获得的资料，以及大陆区域岩石学和大地构造学等研究成果而发展起来的新全球构造理论。

板块学说的产生可追溯到本世纪初魏格纳的大陆漂移说。这一学说的提出，遭到了很多人的反对，被压制了几十年，直到五十年代用古地磁方法确定出古地磁极的位置，发现在地质历史过程中地磁极是移动的，致使大陆漂移学说获得了新生。到了六十年代初，由于古地磁测量结合了地震学、地热学和洋底沉积物同位素年代学研究，大陆漂移学说又进一步发展为海底扩张学说，为板块构造学说奠定了基础。在执行1962—1970年“国际上地幔计划”期间取得的最大成果是建立了板块学说。

板块学说把地球作了生动的描述，板块在一边增长，像传送带一样经过持续不断的移动，又在另一边向下俯冲消亡。板块以成千上万公里的规模移动着。影响全球的六大板块（欧亚板块、非洲板块、印度洋板块、太平洋板块、南极洲板块、美洲板块）的运动量已初步计算出来。人们基本上掌握了板块运动学的知识，但对板块运动的地球动力学问题还不清楚，所以又制订了1972—1980年的“国际地球动力学计划”。本书《洋脊与岛弧》就是这时期有关板块地球动力学过程的现代研究成果的一部专辑，之所以用洋脊与岛弧命名，是因为洋脊与岛弧是板块构造最有代表性的部位，它们都是板块的边界。洋脊规模很大，长达数万公里，宽达一、二千公里，高达三千米，是一种巨型构造地带，是火山活动和浅源地震比较集中的地带，也是岩石圈不断增长的地带，所以也叫生长脊。岛弧位于大陆与大洋交界处，呈线状分布的弧面凸向大洋的弧形列岛，在大洋的一侧有海沟与其平行分布，构成岛弧海沟系，弧后为盆地（边缘海）。海沟规模很大，长达数千公里，宽约百公里，沟深可达上万公里。这里是运动着的新岩石圈会聚向下俯冲而消失的地带，也是活火山、深源地震和现代地壳运动最活跃的地带。通过海沟与岛弧的地球动力学过程的研究，可以基本弄清整个板块运动的地球动力学过程。我们认为，翻译介绍此书，对于我国广大地质和地球物理工作者了解国外板块研究水平和结合我国具体情况深入研究板块构造理论，将会有一定的参考价值。

参加本书翻译的有：李增全（编者序，1—8章）、周明鉴（9—15章）、苏宗伟（16—25章）、李祺方（26—27章）。译稿承黄慈流、罗又郎、高战朝校，并承梁元博对校稿进行了审订。全稿最后由李增全作了整理和统一。由于翻译水平所限，错误和不当之处，敬希读者批评指正。

李增全 周明鉴 苏宗伟 李祺方

1984年8月于北京

原书编者序

洋脊和岛弧是板块构造过程的两种最重要的表现形式。自洋脊处形成的新岩石圈板块，随时间迁移离开洋脊越远而不断冷却变厚，通常俯冲和消亡于岛弧之下。表面上看来，岩石圈的形成、演化和俯冲好象是有顺序的自然现象，然而所涉及的过程却是复杂的，且具有十分重要的价值。一方面它们是地幔热与地幔动力作用在地球表面的表现形式，另一方面它们又是所有的地质现象和构造现象产生的内在原因。

为了评价我们对洋脊、俯冲带及其有关地球动力学过程的研究成果，1977年8月国际地震学与地球内部物理学协会(IASPEI)和国际火山学与地球内部化学协会(IAVCEI)联合全体会议期间，在英国达勒姆举行了三个有关的专题学术讨论会。这些学术讨论会论文收入构造物理学杂志的三个专辑中，即：地球动力学数值模式(1978年，第50卷，2—3期合刊，M.N. Toksöz主编)；洋中脊过程(1979年，第55卷，1—2期合刊，J. Francheteau主编)；俯冲带过程(1979年，第57卷，第1期，S. Uyeda主编)。本书《洋脊与岛弧》准备系统地介绍洋脊与俯冲带的地球动力学过程的现代研究成果，其中十九篇论文选自上述专辑，八篇选自构造物理学杂志的其他期中。正如一些编纂物那样，这样一部书必然会有某些疏漏和累赘之处，编者力求减少这类问题，并根据我们的认识水平提出一个较为全面、系统的看法。

本书从地幔粘度和全球对流这些最一般性的章节开始。粘度是地球动力学过程中有决定意义的参数。大尺度对流的运动模式说明洋脊、板块运动、俯冲带和地幔大尺度流之间可能是有联系的。本书这一部分对大洋和大陆之下软流圈的热性质和粘滞性质的差异作了讨论。

一般性文章之后各章按照从大洋岩石圈至洋脊、俯冲带和弧后盆地的顺序编排。论述洋脊的各章讨论了热、热液和岩浆过程。说明了不同尺度的复杂性与非均质性。有关洋壳与岩石圈各章，既包括了地球物理学与岩石学模式，也包括了蚀变与变质作用效应。

俯冲带各章先从岩石圈的弯曲与俯冲带的热体制开始阐述。对日本、秘鲁之下的俯冲带作了详细研究。根据岩石学和地球化学资料，说明与俯冲有关的岩浆过程是很复杂的。

在许多大洋俯冲带后面，其突出特征是有边缘盆地(或弧后盆地)，这些盆地肯定与俯冲过程有关，许多情况表明它们还在扩张，本书有几章对这些盆地的地球物理与地质性质作了阐述，同时对其成因和形成的可能模式也作了描述。

最后三章专门探讨了包括大陆在内的地球动力学过程问题。扩张、俯冲和岩石圈运动的最终结果导致了比岛弧下面俯冲更为复杂的大陆碰撞。这三章有助于阐明这两个地区会聚类型之间的差异。

本书编者在此对专题学术讨论会参加者、专辑与本书投稿者表示感谢。

M. Nafi Toksöz

Seiya Uyeda

Jean Francheteau

目 录

第一章 冰川均衡与相对海面：一个全球有限单元模式	1
W.R. 皮尔得 W.E. 法雷尔 J.A. 克拉克	
摘要	1
引言	1
马克斯威尔(Maxwell) 地球的脉冲响应	4
海面方程	11
初始结果	14
讨论和结论	19
参考文献	20
海面数据出处	22
第二章 俯冲带倾角与板块运动驱动流	23
B.H. 哈杰尔 R.J. 奥康内尔	
摘要	23
引言	23
解析分析	24
板块速度的谐波展开	25
粘滞度模式	26
地幔流模式	27
俯冲带倾角	29
讨论	34
结论	35
致谢语	36
附录	36
参考文献	38
第三章 上地幔的热结构和力学结构：大陆和大洋模式之间的比较	40
C. 弗罗伊德沃克斯 G. 舒伯特 D.A. 尤恩	
摘要	40
引言	40
古老大陆地盾下面的温度和速度	42
古老大洋盆下面的温度和速度	44
根据干橄榄石流变学研究对大陆和大洋模式所作的直接对比	46
结论	48

致谢语.....	48
参考文献.....	49
第四章 海底岩石圈的地球物理学、地球化学、岩石学模式.....	50

Y. 博廷加 L. 斯坦梅兹

摘要.....	50
引言.....	50
模式的描述.....	51
结果与观测对比.....	54
声学性质.....	62
讨论和结论.....	69
致谢语.....	73
参考文献.....	73

第五章 科科斯板块下洋壳的细结构..... 77

B. T. R. 刘易斯 W. E. 斯奈德曼

摘要.....	77
引言.....	77
科科斯板块地震实验.....	78
结果.....	79
结论和讨论.....	89
致谢语.....	90
参考文献.....	90

第六章 根据边界层理论对热流和深部岩石性质的估计量..... 92

C. R. B. 利斯特

摘要.....	92
引言.....	92
热流和地形坡度.....	93
各种不同的参数.....	94
热流的渐近预测.....	97
脊峰的机制效应.....	99
结论.....	100
致谢语.....	101
参考文献.....	101

第七章 扩张中心作用（包括热液渗透）的定性模式..... 102

C. R. B. 利斯特

摘要.....	102
引言.....	102

洋壳的一般结构	103
热制约和席状杂岩	104
岩浆房冷缩	106
渗透对流	106
板块厚度和上升	106
所完成的定性模式	107
热预测的检验	108
结论	110
致谢语	110
参考文献	110
第八章 慢扩张洋中脊的热液对流	112
U. 费恩 L. M. 卡瑟莱斯	
摘要	112
引言	112
数值模式	113
边界条件和初始条件	114
洋壳中各种不同渗透性分布的流体对流	116
讨论	122
结论	125
致谢语	125
参考文献	125
第九章 智利蛇绿岩热液变质作用的垂直变化: 它对洋底变质作用的含义	127
C. 斯特恩 D. 埃尔松	
摘要	127
引言	127
智利蛇绿岩	128
变质作用	131
枕状熔岩和切割枕状熔岩的岩墙	137
席状岩墙	137
切割辉长岩的岩墙	139
辉长岩	140
富硅岩墙和斜长石花岗岩	142
变质作用的化学效应	143
扩张脊内的变质作用	147
讨论	149
致谢语	150
参考文献	150

第十章 岩石圈板块底部的带状重熔作用：稳态软流圈的一种模式.....153

R.W.凯

摘要.....	153
引言.....	153
作为产生玄武岩质火山活动源区的软流圈.....	154
大洋岩石圈的加厚和一个化学组分富集层的发育.....	155
富集层的演化方向.....	157
致谢语.....	158
参考文献.....	158

第十一章 北纬22°和36°附近大西洋中脊轴部地区岩浆作用变异性和上地幔非均质性的证据.....160

H.布加特 P.坎邦 O.科尔 J.L.乔罗恩 M.特鲁尔

摘要.....	160
引言.....	160
结果的阐述.....	161
高分配系数的元素：钴、镍、铬；分异结晶作用.....	167
部分熔融作用，原始固体三亲液态岩浆元素 ¹⁾	173
结论.....	178
致谢语.....	178
参考文献.....	178

第十二章 大洋中脊的岩浆混合作用：以北纬22°附近大西洋中脊处钻获的玄武岩为例.....180

J.M.罗德斯 M.A.邓根 D.P.布兰查德 P.E.朗

摘要.....	180
引言.....	180
玄武岩岩石学和化学特征概述.....	181
岩浆混合作用的证据.....	188
斑晶组合.....	189
熔融包体的成分.....	191
玄武岩的化学成分.....	193
讨论.....	197
结论.....	199
致谢语.....	199
参考文献.....	199

第十三章 成熟的大西洋型大陆边缘的晚期发育.....202

H.J. 诺伊格鲍尔 T. 施波恩

摘要.....	202
引言.....	202
结构.....	204
负载作用的机制.....	205
流变学.....	207
模式的内容.....	208
方法.....	211
数值计算.....	212
与观察结果的对比.....	221
结论.....	222
致谢语.....	223
参考文献.....	223

第十四章 海沟部位岩石圈挠曲的全弹性-塑性分析.....226

D.L. 特科特 D.C. 麦卡杜 J.G. 考德威尔

摘要.....	226
引言.....	226
流变学模式.....	227
模式.....	228
结果.....	232
与观察结果的对比.....	232
结论.....	234
致谢语.....	234
参考文献.....	235

第十五章 俯冲带下热结构的演化.....236

A.T. 徐 M.N. 特克泽茨

摘要.....	236
引言.....	236
模式叙述.....	237
热模式.....	239
其他模式.....	244
结论.....	245
致谢语.....	246
参考文献.....	246

第十六章 日本本州岛东北深震带横剖面研究.....248
古井俊胜

摘要.....248
引言.....248
日本东北部地震横剖面的分布.....248
日本每10°附近地震横剖面与地震机制.....251
讨论与结论.....254
致谢语.....255
参考文献.....255

第十七章 南美洲西部火山作用、地震活动性和滞弹性的相互关系.....257
I.S.萨克斯

摘要.....257
引言.....257
滞弹性.....257
地震活动性.....260
火山作用.....261
讨论.....262
致谢语.....263
参考文献.....263

第十八章 安底斯山安山岩成分变化及其岩石成因意义.....265
R.S.索普 P.W.弗朗西斯

摘要.....265
引言.....265
火山活动的分布.....267
火山活动的年代及其迁移.....267
贝尼奥夫带的深度和地壳的厚度.....268
地球化学.....268
岩石成因.....271
熔结凝灰岩.....274
结论.....275
致谢语.....275
参考文献.....275

第十九章 西太平洋岛弧火山岩的铷同位素研究.....278
松枝纯一 座修成夫 小陣实

摘要.....278

引言	278
样品及其地质背景	280
测试	280
结果	281
讨论	283
致谢语	284
参考文献	284
第二十章 边缘盆地和弧间盆地火山演化	286
M. B. 洛尔德基帕尼泽 Г. С. 扎卡里亚泽 Е. И. 波波利托夫	
摘要	286
引言	286
弧后玄武岩系列的垂直和横向岩石化学变化	287
随扩张强度增长低钾基性岩浆的演化	290
弧后盆地的低 TiO_2 碱性玄武岩及其成因问题	292
参考文献	293
第二十一章 西太平洋边缘盆地的海底扩张	295
A. B. 瓦茨 J. K. 威塞 R. L. 拉森	
摘要	295
引言	295
四国盆地	296
南斐济盆地	298
西菲律宾盆地	299
结论	301
致谢语	301
参考文献	301
第二十二章 安达曼海的地震构造与大地构造演化史	303
江口高男 上田诚也 楳忠志	
摘要	303
引言	303
地震活动性	304
震源机制及其解释	304
构造运动推论	308
安达曼海的大地构造演化史	309
致谢语	313
参考文献	313

第二十三章 鄂霍次克海和日本海深海拗陷的构造和成因.....315

C.И.索洛维耶夫 И.К.托耶佐夫 Б.И.瓦西里耶夫

摘要.....315

理论.....315

参考文献.....323

第二十四章 弧后对流的数值分析与边缘盆地的形成.....325

M.N.特克泽茨 A.T.徐

摘要.....325

引言.....325

俯冲岩石圈造成的对流.....327

感应对流的数值模式.....329

边缘盆地形成与演化的关系.....333

结论.....335

致谢语.....335

附录：有限差分格式.....335

参考文献.....337

第二十五章 论板块缝合带的复杂性.....340

J.F.杜威

摘要.....340

引言.....340

缝合带及有关应变.....342

结论.....348

参考文献.....348

第二十六章 东地中海及其东部诸国和岛屿地区的大陆碰撞构造.....350

A.纳尔 Z.本阿弗拉哈姆

摘要.....350

引言.....350

大陆碰撞：西藏高原和伊朗高原.....351

板块破碎：水平的变形.....352

综合的水平变形.....354

东地中海的大地构造.....356

结论.....359

致谢语.....360

参考文献.....360

第二十七章 岩石圈变形的有限元模式：扎格罗斯碰撞带的造山作用..... 362

P. 伯德

摘要.....	362
引言.....	362
岩石非线性蠕变的有限元法.....	363
扎格罗斯模式的几何形状.....	365
原始流动定律计算.....	369
对成功模式的检验.....	371
模拟实验.....	371
楔状地壳中的应力和变形.....	376
造山运动的驱动力.....	380
结论.....	382
致谢语.....	382
参考文献.....	383

第一章 冰川均衡与相对海面：一个全球有限单元模式*

W.R. 皮尔得

(加拿大多伦多大学物理学系斯隆基金会会员)

W.E. 法雷尔

(美国加利福尼亚大学材料科学和矿物工程学系)

J.A. 克拉克

(美国康奈尔大学地质科学系)

摘 要

我们对冰川均衡调整和全球模式的结构问题作了评述，对这种现象的描述是逐步展开的。冰川均衡模式有两个基本组成部分：(1)一个假定的冰川减退历史，(2)一个假定的地球内部流变学的基本关系。虽然并不完全知道该模式这两部分的函数，但是描写它们的这些参数却同时受到相对海面观测的约束。根据全球地点上的大冰川减退事件后各时期相对海面的模式预报，同在这些地点上相对海面的观测历史所做的对比来看，模式各参数之间可能具有比较严格的界限。

引 言

在地面上对质量载荷所产生的地球形状变化进行观测，不断地提供了有关地球内部物理性质的大量资料。一般说来这些形状的变化，既与弹性应变有关，也与滞弹性有关，并且与重力场的变化也有关系。为了根据应变观测推断物质性质，必需给出所组成物质的性质假设。这些假设通常用一个把应力 τ 及其时间导数 $\dot{\tau}$ 同应变 ϵ 及其变化率 $\dot{\epsilon}$ 相联系的基本关系式来表示。地球的流变学研究一向是地球物理学中争议最大的一个问题。

Jeffreys 始终坚持滞弹性(lossy)流变在地震学研究中起重要作用的看法，但只是最近(Liu et al., 1976)才有另外的地震学家注意到了在弹性波传播中存在偏离完全虎克弹性的效应问题。初看起来，这似乎令人感到奇怪，因为地幔是滞弹性的(至少保持几千年的偏差应力)这个事实在本世纪大半个时期中就已为大家所公认。这种看法从质量来看是根据完成了地球表面的最后一次大冰川减退(约二万年前开始经约五千年结束的一次作用)以后地球形状还在继续变化的认识得到的。在以前的冰川作用地区(如芬诺斯堪的亚，加拿大)发

* 原载于: Peltier, W.R., Farrell, W.E. and Clark, J.A., 1978. Glacial isostasy and relative sea level: a global finite element model. In: M. N. Toksöz(Editor), Numerical Modeling in Geodynamics. Tectonophysics, 50:81—110.

现古海滨线位于现代海面之上数百米。地层资料(在芬诺斯堪的亚)的详细研究表明, 固体地球的表面相对于当地海面有一定程度的指数上升。自冰川减退以来, 上升速率一直是时间的递减函数,²⁰但不完全是。

随着放射性碳年龄测定(例如, Libby, 1952)及其以后应用于测定相对海平面数据的方法的出现, 开始揭示了冰川减退后引起地球形状张弛的详细全球历史。Walcot(1972)对这些数据(重点在劳伦上升)作了详细论述, 通过记录, 即发现在过去冰川最厚的地方就是现在上升到海面以上的陆地, 而只距两个主要冰川中心很短距离就是沉没的古海滩, 这样, 我们就可以概括地球形状张弛的主要特征。

上升数据的一般指数特征有力地表明为一简单的张弛过程, 所以最初按照内部粘性流体模式(Haskell, 1935, 1936, 1937; Vening Meinesz, 1937; Niskanen, 1948)来解释它们就不足为怪了。当然, 这个模式在流变学上是虎克弹性模式的反向, 这在当时已被发现与地震观测完全一致。为了使观测张弛时间(约一千年)相适应, 需要分子粘度为 10^{11} 泊(厘米²·克·秒单位制)数量级的流体模式, 这种幻数已存在文献内四十年以上。现在根据几个有关方面的资料, 激发了我们试图确定对这个参数无知程度的努力。首先, 我们想尽可能精确地知道地幔中粘度如何随半径而变化; 其次, 更为重要的是我们希望了解由于外施应力引起地幔物质“蠕变”作用过程的微观物理学性质; 最后, 我们想使用“修正”的粘度模式去研究更新世冰盖的融化和瓦解, 并且研究这一事件对地球转动的影响。这些方面的问题对气候学研究具有十分重要的价值。随后我们在本引言其余部分还要讨论前两个问题。

动量的迁移系数 ν (即粘度)在地球内部漫长地质历史过程的地球动力模式中起决定性作用。例如, 因为热对流瑞利数 Ra 与 ν 是 $Ra \propto \nu^{-1}$ 这样的关系, 所以粘度愈高活力愈小, 可能由某一超绝热温度梯度迫使对流。随着 ν 的增大, 对流输送的效能减小, 因而这一参数值的大小对地球的热历史具有直接的影响。如果粘度随深度增大的非常急速, 则下地幔对流就被阻止。如果人们把板块构造学说的下沉板块同全球对流循环的冷热边界层联系起来, 则震源机制资料(Isacks and Molnar, 1971)表明: 板块在650公里深处附近连续垂直运动时遇到了一些阻力。有些人把阻力归因于粘度迅速增大引起的, 他们推测粘度增大是尖晶石至后尖晶石相变的结果。为了有效地阻止对流穿透这个假设的界面, 需要粘度增大几个数量级。在这个深度上增加到这样大的粘度, 通过对张弛数据的细致分析应被检测出来。

直到现在不久(Cathles, 1975; Peltier, 1974; Peltier and Andrews, 1976), 人们一般还认为, 均衡调整数据实际上的确需要粘度随深度迅速增大。McConnell(1968)通过对芬诺斯堪的亚(Fennoscandia)数据的分析提出了最有力的证据。但是为了下地幔粘度问题获得解决, 他的分析是利用了大约 10^{13} 秒重力场的 $n=2$ 谐波的一个推论的张弛时间, 这一推论数据两个假设: (1)地球具有“真正”的非流体静力赤道膨胀, (2)膨胀本身是由更新世冰川作用引起的。然后再根据日长短的历史变化的解释来推断张弛时间, 这种日长短变化是膨胀陷落的结果。这一解释致使McConnell认为下地幔粘度为 10^{15} 泊的数量级。

McKenzie(1966)得出了又以非流体静力赤道膨胀的解释为基础的类似结论。正如在Munk和Macdonald(1960)的著作中所提出的看法那样, 他认为过度膨胀是过去地球旋转比现在快时所留下的痕迹, 它的继续存在则表明深部地幔的粘度一定是极大的。这个推论, 以及McConnell类似的解释, 已被Goldreich和Toomre(1969)的观点所彻底动摇。他们提出, 作为两种推论的立论基础的非流体静力膨胀只是球面谐波分析的一种人为的想象, 这一

情况的存在早就被指出了。从芬诺斯堪的亚的张弛数据本身不能说明或甚至证实上地幔中存在大的粘度梯度。McConnell(1968)并没有挑选出他自己所需要的长波波长张弛数据,来提出别人这些为什么会是错误的论据。

近年来,Parsons(1972)通过McConnell的原始数据的“分辨能力”分析指出,要提供超过约600公里深度地幔的粘度的信息,那是完全不可能的。这是由于芬诺斯堪的亚回跳的水平尺度较小的缘故,因此恰恰在我们最感兴趣深度上的那些数据却失效了。但也存在与较大尺度劳伦区(加拿大的大部分)的回放有关的新数据,故在试图检验板块阻力假说时,促使我们对均衡调整作用过程要加以重新研究。由于在这个地区张弛的主波数和 $n \approx 5$ 数量级的球面谐波度相当,而芬诺斯堪的亚数据能提供 $n \approx 16$ 的信息,所以我们认为加拿大数据有可能对整个地幔粘度变化进行分辨。根据这个数据的分析,Cathles(1975)以及Peltier和Andrews(1976)认为观测回放同粘度剖面(为一随深度而迅速增大的函数)极不一致,实际上他们的研究表明,均匀地幔粘度 $\nu \approx 10^{11}$ 泊对这个数据是比较合适的。但是这些解释是以理论模式为基础的,因为在冰川减退时期乃至以后,海洋的表面不限于保持一个等势面,所以这些理论模式在重力上是不一致的。本文主要目的之一是对已经纠正了这个缺点、并在此过程中加强了原来结论的现代研究成果作一总结。

虽然根据张弛数据推测粘度并不需要蠕变机制的微观物理模式,但是人们指定这个参数的数仍然确实可以表示与假定模式的关系。根据经典场论观点,微观物理模式可以分为牛顿或非牛顿模式。前者应力率张量与应变率张量之间的关系是线性的,且比例的系数是牛顿粘度,而后者则是非线性关系,因此有效粘度是与应力相关的。人们使用牛顿基本关系则无疑要假设蠕变机制是赫林-纳巴罗(Herring-Nabarro)或科布(Coble)或某种其他机制,这些机制致使形成了 τ 和 $\dot{\epsilon}$ 之间的线性关系。对于赫林-纳巴罗机制(Herring,1950),当量牛顿粘度 ν_N 的值为

$$\nu_N = (kT a^2 / \alpha_0 D_0 \Omega) \exp[(E + pV_a) / kT] \quad (1)$$

其中 k 代表波耳兹曼常数, T 绝对温度, V_a 活化容积, a 粒径(假定为常数), E 速率极限种类自扩散活化能, p 压力, Ω 原子体积, α_0 (≈ 5)代表无量纲常数。组成关系则 $\tau = \nu_N \dot{\epsilon}$ 。所有微观物理机制导致了是热力学坐标的显函数的粘度式。如果我们能知道这些坐标随深度变化的方式和其他参数的校正值,那末我们就能直接对粘度深度剖面进行推测(如Sammis et al.,1977)。然而遗憾的却不是这样。在解释冰期后张弛数据时,我们不得不做的是抑制 ν 对 p, T 等的显式相关,并把在通过一假定深度相关的模式中这样的相关包括在内。然后我们再设法找出最符合观测的 $\nu(r)$ 。

由于存在微观物理学机制能形成线性宏观基本关系,这对那些想要建立与均衡调整有关的应力张弛或地幔对流循环数学模型的人,给予了某些安慰。显然这是由于线性基本关系比非线性的更易于处理的缘故。然而,关于地幔物质(多半为橄榄石单晶)蠕变的现代实验证据(Ashby, 1972; Stocker and Ashby, 1973; Post and Griggs, 1973; Kohlstedt and Goetze, 1974),有力地说明速率极限过程不是线性的。这个实验数据颇能说明一个具有应力指数 $m \approx 3$ 的幂函数蠕变方程式。J. Weertman和J.R. Weertman(1975)曾对数据及其相互关系作过颇为详细的评述。

$m=3$ 的幂函数蠕变方程式的一般形式可写为

$$\dot{\epsilon} = \gamma (D/b^2) (\mu \Omega / kT) (\sigma / \mu)^3 \quad (2)$$