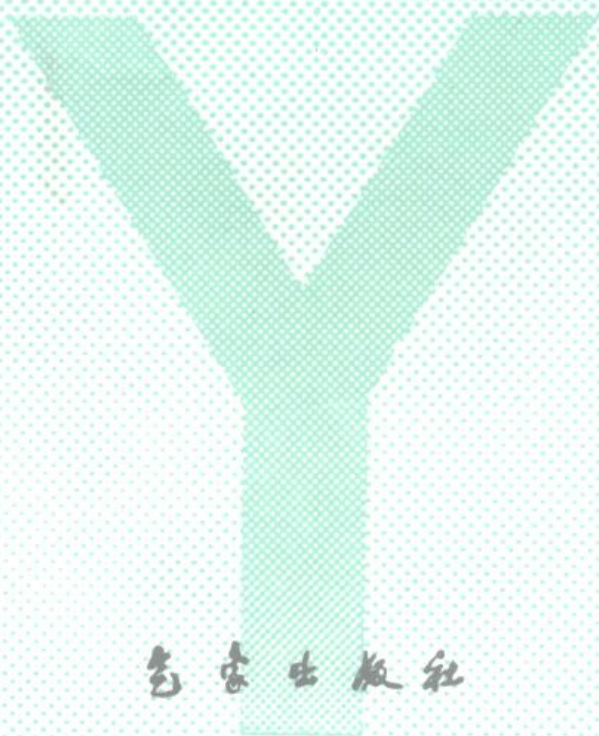


Geophysical Fluid Dynamics

# 地球物理流体动力学

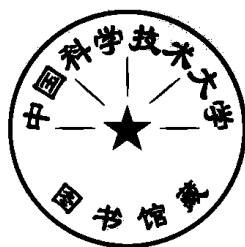
余志豪 杨大升 贺海晏 柳崇健 蒋全荣



科学出版社

# 地球物理流体动力学

余志豪 杨大升 贺海晏 柳崇健 蒋全荣



气象出版社

(京)新登字 046 号

### 内 容 简 介

本书论述了大尺度大气动力学和海洋动力学的共性规律。全书共分八章,作为核心内容的第二章,以准地转理论为框架,全面介绍了旋转流体的浅水理论,有关粘性作用在第三章旋转流体边界层中介绍。流体的层结跟旋转作用一起,构成了地球流体的两大主要特征,因此第五章旋转层结流体运动亦是本书的核心内容。第四章风驱海流和第八章 ENSO 动力学,乃是大气对海洋的作用和海气相互作用方面的内容。第六、七章分别介绍了地球流体的不稳定性 and 非线性等理论。

本书可供从事大气、海洋等学科的科技人员参考阅读,更可以作大气科学等有关专业的研究生和教师的教学参考书。

## 地球物理流体动力学

余志豪 杨大升 贺海晏 柳崇健 蒋全荣

责任编辑: 庞金波 邹坚峰 终审: 纪乃晋

封面设计: 严瑜仲 责任技编: 苏振生 责任校对: 白凌燕

\*

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号, 100081)

中国科学院印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

\*

开本: 850×1168 1/32 印张: 19.25 字数: 400 千字

1996年1月第一版 1996年1月第一次印刷

印数: 1—1500 定价: 18.00 元

ISBN 7-5029-1692-X/P·0683

# 前 言

地球物理流体动力学是从 70 年代新兴发展起来的一门地球科学学科,它是大尺度海洋动力学和大气动力学共性部分的概括。由于它尚处在蓬勃发展之中,其内容范围和内涵还未取得一致的共识。但是,作为数学、物理学、大气科学和海洋学的交叉边缘科学——地球物理流体动力学,近二十多年来在一些先进国家得到了飞速发展并取得了长足的进步。它是利用现代日益发展的数学、物理学方法来研究大气和海洋中的共同基本规律及物理机制。这门学科的专题研究对于大气科学中的数值天气预报、中长期天气过程机理、灾害性天气、大气环流、短期气候的形成、变化以及海洋学中很多方面的研究都有十分重要的作用,它也是当前国际和我国大气及海洋科学中最活跃的研究项目之一。

在欧美、日本等先进国家,都早已把地球物理流体动力学作为大气科学和海洋学研究生,甚至本科生的一门重要基础课而设置。为了适应该学科发展,以及培养出有坚实基础的高质量的大气科学人材,在我国具有大气科学专业的各高等院校中,从 1982 年起先后开设了这门课程,大多数院校都把它列为硕士研究生的学位课程。个别高校虽未单独开课,但其主要内容也放入其他有关课程中讲述。但是,教学内容都是依据国外有关书籍,没有我国自用的教材。由于在本科阶段我国所开设的课程、教学内容以及学生水准与国外不尽相同,就更需要编写一本适合我国教学实际的地球物理流体动力学的教材。

为此,由南京大学大气科学系和北京大学地球物理系等单位牵头组织,商定了编写小组人员及拟定了编写章节大纲初稿。之

后，中国气象局科教司将该书列入“八、五”出版规划，由余志豪教授和杨大升教授共同组织编写。作为试点，北大和中山大学曾各编出一章教材，在实际教学中试用。1993年6月在南京大学召开了编写小组会议，会上对编写大纲再次作了修改，并且大家认为目前出版一本高质量的地球物理流体动力学教材是非常迫切需要的，经过各校十多年的教学实践亦是条件成熟和完全可能的。对已编出的两章教材，会上作了讨论，提出了进一步修改意见，以此对确定其他章节内容的深广度有了一定的参考。全书的编写分工如下：杨大升撰写第三章和第六章，贺海晏第二章，蒋全荣第四章，柳崇健第七章以及余志豪执笔前言、第一章、第五章和第八章，并对全书作统一校阅修改。

地球物理流体动力学是一门新兴学科，我们对本书内容的体系、取材和处理，不一定很得当，又限于我们的学识水准，亦会挂一漏万以及有其他谬误，敬请读者不吝赐教指正！

地球物理流体动力学编写组

1995年6月

# 目 录

前言	1
<b>第一章 引论</b>	1
§ 1.1 地球物理流体	1
§ 1.2 大尺度大气和海洋流动的基本观测事实	3
§ 1.3 流体的密度和状态方程	8
§ 1.4 旋转效应	13
§ 1.5 层结效应	18
§ 1.6 地球流体的动力学等价性	26
§ 1.7 基本方程组	31
参考文献	36
<b>第二章 无粘旋转流体的浅水理论</b>	37
§ 2.1 浅水模式	37
§ 2.2 小振幅波	49
§ 2.3 准地转动力系统	71
§ 2.4 准地转罗斯贝波	83
§ 2.5 均匀纬向流中的罗斯贝波	92
§ 2.6 线性频散波理论	96
§ 2.7 罗斯贝波的反射	121
§ 2.8 罗斯贝波的共振相互作用	128
参考文献	145
<b>第三章 旋转流体摩擦边界层</b>	146
§ 3.1 湍流雷诺应力	146
§ 3.2 Ekman 层	149
§ 3.3 虚摩擦很小时流体运动的奇性	155

§ 3.4	奇异摄动的“匹配法”和“伸长坐标法”在边界层理论中的应用	159
§ 3.5	倾斜面上的 Ekman 层	172
§ 3.6	自由面附近的 Ekman 层	182
§ 3.7	摩擦和地形作用下的准地转位势涡度方程	188
§ 3.8	Rossby 波的磨擦衰减	197
§ 3.9	侧边界层	203
	参考文献	212
<b>第四章</b>	<b>海洋风生环境和热盐环流</b>	<b>213</b>
§ 4.1	斯维尔特鲁普关系	217
§ 4.2	大洋西部强化的粘性理论和惯性理论	227
§ 4.3	大洋西部强化的斜压理论	253
§ 4.4	热盐环流	259
§ 4.5	风生-热盐环流	266
	参考文献	276
<b>第五章</b>	<b>旋转层结流体运动</b>	<b>277</b>
§ 5.1	基本方程组和尺度分析	277
§ 5.2	层结流体的位涡方程	286
§ 5.3	层结流体中的 Ekman 层	291
§ 5.4	有效位能和层结流体中的能通量矢	296
§ 5.5	Rossby 波的垂直结构	304
§ 5.6	群速和波射线	315
§ 5.7	地形和加热作用的大气驻波	322
§ 5.8	波动-纬向流的相互作用	330
§ 5.9	层结海洋中的地形波	337
§ 5.10	温跃层	347
	参考文献	356
<b>第六章</b>	<b>旋转流体的不稳定性理论</b>	<b>357</b>
§ 6.1	线性不稳定性理论	360

§ 6.2	经典特征波动的标准模方法	365
§ 6.3	决定相速和增长率范围的半圆定理	370
§ 6.4	斜压不稳定	376
§ 6.5	斜压不稳定的 Eady 模式	381
§ 6.6	斜压不稳定的 Charney 模式和临界层	389
§ 6.7	两层模式的斜压不稳定性	405
§ 6.8	稳定性研究的积分方法或能量法	417
§ 6.9	正压不稳定	442
§ 6.10	地球流体运动稳定性理论中的连续谱	453
§ 6.11	非线性不稳定性	476
	参考文献	496
<b>第七章</b>	<b>非线性地球流体力学引论</b>	<b>499</b>
§ 7.1	引言	499
§ 7.2	大气中的多平衡态与阻塞形成	500
§ 7.3	副热带高压的非线性突变	513
§ 7.4	惯性重力波的非线性动力学	520
§ 7.5	非线性赤道波	534
	参考文献	557
<b>第八章</b>	<b>ENSO 动力学</b>	<b>559</b>
§ 8.1	ENSO 的观测事实	559
§ 8.2	热带海温对风应力的响应	567
§ 8.3	热带大气环流对海洋加热的响应	577
§ 8.4	海气耦合的 ENSO 理论	589
	参考文献	605



# 第一章 引 论

在本章中，将对地球物理流体及地球物理流体动力学的内涵作初步的框定，并对它的物理特性及最基本的动力学特征作简单的介绍，其中亦涉及一些准备知识和基础知识。

## § 1.1 地球物理流体

人类活动赖以生存的地球环境，主要是覆盖在整个地球上的大气圈以及约占地球表面积 70% 的海洋。大气和海洋都属流体，它们的运动都应遵循流体力学的一般规律。由于它们各自的特征及种种历史原因，从上世纪开始出现了海洋动力学，到了本世纪初才开始形成大气动力学。对于大尺度海洋和大气运动的长期研究，人们发现这两者的运动规律具有多方面的共同特征。它们都是受热力、重力及地球旋转等三种基本因素支配，在动力学基本特征方面有着很多相同之处。于是本世纪 70 年代 J. Charney (1972) 及 J. Pedlosky (1979) 等人从大尺度运动规律角度出发，把地球大气和海洋概括成“地球物理流体”或“地球流体”这个统一的概念，从此就诞生了“地球物理流体动力学”或“地球流体力学”这门新型的学科<sup>1)</sup>。显然，地球流体不同于一般的抽象流体，它具有地球的固有特征，但它又不是具体的大气和海洋，它是大气和海洋从大尺度运动方面得出的共性抽象。所以，具体说来地球流体力学就是在重力场、柯氏力场和加热作用下，旋转层结流体的大尺度动力学，即大气和海洋大尺度动力学的共性部份。

---

1) 最早使用“地球流体力学”这个名词是在本世纪 50 年代。

就大气和海洋这两种流体介质而言,它们的物理特性如表 1.1 所示是有着明显的差异的。例如表 1.1 中所示的流速,大气的流动一般要比海流快 100 倍。尽管如此,它们的大尺度动力学特征却是有着多方面的共性。例如,第二章将要介绍的大气和海洋的大尺度运动的一阶近似 ( $Ro = 10^{-1}$ ) 都是地转流,或者它们的流动基本特性都是地转的。因此把两种物理特性不同的流体介质即大

表 1.1 大气和海洋的物理特性

物 理 量	大 气	海 洋
密度 $\rho$	$1\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	$10^3\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
速度 $V$	10m/s	0.1—1.0m/s
长度尺度( $Ro = UL/f$ ):		
{ 急流/湾流	$10^3\text{km}(10^{-1})$	$10^2\text{km}(10^{-1}—10^{-2})$
{ 天气尺度	$10^3\text{km}(10^{-1})$	$10^2\text{km}(10^{-2})$
{ 中尺度	$10\text{km}(10^1)$	$1\text{km}(10^0)$
大尺度混合:		
$A_V$ (铅直)	$10\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	$10^{-3}\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
$A_H$ (水平)	$10^7\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$	$10^3\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$
$Re = UL/A_H$	$10^2$	$10^2$
$E_V = A_V/fD^2$	$10^{-2}$	$10^{-5}—10^{-6}$
$E_H = A_H/fL^2$	$10^{-3}$	$10^{-5}$
$\tau^0 = f^{-1}E_V^{-1/2}$ (旋转减弱时间)	1d	3months
层结和稳定度:		
$N^2 = \begin{cases} g\bar{\theta}^{-1}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z} \text{ (大气)} \\ g\bar{\rho}^{-1}\frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} \text{ (海洋)} \end{cases}$	$10^{-4}\text{s}^{-2}$	$10^{-4}—10^{-3}\text{s}^{-2}$
强稳定 $DN^2/g$	$10^{-1}(D\sim 10\text{km})$	$10^{-3}(D\sim 100\text{m})$
热力性质:		
$c_p$	$0.24\text{calg}^{-1}\text{K}^{-1}\text{①}$	$1.0\text{calg}^{-1}\text{K}^{-1}(15^\circ\text{C})$
$1\text{kg}/\text{cm}^2$ 压强的柱厚	整层	10m
$10^7\text{J}$ 热量升高 1K		
温度的柱厚	整层	2.5m

①  $1\text{cal} = 4.186\text{J}$ 。

气和海洋,概括成统一的地球流体来探索研究,这无论对大气或海洋环流的认识都是一个深刻的发展。

可是,在热力性质方面,如表1.1所示大气和海洋是不同的。水的比热( $c_p$ )比空气大4倍,更由于水的密度比空气大1000倍,因而使得整层大气(单位面积)升高温度1K所需的热量 $10^7\text{J}$ ,只能使得2.5m厚海洋(单位面积)升高温度1K。由此可见,海洋相对于大气而言是一个巨大的热库,海洋潜热是一个很重要的量。在热带地区只要每天蒸发4mm的海水,就足以使得那里的整层大气每天升温1K,这相当于热带地区辐射冷却的量级。海洋相对于大气是一个巨大热库的特征,虽不能构成它们在地球流体力学的共性部分,但却在海-气相互作用、调节大气气候变化等方面起着重要作用。

近年来,年际短期气候变化异常已成为一个热门课题。而人们在寻求和探索解决这个热门课题时,经常把大气和海洋耦合起来当作一个完整系统来处理,认为短期气候变化应是海气相互作用的结果。其最突出的表现,就是从动力学角度来研究短期气候变化,或者欲作出短期气候变化的数值预报,都需要依赖海-气耦合的数值模式。而对地球流体力学的研究,无疑对于建立合理的海-气耦合模式,较好地解决短期气候变化问题将会有很多帮助。诚然,地球流体力学的意义和用途远不止于此,而且它自身还正处在蓬勃发展中。

## § 1.2 大尺度大气和海洋流动的基本观测事实

覆盖整个地球的大气,质量为 $5.3 \times 10^{15}$ 吨左右,约占地球总质量百万分之一。由于地心引力的作用,如图1.1所示大气质量90%聚集在离地表面15km高度以下的大气层内,99.9%在48km以内。而与人类活动最密切有关的约在8—12km以下的对流层内(见图1.1底层)。

全球海洋总面积约占地球表面积的71%,相当于陆地2.5倍。

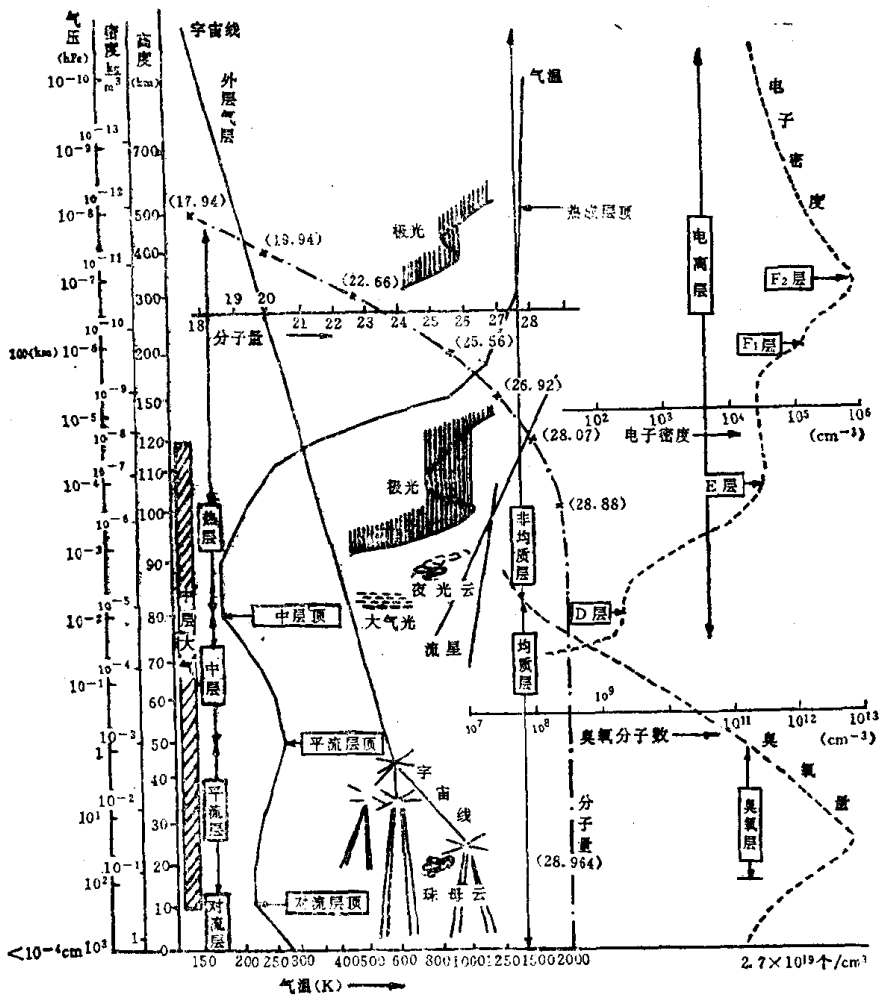


图 1.1 大气的垂直结构分层

全球海洋平均深度约为 3.8km, 总质量为  $13.7 \times 10^{17}$  吨左右。平均说来, 按海水的温度或密度可将海洋分成如图 1.2 所示的三层: ① 季节变层, 即上混合层(0—50 或 100m)。表面风混合层、季节性跃层和周日跃层, 都出现在这一层中。② 主跃层 (50 或 100—1000m), 是温度、密度和盐度等海洋状态参量具有阶跃变化 (例如海水温度垂直变化达到或超过每  $0.2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) 的水层, 有时称

作温度跃层、密度跃层和盐度跃层，而密度跃层大体上和温度跃层是一致的。③ 下均匀层 (1000—3700m)，是海洋水层的主体，其中海水的温度近乎均匀状态。此外，大尺度海流可分为表层风漂流和盐热环流(整层海洋)。表层海流水平速度从几个 cm/s 到 300cm/s，海洋深处的水平流速则在 10cm/s 以下。铅直流速很小，从几个 cm/d 到几十个 cm/h。所以，表层海流主要是风漂流，尚有小部分盐热流，下均匀层是很微弱的盐热流。

地球上的大气和海洋，从根本上讲接受太阳辐射加

热，犹如一部“热机”在不息地流动着。由于探测技术和手段的飞跃发展，尤其是卫星探测技术的应用，使人们对全球大气和海洋的运动观测事实有了进一步的认识。图 1.3 a,b 是长年平均大气的海平面气压和风场分布。7月北半球为三大地面气压系统，即太平洋和大西洋的副热带高压，及控制欧亚大陆的南亚热低压；南半球为呈纬向带状系统，即副热带高压带及其四个中心，和中高纬度的西风带。1月北半球欧亚大陆为冷高压所盘据，另有冰岛和阿留申两大低压中心；南半球除澳大利亚和南非出现低压中心外，其他形势类同于7月，基本上仍是纬向型的。从风场上看，主要特征是沿大洋副热带高压南侧常年维持着偏东信风，以及欧亚大陆1月和7月由于高低压中心的更迭所引起的季风环流。

图 1.4 是海洋表面的主要海流，它们的特征与大气底层风场

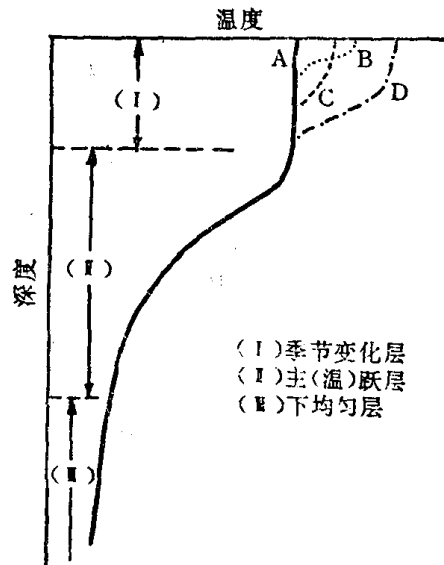
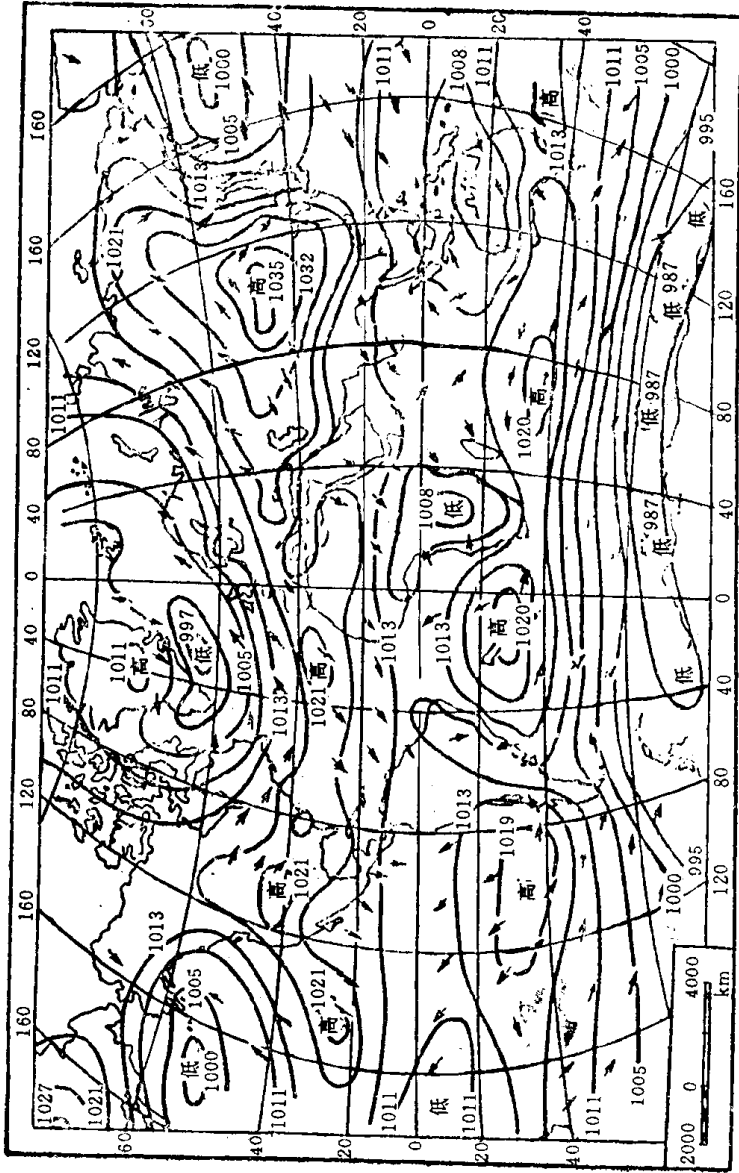


图 1.2 海洋的垂直结构分层

(A. 冬季,表层混合均匀; B. 春季,风力混合作用弱; C. 春季,风力混合作用强; D.夏季,表层强烈受热,形成很稳定的季节性温度跃层)



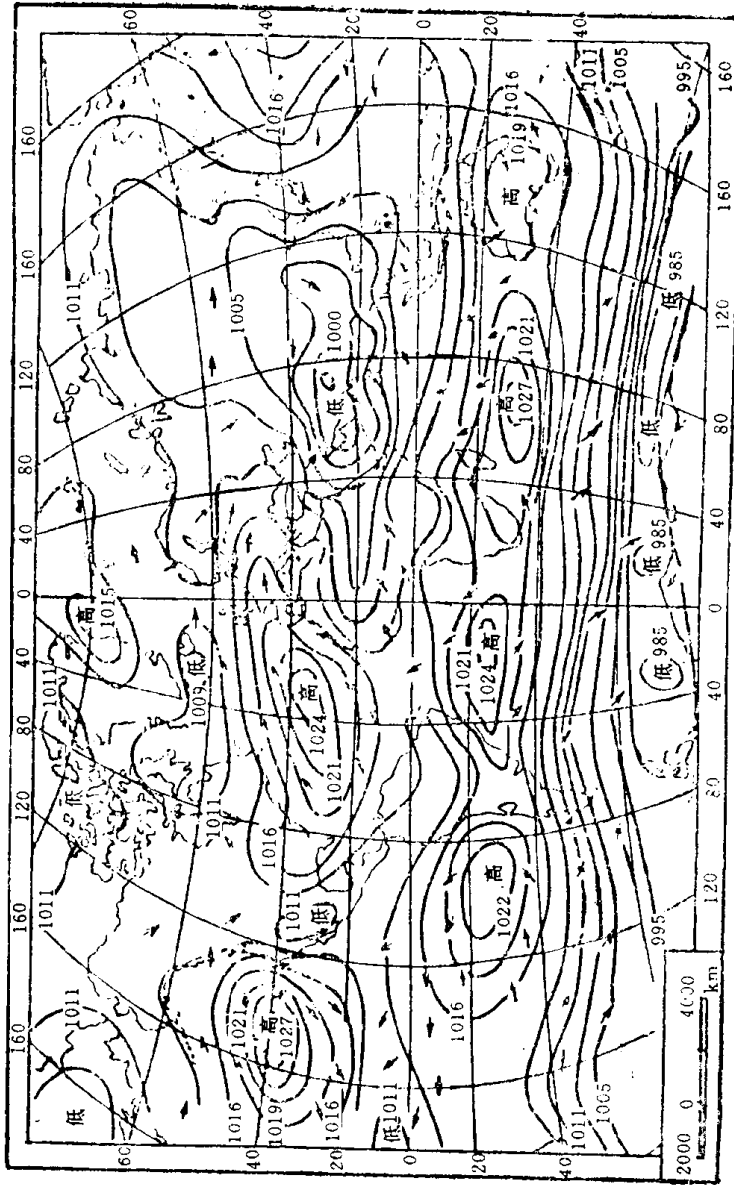


图 1.3 平均海平面气压场和风场

(a: 1月 b: 7月)

非常一致,基本上为风漂流,沿赤道为向西的南、北两支赤道流,与偏东信风相一致,它们之间夹有赤道回流,还有中高纬度与西风带相一致的向东洋流。在太平洋和大西洋,不论是南半球还是北半球,其海流基本上都与副热带高压大气环流相一致,并且在大洋西部都对应着一支自南向北的强化暖流,如太平洋的黑潮和大西洋的湾流。

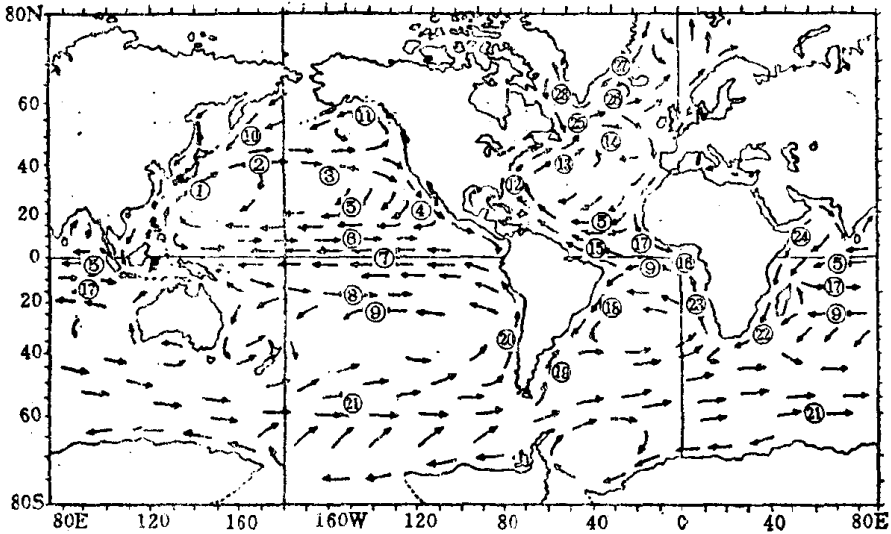


图 1.4 在海洋表面主要的海流(麦克莱伦, 1965)

- (①黑潮, ②黑潮续流, ③北太平洋海流, ④加利福尼亚海流, ⑤北赤道海流, ⑥北赤道回流, ⑦赤道海流, ⑧南赤道回流, ⑨南赤道海流, ⑩亲潮, ⑪阿拉斯加海流, ⑫佛罗里达海流, ⑬墨西哥湾流(湾流), ⑭北大西洋海流, ⑮圭亚那海流, ⑯几内亚海流, ⑰赤道回流, ⑱巴西海流, ⑲霍格兰德海流, ⑳秘鲁(洪保德)海流, ㉑南极环流, ㉒阿古拉斯海流, ㉓本格拉海流, ㉔索马里海流, ㉕拉布拉多海流, ㉖伊尔门加尔海流, ㉗东格陵兰海流, ㉘西格陵兰海流)

### § 1.3 流体的密度和状态方程

海水的密度要比大气密度大得多。大气密度是随温度、压力和湿度而变,地面大气密度的典型值约 $1.2-1.3\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,而海水表



面的密度是它的 800 多倍,足见两者相差之巨。海水密度除随温、压变化外,还随海水盐度变化。海水与大气间的巨大密度差意味着海洋质量比大气质量多得多(约 270 倍),单位面积大气柱质量近于  $10^4 \text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,以及重力加速度约为  $10 \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,所以单位面积整个大气柱(约 50km 厚)的重量或压力为

$$10^3 \text{hPa} = 10^5 \text{Pa} \equiv 10^5 \text{Nm}^{-2} \equiv 1 \text{bar}^{1)}$$

而海洋仅仅只要 10m 厚的单位面积水柱就可以具有上述相同的重量和压力。因此,在海洋中每 10m 就增加 1bar 的压力,海洋

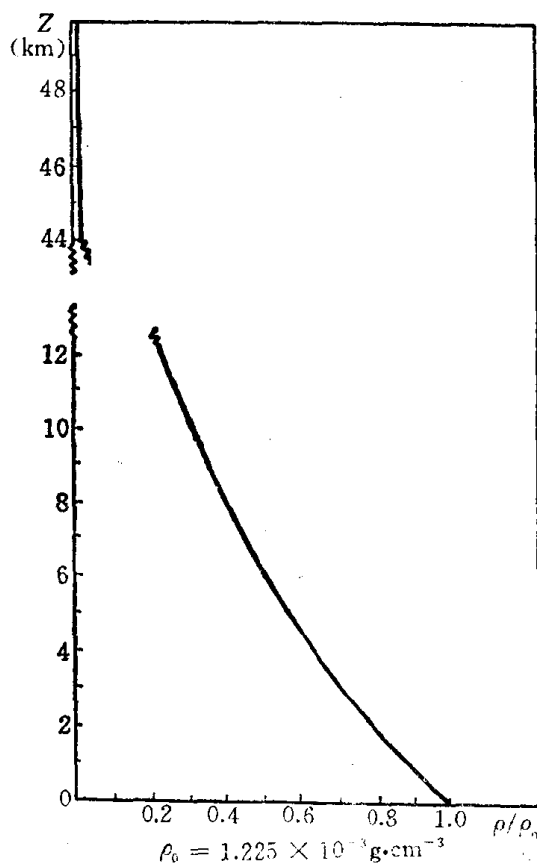


图 1.5a 大气中密度随高度分布

1)  $1 \text{bar} = 10^5 \text{Pa}$ .