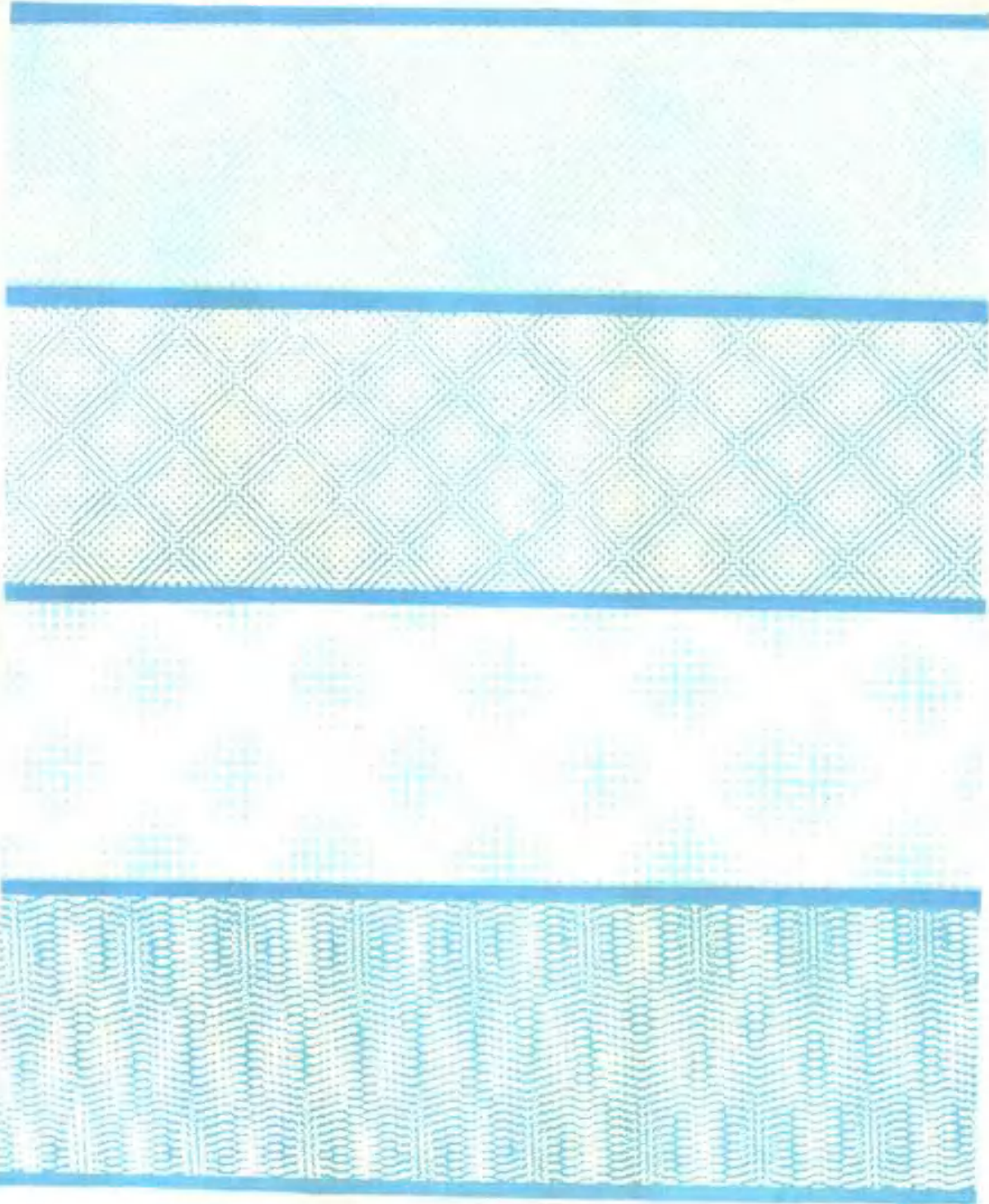




李克让 主编

中国近海 及西北太平洋气候

海洋出版社

56.457
269

中国近海及西北太平洋气候

李克让 主 编

海洋出版社

1993年·北京

· 00789

内 容 提 要

《中国近海及西北太平洋气候》一书是在统计分析大量船舶资料和图幅的基础上撰写的。分析研究的主要海区是，南起赤道、北至50°N，西起大陆岸线，东至180°，其中渤、黄、东海和南海是研究的重点海域。主要内容是，阐述以上海区各种气候要素，如风、浪、雾、云、降水、温度、海冰等，各种天气系统，如极锋、温带气旋、冷高压、副高、台风等的时空分布特征、变化规律和形成原因。此外，从全球大洋的角度，较系统地总结了海洋对气候形成和变化的影响。本书可为从事天气和海洋分析及预报的台站，科研以及有关教学部门的人员参考使用，亦可为从事航海、渔捞、海洋石油开发、军事等部门的保障人员、设计人员参考。

(京)新登字087号

中国近海及西北太平洋气候

李嘉祉**主 编

海洋出版社出版(北京市复兴门外大街1号)

新华书店科技发行所 昊海印刷厂印刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 40.625 字数: 500千字

1993年12月第一版 1993年12月第一次印刷

印数: 1—300

*

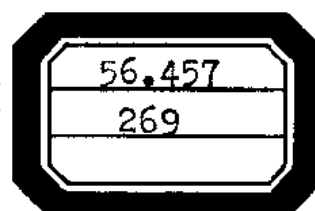
ISBN 7-5027-2804-X/P·237 定价: 40.00元

00500

责任编辑：温宗文
封面设计：王兆辉

ISBN7—5027—

定价：40



目 录

第一篇 海洋对气候的影响

第一章 海洋在气候形成和变化中的作用	(1)
第一节 气候系统及其物理本质.....	(1)
第二节 具有气候意义的海洋特性.....	(3)
第三节 海-气系统中的辐射收支.....	(7)
第四节 海洋和大气之间的物理量交换.....	(11)
第五节 海洋在地-气系统热收支中的作用.....	(18)
第六节 海洋在地-气系统水分循环中的作用.....	(30)
第七节 海流及其对气候的影响.....	(34)
第八节 海冰及其对气候的影响.....	(42)
第九节 不同气候带海洋对气候影响的主要事实.....	(49)
第二章 世界大洋气候的时空特征	(80)
第一节 海洋气候的基本特征.....	(80)
第二节 海温和气温的时空特征.....	(84)
第三节 大气水分诸要素的时空特征.....	(95)
第四节 气压和风的时空特征.....	(105)
第五节 世界大洋的气候分区.....	(110)

第二篇 中国近海及西北太平洋气候的形成因子

第三章 地理环境及其对气候的影响	(115)
第一节 海区概况.....	(115)
第二节 海陆分布对气候的影响.....	(121)
第三节 东亚地形及其对气候的影响.....	(126)
第四节 海流及其对气候的影响.....	(136)
第四章 辐射及热量收支	(142)
第一节 计算方法和资料.....	(142)
第二节 海面辐射收支各分量的时空特征.....	(144)
第三节 海面热量收支各分量的时空特征.....	(152)
第四节 海面总热量收支差额的时空特征.....	(157)
第五节 海面蒸发和水汽输送的时空特征.....	(160)
第六节 大气对海-气热交换的影响及海洋的反馈.....	(167)

第五章 大气环流	(173)
第一节 平均水平环流和纬向环流.....	(173)
第二节 高空风.....	(186)
第三节 大气环流的季节变化和高空温度.....	(195)
第六章 极锋	(200)
第一节 地面极锋位置.....	(200)
第二节 地面极锋的季节变化.....	(202)
第三节 高空极锋位置和季节变化.....	(202)
第四节 极锋和急流.....	(204)
第五节 极锋与天气.....	(206)
第六节 卫星云图中的极锋云带.....	(209)
第七节 极锋和海面热交换的关系.....	(209)
第八节 大气锋和海洋锋的相互作用.....	(210)
第七章 温带气旋、反气旋和冷空气	(215)
第一节 温带气旋.....	(215)
第二节 温带反气旋和冷空气.....	(226)
第三节 海洋的影响及卫星云图特征.....	(230)
第八章 副热带高压	(237)
第一节 副热带高压的结构.....	(237)
第二节 副热带高压的季节变化和短期变化.....	(241)
第三节 副热带高压与天气.....	(246)
第四节 海洋对副热带高压的影响.....	(247)
第九章 台风	(259)
第一节 台风的发生.....	(259)
第二节 台风的移动.....	(266)
第三节 台风的时空结构和天气分布.....	(276)
第四节 台风的发生、发展和卫星云图特征.....	(280)
第五节 海洋对台风的影响.....	(287)
第六节 台风的避离.....	(288)
第十章 热带辐合带	(291)
第一节 热带辐合带的季节变化.....	(291)
第二节 热带辐合带的结构.....	(297)
第三节 热带辐合带的云和天气分布.....	(298)
第四节 赤道西风及其天气.....	(305)
第五节 海洋对热带辐合带的影响.....	(309)

第三篇 中国近海及西北太平洋的气候要素

第十一章 气温、海温和海冰	(312)
----------------------------	---------

第一节	气温	(312)
第二节	海面温度	(329)
第三节	海冰	(341)
第十二章	气压和风	(348)
第一节	气压的时空特征	(348)
第二节	气压分型	(357)
第三节	气团	(361)
第四节	风系	(365)
第五节	主要风向及风速	(370)
第六节	海陆风及地方风	(376)
第十三章	波浪	(383)
第一节	海浪要素和特性	(383)
第二节	波浪时空分布	(384)
第三节	各种天气系统影响下的波浪分布	(397)
第四节	风与浪的关系	(407)
第五节	海岸附近的波浪及风暴潮	(411)
第十四章	海雾	(418)
第一节	雾的种类及其特征	(418)
第二节	海雾的结构	(423)
第三节	海雾的时空分布	(431)
第四节	平流雾的形成条件	(443)
第五节	海雾出现时的天气型	(451)
第六节	海雾生消预报	(458)
第十五章	云和降水	(463)
第一节	云量	(464)
第二节	云状	(477)
第三节	降水	(486)
第十六章	能见度和视程障碍	(494)
第一节	能见度的时空特征	(494)
第二节	能见度与其他气候要素的关系	(502)
第三节	视程障碍及其对能见度的影响	(506)

第四篇 中国近海及西北太平洋的海区气候

第十七章	渤海、黄海及东海的气候	(509)
第一节	概况	(509)
第二节	主要天气系统	(510)
第三节	气压和风	(515)
第四节	风浪和涌	(518)

第五节	雾和能见度	(520)
第六节	云、降水和湿度	(524)
第七节	气温、水温和海冰	(530)
第八节	近岸海区及海峡气候	(533)
第十八章	南海气候	(537)
第一节	概况	(537)
第二节	主要天气系统	(538)
第三节	气压和风	(545)
第四节	波浪	(551)
第五节	雾和能见度	(556)
第六节	云、降水、雷暴和飑	(557)
第七节	温度和湿度	(559)
第八节	近岸海区及海峡气候	(560)
第十九章	日本海气候	(564)
第一节	概况	(564)
第二节	气压	(565)
第三节	气旋和台风	(568)
第四节	风	(570)
第五节	波浪	(572)
第六节	雾	(574)
第七节	能见度	(580)
第八节	降水	(581)
第九节	冰况	(583)
第十节	沿岸海区及海峡气候	(586)
第二十章	西北太平洋大洋海区的气候	(589)
第一节	概况	(589)
第二节	主要天气系统	(589)
第三节	气压和风	(591)
第四节	波浪	(593)
第五节	雾、霾及能见度	(594)
第六节	云、降水及雷暴	(596)
第七节	水温、气温及海冰	(598)
第八节	近岸及群岛海区气候	(600)
第二十一章	菲律宾群岛周围海域气候	(607)
第一节	概况	(607)
第二节	主要天气系统	(607)
第三节	气压和风	(610)
第四节	风浪和涌浪	(613)
第五节	雾和能见度	(614)

第六节	云、降水和雷雨	(614)
第七节	温度和湿度	(615)
第八节	近岸海区及海峡气候	(615)
第二十二章	马六甲海峡及其邻近水域气候	(619)
第一节	概况	(619)
第二节	气压和风	(619)
第三节	局地环流	(623)
第四节	海浪	(625)
第五节	云、降水和雷暴	(627)
第六节	雾、霾和能见度	(630)
第七节	温度和湿度	(630)
附录	求算辐射和热量交换的基本表	(634)

第一篇 海洋对气候的影响

本篇系统阐述海洋对气候的影响、海洋气候的基本特征和海上气候的分区，并以此作为分析研究中国近海及西北太平洋海区气候的引论和背景。

近年来，对海洋在气候形成和气候变化中的作用的研究空前活跃。究其原因，一方面是由于世界各地每年都要遭受到大范围异常气候的袭击，灾害严重，迫切需要探讨气候变化的物理原因，寻求预测气候变化的可靠方法。另一方面，随着人们大规模地向海洋进军，海洋上的观测资料比过去大大增加，在大量经验研究和历史资料分析的基础上，又逐步形成了三度空间的立体观测试验，加之大型电子计算机的使用，为海洋气候的研究，提供了有利的条件。

本篇分两章。第一章，重点叙述与气候形成和变化有关的大尺度海-气相互作用的基本事实及其相应的基础内容。

第二章，扼要介绍了世界大洋的温度、水分、气压和风等各种气候要素的空间分布、季节变化、日变化和年际变化。海上气候分区不仅对研究海洋气候的基本特征有指导意义，同时对航海，水产，渔捞等也有重要的实用价值，本章选择了一种海洋气候分区的划分结果概要介绍了不同气候带的主要特征。

第一章 海洋在气候形成和变化中的作用

本章共分九节。首先简要地概述了气候系统的五种成分，海洋在其中的地位以及气候系统的物理本质。接着介绍了具有气候意义的各种海洋特征、海-气系统中的辐射收支、海-气之间的热量和水分交换，特别分析了海洋在气候系统的热量 and 水分收支中的作用。最后，按不同气候带综合分析了近年来发现的热带、中纬度、季风区和极区海洋海-气相互作用的重要事实和物理机制。这一章是研究全球大洋和西北太平洋海区气候特征形成原因的理论基础。

第一节 气候系统及其物理本质

大气这部热机，其运动状态，在时间上是多频的，从几秒钟、一分钟量级的微尺度湍流到月、季、年和世纪性的长周期振动，不同频率运动状态的物理本质是不同的，控制各类运动状态的主要物理因子也是不同的。讨论海洋在气候形成中的作用之前，首先应了解气候系统的组成，它们的相互关系及其物理本质。

一般来说，一个完整的气候系统应包括五种成分，即大气圈、水圈、岩石圈、冰冻圈和生物圈。^[1, 12]

大气圈是由地球上的各种气体组成，它是气候系统中最可变的。据研究，对流层具

有量级为月的特征响应时间或热力适应时间,即大气通过热量的垂直和水平输送约需一个月的时间才可影响温度分布,也就是如果没有补充能量的作用过程,则大气圈的动能差不多也经过这样长的时间,便被摩擦消耗殆尽。

水圈是由分布在地球表面的液态水组成;它包括海洋、湖泊、河川和地表以下的水。其中海洋对气候的形成和变化所起的作用最为重要。因为海洋具有很大的质量和热容量,到达地面的太阳辐射,大部分被海洋吸收,它是一个巨大的能量和水分的贮存器。此外,海流和海洋中的涡旋由赤道区向极地输送着大量热量,在全球能量平衡中起着重要作用。海洋表层与其上接触的大气或海冰之间的相互作用的热力适应时间为几个月到几年,而较深层海水的热力适应时间可长达几个世纪。

冰冻圈是由分布在地球上的冰和雪组成,包括大陆冰原、山地冰川、海冰和地面积雪。这些冰冻物的存在将改变地球和大气之间的热量交换,从而影响气候。其中,积雪和海冰具有很大的季节变化,而冰川和冰原的变化则较缓慢,只有在几百年到几百万年的幅度内,其容积和范围才会有明显的变化,因此,它将影响世纪性的气候变化。

岩石圈是由地球表面的陆块组成。包括山脉、地表岩石、沉积物和土块等。地表是一个空中传播着的许多微粒质点的重要源地,这些微粒质点称为气溶胶,它们的成分和含量将改变地球大气系统中所吸收到的太阳辐射量,因此具有气候意义。但在气候系统中以岩石圈的特征变化最慢,时间尺度最长,可达到与地球本身相当的年龄。

生物圈是由陆地和海洋中的各种植物,空气、海洋和陆地上的动物及人类本身组成。虽然它们的反应特征差别很大,但由于生物圈对大气和海洋的二氧化碳收支,对气溶胶的产生以及对其他的气体 and 盐粒成分的有关化学平衡,都有着重要影响,因此也影响气候。

根据А.С.Монин的分析^[2],由大气动能制造和消耗两方面看,如果没有外界能量的继续补充,则由位能转换成的动能,在一个星期左右的时间(τ)内,就会通过从大型涡旋逐级地向小涡旋传输能量的串级过程而被消耗光。如果天气过程要继续维持和发展,就需要由外界不断补充能量,因此,Монин把 $t-t_0 < \tau$ 的过程称作短期过程,而把 $t-t_0 > \tau$ 的过程称作长期过程。所以,对短期过程而言,一般可采用绝热假定,即假定它不存在与外界能量交换,但对于长期天气和气候过程说,它在 t 时刻的状态,主要不是取决于它在 t_0 时的初始状态,而是取决于从 t_0 到 t 这段时间内同外界进行的热量交换。可见,对长期天气过程。特别是对气候形成和变化的过程,大气的热流入量,即非绝热加热具有决定性影响。

总之,气候是在太阳辐射的影响下,由海洋、大气、陆面和冰冻圈中很多相互作用的物理过程,包括辐射、大气、陆面、云、冰和海洋等各种过程矛盾斗争中形成和发展的^[3]。其中最重要的过程就是把热量加之于气候系统的速率以及全球热量的非均匀分布。热量的最终来源是太阳,但是太阳辐射进入地-气系统后,大气对太阳辐射的直接吸收并不多,实际上,大部分太阳辐射被下垫面,特别为海洋所吸收。因而海洋是气候系统形成和变化的直接的主要热量源地。在海-气界面上,有一系列的过程控制着热量、水分和动量的交换,正是这些过程使得海洋在气候系统中,至少就较长的气候时间尺度上起着主导作用。

第二节 具有气候意义的海洋特性

为什么海洋对气候会有如此重要的影响？又为什么海洋在非绝热加热这一过程中起主要作用？所有这些都是与具有气候意义的海洋的某些重要特性有关。

一、巨大的海洋面积和质量

海洋最明显的特征，首推海洋的辽阔深邃。

计算指出，整个地球表面积为 510×10^6 平方公里，其中海洋为 361×10^6 平方公里，约占整个地球表面积的70.8%。海洋约为陆地面积的2.5倍，可见地球表面大部分为海水所占据。

海洋平均深度为3091米，陆地平均高度仅875米，海洋中贮存了大量海水。地球上各种形态的总水量约为 1397.9×10^6 立方公里，其中海水水量约为 1353.5×10^6 立方公里，约占总水量的97.95%，它的质量相当于大气总质量的280倍。

根据海洋水域的形态特性和要素特点，可将其分为洋和海。其中远离大陆的洋，面积广阔，约占海洋总面积的89%，其深度也大，一般在2—3公里以上。海洋要素，如盐度、温度等不受大陆影响，年变化小，水色高、透明度大，有各自的潮汐系统和强大的洋流系统。世界大洋又可分为太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋，表1.1即四大洋的面积，体积和平均深

表1.1 各大洋（包括附属海）的面积、体积和深度

名 称	面 积		体 积		深度(m)	
	10^6 km^2	%	10^3 km^3	%	平均	最大
太 平 洋	178680	49.4	707100	52.2	3957	11034
大 西 洋	91660	25.1	337500	24.9	3597	9219
印 度 洋	76170	20.6	291900	21.6	3711	7209
北 冰 洋	14790	3.9	17000	1.3	1097	5499
合 计	361300	100	1353500	100	3091	11034

度^[4]。面积比洋小得多的海只占海洋总面积的11%，深度较浅，一般在2—3公里以内，海水温度受大陆影响很大，并有显著的季节变化，盐度数值在有淡水流入而蒸发量又小的海区则较低，水色低、透明度小，潮波一般多系从大洋传来，但潮汐涨落却较大洋显著，海流有自己的环流形式，具有明显的季节变化。

正是由于海洋有如此巨大的面积、体积和质量，才使得整个地球气候深深地打上了海洋气候的烙印，仅就其区域范围而论，世界气候特征，实际上主要反应的是海洋气候的特征。海洋及其变动无疑会对全球气候及其变化有着巨大而深远的影响。

二、海陆分布不均

地球表面的海陆分布是很不对称的。在不同纬度就有显著不同。表1.2为每5°纬度间隔的海陆分布^[4]，由表可见，除在北纬45°—70°之间以及南纬70°以南这两个地区的陆地面积

表1.2 各纬度带的海陆分布

纬度带	北 半 球				南 半 球			
	水		陆		水		陆	
	10 ³ km ²	%	10 ³ km ²	%	10 ³ km ²	%	10 ³ km ²	%
0°—5°	17392	78.6	4738	21.4	16797	75.9	5334	24.1
5°—10°	16633	75.7	5334	24.3	16903	76.9	506.4	23.1
10°—15°	16558	76.5	5082	23.5	17216	79.6	4423	20.4
15°—20°	14936	70.8	6166	29.2	16152	76.4	5000	23.6
20°—25°	13358	65.2	7147	34.8	15454	75.4	5051	24.6
25°—30°	11750	59.6	7954	40.4	15442	78.4	4262	21.6
30°—35°	10809	57.7	7945	42.3	15787	84.2	2968	15.8
35°—40°	10032	56.8	7629	43.2	16488	93.4	1173	6.6
40°—45°	8413	51.2	8018	48.8	15837	96.4	594	3.6
45°—50°	6614	43.8	8461	56.2	14697	97.5	377	2.5
50°—55°	5530	40.7	8069	59.3	13392	98.5	207	1.5
55°—60°	5400	45.0	6615	55.0	12007	99.9	9	0.1
60°—65°	3124	30.2	7212	69.8	10304	99.7	32	0.3
65°—70°	2457	28.7	6118	71.3	6818	79.5	1756	20.5
70°—75°	4415	65.5	2327	34.5	2605	38.6	4137	61.4
75°—80°	3743	77.1	1112	22.9	522	10.7	4333	89.3
80°—85°	2546	86.9	384	13.1	—	—	2930	100.0
85°—90°	979	100.0	0	—	—	—	979	100.0
0°—90°	154799	60.7	100311	39.3	206364	80.9	48629	19.1

大于海洋外，其他纬度上海洋面积均大于陆地，在南北纬30°之间的热带地区，海洋占70%以上。南、北两个半球也有不同。一般北半球陆地面积大一些，常称之为陆半球，即使这样，海洋也占半球总面积的60.7%，仍大于陆地面积；南半球常称作水半球，海洋面积占80.9%。南北半球的陆地面积主要集中在东半球，即亚欧大陆、大洋洲和南极洲，陆地面积约为西半球的2倍多，因此东半球可称作陆半球，但陆地面积仍小于海洋面积，西半球称作水半球。就北半球而论，东半部的陆地面积比西半部大两倍，因而前者又可理解为陆半球，后者可理解为水半球。

上述海陆分布的不均匀性对全球气候有着重要影响。比如，由此而产生的海陆之间，南北半球之间，东西半球之间和北半球的东半球之间，将有相当数量的空气质量、水分、热量等，作季节性的交换，因而对全球气候的形成和变化有很大作用。

三、海水的反照率低、透射性能好

洋面对太阳短波辐射的反照率比陆面小。据观测,从极地海域的冰体边缘到赤道海洋,它的反照率为5%到10—14%^[5],而陆面反照率(在没有雪盖时)为10—30%。因此,到达单位洋面面积上的辐射能,比到达单位陆面面积上的要多10—20%。海面对太阳辐射反射的程度主要取决于太阳高度,其次是海面状况。对于落在光滑海面上的直接辐射,当太阳垂直于海面时,反照率为3%,而当太阳位于海平面时,反照率几乎接近于100%。散射辐射的反照率则在8—10%之间变化。

太阳辐射到达地表面后,它在海洋中和土块中的吸收作用也不同,陆面吸收太阳辐射,是在厚度仅为十分之几毫米的表土层中完成,而太阳辐射在水体中能透射几十米。在垂直方向上辐射光进入水中的深度与波长有关(见表1.3)^[5]。水体可允许青、蓝光线透过,显著减

表1.3 太阳辐射进入纯水的深度与波长的关系(%)

深 度	波 长(mm)			
	0.2—0.6	0.6—0.9	0.9—1.2	1.2—3.0
0.00	100.0	100.0	100.0	100.0
0.01mm	100.0	100.0	100.0	97.2
0.1mm	100.0	100.0	99.6	79.0
1.0mm	100.0	99.8	96.2	40.7
1.0cm	100.0	98.2	68.7	7.6
10.0cm	99.7	84.8	4.6	0.0
1.0m	96.8	36.0	0.0	—
10.0m	72.6	2.6	—	—
100.0m	5.9	0.0	—	—

弱红、黄光线、并强烈吸收太阳能通量中的长波部分。据测量,垂直于清洁水面的太阳辐射,通过1米时损失约64%,通过10米时约损失92%。可见,太阳对水体加热可以达到相当深度,海水可以吸收较多的太阳辐射,有利于热量的贮存。

四、海水的流动性

水是一种流体,海水在水平方向和垂直方向存在较大的流动性。正是由于垂直方向的湍流交换,可使大洋的热量均匀分配在至少100米深的海水层中,温度的年、日变化也可波及很深的深度。据分析,海水温度的日变化可伸展到15—20米,年变化可伸展60—70米到200—300米。但在土壤中传热方式主要靠传导,根本不存在湍流交换。因此,土壤中传热的速度缓慢,温度的年、日变化波及的深度较浅,日变化仅到达0.35—1.00米,年变化一般为8—24米。由于海水的湍流交换,增热时海水可将热量向深层传递,因而更加强了海洋对热量贮存的能力。

由海水运动所造成的海洋内部热量的再分配,在强大的洋流区表现得尤为剧烈。在水平

方向海水作平流运动,使热量的分布不均匀,如在热带,也可产生较低的水温区,而在高纬度,暖洋流区也可产生较高的水温,从而对气候产生影响。

五、海水的高比热和高热容量

海洋之所以能对气候产生重大影响,最重要的原因是海水具有较高的比热和巨大的热容量。比热是指,使1克物质的温度增加 1°C 时所需要的热量。在研究液体时,一般用的比热是指压力不变的情况下的比热,叫定压比热(c_p)。海水的定压比热随着温度、盐度的增大而降低。热容量是使1立方厘米的物质的温度增加 1°C 所需的热量,用 q 表示。比热和热容量之间的关系可写成 $q=c_p\rho$, ρ 为物质的密度。

由表1.4可以看出,海水的热容量比土壤大1倍多,比空气大3000多倍,它是除 NH_3 以外,所有固体和液体中热容量最大者。因此,将同样的热量加于海水、土壤和空气之中,可以产生完全不同的温度变化。例如,加0.956卡的热量于1立方厘米的体积之中,海水升温 1°C ,土壤升温 1.91°C ,空气则升温 3130°C 。反过来说,海水温度降低 1°C 而释放给空气的热量,可以使3130倍于海水容积的空气温度升高 1°C 。由于海水质量约为大气的280倍,如果将100米深的全球海洋温度降低 0.1°C ,则释放出来的热量能使全球对流层中的空气温度升高 6°C 。海洋表层3米深的热容量相当于整个大气层的热容量。可见由于海水巨大的热容量,加上辽阔的海洋面积,庞大的质量和海水的流动性,使海洋成了地球上最大的热量贮存器和水分源地。

表1.4 各种物质某些热学性质比较

物 质	热 学 性 质		
	定压比热 (卡/克度)	密度 (g/cm^3)	热容量(g/cm^3)
海 水	0.932	1.026	0.956
空 气	0.237	0.00129	0.000306
潮湿土壤	0.5		0.525
干燥土壤	0.2		0.2
岩 石	0.199		
海 冰	0.502	0.9168	0.460

• 盐度为35‰,温度为 20°C 时的值。

使一克海水蒸发,或者说使一克海水化为同温度的蒸汽时所需热量的卡数,叫做海水的蒸发潜热。海水的蒸发潜热(L)与温度(T_v)的关系可用公式 $L=596-0.529T_v$ 计算。在所有物质中,水具有最大的蒸发潜热。因此,水在蒸发时放出的热量对于大气和海洋的热状况有很大影响。平均而论,大洋辐射热剩余的90%用于蒸发。

六、海面光滑、海水粘滞性小、密度大

风在大陆上吹刮,由于地形起伏,摩擦阻力较大,引起风的减弱比较显著;海上则不同,海面比较光滑,风在海面上运行时一般消耗于摩擦的能量远比陆面上小,所以,平均海上风

速比陆上大。如大洋上的平均风速，有的地方相当同纬度陆上风速的2—3倍。

另外，海水具有相对大的密度和小的粘滞性的物理性质，这不仅使得海表面成为宽广而易于通航的大道，同时二者结合起来又会酿成灾害，即由于海水的粘滞性很小，风暴容易激起巨大波涛；由于海水的密度很大，产生的波力很大，所以能把船舶击沉，并且猛烈地撞击着海岸附近的建筑。当然，正是由于海水的这些性质，可使风力向海水传递动量，产生强大的风海流，而风海流造成的热量传递又反馈于大气。

综上所述，海洋所以对气候有重要的影响，是由于海洋具有某些特有的属性，其中最重要的是海洋的巨大面积和质量，海水的流动性以及极大的热容量，所有这些特性使得海洋在气候系统的非绝热加热中具有极为重要的作用。

第三节 海-气系统中的辐射收支[6,7]

地球大气中的各种物理过程和气候现象的主要能源，归根结底来自太阳辐射，因此，进入海-气系统中的太阳辐射能的分布和转换是海洋气候学的基础问题。

一、太阳辐射在海-气系统中的分布和衰减

到达海面的太阳总辐射，取决于太阳高度角，大气状况（透明度、云量）和海表特性（反照率）等。

地球绕太阳的轨道是一个以太阳为焦点的椭圆，其偏心率很小（0.017）。一年中，地球和太阳间的距离仅有微小变动（平均距离为 1.4968×10^8 千米）。与平均距离的最大变化共有两次，一次是在1月1日，这时地球偏近1.67%，一次在7月1日，地球偏远1.67%。由于辐射强度与距离平方成反比，因此太阳的实际通量与太阳常数相比将有3.37%的偏差。此外，地球是一球体，太阳射线和地球表面的交角随纬度季节而变化。

1. 不存在大气时的辐射分布

据计算，当不存在大气时，在赤道上太阳辐射应是790—895卡/（厘米²·天）。该纬度的正午，太阳偏离天顶不超过23.5°，太阳照射的时间刚好为12小时。而在两极则相反，一年中太阳辐射由冬至的0卡/（厘米²·天）到夏至的1100卡/（厘米²·天）间变化，这是由于冬至时，太阳始终位于地平线之下，而夏至时则始终位于地平线之上，每天照射24小时。因此两极夏至时，尽管太阳高度角低（其天顶角为60.5°），但因日照时间长，所以太阳辐射仍大于地球上任何其它地方。太阳辐射的第二个最大值出现在夏至时南北纬度45°的地方。因为日照时间随纬度增高而加长，但辐射强度却随纬度减低而增大。

根据米兰柯维奇的计算，南半球夏季日太阳辐射比北半球大。北半球最大辐射是1077卡/（厘米²·天），南半球是1144卡/（厘米²·天）。这种差异是由于地轴的倾角，使南半球夏季距太阳最近，而北半球，在夏季则距太阳较远所致。

2. 实际海-气系统中的辐射分布

由于大气的存在,太阳辐射强度到达海表面,发生了显著的减弱。在赤道,当太阳经度为 90° 时,到达大气顶的辐射强度为 $790\text{卡}/(\text{厘米}^2\cdot\text{天})$,而再通过大气到达地面后只有 $462\text{卡}/(\text{厘米}^2\cdot\text{天})$ (约削减了41%)。在低的太阳高度下,大气使辐射通量发生很大的变化,最大值不是出现在两极而是位于纬度 35° 附近,原因是太阳辐射通过大气时,被大气中的空气,尘粒和水滴散射。散射,一方面削弱了太阳光,另一方面产生了散射光(这种散射光一部分到达地面,一部分逸出太空)。

3. 太阳辐射在大气中的衰减

太阳光线在大气中的减弱,主要决定于光谱段。大气对通过它的各个太阳光谱段的散射是不均匀的,空气和水汽分子散射太阳辐射的强度与波长(λ)的4次方成反比,粒子愈大对各光谱的散射就愈均匀,当粒子半径大于 10^{-6} — 10^{-3} 厘米时则与波长无关。

对单色光(即具有同一波长),若大气是均匀的,当辐射通过某一层时所发生的减弱,与辐射强度及太阳光线经过该层的路程长短成比例,依班格纳-兰伯特(Bangner-Lambert)定律

$$J = J_0 e^{-\tau \sec \theta} \quad (1)$$

式中 τ 称为大气透明系数, J 和 J_0 为某一波长在地面和大气顶的辐射强度, θ 为太阳天顶距(投射角)。当太阳在天顶时,则

$$\tau = \frac{J}{J_0} \quad (2)$$

可见大气透明系数系指当光线经过大气的路程最短时,该光谱段在地面的辐射强度与大气上界的辐射强度之比。实际上对整个光谱段而言,大气对它们的作用有三种情况,即不透明,近似透明和完全透明,因此用式(1)计算太阳辐射总量将发生系统误差。

透明系数应随波长(λ)而变,因太阳辐射在大气中的减弱正比于 $1/\lambda^4$ 的光线分子散射,因此,透明系数随波长增大而增加。

观测与计算的结果比较发现,当太阳高度角很小时,Bangner-Lambert定律在决定透明系数时将引起较大误差。卡斯特罗夫(B. T., Касиров)根据经验数据提出了计算透明系数的公式:

$$J_{\text{实际}} = \frac{J_0}{1 + \tau \sec \theta} \quad (3)$$

式中 τ 为大气透明度, $\sec \theta = m$ 称作光线穿过大气的“光学质量数”,式(3)较之式(1)精确。

大气中的水汽,尘埃对大气的透明度有很大影响。海洋中,由于海水的吹散导致大气盐粒的飞溅,从而大大降低了大气透明度。

通常人们采用混浊指数表示大气的透明度。由于大气的混浊指数与太阳高度角的关系很小,因此能较好地比较不同天气和气候条件下的混浊度。