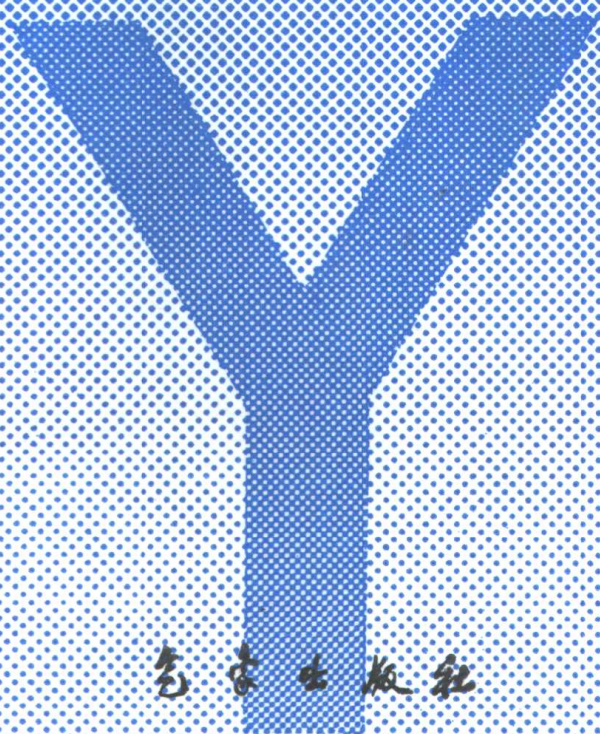


海洋气象学

周静亚 杨大升 编著

Marine

Meteorology



气象出版社

海洋气象学

周静亚 杨大升 编著

气象出版社

(京) 新登字046号

内 容 简 介

本书系统地阐述了大气-海洋系统的基本规律和海-气相互作用。将大气和海洋紧密结合进行分析,讨论了近年来大气-海洋学科的一些新发展和重要问题。全书共分十章:第一章到第三章阐述有关海洋学和气象学的基本知识;第四章讨论大气环流变化中的海-气相互作用及对天气气候的影响;第五章讨论天气系统发展过程中的海-气相互作用,包括热带辐合带、热带急流、热带气旋以及海洋温带气旋等;第六章和第七章介绍近年来广泛研究的专题,即大气和海洋的遥相关,大气和海洋的低频振荡;第八章讨论厄尔尼诺和南方涛动事件;第九章介绍热带扰动及其发生、发展的物理机制;第十章讨论海-气耦合过程的数值模拟,并介绍了当前正在实施的“TOGA COARE”计划。本书经中国气象局高等学校气象类教材编审领导小组审查,确认为研究生教材。

本书可作为天气动力学、海洋物理学及有关专业的本科生和研究生教材,也可供广大从事气象、海洋科学的科技人员和业务工作人员阅读参考。

海洋气象学

周静亚 杨大升 编著

责任编辑:黄丽荣 终审:徐 昭

封面设计:牛 涛 责任技编:席大光

责任校对:白 璐

*

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京昌平环球科技印刷厂印刷

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:12.625 字数:323千字

1994年8月第一版 1994年8月第一次印刷

印数:1—1000

ISBN 7-5029-1649-0/P·0666(课)

定价:8.75元

前 言

海洋占据地球表面三分之二的面积,海洋对大气的影响及海-气的相互作用,早就受到人们的关注。在十七世纪已注意到地面盛行风和海流之间的密切联系。以后随着科学的发展,进一步认识到海洋对长期天气气候变化的重要影响。但由于广阔海洋上观测资料稀少,人们对于海洋及其上空的大气状况还缺乏深入和系统的了解。自从开展了大规模的海洋考察和探测,特别是人造地球卫星的问世,可以广泛和有效地提供海洋与大气的各种有关信息。研究大范围的海-气相互作用及其对天气气候的影响已成为大气和海洋科学中比较活跃的领域之一,并已取得大量的研究成果。由于全球海洋是气候系统的一个重要组成部分。为了研究气候的年际变化及其预测,必须把全球大气和世界海洋作为相互耦合的一个整体来看待,近年来开展了大气-海洋耦合环流的数值实验和数值模拟。自1985年以来,国际科联和世界气象组织制定的“世界气候研究计划(WCRP)”中一个子计划“热带海洋和全球大气(TOGA)”和1990年制定的“热带海洋全球大气耦合海-气响应试验(TOGA COARE)”计划正在实施。这些试验研究已取得了丰硕的成果,有些已开始付诸应用。当前对大气-海洋系统这一重要课题进行比较系统的阐述和综合介绍是十分必要的。作者根据本人近年来在北京大学地球物理系开设的海洋气象和海-气相互作用等课程的教学内容和科研成果写成此书,着重对大气-海洋系统的一些基本规律和重要问题给予比较系统的阐明和介绍。希望能尽些微薄力量为天气动力学、海洋物理学和其他有关专业的大专院校本科生和研究生以及从事大气科学和海洋科学的科研和业务工作人员提供教材和阅读材料。

全书共分十章。第一章到第三章阐述有关海洋学和气象学的

AAH 15/15

基本知识。第四章讨论大气环流变化中的海-气相互作用及其对天气气候的影响。第五章讨论天气系统发展过程中的海-气相互作用,包括热带辐合带、副热带高压、热带急流、热带气旋和海洋温带气旋等天气系统的情况。第六章和第七章介绍近年来广泛研究的专题,大气和海洋的遥相关及大气和海洋的低频振荡,第八章系统地讨论厄尔尼诺—南方涛动事件。第九章阐明热带扰动及其发生发展机制。第十章讨论海-气耦合过程的数值模拟,并介绍了当前正在实施的 TOGA COARE 计划。第一章到第八章由周静亚写出,第九章和第十章由杨大升教授撰写。

本书内容参考和选材于国内外有关的重要著作和许多学者的研究成果,也包含了我们自己的一些科研工作。这本书的编写出版得到了刘式适教授的大力支持,章淹教授提出了宝贵意见,特此表示衷心的感谢。

由于作者水平所限,本书选用的资料可能不够全面,也一定存在不少缺点和错误,希望读者指正。

编著者

1993年11月

目 录

前言

第一章 海水物理性质与海洋热量收支	(1)
§1 海水的基本物理性质.....	(1)
§2 海洋的热量收支.....	(8)
§3 海洋中的水平衡.....	(19)
§4 海水温度的分布和变化.....	(19)
参考文献.....	(26)
第二章 海水的运动和海流	(27)
§1 海水的运动方程.....	(27)
§2 海水的静力学方程.....	(30)
§3 地转流.....	(32)
§4 风海流.....	(36)
§5 风生大洋环流及西部强化.....	(44)
§6 热盐环流.....	(45)
参考文献.....	(47)
第三章 大气环流与大洋环流	(48)
§1 大气环流.....	(48)
§2 世界大洋表层环流.....	(60)
§3 大洋深层环流.....	(69)
参考文献.....	(71)
第四章 大气环流演变中的海-气相互作用	(72)
§1 热带海洋与低纬大气环流的相互作用.....	(72)
§2 太平洋海温对副热带和中纬度环流的影响.....	(94)
§3 印度洋海温对季风环流的影响.....	(105)
§4 中高纬度海洋对大气环流的影响.....	(113)

参考文献.....	(120)
第五章 天气系统发展中的海-气相互作用	(123)
§1 热带辐合带.....	(123)
§2 太平洋副热带高压.....	(131)
§3 热带急流.....	(133)
§4 热带气旋.....	(144)
§5 海洋温带气旋.....	(164)
参考文献.....	(172)
第六章 大气与海洋的遥相关	(174)
§1 北半球冬季大气环流的遥相关.....	(175)
§2 北半球夏季大气环流遥相关.....	(181)
§3 海温的遥相关及海-气相互作用.....	(186)
§4 大气环流遥相关的物理机制.....	(193)
参考文献.....	(195)
第七章 大气与海洋的低频振荡	(197)
§1 热带大气的周期振荡.....	(197)
§2 中高纬度的低频振荡.....	(210)
§3 低频振荡与ENSO.....	(213)
§4 大气振荡的年变化和季节特征.....	(215)
§5 海面温度(SST)的低频振荡.....	(223)
§6 振荡机制的研究.....	(232)
§7 大气和海洋的准两年 (QBO) 和 其他周期振荡.....	(234)
参考文献.....	(236)
第八章 厄尔尼诺 (ElNino) 与南方涛动	(238)
§1 厄尔尼诺现象.....	(238)
§2 厄尔尼诺的定义及发生频率.....	(239)
§3 厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 事 件的发展过程和成因.....	(243)

§4	1982—1983年ENSO事件和1986—1987年 ENSO事件·····	(250)
§5	ENSO事件的不同类型·····	(267)
§6	ENSO事件与中纬度大气环流·····	(272)
	参考文献·····	(275)
第九章	热带扰动与积云对流·····	(277)
§1	热带扰动概况·····	(277)
§2	几种热带扰动系统·····	(293)
§3	热带扰动的发生发展机制·····	(312)
§4	热带大气的能量平衡·····	(329)
	参考文献·····	(334)
第十章	海-气耦合过程的数值模拟·····	(337)
§1	海洋对洋面风应力的动力响应·····	(337)
§2	ENSO和海-气耦合模式·····	(359)
§3	“热带海洋全球大气耦合海-气响应试验 (TOGA-COARE)”科学计划简介·····	(379)
	参考文献·····	(393)

第一章 海水物理性质与 海洋热量收支

地球表面积为 510×10^6 平方公里，其中海洋面积为 362×10^6 平方公里约占地球表面积的71%，相当于陆地面积的2.5倍。海陆面积随纬度的分布很不均匀。陆地的三分之二在北半球，只有三分之一在南半球。北半球的海洋占60.7%，陆地占39.3%；南半球海洋占80.9%，陆地占19.1%。北半球极区附近为北冰洋，高纬度区三大洲几乎相连；南半球极区附近为南极洲，高纬度区三大洋几乎相连。所以，在地球表面海洋是十分广阔的。

海洋的平均深度略小于4000米。太平洋最深，包括其附属海的平均深度为4028米，其次为印度洋和大西洋，包括其附属海的平均深度分别为3897米和3332米。一般典型的大洋宽度是数千公里而深度只有数千米，所以常用的垂直放大比例尺是1000:1或者更大。海水的质量约为大气质量的250倍，海洋特性如海温变异的的空间尺度和时间尺度都很大。这样，海洋对于大气变化就会产生深远的影响，海洋与大气之间存在着密切联系的相互作用。在海洋学和气象学的很多问题上，常将大气与海洋作为一个耦合系统来进行研究，所以对海洋的物理特性及其变化规律有一个基本的了解是十分必要的。

§1 海水的基本物理性质

1. 盐度

海水是含有多种无机盐类的溶液，已经测量和估计出的元素有80余种，其中有11种是主要成份，即每升海水中含量在1毫克以上的元素称为主要元素，如氯、钠等。其余的多种元素含量在1

毫克以下，称微量元素，其含量虽小，但变化很大，对海洋生物的生长有重要意义。海水中溶解的固体物质总量叫海水的含盐度。盐度是海水浓度的一种量度，它是描述海水特性的基本物理量之一。海洋中发生的许多现象都与盐度的分布和变化密切相关。1902年克努森等给出的盐度定义是：在1000克海水中，将所有的碳酸盐全部转变为氧化物，将所有的溴和碘以氯代替，一切有机物质全部氧化之后，这时海水中所含全部固体物质的总克数。单位是克·千克⁻¹，符号为s‰，“‰”表示千分之几。盐度的测量方法是取一定量的海水，加盐酸和氯水，蒸发至干，然后在480℃的恒温下干燥48小时，最后称量所剩余的固体物质的重量。这种方法操作十分复杂，不适用于海上调查工作。实际上直到1955年前后，近乎全部的盐度测量都是通过测定海水氯离子来进行的。

大量的海水分析结果表明，不论海水中含盐量的大小如何，各主要成份之间的浓度比基本上是恒定的，即海水中各种溶解盐的比率是个常数。这种规律称为“海水组成恒定性”。根据这一规律，只要测出海水中一种主要成分的含量，便可按比例求出其他成分的含量，并求出海水的盐度。因为海水的11种主要成分中，氯离子约占55%，而且可以简单而准确地测定，因此就引入了氯度的概念，即在1000克海水中，将溴和碘以氯代替后，所含氯的总克数，称为氯度。单位为克·千克⁻¹，符号为cl‰。氯度和盐度的关系如下：

$$s‰ = 0.030 + 1.8050cl‰ \quad (1.1)$$

上式称之为克努森盐度公式。

自本世纪50年代中期开始，由于电导盐度计的发展，为测定海水盐度提供了新方法。经过大量的分析研究，1969年决定采用新的盐度公式：

$$s‰ = 1.80655cl‰ \quad (1.2)$$

在盐度为35‰时，此式与(1.1)式一致，在盐度为32—38‰时，差值为0.0026‰，但在低盐时相差较大。

因为上述方法依据“海水组成恒定性”的假设，所以对各种溶解盐比率有变化的区域，就不能用测量海水中卤素含盐量来计算海水的盐度，(1.2)式的误差约为 $\pm 0.02\%$ 。60年代以后，大部分盐度测量已为测量海水电导率所代替。海水电导率是温度和盐度的函数。应用电导率测量盐度时还必须测量海水温度。

测量海水的盐度必须有很高的精确度。大洋的平均盐度是34.69%。其中有75%的海水，其总盐度变化在34.5%—35.00%之间，太平洋中有近一半海水的盐度是在34.6%—34.7%之间。这样，假定海水盐度是常量时，可以适当地解决海洋中的大量问题。但是也有一些问题，即使盐度(%)改变百分之几，都是很重要的。例如在太平洋深处，自30°S—40°N之间，盐度如果从约为34.7%逐渐减小到34.67%这就足以证明水体是在向北输送。

2. 海水的密度和状态方程

海水的密度(ρ)是指单位体积海水的质量(克·厘米⁻³或千克·米⁻³)。海洋学上所采用的密度也可用海水的密度与4℃时蒸馏水的密度之比即比重来表示。因为4℃蒸馏水的密度可取为1，所以密度与比重有相同的量值。另外，还常采用密度的倒数即 $\alpha = \frac{1}{\rho}$ 叫做比容。海水的密度和比容是海水温度、盐度和压力的函数。分别以 $\rho_{s,t,p}$ 和 $\alpha_{s,t,p}$ 表示。物理海洋学中要求密度准确到小数点后第五位。在大气压力下，温度为0℃，盐度为35‰时，海水密度 $\rho_{35,0,0} = 1.02768$ (克·厘米⁻³)。因为在正常的盐度范围内，海水密度的前两位数都相同，为了方便起见。常将密度写成以下形式：

$$\sigma_{s,t,p} = (\rho_{s,t,p} - 1) \times 10^3 \quad (1.3)$$

例如 $\rho_{s,t,p} = 1.02768$ ，则 $\sigma_{s,t,p} = 27.68$ 。海水密度 $\rho_{s,t,p}$ 和 $\sigma_{s,t,p}$ 是代表在现场温度、盐度和压力下的密度，叫做现场密度，同样的也有现场比容之称(也有将 σ 称为密度距平的)。

大洋中海水的密度差是很小的，若不考虑海水的压缩性对密

度产生的影响，只考虑温度和盐度的变化，则几乎所有大洋中的海水密度都变化于1.020到1.030（克·厘米⁻³）之间，而且有50%以上的大洋海水的密度变化范围仅在1.0277到1.0279之间，对密度有最大影响的是海水的压缩性。某一水块在表层密度是1.028但在5000米深处则可能变为1.051。

在海洋学中应用的密度有三种：

$$\begin{aligned}\sigma &= (\rho_{s,T,p} - 1) \times 10^3 \\ \sigma_s &= (\rho_{s,T,0} - 1) \times 10^3 \\ \sigma_\theta &= (\rho_{s,\theta,0} - 1) \times 10^3\end{aligned}\quad (1.4)$$

σ 即现场密度， σ_s 是在大气压力下（在海洋学中把标准大气压当作 $p=0$ ）与上述相同水块所具有的密度称条件密度。 σ_θ 是水块绝热上升到一个大气压时所具有的密度，称为位势密度。

根据已知的密度，盐度和压力值来计算密度一般是采用常用表，因为许多计算中常用到比容，故大部分密度推算表是根据比容编制成的。

关于计算海水的密度，许多海洋学家做过大量工作。对于表面海水密度，尚可直接测定。但对于表面以下的海水则是通过计算求得的。海水密度是温度、盐度和压力的函数，所以，在温度为0℃，压力为零的条件下，海水密度 σ_0 与盐度 s 的关系可由下式表达：

$$\begin{aligned}\sigma_0 &= -0.093 + 0.8149s - 0.000482s^2 \\ &\quad + 0.0000068s^3\end{aligned}\quad (1.5)$$

考虑到温度对 σ_0 的影响，将上式加上温度订正。

$$\begin{aligned}\sigma_s &= \Sigma_T + (\sigma_0 + 0.1324)[1 - A_T + B_T \\ &\quad (\sigma_0 - 0.1324)]\end{aligned}\quad (1.6)$$

式中 Σ_T ， A_T ， B_T 均为 T 的函数，其值可由已编制好的表中查出。由于海水具有压缩性，表层以下($p \neq 0$)的海水密度还必须考虑压力的影响，给予压力的订正，从而求出海水的密度 $\rho_{s,T,p}$ 。计算 σ_s 的公式，称为克努森-埃克曼的海水状态方程。

1978年建立了实用盐标,即选择一种精确测定的氯化钾(KCl)溶液,作为可再制的电导标准,用相对于KCl溶液电导比的方法来确定海水样品的盐度值,它与绝对盐度值有差异,所以用“实用盐度”来表示。1980年 Millero 等提出新的海水状态方程,海水密度是温度、实用盐度、和压力的函数,表达式为:

$$\rho_{s,T,p} = \rho_{s,T,o} / [1 - p / \Gamma(S, T, p)] \quad (1.7)$$

$$\alpha_{s,T,p} = \alpha_{s,T,o} / [1 - p / \Gamma(S, T, p)] \quad (1.8)$$

$$\text{其中 } \rho_{s,T,o} = \rho_w + AS + BS^{3/2} + CS^2 \quad (1.9)$$

ρ_w 为纯水密度, A, B 是纯水依赖于温度的参数,

$$\Gamma = p\alpha_{s,T,o} / (\alpha_{s,T,o} - \alpha_p) \quad (1.10)$$

各参数均可查表求出。

新的1980年海水状态方程适用于盐度为0—42‰, 温度为-2—40℃和压力为0—1000巴的范围。

3. 海水的某些物理性质

海水的某些主要物理性质见表1.1

4. 海冰的物理性质

海水的结冰过程与纯水冰不同。由于海水中含有大量的溶解盐类,其结冰过程、结冰速度和物理性质都有其特点。纯水在4℃时密度达到最大值。当淡水湖泊冬季变冷时,较冷较浓的水就会下沉,直到整个湖水达到4℃的温度为止,表层进一步冷却时,便浮在较暖的4℃湖水之上,降至冰点时,表层就开始结冰。而海水则有不同。海水的冰点和海水最大密度都随盐度而变。随着盐度的增加,海水的冰点较海水最大密度的温度下降的慢。在盐度为24.69‰时,两者的温度值相等,为-1.33℃。而盐度大于24.69‰时,海水最大密度的温度低于冰点。因此,盐度小于和大于24.69‰的两种海水,有着不同的结冰过程。前者低盐度的海水结冰过程与纯水相同。后者则完全不同。因其最大密度的温度低于冰点,所以在结冰之前,随着温度不断降低,表面海水的密度将不断增大并下沉,由此而引起热力对流将一直持续到结冰为止。这种

表1.1 海水的某些物理性质

性质	与其它物体相比较	对自然环境及生物环境的重要性
热容量	除液态氨(NH ₃)之外, 在所有固体和液体中为最大	阻止温度的极端变化; 水移动时, 输热量很大, 使体温趋于均匀
熔解潜热	除铵(NH ₃)之外, 水最大	由于潜热的释放或吸收, 在冰点处有明显的热力效应
蒸发潜热	是所有物体中的最大者	巨大的蒸发潜热对于大气中热量和水分的输送极为重要
热膨胀	海水密度最大时的温度随盐度的增大而降低。纯水则在 4 °C 时密度最大	对淡水和盐度低的海水来说, 密度最大时的温度在冰点之上。这一性质, 对于控制湖泊内温度分布及其垂直对流作用, 具有重大意义
表面张力	在所有液体中为最大	对细胞的生理是很重要的; 能控制一定的表面现象和水滴的形成及其性质
溶解能力	一般来说, 水能液解的物体的种类及所溶解之量, 比其它任何液体都多	对自然现象和生理现象, 都很重要
介电常数	在所有液体中纯水为最大	由于容易离解, 所以对于水中溶解的无机物的性质, 极为重要
电解(作用)	很小	水是一种中性液体, 但仍含有 H ⁺ 和 OH ⁻ 两种离子
透明度	比较大	水对红外光与紫外光波段内的辐射能吸收大; 在能量谱的可见光范围内, 水的选择性吸收小。因此, 水是“无色”的; 水的这种吸收性质, 对自然和生物现象都是重要的
导热性	水在所有液体中为最大	在小尺度范围内(如生命细胞中) 是重要的, 其分子热传导远不及涡动热传导来得大

对流作用可达到很大深度乃至海底。由于对流作用把下层的热量向上输送, 从而使海水的冷却速度减慢, 因此结冰的速度也减慢。依此推论下去, 在海冰形成前, 整个大洋水域冬季都要冷到冰点温度。否则, 较冷的海水总要下沉。所以, 海冰首先在低盐度水

域或浅海水中生成。实际上,可以在结冰区发现在50—200米深度上,有一个强烈的盐跃层,盐跃层是盐度急剧变化的水层,即表层水较淡因而也较轻。如果它的密度还未达到较咸的下层水密度那样大,那么它就能冷却到冰点温度,否则它将是不稳定的。

海冰的盐度与结冰前海水的盐度,结冰的速度和冰的年龄有关。海冰的盐度总是比形成它的海水的盐度低。因为结冰时大部分盐都被排除在冰晶之外。当然,在盐度高的海水中,所形成的海冰盐度也高,对同一海水来说,结冰时,空气温度愈低,结冰速度愈快,冰层的厚度发展愈迅速,被包围在冰中的卤水越多,海冰的盐度也愈高。另外海冰盐度的含量随着冰层厚度的增加而减少。因为夏季冰融解时,卤水从海冰中渗出,因而老年冰的盐度较低。一般在2%左右。

海冰的密度在很大程度上决定于其所含的空气量和盐量。纯水冰在0℃时,其密度为0.918,而海冰中含有大量的空气泡,新冰的密度一般在0.915—0.914,到夏末甚至可降至0.86左右。

纯冰的比热随温度变化很小,在温度为-2℃时,其比热为 $2.01 \text{焦耳} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{℃}^{-1}$ 。而在-20℃时,为 $1.96 \text{焦耳} \cdot \text{克}^{-1} \cdot \text{℃}^{-1}$ 。而海冰的比热受卤水的影响,随温度有较大变化。在低温时,其比热接近于纯冰的比热,因为此时卤水的含量很小。在冰点(-2℃)附近,盐度高的冰的高比热值是由于有纯水从卤水中结晶或者纯水融化进卤水中的结果。与纯冰相比,海冰没有明显的熔点,当天气变暖时,由于盐的不均匀性,冰将逐渐地转变为液相。

海冰的热传导系数较纯冰小。纯冰的热传导系数为 5.0×10^{-3} 左右,而海冰受所含的空气量的影响。热传导系数大大地减小。然而在温度很低时,海冰的热传导系数很接近于纯冰的热传导系数,其量值在 3.5×10^{-3} — 5.9×10^{-3} 之间,由此可见,海冰的热传导系数只是略大于海水的分子热传导系数,因而海冰是极地海区天然的保温层。另外,由于表层海冰的空隙较下层海水多,所以其热传导系数随深度增加而增大。

§2 海洋的热量收支

海洋不断地从外界获得热量，同时又把所获得的热量不断地向外发射和在海洋内部进行再分配。所谓的海洋热平衡，就是指所有的热量收入和支出的总和。正是海洋中的热平衡状况决定着海水温度的分布和变化特征。

在大多数情况下，可以假定所有的热量都是通过海洋表面进入到海洋里。因为通过海洋表层吸收的太阳辐射能的平均值为每天 $400 \text{ 兰} \cdot \text{天}^{-1}$ ($1 \text{ 兰} = 1 \text{ 卡}^*$) $\cdot \text{厘米}^{-2}$)。而通过海底进入海洋里的地热每天仅仅是 $0.1 \text{ 兰} \cdot \text{天}^{-1}$ ，与前者相比是很微小的。

穿过海表面的热量交换主要有以下因子：

Q_s ：海面单位面积上进入的太阳辐射。

Q_b ：海面长波有效回辐射。

Q_a ：通过海-气界面的感热交换通量。

Q_e ：通过海-气界面的潜热交换通量。

从实际观测看，近代整个海洋的年平均温度几乎没有变化，因此可以考虑进入海洋的总热量和从海洋表面释放支出的热量是相等的。达到热量平衡的状况，可以得出热量平衡方程式：

$$Q_s = Q_b + Q_e + Q_a \quad (1.11)$$

虽然在总体上海洋热能是平衡的，但在局部情况下，这四项并不一定达到平衡。例如，在夏季海洋的表层吸收热量并使水温升高；在冬季它又失去同等的热量使海水变冷。就一年平均来看，在低纬度的热带海区，海洋吸收的热量多于支出的热量，从而暖水向北输送；在极地海区海面支出的热量要比它吸入的热量多，冷水向南输送。以达到总的平衡。

以 Q_T 表示海洋表层中收入和支出的总热量，则：

$$Q_T = Q_s - Q_b - Q_e - Q_a \quad (1.12)$$

*) 1 卡 = 4.1868 焦耳，下同。

另外，还有海洋内部传输的热量，这是通过海水的对流、平流和混合与相邻海域进行交换所获得或失去的热量 (Q_e)。

下面对以上过程予以分别讨论。

1. 太阳辐射

在不受大气影响的情况，在日地平均距离地方与阳光垂直的平面，太阳辐射通量密度为 $1.94 \text{ 兰} \cdot \text{分}^{-1}$ （通常其量值在 $1.92 - 1.96 \text{ 兰} \cdot \text{分}^{-1}$ ）称为太阳常数。在宇宙空间中能量的损耗是可以忽略的，在任何时刻，地球吸收太阳辐射的能量等于太阳常数乘以地球截面积 πR^2 （ R 是地球半径）。这些能量平均分布在地球的表面上（面积为 $4\pi R^2$ ），所以地球吸收到的太阳辐射的平均数大约是 $0.5 \text{ 兰} \cdot \text{分}^{-1}$ 或者是 $700 \text{ 兰} \cdot \text{天}^{-1}$ 。在地球上各个位置所接收到的能量随太阳的赤纬而改变。如在 42° 纬度处变化范围大约为 $300 - 900 \text{ 兰} \cdot \text{天}^{-1}$ 。

太阳辐射进入大气圈，就受到大气的吸收和散射。通过大气层到达海面的太阳辐射有两部分：直射海面的称为直达辐射；受大气介质散射后达到海面的部分，称为散射辐射。二者之和称为总辐射，被海面反射掉的部分称为反辐射。据计算，对于一个海区最高值大约为 $0.3 \text{ 兰} \cdot \text{分}^{-1}$ 。也就是说太阳辐射的能量只有大约一半以直达或散射的形式到达海洋表面。这部分能量中又有近10%的数量被海面反射回去。到达海面的太阳年总辐射的分布如图1.1。

进入海水中的太阳辐射，一部分被海水吸收，另一部分被海水散射。被散射的部分除一小部分逸出海面外，其余的最终也被海水吸收。太阳辐射进入海水以后，大部分被海面约1米厚的水层吸收掉，传递到深层的热量是极少的。因此，太阳辐射能大部分集中于海洋表面的一薄层之中。

2. 海面长波有效回辐射

海水吸收太阳短波辐射的同时，也以辐射的形式向大气传递热量。海面可以近似地视为黑体，根据斯蒂芬-玻耳兹曼定律，其辐射能与海面绝对温度的四次方成正比，即：