

三大洋气候



林之光 孙安健 编著
谢清华 王伯民

陕西人民出版社

三大洋气候

林之光 孙安健 编著
谢清华 王伯民

陕西人民出版社

三 大 洋 气 候

林之光 孙安健
谢清华 王伯民 编著

陕西人民出版社出版发行

(西安北大街131号)

陕西省新华书店经销 西安新华印刷厂印刷

850×1168毫米 32开本 20.25印张 5插页 451千字

1991年3月第1版 1991年3月第1次印刷

印数：1—800

ISBN 7-224-01295-5/K·189

定 价：13.05元

前 言

自15世纪末哥伦布横渡大西洋，16世纪初麦哲伦完成环球航行以来，人类进入了远洋航行的时代。千百年来，大风、巨浪、海雾、严寒、冰山等恶劣气象条件，使海难事故频频发生。就是在现代，船的吨位增加了，监测装备先进了，但沉船事件还是时有所闻，其中相当数量是由于气象条件所引起。因此，了解航线气候特点、选择最佳航线已成为安全航行的重要保证。同时，在世界能源紧张、油价上涨的今天，海洋风力利用又提上了日程，绝迹了50年之久的风动力货船，在英国商业船队中再次出现。这种400吨的钢壳快速帆船，航速为每小时8.5海里，每航行于英国和加勒比海间一次，可节约油费1万英镑。因此，许多国家先后出版了航线气候图、大洋气候图，以适应海运日益发展的需要。

20世纪70年代以来，为了军航及民航的需要，有些国家出版的大洋气候图中，也包括了高空气候的内容。

从1960年中国远洋轮船运输公司建立，到最近为止，我国已逐步形成远洋船舶1500多艘、载货量900多万吨和64000名海员队伍的综合性运输船队，开辟了27条远洋航线，航迹遍及三大洋、五大洲，可达100多个国家和地区的418个港口。为了适应日益发展的远洋航行事业和其他方面的需要，我国国家气象局在70年代初开始组织力量，收集整理了我国自己抄收的1963—1967年的三大洋船舶洋面天气报告（1968年后报告

电码型式有改变)，出版了三大洋洋面气象资料，同时参考国外成果，绘制了大型的三大洋气候图集（共四册，内部出版）。本书就是在这些资料和图集的基础上，参考国外最近有关海洋气候科研成果而编写的，是国内第一部三大洋气候方面的专著。本书重点在于实用，因此除了增加诸如危险天气评述等方面的内容外，还专门选配了大量的三大洋气候图幅，供读者具体查用。本书还第一次系统地给出了全球三大洋上台风的具体路径和各级台风次数的丰富资料。

本书共分九章，具体编写分工是：第一、六、七、八章，由孙安健同志撰写；第四章中的降水、雷暴和第五章，由谢清华同志撰写；第四章中的云和第三章，由王伯民同志撰写；前言和第二、九章，由林之光同志撰写。全书由国家气象局国家气象中心组织编写，林之光同志主编。

下面，对本书中的图和资料，作一些技术性的说明：

1. 观测时间：世界大洋上的气象观测统一按世界时00、06、12和18四个定时进行，但大洋上气象资料仅仅少数是由气象船舶和海洋天气站取得，绝大部分是由进入该海区的商船观测获得，因此大洋上的气象资料中四次定时观测次数并不相等。由于收报方面的一些原因，观测次数一般以00时和12时较多，06时和18时较少。

2. 海区平均：如前所述，船舶气象观测虽然定时但并不定点，即每到定时，船舶开到哪里就在哪里观测，因此不可能像大陆气象台站那样求得一个个固定地点的气象要素平均值。所以大洋上只能采用以海区为单位的办法进行平均，即把在该海区中所有记录加以平均，其平均值即为该海区的要素平均值，在绘制气候图时，填在该海区的中央。我国三大洋图集对海区

的划分，一般以 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬方格为一个海区。但由于海上船舶一般都有固定的航线，因此各海区的观测次数有时相差甚多，主要航线上比较集中，而有些海区（例如 40°S 以南）船舶观测次数就很少，因此在这些洋面上海区范围一般取 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 方格。资料较少的洋面，等值线一般用虚线表示。

3. 频率统计：表述一个气象要素的气候特征，除了平均值以外还常常用到频率。前者表示该要素的数量，后者则表示其出现的频繁程度。在气象台站上，出现频率一般以日数计，但在大洋上由于观测方式特殊，因而以次数计。以雾为例，大陆台站的雾（日）频率是把统计期内（年或月）的雾日数除以统计期内（年或月）的总日数；但大洋上的雾（次）频率则是船舶进入该海区中遇雾的次数，除以船舶进入该海区的总次数（即观测次数）。

还需要指出的是，虽然国际上绘制航线气候图和大洋气候图已有几十年或更长的历史，60年代苏联亦有太平洋气候专著出版，70年代我国对中国海及邻海气候也有了专门的论述，但三大洋气候专著则一直未见问世。本书缺乏借鉴，加上水平有限，错误和不当之处难免，敬请读者批评指正。

编著者于国家气象局

目 录

第一章 海洋气候形成的基本因素.....	(1)
§1 太阳辐射因素.....	(1)
§2 大气环流及天气系统.....	(12)
§3 地理因素.....	(44)
第二章 温度.....	(56)
§1 平均气温.....	(56)
§2 最高、最低气温.....	(72)
§3 海面温度.....	(81)
§4 气温的年较差和年变化.....	(84)
§5 气候带和四季类型区划.....	(91)
第三章 气压、风和波浪.....	(96)
§1 海平面气压分布.....	(96)
§2 盛行风向和风速.....	(116)
§3 大风.....	(151)
§4 地方性风.....	(162)
§5 海浪.....	(170)
第四章 云、降水和雷暴.....	(185)
§1 云.....	(185)
§2 降水.....	(215)
§3 雷暴.....	(254)
第五章 台风.....	(274)
§1 热带气旋的分类和编号命名.....	(275)

§2	台风的结构	(281)
§3	台风的形成和发展	(288)
§4	全球台风概况	(292)
§5	太平洋台风	(298)
§6	印度洋台风	(386)
§7	大西洋台风	(429)
§8	船舶避台方法	(454)
第六章	雾和能见度	(461)
§1	海雾的形成条件	(461)
§2	海雾的时空分布	(468)
§3	能见度	(505)
第七章	我国近海气候	(528)
§1	温度	(528)
§2	风和浪	(531)
§3	云和降水	(542)
§4	海雾	(548)
§5	海冰	(556)
第八章	海区气候综合特征和危险天气评述	(562)
§1	各海区气候综合特征	(562)
§2	海上危险性天气评述	(585)
第九章	高空气候	(601)
§1	等压面高度和合成风速	(601)
§2	气温和相对湿度	(613)
§3	对流层顶	(627)
§4	冰点高度	(634)

第一章 海洋气候形成的基本因素

控制海洋气候变化的主要因素是太阳辐射、大气环流和地理环境。太阳辐射是海洋上空大气中一切物理过程和气候变化的基本动力,而大气环流是产生各水域间气候差异的主要机制。它使气候不仅受地理纬度和附近地理环境的影响,而且可使海洋上面的热量与水汽进行南北或东西方向上的交换。因此,要了解海洋气候,首先应了解与气候形成密切关联的这些基本因素。

§1 太阳辐射因素

太阳辐射是支配全球大气运动的唯一热源,控制气候的基本能量。到达地球表面的太阳辐射能量,主要决定于地理纬度、季节、大气状况(透明度、云量)以及海(冰)面特性(反射率)。由于海洋表面比较均一,太阳辐射量大体呈纬向分布,且随纬度增高而显著减少,因而海洋气候带亦呈明显的纬向分布。

一、太阳总辐射量

由于同一纬度上的海面反射率近乎相等,所以年太阳总辐射量等值线大体呈纬向分布(图1.1)。赤道到 10°S 之间的太平洋中部海域,年太阳总辐射量可高达 $200\text{千卡/厘米}^2\cdot\text{年}$ 以上, 25° — 50° 纬度是全球太阳总辐射量梯度最大的区域,相距

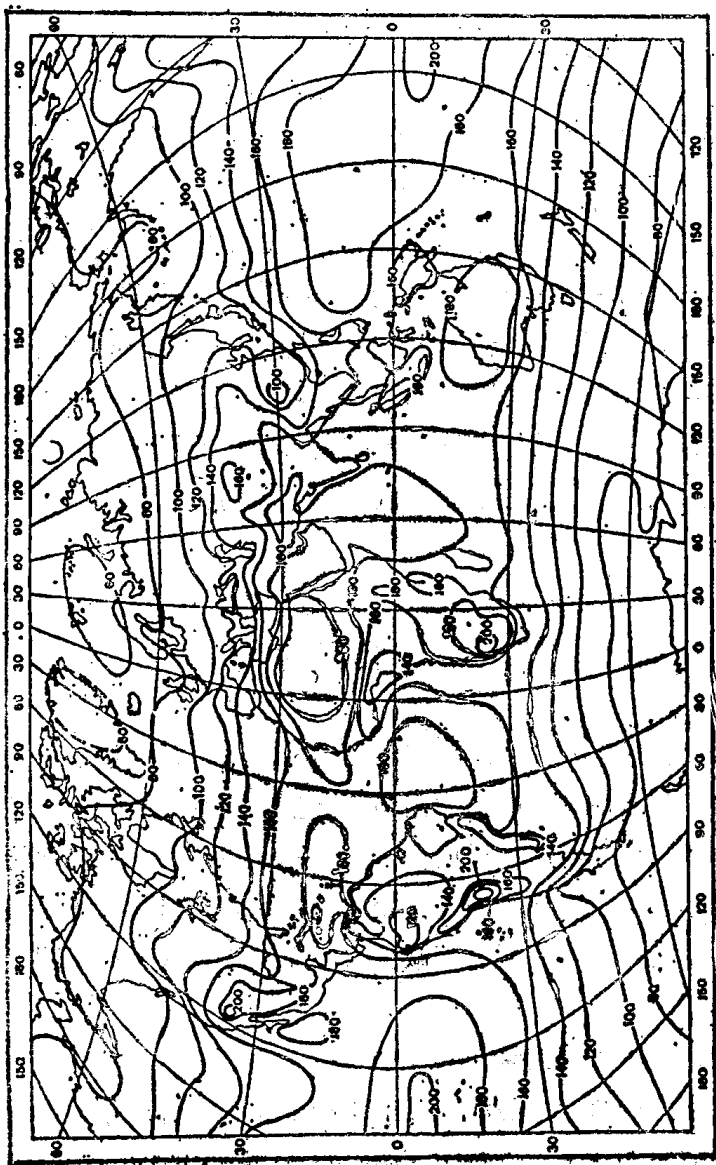


图1.1 年太阳总辐射 (千卡/厘米²·年)

25个左右纬度就陡降80千卡/厘米²·年之多；到50°纬度上大约是100千卡/厘米²·年。大西洋的北端，因多云，年太阳总辐射量甚至小于60千卡/厘米²·年。但图上等值线也不完全平行于纬圈，在有些水域甚至出现南北走向的分布，这主要是由于受冷暖洋流或季风海域中云量不同的影响所致。

从纬圈平均的海洋年太阳总辐射量的分布情况来看（图1.2上Q线），南北纬20°之间的热带洋面，年太阳总辐射量最多，可达175千卡/厘米²·年以上，最大值位于0—10°S附近，达181千卡/厘米²·年。由此往高纬度方向年太阳总辐射量不断减少，至三大洋（太平洋、印度洋、大西洋，下同）的南北端处减少到70—80千卡/厘米²·年。

在三大洋水域，冬半年各月的太阳总辐射最大值都出现在赤道纬度，从赤道附近的18千卡/厘米²·月递减至极圈的零值，且在经度方向上的梯度变化很大。而夏半年，尤其是夏季月份，整个水域的月太阳总辐射值都很高，赤道附近因多云雨，太阳总辐射值只有16—18千卡/厘米²·月，反而成为整个水域中的最低值。由此往极地方向太阳总辐射量缓慢增加，60°纬度平均为24千卡/厘米²·月，在南极洲中央高原获得最大的太阳辐射值，其分布形势恰好与冬季相反。

二、热量平衡

到达海面的太阳总辐射量并不能全部用来加热海面，提高气温，这是因为海面同时以长波辐射的形式向太空辐射，散失热量。两者之差即太阳总辐射量减去海面长波辐射量，称为辐射平衡或辐射差额（以R表示）。这就是海面一切大气物理过程和气候变化的能源。这些能量主要用来：(1)海水的大量蒸发耗热（LE）；(2)向上输送给大气的湍流热通量（P）；(3)海面

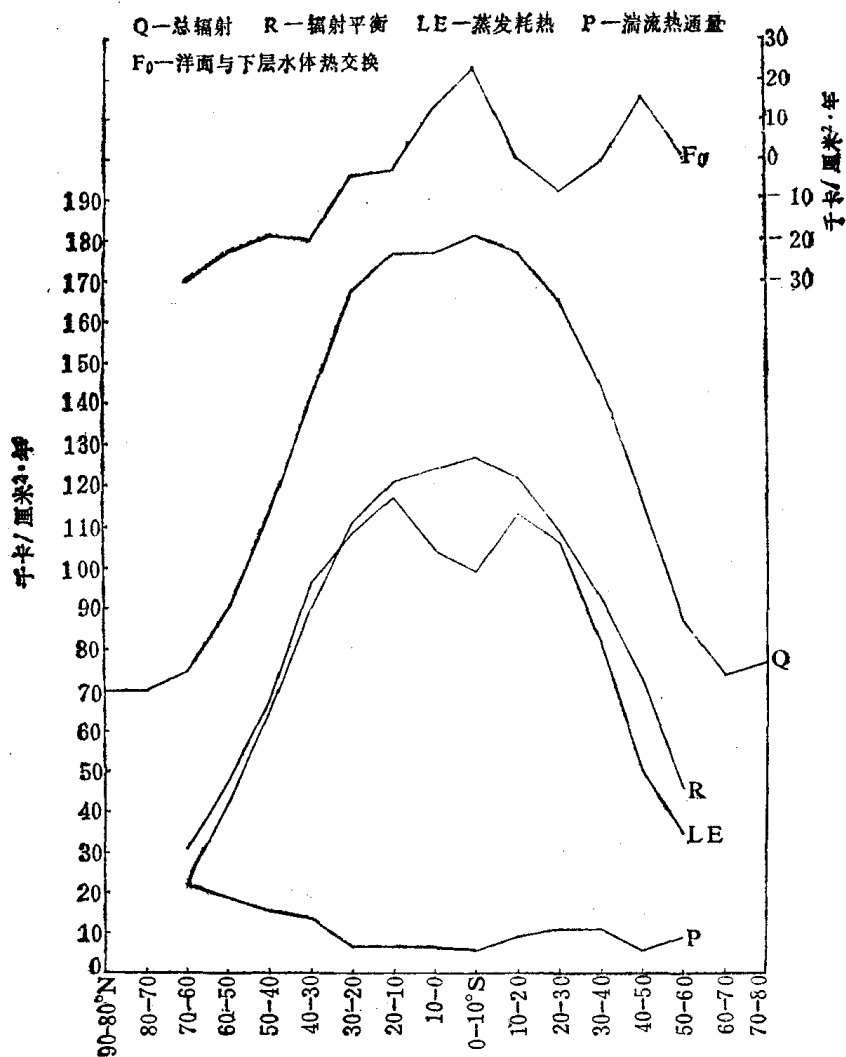


图1.2 海洋年太阳总辐射及热量平衡各组成项的纬圈平均值

与下层水体的热交换 (F_0)。

从常年平均来说, 由于海面温度保持稳定, 因此,

$$R + LE + P + F_0 = 0$$

这就是海面的热量平衡方程。其中, LE 和 P 是直接与大气发生交换的热量项。 LE 又称蒸发潜热, 因为水汽蒸发到空中, 再度凝结时会放出在海面上水分蒸发时所吸收的热量。

1. 辐射平衡

洋面上年辐射平衡的分布, 与年太阳总辐射量的分布十分相似, 即亦呈带状分布 (图1.3)。从图上可见, 三大洋范围内的年辐射平衡值都为正值, 热带洋面太阳辐射强度大, 年辐射平衡值可达120—140千卡/厘米²·年以上, 由此往高纬方向逐渐减小, 最小值位于浮冰的边界上, 约20—30千卡/厘米²·年。年辐射平衡随纬度的变化以中纬度地区最大, 25—50°纬度间可陡降60千卡/厘米²·年之多。这亦可从纬圈平均的年辐射平衡值的分布 (图1.2上R线) 中看出。

冬季月份, 赤道和热带纬度洋面的辐射平衡值为8—10千卡/厘米²·月, 辐射平衡零值等值线约位于南北纬45°附近, 更高纬度水域的辐射平衡为负值, 且随着纬度的增高而减低, 在高纬度洋面约为-4千卡/厘米²·月左右。这说明这些水域冬季的太阳辐射入不敷出, 海面长波辐射占优势, 致使冬季高纬度洋面成为最冷的水域。

夏季月份, 热带纬度洋面的辐射平衡达到极大值, 超过14千卡/厘米²·月, 而高纬度仅为8—9千卡/厘米²·月, 辐射平衡值的分布形势也与冬季不同, 明显地偏离纬圈, 这主要和云量有关。

2. 蒸发耗热

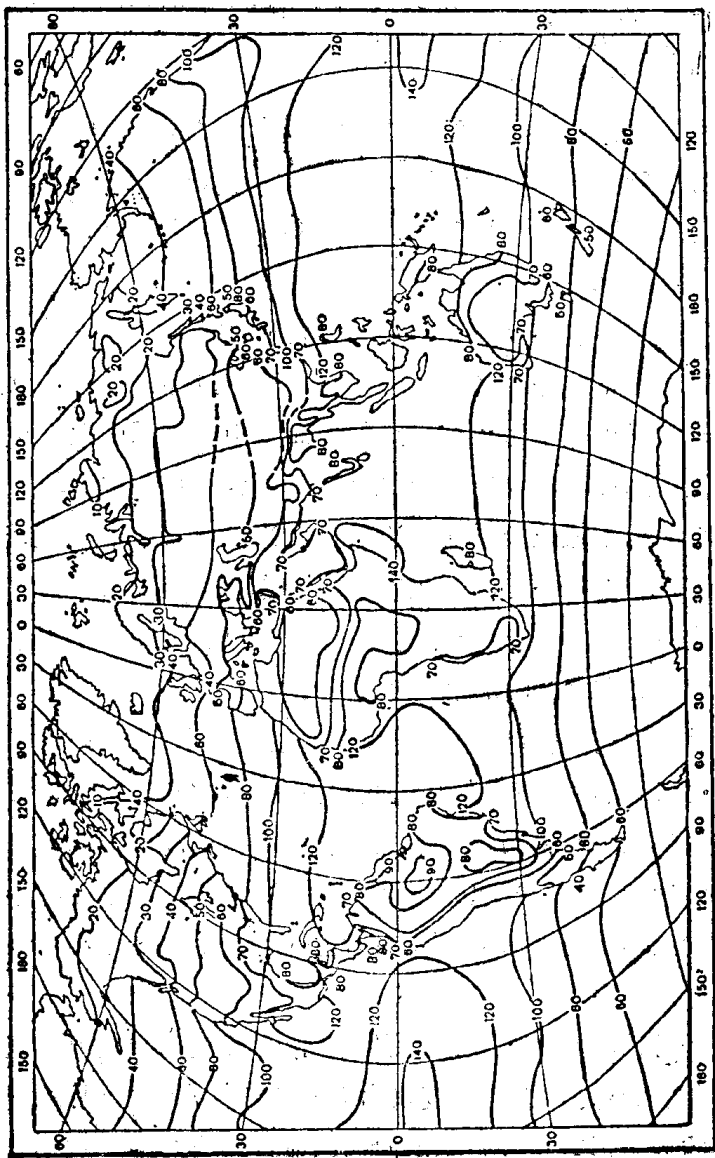


图1.3 年地球表面辐射平衡 (千卡/厘米²·年)

海洋中水分供应充足，蒸发强度主要决定于温度。因此，海洋上的年蒸发耗热值的分布，一般与辐射平衡的分布相类似（图1.4），即从高纬向赤道增加。在高纬度的冰盖附近，年蒸发耗热为30千卡/厘米²·年；在南北纬10°—20°各有一高值区，纬圈平均值可达110—120千卡/厘米²·年；赤道纬度由于云量和湿度的增加，年蒸发耗热量反较南北纬10°—20°纬度地区略小，不到100千卡/厘米²·年（图1.2上LE线）。

在海洋上，蒸发耗热不仅来源于辐射平衡，而且还可从暖流中获得热量。所以，暖流经过的洋面，蒸发耗热相当大。例如，墨西哥湾流和黑潮海区的年蒸发耗热量最大可分别达180千卡/厘米²·年和140千卡/厘米²·年。冷流经过的洋面，蒸发耗热就非常之小。例如，加利福尼亚冷流水域全年蒸发耗热量最小的地方还不到40千卡/厘米²·年，秘鲁冷流水域也只有40—60千卡/厘米²·年。由于洋流的影响，使得蒸发耗热等值线在这些水域不呈带状分布。

在冬季月份，海洋水面温度相对地暖于海上气温，对流比较旺盛，而且海上平均风速又大，于是海上冷季的蒸发量全年最大，尤以暖流水域显著。因此，蒸发耗热的年总量主要由秋冬季节的值所决定。反之，在夏季月份，水一气的温差减小，风力又弱，蒸发耗热量显著下降。

3. 湍流热通量

各大洋上的年湍流热通量几乎都是正值，这表明通常都是大气从海洋中获得热量，只是在加利福尼亚冷流及南半球的西风漂流水域，湍流热通量才为负值，即海洋从大气中获得热量（图1.5）。从纬圈平均来看（图1.2上P线），北半球的年湍流热通量随纬度的降低而减少，高纬地区达20千卡/厘米²·年，

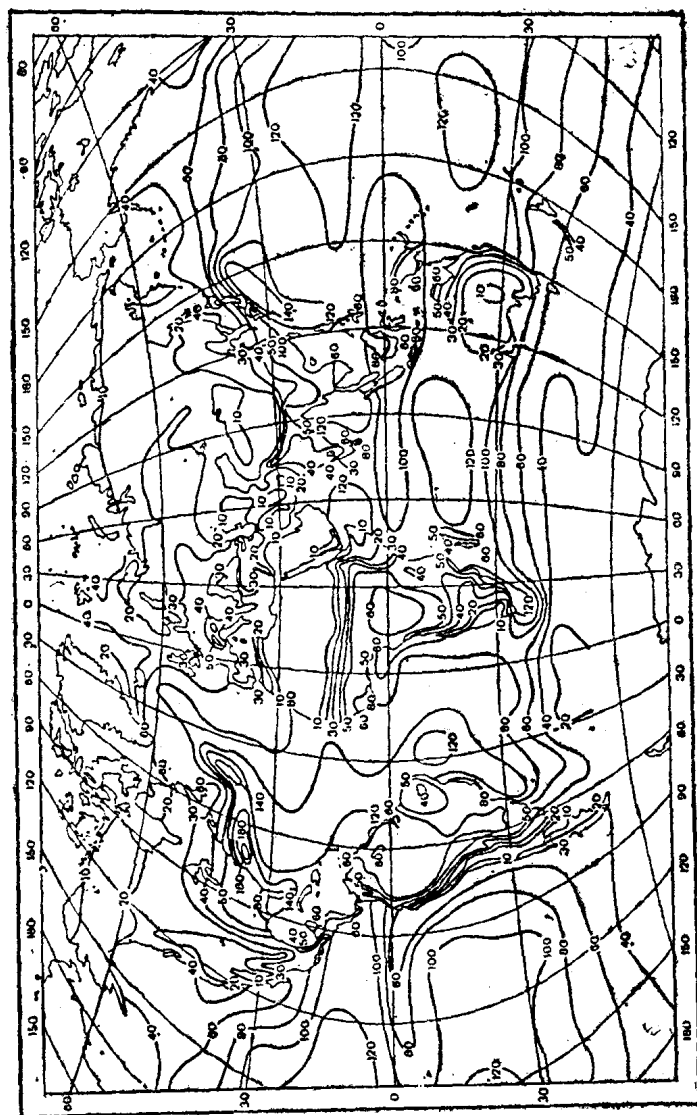


图1.4 年蒸发耗热 (千卡/厘米²·年)

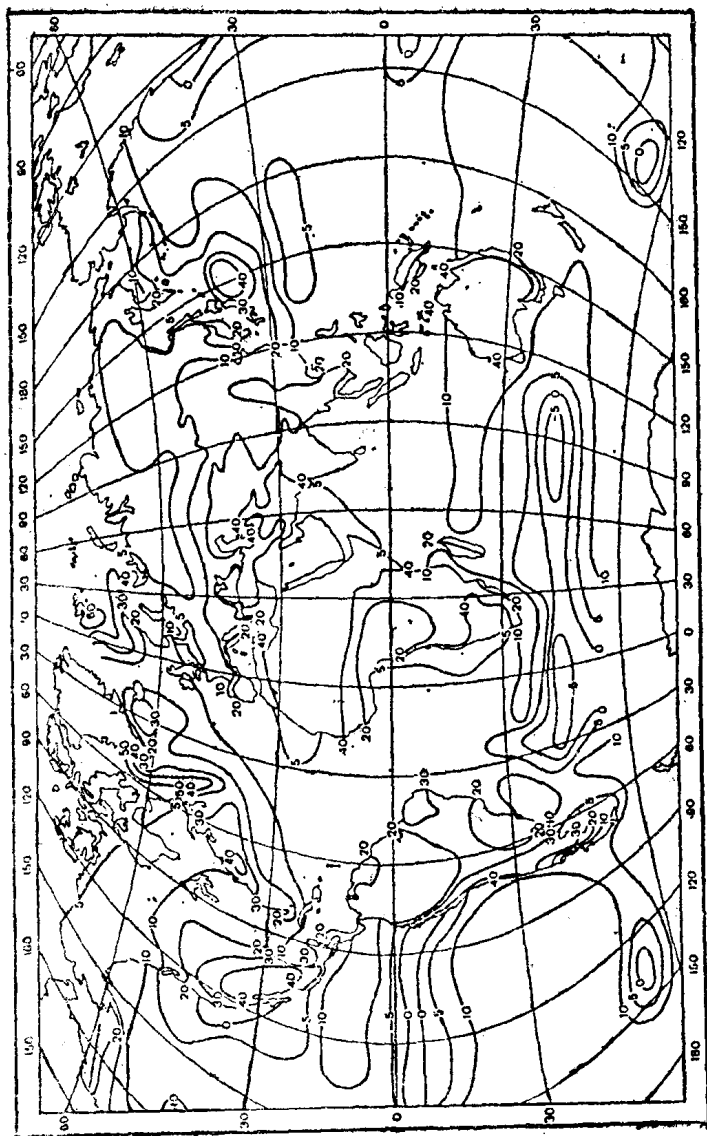


图1.5 从地球表面到大气的年湍流热通量 (千卡/厘米²·年)