

# 地球上气候带的界限

Г. Н. 维特维茨基

作者在1975年就建议按辐射和环境标志来确定全球各气候带的界限。现时这些界限是根据各纬度的海面气压、温度、总云量和大气降水的平均值划定的。绘制气候图时考虑到了热带降水场和热带以外地带的气温场。

地球上各气候场的地带性是由两个经常起作用的因子造成的：地球对于太阳的位置和地球绕轴自转。与第一个因子密切相关的是地表和大气中的辐射过程明显地按纬度分布。第二个因子的影响表现为气流在大气总环流中沿纬线方向。

**辐射带的纬度界限** 大家知道，在形成地球一大气系统辐射平衡的地理分布上，天文因子起决定作用。在一年的任何时候，被系统所吸收的太阳短波辐射和系统的长波辐射——形成了辐射平衡——具有明显的地带性，太阳对地球一大气系统的辐射量首先取决于太阳在地平线上的高度及其日照时间。由于地球是球状体，获得最大的年短波辐射量是在低纬度，而得到最小的年短波辐射量是在高纬度。地表和大气本身的热辐射从两极向赤道增高，因为它随着辐射面的温度升高而增大。

根据R.E.纽厄尔(Newell)小组按天文季节所作的计算，地球一大气系统的零辐射平衡等值线（反映整个大气圈的辐射平衡）随太阳而移动。当该半球冬季时它位于北纬13°和南纬12°附近，夏季时则位于北纬75°和南纬65°。零等值线在地理位置上的不对称与系统在极地纬度的反射率不同有关。南极上空的反射力即使在夏季也很高，因此，从南纬65°开始，接收的太阳辐射小于进入宇宙的长波辐射。

地球一大气系统的零辐射平衡等值线

全年平均位于两半球的37°纬线附近。

因而，在每个半球有四个纬度带，它们在地球一大气系统的辐射平衡中具有不同的季值和年值：

(1) 在北纬13°和南纬12°之间辐射平衡全年都是正值；

(2) 在北纬13°与37°之间和南纬12°与37°之间，系统的辐射平衡冬季为负值，夏季为正值。在这两个纬度带中，全年平均得到的太阳辐射大于得到宇宙空间的辐射。因此，尽管辐射平衡随纬度的增加而减少，但它们仍然是正值；

(3) 在北纬37°与75°之间和南纬37°与65°之间，系统的辐射平衡同样冬季是负值，夏季为正值。但与上述地带不同的是其辐射平衡全年平均小于零，即为负值。

**环流带的纬度界限** 由于低纬度和高纬的大气变暖存在着差异，所以它们之间始终保持着径向压力梯度，这就是大气总环流的动力。

地球绕轴自转强烈地影响到大气的水平流向，使其在北半球向右偏，在南半球向左偏。在大气中，地球自转速度和赤道与两极之间温度对比的相互关系使准水平(Квазигоризонтальные)运动占统治地位。但这还没有回答这样一个问题：为什么在某些纬度处盛行东风或西风？这就需要有能够引起天气尺度扰动的

大气环流。它们形成于中纬度，在那里存在着与大的经向温度梯度密切相关的斜压不稳定性。由于天气尺度扰动，在每个半球出现三个东风和西风交替带；在低纬度和高纬度为东风，它们之间的中纬度为西风。

由于太阳辐射的季节变化，地带性环流带在该半球冬季时向赤道方面移动，夏季时向极地移动。因此，在垂直经向的各纬度风速剖面上，零等速线把一个地带风同另一个地带风分开，在其与地表相交时冬季比夏季更接近赤道。在零等速线的冬、夏地理位置之间沿纬线圈形成了一些狭窄地带，在这些地带中，地带风的方向在春季和夏季时发生相反的交替。

这样一来，每个半球有六个环流带：

(1) 赤道环流带，位于赤道和 $5^{\circ}$ 纬线之间，在这里的整个对流层中东风始终占统治地位；

(2) 热带东风环流带，其极地地面界限是亚热带高压水平轴的冬季位置，这个水平轴把低纬度的东风和中纬度的西风分开。它们之间的界面随着高度的增大而向赤道方面倾斜，因此，下面的热带东风被上面的温带西风所代替；

(3) 亚热带环流带，位于亚热带高压水轴的冬、夏位置之间，当该半球冬季时，在对流层的下部盛行西风，夏季时，盛行东风；

(4) 温带环流带，位于亚热带高压水平轴夏季位置和极低压槽水平轴的冬季位置之间，全年盛行西风；

(5) 亚极地环流带，位于极地低压槽水平轴的冬、夏位置之间，冬季盛行极地东风，夏季盛行温带西风；

(6) 极地环流带，全年盛行东风。

**气候带的纬度界限** 尽管辐射带和环流带的纬度界限不完全一致，但仍给我们提供了确定各气候带纬度界限的基本依

据。为了协调它们的界限，引用了各纬线圈的一系列气候指标平均值。

赤道带与赤道环流带相吻合，后者具有清楚的风力场和降水场。在赤道环流带中，由于喀里奥利斯力很小，气旋旋转扰动不会发生。在北半球，年降水分配曲线有两个高峰—5月和10月。在南半球，赤道型季节降水分配仅见于非洲及其毗邻洋面上。

赤道带在每个半球都有，但按其年降水过程北半球与南半球不同：

#### 各季节的降水分配，以%计

	12-2	3-5	6-8	9-11
波帕瓦 (哥伦比亚)	30	26	9	35
基多 (厄瓜多尔)	28	36	9	27
班吉 (中非共和国)	6	27	35	32
金沙萨 (扎伊尔)	35	34	1	30
麦丹 (棉兰) (印尼)	22	20	22	36
望加锡 (印尼)	64	24	4	8

在非洲，差别表现的非常明显，在那里，这个半球的干燥冬季与另一个半球多雨夏季相邻。在南美洲，干季在赤道两边是在不同的季节。在印度尼西亚，多雨的夏季和干燥的冬季见于赤道以南，而赤道以北的降水分配全年都比较平衡。

在地球一大气系统中，热带具有着连续的正辐射平衡。在北半球，整个北纬 $13^{\circ}$ 纬线圈在任何一个月的海平面平均温度都不低于 $25^{\circ}$ ，在南半球洋面上，热带气候在温度场中的特征仅见于南纬 $10^{\circ}$ 以内。为了保持这些特征的单值性，在南半球就取这个纬度作为热带气候带的极地界限。

信风带很明显地表现在风力场上，同时也表现在热带年降水量最小纬度的降水场上。

Л.П.斯皮里娜计算了北半球全年各月份的各纬度的海面平均气温。假定在温度场上取日气温为 $25^{\circ}$ 或 $25^{\circ}$ 以上的不少于

6个月的地方作为信风带的北界，而且也就是通常所说的热带北界，我们将发现，符合这些条件的是26纬度，其海面平均温度从5月至10月超过 $25^{\circ}$ 。对于南半球，只要把每季中月的各纬度海面平均温度计算出来，再用简单的比较法来确定符合上述要求的纬度，这就是南纬 $21^{\circ}$ 。对印度洋来说，C.阿奇班（Azibane）及Γ.万隆等人确定为南纬 $25^{\circ}$ 。

亚热带零等速线在地带风垂直经向的纬度平均风速剖面上与亚热带高压水平轴相吻合，并且把热带的东风与西风分开。根据И.基德桑等人所作的图可以判定，在北半球，零等速线冬季在 $28^{\circ}$ 纬线附近，夏季在 $33^{\circ}$ 纬线附近与地表相接。亚热带环流带就位于这两条纬线间的风力场中。根据И.Γ.古捷尔曼所作的图，亚热带环流带在南半球相应的界限是 $30^{\circ}$ 和 $35^{\circ}$ 纬线。

И.И.斯捷赫诺夫斯基所计算出的海面大气压力最高的纬度平均值（表示亚热带高压水平轴），在北半球冬季时位于 $30^{\circ}$ 和 $35^{\circ}$ 纬线上，夏季时位 $40^{\circ}$ 纬线上，在南半则分别位于 $30^{\circ}$ 和 $35^{\circ}$ 纬线上。在南半球大洋上，亚热带高压水平轴的平均纬度位置在地面压力场和风力场中是一致的。但是在北半球的大陆上则存在着差异。如果考虑到，冬季时北纬 $25^{\circ}$ 与 $30^{\circ}$ 之间和夏季时北纬 $30^{\circ}$ 和 $35^{\circ}$ 之间的压力梯度比上述纬度以北 $5^{\circ}$ 地带还高一倍，那么差异就显得不大了。

亚热带高压带所固有的特征是空气向下运动并驱散云层。根据T.Γ.贝良德和Л.А.斯特罗斯基娜的资料，从两半球 $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ 的纬度带起，夏季时当热带反气旋达到最大强度时，各纬度总云量的平均值仍小于冬季。空气下降导致气温升高，从而使空气不能达到饱和状态。所以，在亚热带高压带降水很少，特别当该半球夏季

时。根据L.耶格（Jaeger）的资料，在北半球的 $35^{\circ}$ — $40^{\circ}$ 纬度带和南半球的 $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ 纬度带，夏季总降水量平均小于冬季降水量。

我们可以看出，亚热带在地面压力场、风力场、总云量场和降水场中的纬度界限完全一致。在北半球，亚热带在气温场中的赤道界线最接近风力场中的界线，而距其他方面的界线也不那么远。

亚热带的极地界限应该是夏季温度为 $25^{\circ}$ 或 $25^{\circ}$ 以上的纬度，以便使该带的气候特点与“亚热带”概念的定义相符，在北半球这个纬度是 $32^{\circ}$ ，在南半球是 $24^{\circ}$ 。

因此，在地面温度场中，亚热带气候带的界限在北半球是位于北纬 $26^{\circ}$ 和 $32^{\circ}$ 之间，在南半是位于南纬 $21^{\circ}$ 和 $24^{\circ}$ 之间。在北半球的陆地上，其在温度场中的纬度界限接近其他场中相应的界限。在南半球大洋上，由于有小部分被吸收的辐射消耗于空气变暖，其在温度场中的纬度界线和在压力场与风场中的纬度界线彼此相距较远。

温带气候的赤道界限在北半球是 $32^{\circ}$ 纬线，在南半球是 $24^{\circ}$ 纬线。在地带风的风度平均风速的经向剖面上，北半球的极地东风很弱。在海面大气压力的纬度平均值的经向剖面上，冬季时北纬 $60^{\circ}$ 和 $75^{\circ}$ 具有最小值，夏季时北纬 $65^{\circ}$ 具有最小值。因为把高纬度东风与中纬度西风分隔开的极地低压槽水平轴的地理位置在冬季时不能确定，所以就必须根据其他标志来划定。

在北纬 $55^{\circ}$ 和 $65^{\circ}$ 之间，在各纬度平均（海面）温度之间全年都保持着大的经向梯度。经向温度梯度的增高值证明了大气斜压状态，这有利于天气尺度扰动—气旋和反气旋—的形成。气旋对空气上升运动的发育创造了良好条件，促进了云的形成和降水。因此，在北半球热带以外的纬度带内，最大降水的纬度带同气旋经常移动的路线有密切关系。最大降水带的位置在全

年中由冬季的北纬的 $35^{\circ}$ 与 $45^{\circ}$ 之间移到夏季的 $45^{\circ}$ 与 $60^{\circ}$ 之间。由此可以得出,极地低压槽水平轴的地理位置冬季时与北纬 $60^{\circ}$ 纬线相吻合,夏季时与北纬 $65^{\circ}$ 纬线相吻合。后者(即北纬 $65^{\circ}$ )在一年的这个时期内日气温在 $10^{\circ}$ 以上,这完全符合温带气候带的极地界限。

在南半球的 $47^{\circ}$ 纬线的洋面上,夏季三个月的日气温都超过 $10^{\circ}$ ,而极地低压槽的水平轴全年都位于南纬 $65^{\circ}$ ,地球一大气系统的零辐射平衡等值线夏季时亦位于这里。在大洋上温带气候带的纬度界限在亚热带水流辐合带附近穿过,该辐合带可以根据南纬 $40^{\circ}$ — $45^{\circ}$ 的表层水的温度场的中断而观察到。在印度洋,冬季的浮冰、春季和夏季的冰山可深入到南纬 $48^{\circ}$ 。

**亚极带** Б.П.阿利索夫取北半球苔原带的南界作为大陆上亚极带气候带极地界限的间接标志。B.柯本取7月份 $10^{\circ}$ 等温线作为苔原带的南界。根据该带气候概念定义其在温度场上的极地界限应该与日气温低于 $5^{\circ}$ 的纬度相吻合,即在那里实际上没有生长期。7月份为 $5^{\circ}$ 的海面上纬度平均温度在北半球是 $73^{\circ}$ 纬线,而1月份为 $5^{\circ}$ 的海面上纬度平均温度在南半球是 $54^{\circ}$ 纬线。在北半球它接近北纬 $75^{\circ}$ 的辐射线,以北纬 $75^{\circ}$ 起,地球一大气系统的辐射平衡在夏季时为负值。在南半球它与南极水流辐合带相吻合,因此,C.阿泽班(Azibane)等人取南纬 $55^{\circ}$ 纬线作为印度洋中亚极带和极带间的界线。

**各气候带的主要特征** 赤道带的特点是全年热状况相同。海面上每个月的日气温在 $25^{\circ}$ 以上,白昼时超过 $30^{\circ}$ ,而夜间也不低于 $20^{\circ}$ 。每升高1000米温度下降 $6^{\circ}$ ,因此,从2000米的高度起土壤就可能出现霜冻。除非洲外,全年不分季节。在非洲的每个半球上都有一个降水总量小于50毫米的生态上的干燥冬季。在整个该带只有

少数的大阵雨、有时是大暴雨期,它们提供了月降水总量的主要部份。

**热带** 的海面温度场具有与赤道带相同的特性,在年降水量分配上,降雨明显地集中于该半球的夏季月份中。在大陆上冬季时生物干枯。

**信风带** 的特征是:在靠赤道一侧全年中海面上日气温高于 $25^{\circ}$ ,在靠近极地一侧全年有6个月海面上日气温高于 $25^{\circ}$ 。有一个凉爽的季节,在南、北回归线附近,每逢冬季在土壤和空气中会出现霜冻。在大陆上干季长达5—6个月。主要降水量是在该半球的夏季。

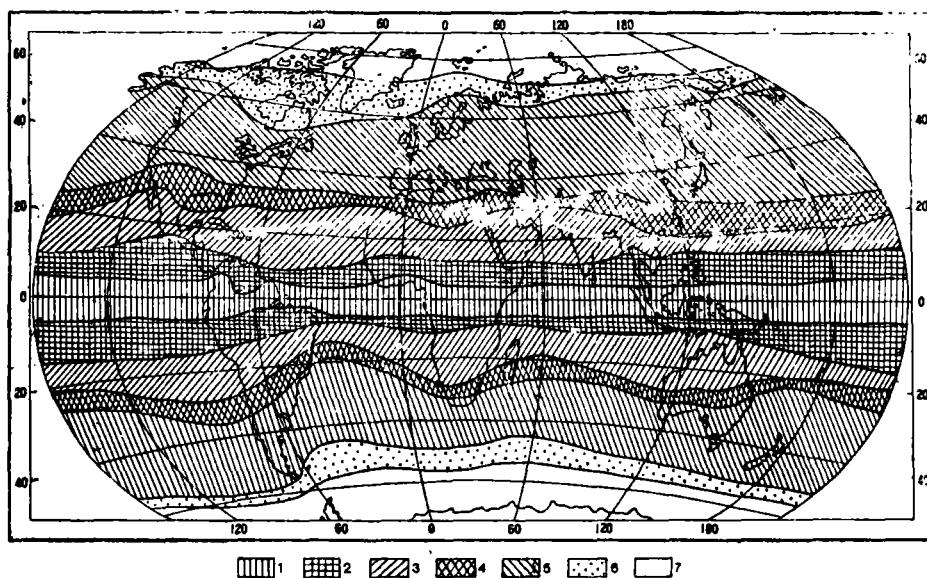
**亚热带** 的特征是:在靠赤道一侧,全年有6个月海面上日气温高于 $25^{\circ}$ ,在靠极一侧全年有8个月海面上日气温高于 $25^{\circ}$ 。全年各季的特点与其说表现在温度场上,还不如说表现在降水场上。有一个偶尔降雪的冷季。按其温度分干亚热带和湿亚热带。在干亚热带,干旱的夏季如不进行灌溉植物生长就要中断;而在湿亚热带,降水量的季节分配能维持植物全年生长。

**温带** 的特征是具有各种不同的气候,既有海洋性气候又有明显的大陆性气候。居特殊地位的是地中海式气候(通常被混为亚热带气候),它位于温带靠赤道一侧,冬季温和而湿润,夏季干燥而炎热。

**亚极带** 的特点是:在靠赤道一侧夏季海面气温超过 $10^{\circ}$ ,在靠极地一侧低于 $5^{\circ}$ 。随着纬度的增加无霜期逐渐消失而且越来越冷。全年降水可能是固态。在南半球有大风、雪暴和雾。

**极地带** 的特征是具有长期持续的极夜和极昼,冬季长,夏季短。夏季对陆地上白天气温偶尔超过 $5^{\circ}$ ,降水主要为固态。

**各气候带的实际界限** 各气候带的界限并不是在任何地方都与纬度平均值相吻合,这与地表的非均匀性有关(见下图)



气候带：1—赤道带，2—热带，3—信风带，4—亚热带，5—温带，  
6—亚极带，7—极地带

大家知道，空气变暖主要由于地表作用。从热平衡的组成分析中可以得出，大气靠蒸发和边界变暖从地表获得其全部热量的60%。由于大陆表面和海洋表面物理性质而产生的蒸发、垂直对流和紊流在地表和大气之间分配热量。大陆和海洋之间最重要的差别是热容量。土壤的热容量几乎小一倍。因此，它变暖消耗的太阳能较少，这就是说，它吸收的大部分辐射以转化的形式传入大气中。由此可以得出结论，在相同的辐射平衡条件下，大陆表面上的空气比海洋上的空气温暖。空气越热，其密度就越小，等温面和等压面就越高。这就为夏季时加强高压脊的活动和在陆地上空把它们转化为小活动构造物创造了良好条件。同时也使分隔高压脊的低压槽加深。

与高空气压槽和高压脊的一定地理位置有密切关系的是对流层中的暖平流和冷平流，这影响到各气候带的地理位置。在高空高压脊水平轴以向，暖平流向高纬度

流动，而在高空低压槽水平轴以西，冷平流向低纬度。近地面等温线和500毫巴面等高线相应通过这里，因为它们与对流层下等温线几乎相接。

在北半球的夏季月份，东欧、雅库特和北美高压脊以及它之间的太梅尔、楚科奇和拉布拉多低压槽表现的很明显。在南半球，高空高压稳定在南美大陆、非洲大陆和澳洲大陆的西部，而高空低压槽则位于它们的东部沿岸一带。因此，地球气候带在高空低压槽的固定的地理位置的经度上时呈波状移向赤道。这在北半球表现在北美洲的东北部，在南半球则表现在所有大陆的东部，特别是在南美洲的东部最明显。相反地，在高空高压脊经常固定的经度上气候带移向极地，这在两个美洲的西部表现的很清楚。

(陈家振 宋广生 译自“Известия АН СССР, Серия Географическая”, 1983, 2, 柳智厚校)