

中等专业学校教学用书

天 气 学

下 册

中国人民解放军
气象专科学校 天气教研室編著

(内部使用 注意保存)

人民教育出版社

本书系中国人民解放军气象专科学校根据“以我为主，理论紧密联系实际”的原则，以该校历届天气学讲义为基础，并吸收了建国十年来天气学部分的成就，修订编写而成的。它除包括近代天气学应有的基本理论外，为满足天气分析和预报的实践需要，还包括了能反映中国天气特点的实际知识的内容。

本书分上下两册。下册较详细地叙述了我国境内主要天气系统与天气过程及其发展规律，介绍如何具体预报天气的实用方法，书末另有附篇，扼要讲述中长期天气预报的基本方法。

本书可作为专科学校及中等技术学校天气学课程的教材或参考书用，亦可供台站预报员自学参考。

下册目录

第三篇 中国境内主要天气系统与天气过程

第十章 东亚环流与中国天气特点概述.....377

- § 1. 决定东亚区域环流特性及影响天气的主要地理因素.....377
- § 2. 亚洲区域环流形势概况.....379
 - 一、平均槽脊及其季节性变化.....379
 - 二、急流概况.....381
 - 三、东亚季风现象.....384
- § 3. 中国天气自然季节的转换与天气特征.....392
 - 一、冬季环流结构与天气过程基本特点.....392
 - 二、冬春过渡季的转换与春季天气特点.....396
 - 三、夏季环流型的建立与初夏盛夏季节的划分.....401
 - 四、夏季天气过程的特征.....404
 - 五、夏秋季的过渡与秋季天气特点.....408

第十一章 气旋活动.....411

- § 1. 我国气旋活动的一般特点.....411
- § 2. 西南涡.....413
 - 一、概述.....413
 - 二、西南涡的生成与发展.....414
 - 三、西南涡的移动.....416
 - 四、西南涡天气.....417
- § 3. 江淮气旋.....417
 - 一、江淮气旋发生地区.....417
 - 二、江淮气旋的生成.....418
 - 三、江淮气旋天气.....418
 - 四、江淮气旋发生与发展的预报.....419
 - 东海气旋.....420
 - 黄河气旋.....422
- § 4. 蒙古气旋.....422
 - 一、蒙古气旋的活动过程.....422
 - 二、蒙古气旋的活动范围和移动路径.....425
 - 三、蒙古气旋的天气.....425
- § 5. 东北低压.....426
 - 一、东北低压的生成及其演变.....426
 - 二、东北低压的移动及天气特点.....431
 - 三、东北低压的预报.....432
- § 6. 东北冷涡.....433

- 一、一般情况.....433
- 二、冷涡的形成过程.....434
- 三、冷涡天气.....434
- § 7. 大陆热低压.....435
 - 一、热低压的生成和频率分布.....435
 - 二、大陆热低压的天气.....436

第十二章 寒潮天气过程.....438

- § 1. 寒潮的源地和路径.....438
- § 2. 寒潮天气过程.....439
 - 一、第一类寒潮天气过程(经向型).....440
 - 二、第二类寒潮天气过程(东方型).....448
 - 三、第三类寒潮天气过程(纬向型).....453
- § 3. 寒潮天气.....455
- § 4. 寒潮的预报.....456
 - 一、根据高空形势预报寒潮.....456
 - 二、根据地面系统预报寒潮.....457

第十三章 太平洋高压.....459

- § 1. 太平洋高压活动概况.....459
 - 一、概述.....459
 - 二、太平洋高压的季节变化.....460
 - 三、太平洋高压的短周期变化.....461
- § 2. 太平洋高压对我国天气影响.....463
- § 3. 太平洋高压的预告.....464
- § 4. 南海高压.....465
 - 一、概述.....465
 - 二、南海高压对我国天气的影响.....468
 - 三、南海高压的消亡及移动.....468
 - 附录: 夏季华北暖高的活动与天气影响.....469

第十四章 梅雨天气过程.....474

- § 1. “梅雨天气”的一般概念.....474
- § 2. 梅雨天气形势.....474
 - 一、梅雨期间亚洲上空环流形势.....474
 - 二、梅雨期内的基本天气过程.....477
- § 3. 梅雨期中短周期过程的预报.....480

第十五章 中国境内的锋系活动及其分析.....482

- § 1. 中国境内锋系活动的一般情况.....482
 - 一、冷锋活动的一般特点.....482
 - 二、暖锋、静止锋、锢囚锋的活动概况.....484

§ 2. 锋面天气的分析	485	三、风场特性	552
一、气压形势与冷暖平流的分析	485	§ 2. 热带天气的分析方法	553
二、锋面空间结构的分析	489	一、地面天气图	553
三、地形影响	492	二、高空图	553
§ 3. 我国各地区订锋的分析技术	494	三、流场分析	554
一、西北区	495	四、时间剖面图	557
二、华北区	495	五、层结曲线的分析	558
三、东北区	497	六、微分析	558
四、西南区	501	§ 3. 热带区域的天气系统	560
五、华东华南区	505	一、东风波	560
§ 4. 华南准静止锋	508	二、赤道槽、赤道辐合线、赤道锋	566
一、一般活动情况	508	三、极槽及“信风潮”	573
二、华南准静止锋的形成	508	第十八章 高原天气	576
三、华南准静止锋的垂直结构	513	§ 1. 高原天气分析方法	576
四、华南准静止锋的天气	516	一、24小时变压法	576
五、华南准静止锋的分析及其预报线索	517	二、分层分析法	578
§ 5. 高空切变线	519	三、时间剖面图的应用	579
一、概述	519	四、天气区域分析法	579
二、高空切变线的形成及其活动规律	520	§ 2. 高原及其附近的流场	580
三、高空切变线对天气的影响	523	一、冬季流场的结构	580
四、切变线的预报	524	二、夏季流场的结构	581
第十六章 热带气旋	526	§ 3. 高原天气系统	582
§ 1. 台风概述	527	一、高原的锋面	583
一、台风源地及活动季节	527	二、冬季高原上空的高空槽	586
二、台风的范围和强度	528	三、高原上空暖反气旋	588
三、台风生成的条件	529	四、高原上高空东西向的切变线	592
四、台风生命史及其移动路径	530	五、高原上空的低涡	593
§ 2. 台风结构	535	§ 4. 高原天气的预报问题	596
一、地面气压场和风场	535	第四篇 气象要素与天气现象的预报	
二、台风的温压场空间结构	536	第十九章 天气预报方法概述	598
三、台风眼	538	§ 1. 航空天气预报的种类、内容和用语	598
§ 3. 台风天气	539	一、航空天气预报的种类	599
一、台风区天气分布的典型特征	539	二、航空天气预报的特点	599
二、登陆我国后的台风天气	539	三、预报内容和用语	599
§ 4. 台风的预报	540	§ 2. 天气预报的基本原则	601
一、台风的移动预报	540	一、天气预报解决的途径	601
二、台风移速的预报	542	二、现阶段我国天气预报思想体系的建立	602
三、台风强度的预报	542	§ 3. 天气图预报方法	608
§ 5. 南海低压	542	一、大、中、小图在天气预报中的作用	608
一、南海低压的生成	545	二、单站气象资料的运用	614
二、南海低压天气	545	三、天气实况报告的利用	615
第十七章 热带天气	547	§ 4. 客观预报法	616
§ 1. 热带区域的环流概况、气团及风场特性	548	一、数值预报法	616
一、环流概况	548	二、统计预报法	617
二、气团特性	549		

三、客观预报综合图解的制作.....	621	第二十三章 温度预报.....	702
§ 5. 单站补充预报法.....	626	§ 1. 地面气温的预报.....	702
一、补充预报的意义和特点.....	626	一、预报地面气温的主要线索.....	702
二、单站补充预报的方法和依据.....	628	二、最低温度的预报.....	703
第二十章 地面风的预报.....	633	三、最高温度的预报.....	705
§ 1. 地面风预报的基本方法.....	633	§ 2. 高空温度的预报.....	706
一、地转风原理在预报中的应用.....	633	第二十四章 雾的预报.....	708
二、引起实际风偏离地转风的几项因子的考虑.....	634	§ 1. 雾的形成条件.....	708
§ 2. 大风预报.....	637	§ 2. 辐射雾的预报.....	710
一、大风预报的基本方法.....	637	一、形成辐射雾的有利条件.....	710
二、寒潮冷锋锋后大风.....	638	二、辐射雾的地方性特点.....	712
三、偏南大风.....	642	三、辐射雾的日变化及年变化.....	713
四、低压发展时的大风.....	644	四、预报辐射雾的一般线索.....	714
第二十一章 云的预报.....	648	§ 3. 平流雾的预报.....	714
§ 1. 云的形成过程.....	648	一、平流雾形成的有利条件.....	715
§ 2. 低云的预报.....	650	二、平流雾的一般特征.....	716
一、涡动低云.....	650	三、平流雾的预报方法.....	716
二、对流性低云.....	655	四、平流雾消散的预报.....	719
三、平流低云.....	657	§ 4. 山坡雾、蒸发雾及锋面雾.....	720
四、锋面低云.....	663	§ 5. 雾的图解预报法.....	720
§ 3. 中高云的预报.....	665	一、预报雾的物理基础.....	720
一、中高云与天气系统的关系.....	665	二、形成雾的可能性的预报.....	721
二、中高云的预报方法.....	668	1. 基留兴图解.....	721
1. 一般预报方法.....	668	2. 麦什尼果夫图解.....	721
2. 客观预报图解的综合预报方法.....	670	三、出现雾的时间的预报.....	723
§ 4. 云底高度的预报.....	678	四、雾消时间的预报.....	724
一、预报云底高度的线索.....	679	第二十五章 能见度的预报.....	725
二、各类云的云底高度统计.....	680	§ 1. 能见度的一般概念.....	725
§ 5. 云厚的预报.....	681	§ 2. 能见度的易变性及其年、日变化.....	726
一、预报云厚的线索.....	681	一、能见度的易变性.....	726
二、各类云层厚度的统计数据.....	682	二、能见度的年变化.....	727
第二十二章 降水预报.....	684	三、能见度的日变化.....	727
§ 1. 降水形成因素的分析.....	684	§ 3. 能见度变坏的天气条件.....	728
一、降水的物理过程——云滴增长过程.....	684	一、烟.....	728
二、降水形成的天气条件.....	685	二、风沙、浮尘及霾.....	730
§ 2. 稳定性降水的预报方法.....	686	三、空中水汽凝结物.....	731
一、外推法.....	687	§ 4. 地形对能见度的影响.....	733
二、相似形势法.....	687	§ 5. 能见度的预报.....	735
三、客观图解预报法.....	693	一、天气形势的分析.....	735
§ 3. 暴雨的预报线索.....	696	二、各种气象要素变化的分析.....	736
一、影响降水量的几个直接因素的分析.....	696	三、几个经验方法的介绍.....	737
二、了解暴雨和天气系统的关系.....	699	第二十六章 阵性降水与雷暴的预报.....	742
三、系统结构的分析.....	700	§ 1. 阵性降水及雷暴的形成条件.....	742
四、地方性的特点.....	701	§ 2. 积雨云及雷阵雨的物理过程.....	743

一、积雨云的结构.....	743	概念.....	777
二、积雨云的发展过程.....	744	一、大气活动中心和高压轴径.....	777
三、雷阵雨的移动.....	747	二、自然天气区域.....	781
四、雷阵雨发展的起始条件.....	747	三、基本天气过程.....	782
§ 3. 雷阵雨的预报.....	748	四、自然天气周期.....	783
一、雷阵雨的天气形势.....	748	§ 2. 天气过程的长期发展规律.....	791
二、辅助图表的应用.....	753	一、自然天气季节.....	791
三、利用雷达探测预报雷雨.....	757	二、大气中的韵律.....	794
四、地形对雷雨的影响的考虑.....	759	三、大气中的位相系列.....	799
第二十七章 高空风与急流的预报.....	760	四、相似形势及其选择.....	802
§ 1. 低层高空风的预报.....	760	§ 3. 中长期天气预报的工具.....	803
一、气压形势预报的应用.....	760	一、基本图表.....	803
二、热成风的应用.....	761	二、辅助图表.....	807
三、高空风剖面图的分析与应用.....	761	§ 4. 中期天气预报方法.....	808
四、地方性特点的应用.....	763	一、涡度方法.....	808
§ 2. 急流的预报.....	763	二、帕加瓦的环流形势预报规则及在我国试用的 情况.....	812
一、预报急流的基本观点和方法.....	763	三、天气型分类法.....	818
二、温带急流的预报.....	764	四、延伸法.....	822
三、副热带急流的预报.....	768	五、相似法的应用.....	823
四、热带东风急流的预报.....	770	§ 5. 长期天气预报方法.....	823
§ 3. 高层高空风的预报.....	771	一、苏联长期天气预报的天气图方法.....	823
一、高层高空风的观测与计算.....	771	二、我国天气图方法的季度预报方法.....	825
二、风速的预报.....	773	§ 6. 中长期天气预报的气候统计学方法.....	833
三、风向的预报.....	774	一、历史演变规律法.....	833
四、高空风预报的经验点滴.....	774	二、相关统计法.....	837
附篇 中长期天气预报		§ 7. 天气谚语.....	837
引言.....	776	結束語.....	838
§ 1. 天气图的中长期天气预报方法的几个基本			

第三篇 中国境内主要天气系统与天气过程

第十章 东亚环流与中国天气特点概述

天气预报的第一步工作是天气形势的预报，在第八章已介绍了天气形势预报的一般常用方法，但这只是工作的开端，因为对外发布和预报使用单位所需要的是天气现象和气象要素未来的具体演变情况和可能报出的数值，如何从形势发展趋向过渡到具体预报天气；则是气象台的工作内容。预报员掌握这一步程序，必须对各种天气系统一般及特殊的天气分布、预报区域周围系统的活动规律、以及与系统联系的地域性特殊天气分布与演变等有确切的了解，这些都是制作预报天气任务时必备的基本知识，然后才能顺利地应用各项天气现象与各个要素项目的预告方法，作出准确的预报结论。这就是本篇讲解的目的。天气现象和要素本身预报方法的运用则属于第四篇介绍的内容，但也是在本篇讲述的基础上讲授的。

因为天气系统是天气最主要的制造与输送的机构，了解到东亚范围内天气系统与过程发展的一般规律后，就有可能认识中国天气发展的特殊规律性。天气系统的活动及过程的发展既是运动大气中热力与动力作用的综合表现，各系统之间的活动又是互为影响和作用的，因此在以下各章分别讲解各个系统或过程时，又有必要对它们加以综合、联系和概括起来，初步理解到它们在季节与地区活动范围的规律性，以获得全面的概念。这一基本概念就是本章讲述的目的和应达到的基本要求，至于有关细节部分，则分别在下列各章来解决。由于天气系统是大气环流组成的一部分，因而探讨天气系统活动的规律性时，就不能忽视对环流特点的認識，但大气环流受海陆分布及地形的控制，环流形势必然具有区域的特点，因而天气过程的发展亦必然和各区域的自然地理特点有极紧密的联系，表现在天气特点上便具有强烈的区域性特色。因此本章中包括以下的几个基本内容：环流条件与地理背景、各季节环流基本特征及季节转换时的环流标志、自然天气季节的划分和各季天气过程的主要特点。

§ 1. 决定东亚区域环流特性及影响天气的主要地理因素

大气运行状态及其所产生的天气现象，无非是大气物理过程的具体表现；从外在的作用因素来看，太阳辐射与地球自转作用是根本的原因，例如大气运动过程的能量起源固然来自于太阳辐射，但其复杂的表现是通过纬度、海陆分布、地势高低及地理位置等各项条件在运动大气中产生和体现的；又如流场状态与地形动力作用有关，就是由于不均匀下垫面和大气流场状态间相互制约的复杂过程而产生的，所以地理条件是探讨区域性大气环流特征及天气现象时不可忽视的一个重要因素。

决定环流特性及影响天气的东亚地理因素，最主要的应注意到以下几个方面：

1. 緯度 东亚一般指欧亚大陆的东部地理区域,它包括整个中国,南北范围甚广,兼跨温带、副热带和热带的不同緯带,因此它应同时分别具有各緯度带天气与气候上的特征。从环流的角度来说,在全国范围内,将在不同区域内分别同时出现西风环流、信风及季风等等不同类型的环流特征,而位于它们之间的过渡地带,由于各主要环流型之间共同影响的结果,则具有过渡性的环流特点,天气过程的发展是比较复杂的。

2. 地理位置及海陆分布影响 东亚处于世界最大的大陆——欧亚大陆的东缘,东部又与世界最大的海洋——太平洋相接,海陆之间的热力差异特别显著,因此大气环流的季风特性表现得特别明显。冬季我国在西风带控制下大陆冷高压特别强大,故冬季风势力之强大及影响范围的广阔,为世界其他地域所罕见。夏季日射北移,冷空气活动退至北方及西北内陆,副热带及低緯的环流系统影响我国南部及中部地区,来自海洋的夏季风影响虽不如冬季风持续时间之久,但由于东部和南部海岸线之长,全国能同时受到北起极地海洋、东面是西太平洋、以至南面是印度洋的各个緯度海洋的影响,所以夏季风来源是复杂的,气团性质各有不同,对天气影响亦大有差异。加之境内幅员辽阔,由于距海远近的关系,受夏季风的影响程度又大有区别。例如虽在盛夏,内陆腹地受来自海洋的影响是不显著的,便不能以季风的特性来解释该地区某些天气或气候上的特征。此外,由于夏季风的来源复杂,冬夏季风强弱与持续时间又有悬殊,而各年季风的来去时间迟早又不一致,强弱消长又变化时殊,过渡季天气演变的规律因而复杂而多样化起来,因此各年情况均有一定程度的差别。

3. 地势影响 东亚地区地形复杂,地势起伏很大,青藏高原和中亚大山系平均高度达5千米,而所占面积又极广大,无疑地它将对整个亚洲区域的大气环流应有巨大的影响。除了中亚大高原的形势外,东亚区域的北端较为开旷,对北极寒冷空气的南下没有阻挡作用,南面又有高原峻岭之障碍,于是对亚洲极地大陆便构成北半球冬季半年强大的寒冷中心。我国东部山脉虽是纵横交错,但其高度比之中部的高原山系为低,高原地势不仅有利于加强北方强烈冷空气沿其东侧顺流南下之势,也便于夏季暖湿气流较远的深入,所以东亚的特殊地形无疑是起了使季风影响伸张较多緯度范围的作用。正由于海陆的季风因素与大地形因素的共同影响,东亚地面

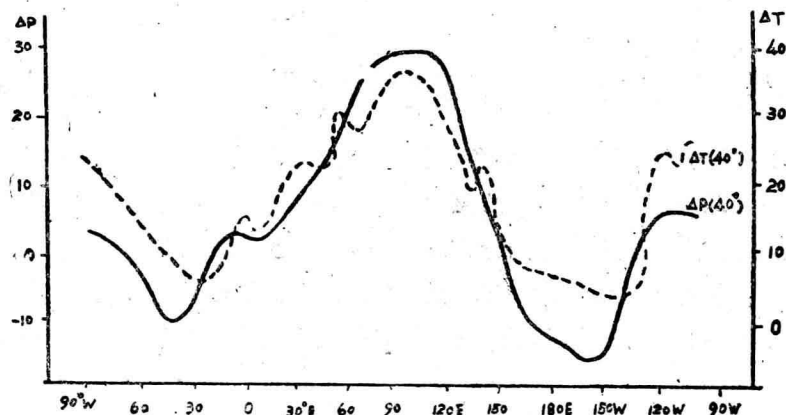


图 10.1 沿 40°N 各經度 1 月与 7 月的地面气压和气温的較差。

的气压和气温的年较差突出的表现出超出世界上任何同纬度的地区, 图 10.1 能鲜明地比较出这一特征。

所以研究有关东亚和其邻近地区的大气环流时, 我们不仅只关心与行星温度分布有关的纬向盛行环流部分, 还要更多地深入探讨由特殊地理条件产生的特殊现象, 例如季风环流因素以及大地形对大气低层气流所引起的一系列影响等, 每一作用都在总的环流状态及天气现象上表现出或多或少的特色, 必须从它们互为条件、互为联系的关系加以综合, 才能正确了解和解释东亚复杂天气问题; 特别是下垫面的季节特性, 在很大程度上决定了多种因子总的作用效应。

§ 2. 亚洲区域环流形势概况

从亚洲范围上空中高纬及低纬平均槽脊与西风环流的基本型式来看, 以冬夏两季流型比较稳定而持久, 过渡季是短促的, 因此 1 月份和 7 月份的平均状态是认识平均水平环流的基础, 其余则仅说明其间的过渡交替现象。

一、平均槽脊及其季节性变化

本节所述主要涉及西风流型、平均槽脊、急流带及低层环流——季风气流等概况, 有关副热带环流及西风带中的重要环流系统(长短波槽及变形场等)则不列专题, 分别于其他内容中讲述。冬季我国是处于西风带控制之下, 西风带中的平均大槽是纬向环流不均匀分布的突出现象, 能直接反映西风流型的不同状态, 也是用以解释天气过程时一个主要的作用因素, 能借以说明冷空气最经常的南下路径及气旋、反气旋活动的最大频率分布区域等的特征。故阐述大气环流基本状态时, 平均大槽位置、强度以及它们的季节性生消情况是特别引入重视的。低纬带的平均槽脊则由副热带高压及介于其闭合反气旋之间的低压槽所决定的。

1. 冬季

根据图 9.7, *a, b* 知道, 东亚中高纬区域的东部近海大槽是冬季三槽中最强的一个, 在它和欧洲浅槽之间是一个不太突出的高压脊, 位于青藏高原和中亚山系的北边。所以在以东亚为中心的整个亚洲范围的上空, 冬季平均形势应当是以靠东边一个大槽为主要的型式。平均槽的出现和它发生的位置, 是表示在西风带产生的大小波动移到这里发展加深的机会为最大, 当东亚上空环流形势无论发生怎样的变动, 例如西边乌拉尔高压脊有时强大, 有时削弱, 与此同时, 在它以东的环流形势会产生不同的改变, 但一般总的趋向是朝这一稳定环流形势的方向变化的。所以我们在分析亚洲上空大形势的演变时, 应特别着眼于东西两端的乌拉尔脊与东岸槽的变化, 这两个区域的改变, 往往能引起整个东亚高空气压场发生剧烈的变动。特别是低槽移近东岸能经常在这一位置发展到最大深度, 必然引起环流经向度的大发展, 因此, 位于槽后部的东亚广大区域, 便成为强烈冷空气南下最经常的路径, 槽前的我国近海是冬季气旋生成发展的有利区域。

中亚高原北边平均脊的产生, 很可能是和大地形的动力作用有关。在冬半年盛行西风遇到中亚巨大高原山脉时, 高原以下的空气绕过高原北边, 不仅产生地形高压脊的作用, 同时它给高

原的北边带来了暖空气的平流,将暖空气输送到西伯利亚内陆中心区域,同时还便于北极的冷空气能沿脊的东部气流方向往南流入,这样使得最低温度中心并不在辐射冷却最大的欧亚大陆中央,而转移到大陆的东部。由于上述平均槽脊的存在,可以想象到在大槽后部和脊前部正是西伯利亚冷高压以及随之而南下的冷空气最经常的途径,在平均图上的这一路径上应有一平均温度槽的反映,其位置在我国东部的上空,例如象 1956 年冬季 500 毫巴平均图(图 10.2)上所见到的(图上是等高线形势,因而表现的是一个对应的小低压槽),也是在每日天气图上常常见到的。

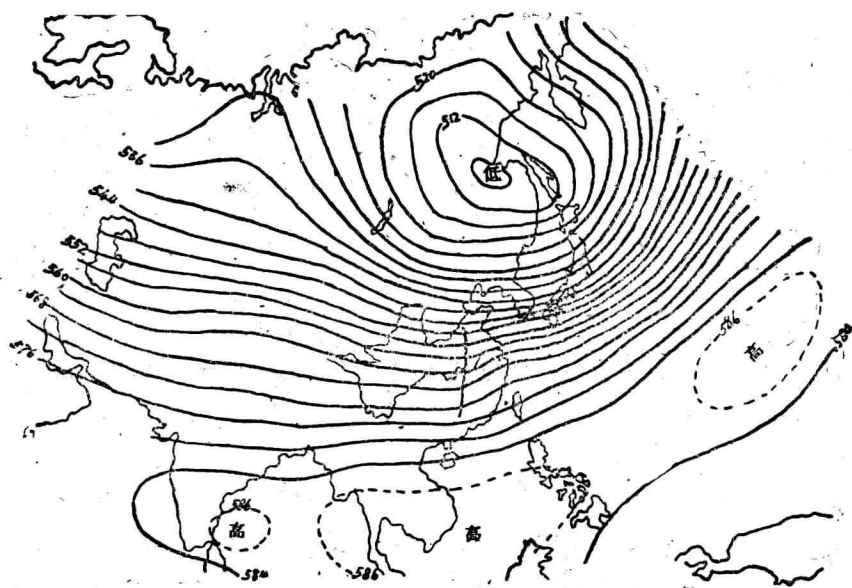


图 10.2 1956 年 1 月 1 日至 3 月 10 日 500 毫巴平均图。

在低纬度中印半岛至菲律宾一带时有副热带高压闭合系统出现,而太平洋副热带高压远在大洋中部偏东,此两高压系之间则属宽广的低槽范围;孟加拉湾上空亦有低槽的反映。

2. 冬夏过渡季

4 月份日射北移,大陆增暖,海陆热力差异程度渐减,但 500 毫巴月平均图形势和 1 月的中高纬度平均三槽仍很相象,东边大槽位置稍东移一些,不过已大为减弱;贝加尔湖西的地形性暖脊仍隐约可见,但也减弱的很多,那一带的流场状态比之冬季已变得平直一些。5 月份代表春季特有的纬向环流特点,尤其是东亚上空,原来在东岸的平均大槽向东位移至堪察加半岛上空,高原北边冬季的高脊亦开始渐为浅低槽所代替,所以整个东亚及近海上空环流比冬季要平直的多。

低纬带的槽脊分布位置与一月的变化亦不大,而孟加拉湾上空低槽似更明显一些。

3. 夏季

7、8 月份代表夏季标准的平均环流型式,高纬的东岸平均大槽已移到堪察加半岛之东,贝加尔湖西(90—100°E)之低槽形势已趋稳定,位于原在冬季平均脊的位置。同时在亚洲东北部上

空(大約 130°E)也形成一暖性高压脊,介于东西强度不等的两平均槽之間,苏联欧洲及烏拉尔区上空的高压脊亦发展明显。西风带之南太平洋高压脊西伸,脊綫在 $25-30^{\circ}\text{N}$ 附近,康藏高原及其东緣亦有独立的副热带高压出現,在它們与太平洋高压西伸脊之間,即中緯上空在我国东北至华北一带属低槽范围,低緯为大陆低压所据。故东亚北方的西风环流指数比春季减小,形势也比冬季复杂,环流短周期的演变也比冬季不稳定的多。

4. 夏冬过渡季

九、十月是夏季西风带四槽向冬季三槽的过渡月份,而过渡期最大的变化是发生在亚洲区域的上空。首先是貝加尔湖平均低槽的减弱,由于太平洋高压向东南方向退却,我国中緯度的东部低槽亦东移至东北至朝鮮一带(利于冷空气南下我国),于是原来属于夏季型式的平均槽脊位置开始酝酿巨大的改变,但低槽活动頻数不大,势力亦不强,这是因为西风环流較为平直之故。南方大陆上空仍保持独立的副热带高压系統,只是脊綫比夏季平均南移一些。到了十一月冬季的形势已完全建立,一直維持到次年三月。

二、急流概况

急流是大气上层緯向气流不均匀現象的突出表现,在我国大陆上空的对流层頂附近,可能出現的有三种不同性质的急流,即温带急流、副热带急流和东风急流。对于它們的詳細特点,还有待于今后不断的探討,这里,仅就急流的范围、位置分布、季节变化及其分支等問題,稍作概略介紹。

1. 急流的范围与强度

东亚是世界急流出現最强的地区,最强中心在日本一带,我国居于此中心上游,所以影响的范围十分广大。由于急流长度一般在几千千米以上,有时圍繞半球,我国急流仅是其中一部分。如以 30米/秒 风速定为急流的界綫,影响我国的温带急流与副热带急流常連成一片,包括南北的緯距常在 20° 以上,在冬季有时从黑龙江至海南島的广大地区,都可能包括在急流区内。单独的一支急流,寬度一般在 1000 千米以上,只有夏季的副热带急流較窄,一般約几百千米,偶尔达 1000 千米以上。厚度范围約 $6-10$ 千米,一般在我国西部地区較薄而窄,东部較寬而厚。强度也是这样。

急流軸的高度并不是一致的,低时可到 8 千米以下,高时可达 $18-20$ 千米。一般温带急流的軸較低,在 300 毫巴附近, 500 毫巴上最大风速連綫与急流軸的位置相仿。副热带急流軸較高,一般在 200 毫巴附近或更高一些,在 500 毫巴上有时就反映不出急流軸,有时还能出現气旋或反气旋中心。东风急流的軸綫似乎更高些,我們虽无更多資料証明,但仅从福州的平均风速来看,夏季最强东风出現在 $18-20$ 千米上。在同一急流軸上,高度并不是一致的。初步发现在高空槽的部位急流的高度較低,而在脊的部位則較高,二者之差可达 $2-4$ 千米。例如 1957 年 8 月 24 日 8 时(图 10.3)的一支急流軸,在北京和佳木斯的土空高度相差 3 千米。

急流中心风速的强度,一般在 $60-80$ 米/秒左右,最强可达 100 米/秒以上,最弱可能不到 30 米/秒(在此可出現急流的中断現象)。

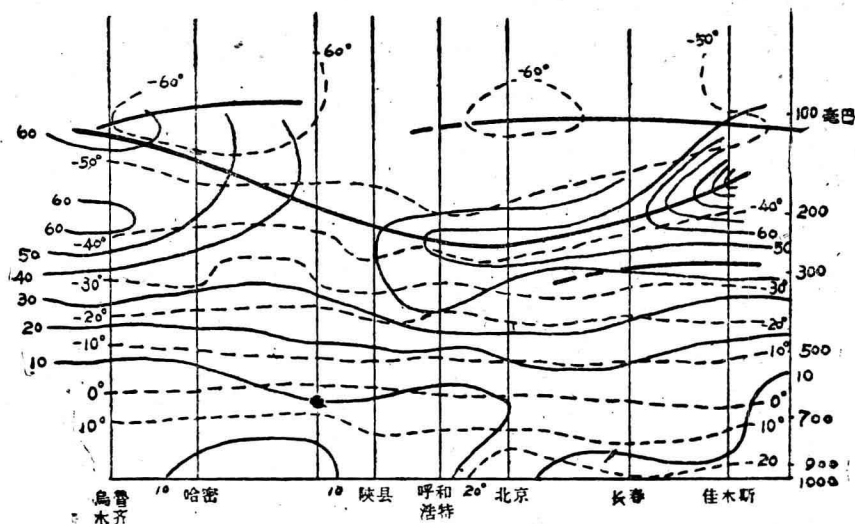


图 10.3 1957 年 8 月 24 日 08 时急流轴剖面图。

横坐标沿急流方向, 左边为上游, 右边为下游; 纵坐标为高度。虚线为等温线($^{\circ}\text{C}$); 细实线为等风速线(米/秒); 粗实线为急流轴和对流顶。

2. 急流的风速切变

风速切变是急流的重要特性, 可惜我们尚未作出全面的统计。根据几个例分析, 发现我国急流的最大水平风速切变和垂直风速的切变, 特别是垂直的风速切变大大超过想象的数值。

温带急流与对流层下部强锋区有关, 在东亚则和低层的冷空气活动关系密切, 因而在对流层

中低层内垂直风速切变较大(如图 10.4 中 2 月曲线)。与副热带急流相应的锋区表现在对流层的中上部, 因而以在对流层中层以上的垂直风速切变较大(如图 10.4 中 6 月曲线)。在急流轴的上方, 风速向上递减的切变比下方更大, 尤其在副热带急流的上方更显著, 这里有很大的水平温度梯度。

3. 我国的急流水平分布和季节变化

我国急流的分布和季节变化至今尚无完整的统计资料, 但从平均气压形势图或某些经向剖面图的研究则较多, 现在从 200 毫巴的急流最多位置图(图 10.5)予以说明。此图根据 1957 年 8 月和 10 月及 1958 年 2 月和 6 月每日急流位置的分析所得, 由于仅仅是用的一年资料, 可能存在局限性, 但较之用

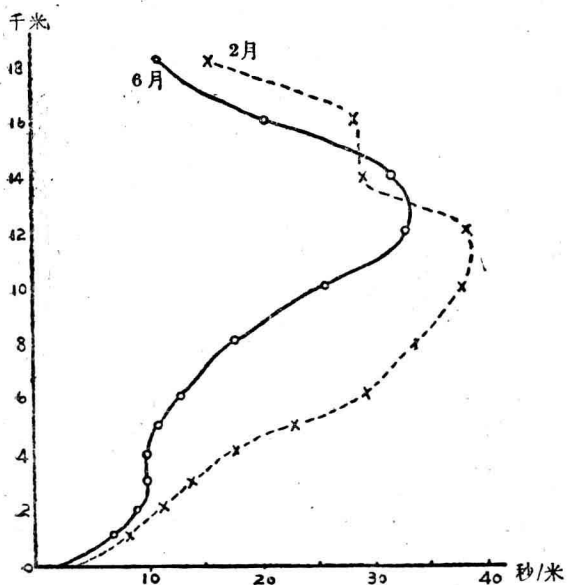


图 10.4 北京 2 月(断线)和 6 月(实线)平均风速廓线。

平均气压形势图更确实些。

从图上看,副热带急流的最多位置以2月最南,在 $25-30^{\circ}\text{N}$ 間。6月移至 40°N 附近,但东部沿海部分較南,仍在 $30-35^{\circ}\text{N}$ 。8月再向北移,以东部移动最多,河套附近与6月相差无几。10月又退回 30°N 以南。

温带急流在2月有两种形势,一是平直西风,小槽小脊,急流活动在 $40-60^{\circ}\text{N}$ 之間;一种是大槽形势,急流呈东南走向,至日本并入副热带急流(如图中北边的2)。6月最多位置在 $50-60^{\circ}\text{N}$ 間,8月北移至 70°N 附近。10月南退,东段南达 45°N 。

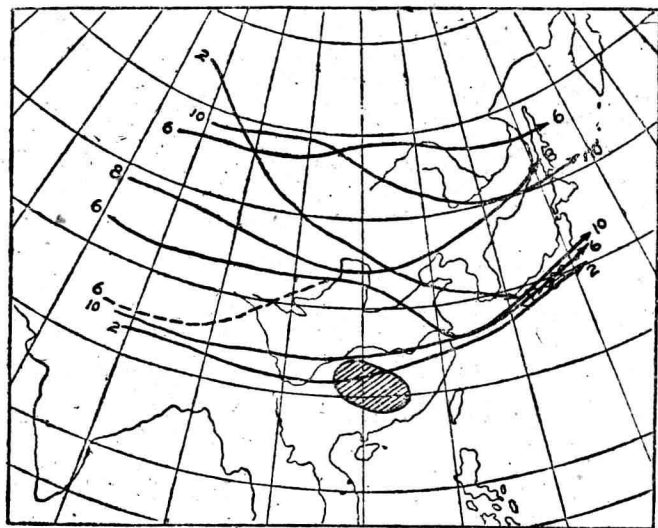


图 10.5 200 毫巴各月急流最多位置图。

图中数字表示月份。

热带东风急流的中心軸綫我們尚未研究清楚,但可以肯定它是存在的。1958年6月28日以后和1957年8月,在华东南地区多次发现大于30米/秒的风速。

副热带急流比較稳定,2月份南北摆动約在8—10个緯距內,8月也相仿。过渡季节变动稍大,日变化尚不太大。温带急流和西风带槽脊联系密切,其跨越的緯度随槽脊的深淺而定,可以达20度以上,因此,最多急流軸的曲綫和每日急流軸形状悬殊很大。

根据我国許多学者研究,急流的冬夏形势过渡是突然的,6月和10月是过渡时期。从1958年6月事实看来,确是如此,該年6月上旬副热带急流尚在高原南部,中旬以后移至北部,北移过程东部比西部要早一些,月初已北移。詳細情况后面再闡述。

4. 青藏高原对气流的分支和急流分支的影响問題

西藏是世界上最高最大的高原,它对气流和急流的影响是近年来气象学者研究的重要問題,这个高原的平均海拔高度在5千米以上,因而在这个高度以下的气流,盛行西风必然有从南北两侧繞过高原向东流去的现象。如图10.6所示,在高原南北两侧气流方向比較稳定少变,风速也較大。在高原的背风面有“死水区”现象,风速較小。

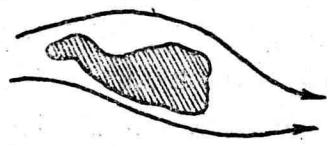


图 10.6 西藏高原对气流分支的影响。

在高原的高度以上是否仍有此现象呢?会影响到多高呢?我国存在的两支西风急流是不是这个原因造成的呢?这是一个爭論的問題。最早是叶篤正、顧震潮等认为我国的两支西风急流主要是青藏高原地形的影响而造成的,但是后来在高原的上游以及世界其他地区都分别发现两支的急流(副热带急流和温带急流),同时发现在 90°E 附近冬季南支急流可以在 $19-32^{\circ}\text{N}$ 的范围内摆动,并非完全在高原之南,而常在高原上空通过;有时能横过喜马拉雅山脉,不受地形廊綫的約束;而且各月急流的最多位置还略有不同,例如在沿 85°E 剖面图上,1958年11月急流多在 $28-30^{\circ}\text{N}$ 附近,1958年2月多在 24°N 。因此,可认为我国冬半年的两支西风急流是高原以西

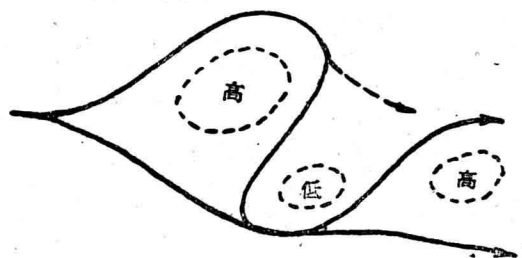


图 10.7 急流的分支与会合。

就已存在了的副热带急流和温带急流，所以说高原的阻隔并不是形成两支西风急流的主要原因。但是，也不能由于这个结论就否定地形对西风气流分支的影响，不过是西藏高原尚不足以决定高在 12 千米以上的急流的分合而已。

对急流分支和会合起主要作用的是阻塞高压和切断低压，它们都是深厚的气压系统，能达对流层上部和平流层下部。图 10.7 是常见的分支和会合的示意图。当然，实际情况有时还不可能有这样完整。东亚的乌拉尔高压、雅库茨克高压、东北的低压、东亚大槽是决定急流分合的重要天气系统，因而分析和预报急流分合现象应着重于考虑天气形势的演变。

三、东亚季风现象

前面已讲过东亚是世界著名的季风区，季风是东亚低层气流运行的特征，它破坏了大气低层行星风系的分布规律。在冬半年，西风带控制下的大气低层盛行西北风及东北风，夏季西风带北移，在低层大气中，除偏北地区和大陆内部仍常为由西北方进入的冷空气所控制外，其他为来自太平洋高压区的东南季风及在低纬度高空东风带下的西南季风所影响的区域。

1. 我国季风的成因

东亚季风现象的形成主要是海陆分布的热力因素，我国盛行风的有规律季节转换是与大陆及海洋上稳定性高低压的季节性变化所引起的，而季风的强弱、稳定性及伸展的厚度是与此类高低压系统的性质有直接的关系。冬季东亚大陆上的强大冷高压是冬季风的源地，高压中心的平均位置并不与冷极中心一致，有着颇大的偏离，可知高压的强烈发展必须联系到环流形势与地形作用的影响，但无疑地，高纬陆面极端冷却的热力效应，仍然是促成强大高压形成的最基本原因。大陆冷高压是较浅薄的系统，故冬季风也只出现于低层。例如华南只达 1.5 千米，以北各地亦只约 1.5—3 千米之厚度。夏季风源地在海洋，在海上是太平洋高压与大陆是热低压的气压分布形势下，海洋性风吹向我国大陆（太平洋高压与夏季低纬大陆上的热低压，虽是副热带高压与赤道辐合区低压带夏季北移的结果，而它们的位置及加强现象显然与海陆热力效应有直接的关系），来自太平洋高压的信风气流为东南季风，来自印度洋、南海的为西南季风，二者均向大陆低压区汇合。由于此类型系统均较冬季大陆冷高压为深厚，故我国夏季风伸展高度亦较冬季风为高，北纬 34° 以南可达 5 千米，以北约在 1.5—3 千米之间。

我国季风现象的形成与行星风系季节性的南北位移亦有着一定的作用，但不是主要的因素。冬季我国大陆全部位于西风带的范围，冬季风的源地——大陆冷高压就是在东亚的特定地理条件下西风层低空生成和发展的，而这时太平洋高压中心位置远离大陆，这时我国已不受信风气流的影响。一进入夏季，来自太平洋上副热带高压西部的信风气流能伸入大陆，南半球信风气流亦能越过赤道，自印度洋、南海向南亚大陆的热低压区辐合，这均与副热带高压及赤道低压带的季节性北移有关的。

由于西藏高原面积的广大,对自由大气而言,它是一个特殊的下垫面,它的热力作用的季节性变化,亦会相应地引起高原地面层热力气压系统符号的季节性转换,这样就会引起该高度上象海陆之间的季风现象。从1月和7月500毫巴绝对形势的变化来看,除偏高原位置的北部(一般而言,约在北纬 34° 以北)终年为西风,季风现象虽然不明显,但能观测到在其以南的季风进退现象还是显著的。当冬夏过渡期西风北移之际,夏季风于5月底开始影响到高原区域的南或东南部,7月底夏季风盛行,9月中开始南退,10月底完全退出。至于西藏高原对我国东部低层季风特征的影响,目前了解的还不够多,但可以肯定它不是该地区季风现象形成的主要原因。

2. 东亚季风的进退

如以季风气流来自大陆与海洋的不同而作冬夏季风区别标准的话,按季风的进退及推进到我国范围的大小,可区分为七个阶段:自3月中开始,夏季风开始影响至华南;4月中夏季风在华南盛行,开始影响于华东;6月中夏季风在华南达到极盛期,并在华中盛行,华北亦开始有夏季风的波及;7月中华中夏季风极盛,华北夏季风盛行;9月初冬季风开始影响我国大陆;10月中以后冬季风盛行,夏季风完全退出大陆;12月初冬季风则进入极盛和最稳定的阶段。因此按季风影响程度大致可概括为以下四个时期,即自10月至次年3月作为大陆性冬季风盛行季;6月至7月作为海洋性夏季风盛行季;4、5月和9月则为冬夏季风转换的过渡季节。兹分述如下:

(1)冬季风盛行期 一般冬季风是在东亚北方大陆为冷高压盘据、而高空基本为盛行西风的形势下出现的。对近地面层的风向而言,各地盛行风向视当时所在高压的部位而异,在高压的南半部(大约在长江以南),风向为东北风或东风,在高压的北半部(大约在长江以北)为北风偏西。

由于亚洲大陆冷高压的稳定特性及大陆上气旋活动不多,一般而论,东亚冬季风强大而稳定,但随着大陆冷高压的变化和移动,也出现季风强弱不定或甚至有周期性中断及风向改变的现象。最强的冬季风是在东亚寒潮出现时,伴随寒潮冷锋所达地带,也就是风速达到最强时际,以后(大约三、四天)随着冷高压东移过去,大陆回暖,季风一渡减弱;随之大陆性季风又将酝酿新的增强而出现。

冬季东亚全境虽属南下干冷空气控制的局面,天气一般是寒冷晴好,但是大约自700毫巴以上的低纬上空仍不乏自南边来的暖空气活动,因而我国南部阴雨天气较多,特别是在两次寒潮的间歇期,东亚境内上空西风环流较平直时出现是很多的。

暖湿气流,冬季能在我国南方上空出现,与亚洲南方海上冬季经常有高压的存在是有密切关系,冬半年在我国南海及其东西两侧邻近地区的闭合反气旋环流,我国通称为南海高压,它的东西移动和强弱变化对北上暖空气来源和消长更有密切的关系。但暖湿空气并不能认为完全来自南海或北部湾的上空,也有是从高原南缘经孟加拉湾过来的西风气流,这不仅是只从冬半年我国南方上空盛行偏西与西南风可以证明,还与冬半年大约在孟加拉湾地区经常有一高空低压槽有关。这一低压槽出现在这支西风气流中,以在乌拉尔上空有暖脊发展时最明显(图10.8)。孟加拉湾槽一经出现,槽前便是吹向我国南方的偏西南风气流。在冬半年它通常不太移动,或移动位置不大,或有时随西风气流向东移入我国,称为冬季印缅低槽。但这种经常存在的孟加拉湾低槽不论是移动或停留原地,却维持和加强了出现在我国西南上空的暖空气,有时在地面上分析不出很明显的系统或锋系,而由于暖湿空气在地面层薄冷空气的上滑,也会出现冬季西南、华中等地

区常有连日阴沉的小雨天气;当高空气压场在乌拉尔区有发展为强大的阻塞型高压脊时,高空流型变化很慢,在高脊的东边有冷空气自高原东缘不断地流入我国本部,这时南部广大地区也就不断的发生降水,但并不能分析出明显的锋系,而在华中、华东会出现大雪的区域,典型的例子如图10.8所示。

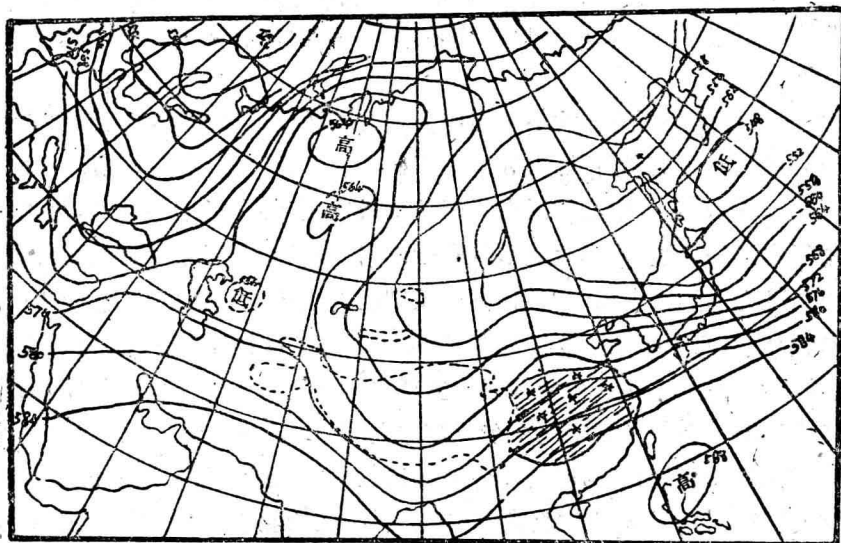


图10.8 1954年12月下旬典型的500毫巴图。

实线为等高线;阴影区为降水区。

根据上述,高空西风低层冬季风是东亚冬季流场的基本特征,在这种环流分布形势下,我国南方低层与上空的风向往往是相反的(图10.9, a, b),而北方则上下风向偏差很小,并不反映出所谓上层反季风的现象。云南高原地面已在2千米以上,故自地面一开始即吹西南风,北方冷

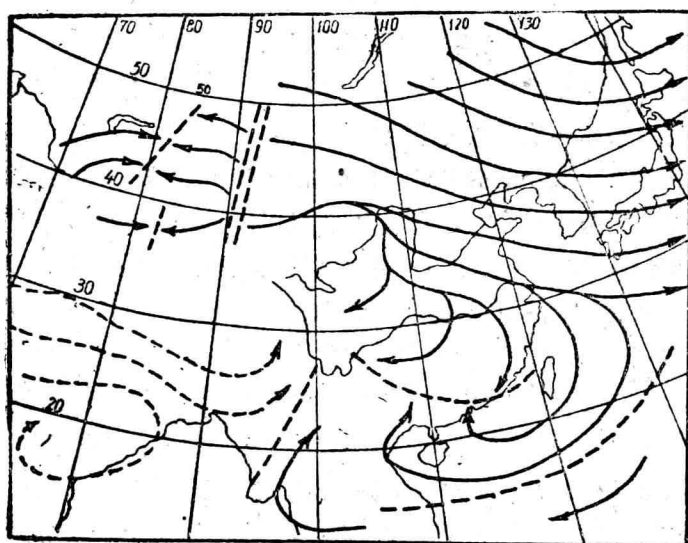


图10.9, a 1月1500米气流图。

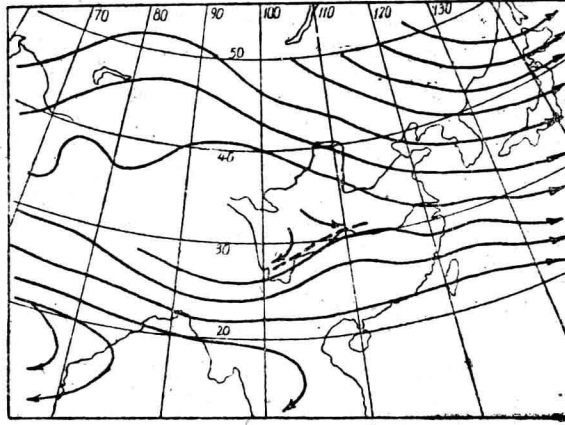


图 10.9, b 1月3000米气流图。

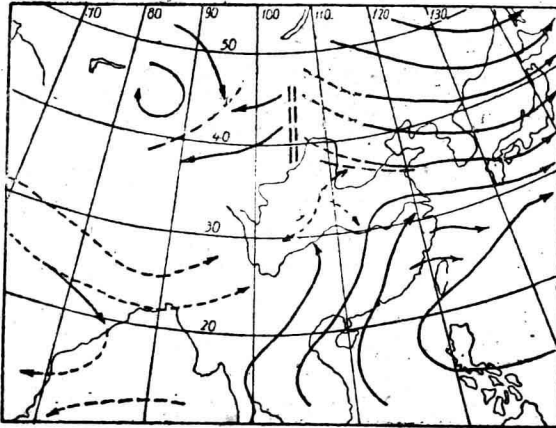


图 10.10 4月1500米气流图。

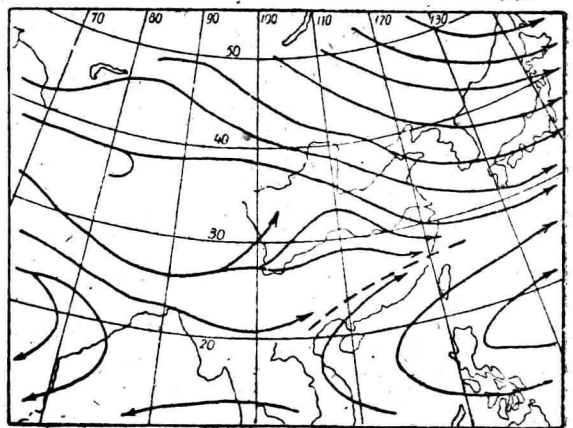


图 10.11 4月3000米气流图。

空气直入西南高地的机会是不多的。

(2)4、5月 图 10.10 及图 10.11代表春季我国 1500 米及 3000 米气流情况。

4月陆地回暖,极地大陆高压势力大减,在每天天气图上常见到其中心分裂为二:主中心在中亚细亚之北,另外在黄海、日本海上亦经常有独立高压中心出现,往往是在大陆冷高压东移暂停滞于冷海面上而维持存在的。在它稳定时期,介于两高压之间,自库页岛至河套一带常常是锋面气旋活动区域。来自西伯利亚的极地冷空气仍经常出现于我国,个别次数随着春季寒潮的爆发,会达到类似冬季风的强度。在我国北方的沿海,除来自大陆极地的冷气流外,也还有来自日本海及黄海上的冷海洋气流。5月大陆极地冷气流虽无类似冬季大寒潮式的爆发南下,但与4月相似,次数仍不少,并能侵入中国大部分地区,仅仅势力稍有减弱而已。来自日本海的气流亦如4月,并有加强之势。

4月太平洋副热带高压渐北移而加强,其西缘的信风系气流,即我国通称之东南季风初入中国大陆,而中印半岛和中国南海已先于印度(此时印度半岛上仍系东北季风)出现来自孟加