

全国高等气象院校试用教材

天气学

(下册)

梁必骐等编

一九八〇年八月

全国高等气象院校试用教材

中国气象出版社《气象学》编辑组编

天 气 学
(下 册)

气象出版社

本书为高等气象院校试用教材

本书为高等气象院校试用教材

全国高等气象院校试用教材

(下册) 天气学

气象出版社

中国气象出版社

梁必骥等编

一九八〇年八月

内 容 简 介

本书是高等院校气象专业试用教材《天气学》下册，主要介绍中国天气和天气分析基础。内容包括：我国的锋面和气旋活动，寒潮天气过程，连阴雨（包括梅雨）天气过程，暴雨天气过程，高原天气，以及天气图分析，辅助天气图分析，气象常用物理量的计算，卫星云图分析和雷达资料分析。

本书可作高等院校和中等专业学校气象类各专业的教学参考书，也可供各级气象台站预报人员，以及农业、林业、水文、水利、水产、海洋、航空、航运、渔业、盐业等方面的专业人员和工程技术人员参考。

全国高等院校试用教材

天 气 学（下册）

梁 必 骥 等 编

中央气象局科教处组织出版

四川省气象局发行

1980年8月第一次印刷

印数：1—13,000 字数：800,000

定价 元

天 气 学

(下 册)

目 录

第十二章 我国的锋面和气旋活动	(1)
第一节 影响我国的冷锋	(1)
第二节 华南准静止锋和昆明准静止锋	(9)
第三节 北方气旋活动	(16)
第四节 南方气旋活动	(36)
第十三章 寒潮天气过程	(44)
第一节 概述	(44)
第二节 寒潮的源地和路径	(47)
第三节 东亚寒潮天气形势	(49)
第四节 寒潮预报	(77)
第十四章 连阴雨天气过程	(85)
第一节 春季低温阴雨天气过程	(86)
第二节 梅雨天气过程	(97)
第三节 秋季连阴雨天气过程	(110)
第十五章 暴雨	(117)
第一节 概述	(117)
第二节 暴雨形成的物理条件	(118)
第三节 不同尺度天气系统对暴雨的作用	(125)
第四节 我国各地暴雨概况	(130)
第五节 暴雨的预报	(140)
第十六章 高原天气	(148)
第一节 高原天气气候特征	(148)
第二节 青藏高原	(158)
第三节 高原低值系统和锋面活动	(163)
第四节 高原天气分析	(182)

附 篇 天气分析基础.....	(197)
第一章 天气图分析.....	(197)
第一节 天气图底图.....	(199)
第二节 地面天气图分析.....	(207)
第三节 等压面天气图分析.....	(209)
第四节 温压场的综合分析.....	(212)
第五节 流线分析.....	(217)
第二章 辅助天气图分析.....	(217)
第一节 剖面图分析.....	(222)
第二节 单站高空风分析.....	(224)
第三节 $T-\ln p$ 图分析.....	(225)
第四节 能量分析.....	(235)
第五节 等熵面分析.....	(239)
第三章 物理量的计算.....	(239)
第一节 地转风的计算.....	(241)
第二节 散度和涡度的计算.....	(250)
第三节 垂直速度的计算.....	(260)
第四节 水汽输送的计算.....	(267)
第五节 稳定度的计算.....	(272)
第六节 降水量的估算.....	(276)
第七节 地形对降水影响的估算.....	(279)
第四章 卫星云图分析.....	(279)
第一节 气象卫星的基本知识.....	(284)
第二节 电视云图的分析.....	(299)
第三节 红外云图的分析.....	(307)
第四节 主要天气系统的云图特征.....	(323)
第五章 雷达资料分析.....	(323)
第一节 气象雷达的基本知识.....	(325)
第二节 雷达回波的识别.....	(333)
第三节 不同天气系统的雷达回波特征.....	

第十二章 我国的锋面和气旋活动

在第一、二章中，我们对锋面和温带气旋活动的一般规律作了讨论，为了更好地认识并预报锋面、气旋及其伴随的天气，还必须进一步研究影响我国的锋面和气旋的主要活动规律。

我国的锋面活动频繁，尤以冷锋最多，静止锋次之，锢囚锋和暖锋最少，因此关于锢囚锋和暖锋本章不专作介绍。

影响我国的气旋，其发生、发展和移动与东亚上空的锋区、西风槽以及冷暖空气的活动密切相联系，我国幅员广大，地形复杂，这些条件不尽相同，因而各地区的气旋发生、发展都各具自己的特点。但就气旋活动的地理分布言，据统计，不论冬半年还是夏半年，主要有两个频数最大的地带：一个在 $30^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ 间，称为南方气旋，一个在 $45^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 间，称为北方气旋。本章主要介绍南方气旋和北方气旋的发生、发展及其天气特点和预报思路。

第一节 影响我国的冷锋

我国上空多西风槽活动，槽后带来大量冷空气。因此，冷锋就成为影响我国的重要天气系统之一。

冷锋活动次数，北方多于南方，冬半年多于夏半年，春季最多，秋季最少。但对西北地区，夏季冷锋出现次数有时比冬季还多，对东北地区来说，从初春到秋末，冷锋活动都很频繁，冬季反稍有减少。

一般说来，冬季冷锋最强，常能长驱直入我国华南及南海一带，与其相伴的高空槽发展较深，锋区明显，锋区附近冷平流较强，锋后地面冷高压强大，冷锋过后降温显著，有时造成寒潮天气。夏季冷空气势力较弱，冷锋主要在北方活动，锋区不明显，有时仅在850毫巴及700毫巴图上有一小温度槽相配合，冷平流较弱，锋后地面冷高压亦不强。但夏季冷锋常带来雷阵雨天气。

关于冷锋天气，不仅决定其本身特点，而且与其他天气系统，如高空槽等密切相关。由于与之相关的天气系统多变，以及我国幅员广大，地形复杂，故冷锋活动特点和天气表现各地都有差别。下面我们分区进行讨论。

一、西北地区的冷锋

西北地区的锋面几乎全是冷锋，准静止锋及锢囚锋也是冷锋因地形影响而形成的，所以冷锋是最主要的锋面，一年四季皆有活动。

影响西北的冷空气，其主力移动路径有四条：（1）从西部帕米尔高原向东进入西北，（2）从北面经天山沿河西走廊南下，（3）从天山东部进入塔里木、柴达木盆地，（4）由蒙古中部经包头转向侵入陕西关中地区。

西北地形相当复杂，对冷锋形状和移速影响很大。刚从西部进入我国新疆地区的冷锋多成东北—西南走向。冷锋南段移近天山受阻，静止在天山西北部，而北段因冷空气堆积，垂直于锋的风速加大，使冷锋东移加速，加之北疆东北部又有西北—东南向的阿尔泰山阻挡，因此锋面变成图12.1所示的形状。

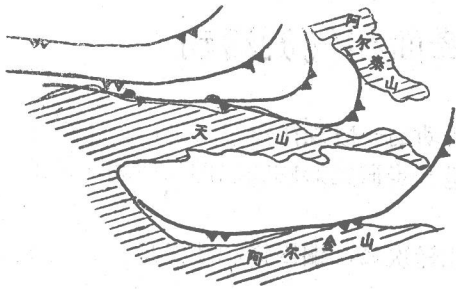


图 12.1 冷锋移近天山时的情形

如果冷空气很深厚，冷锋就会越过天山，进入南疆。由于背风坡的焚风现象，下沉冷空气增温，锋区温度对比大大减少，出现锋消。但当冷空气过山后，很快充满整个南疆盆地的低层，锋区变平。由于阿尔金山的迎风坡地形锋生作用，锋面会再度加强。

如果大量冷空气并未越天山而移到了天山东部，那么冷空气将从南疆盆地东北方的马蹄形开口地带，倒灌入南疆盆地。图12.2和图12.3分别为冷空气倒灌入南疆的地面天气图及空间垂直剖面图。

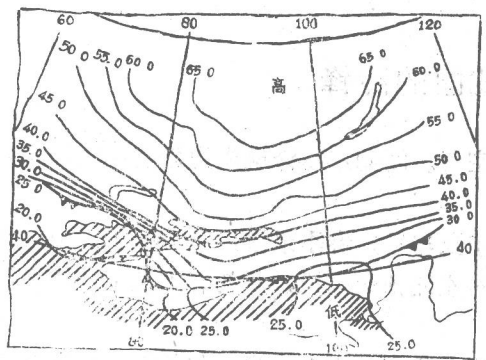


图 12.2 1958年1月12日08时地面图

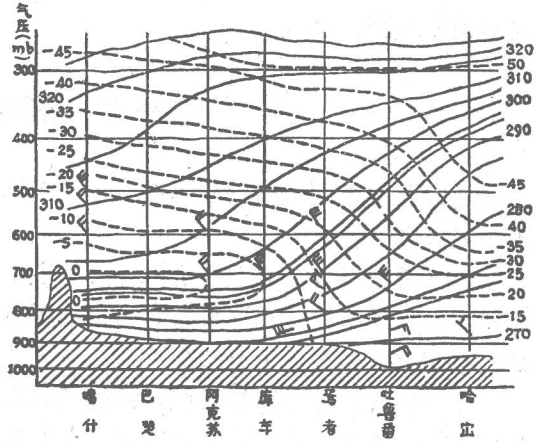


图 12.3 1958年1月12日08时喀什—哈密空间垂直剖面图

冷锋再向东前进，其南段常受阻于阿尔金山，停滞少动，甚至形成准静止锋，北段可沿祁连山北麓加速前进。当冷空气在阿尔金山前增厚，最后又可越过阿尔金山而入柴达木盆地，冷锋出现如图12.4中4、5所示变形情况。冷锋到达甘肃东部和陕西关中平原以后，往往在秦岭北麓被阻静止一段时期。当冷空气加强到一定程度，便可进入四川盆地。

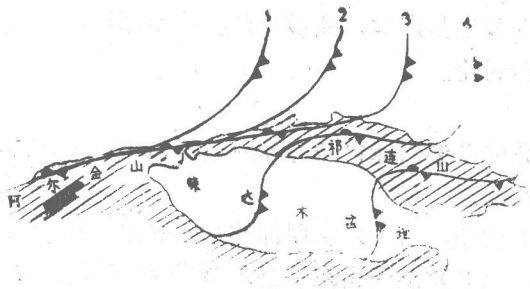


图 12.4 冷锋移动受阿尔金山和祁连山的影响

冷锋的移动速度一般与700毫巴等压面上垂直于锋线的风速分量相当，约为该分量的90%到98%，但在西部国境线到乌鲁木齐和哈密到酒泉

两个地段，冷锋移速较大，分别为上述分量的140%和117%。

西北地区的锋面有时还具有高空冷锋锋区性质的结构。冬季，南疆盆地低层常为冷空气占据，很少移动，所以在700毫巴等压面附近会形成一个水平稳定层。这时，如果700毫巴图上，中亚南部有冷低压存在，便有小槽移过南疆上空。槽前稳定层下降，温度升高，槽后稳定层上抬，温度降低，出现温度对比，形成高空冷锋，锋区只出现在600—800毫巴等压面之间，如图12.5所示。

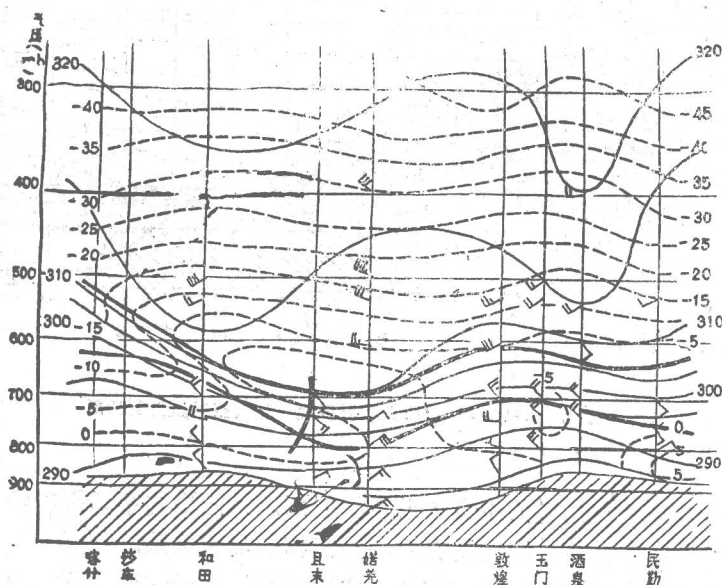


图 12.5 1957年1月24日20时喀什—民勤空间剖面图

当小槽移到河西走廊后，如果北部无新鲜冷空气下来，高空冷锋便趋于减弱消失。另外，如果700毫巴以上自国境西边有锋区进入南疆，冷平流较强，700毫巴到对流层顶，普遍降温，而700毫巴以下，温度变化很少，这时稳定层也会转化为高空冷锋，有时伴有坏天气。

西北地区冷锋云系和降水情况，随季节有很大不同。

冬季，冷锋云系的垂直结构主要有三种情况：

1. 冬季最常见的一种冷锋云系，与典型的锋面云系不同。云系不是位于暖空气中，而是位于锋下和锋区的稳定层里面（图12.6）。这种特点可能是因为冷锋经常处于西风槽的南缘，在锋上经常有极强的西风或西北风，有下沉运动，使锋面云系发展不起来；而锋下冷空气相对湿度大，低层辐合和乱流涡动所造成的上升运动使其达到饱和，所以在锋下形成云层。

2. 冬季较常见的另一种冷锋，是锋面附近没有中低云，锋前后冷暖平流较弱，空气都很干燥。

3. 冬季连续阴雨的云系。高空有稳定层维持，每当小槽接近时，在稳定层上面发展起浓厚的云层，并造成降水。但槽过后，稳定层上面云系消失，其下由于降水影响，再

加上东南的暖湿气流，常维持有中低云。如果又有小槽移来，云系和降水又可得到发展，于是造成连阴雨天气。如果低槽很深，则稳定层破坏，云层就消散。

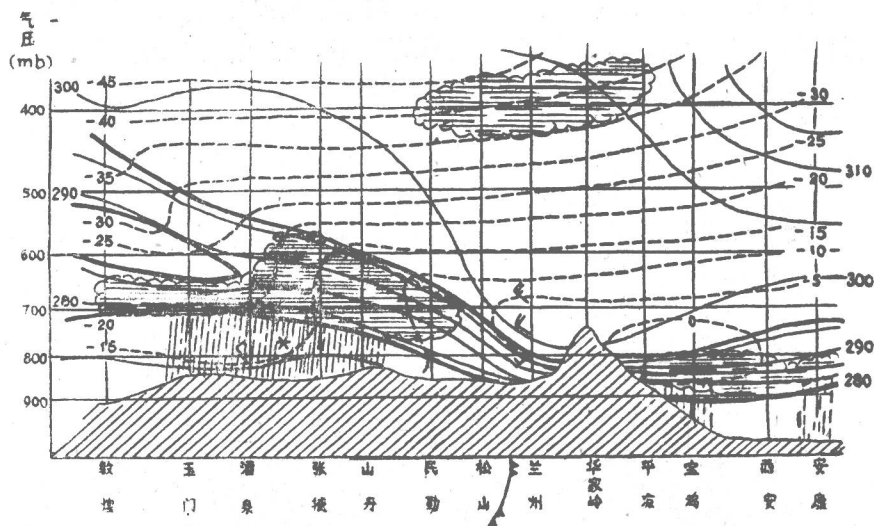


图 12.6 1958年1月12日20时敦煌—安康空间垂直剖面图

夏季，锋面上云系与典型的冷锋云系是相似的。第一型与第二型冷锋天气都能见到，它们的区别决定于锋面的坡度及锋面与高空槽的配置关系。

春秋过渡季节，冷锋云系与夏季相似，主要云系都位于锋面上面。

二、华北地区的冷锋

华北是我国冷锋南下必经之地。影响华北的冷锋有强冷锋和弱冷锋两种。

进入华北的强冷锋有从新疆北部，蒙古西部或贝加尔湖以西地区向东南方移来的，也有从中蒙边境及东北境内呈东西向逐渐南压。这种强冷锋，其上空锋区明显，有的在850毫巴上能达到 $20^{\circ}\text{C}/5$ 纬距，在700毫巴上则可达 $16^{\circ}\text{C}/5$ 纬距，并伴有发展完好的低槽。当槽从贝加尔湖以西移来时，槽后有强劲偏北及西北气流，整个锋段均为冷平流，则锋段伸得很长。除少数有暖锋伴随的气旋出现外，多数整个冷锋段位于北方强大冷高压前缘。等压线差不多与锋平行，锋处于隐槽中，锋前后等压线疏密的程度相差很大，锋前后露点温度也有差异，锋面过境时，降温剧烈，并伴有偏北大风，三小时正变压明显。西北路强冷锋影响本区时，云雨天气不明显，而北部下来的强冷锋天气有时表现较坏。

影响华北的弱冷锋，一般是在高空小槽东移过程中引导小股冷空气南下而产生的。其上空无明显的锋区配合，但在850毫巴及700毫巴图上为小冷槽，存在冷平流。这类冷锋多取三条路径影响华北。

1. 西路冷锋：冷空气多从新疆经河西走廊、山西、河北东移，如图12.7所示。高空小槽在河西、河套发展明显，有时从青海湖有低涡移出。地面图上锋后紧跟高压，其中心常出现在河套西部。在内蒙古境内多西北及偏西风，在山西境内多偏西风，锋前多偏南

风及偏东风。锋过太行山，往往减弱消失。锋前后天气都坏，小槽及低涡附近都有降水。

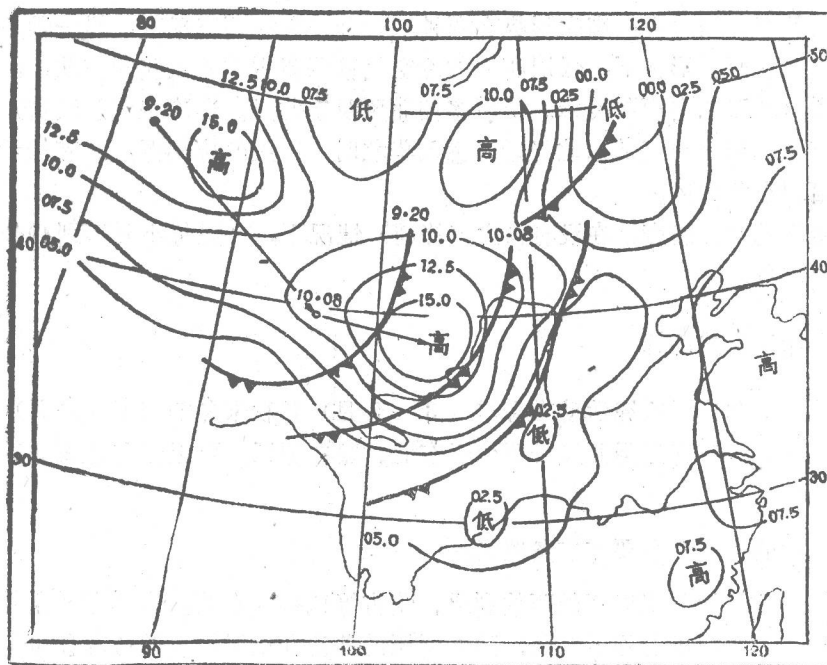


图 12.7 1970年8月10日20时地面图

2. 西北路冷锋：冷空气从蒙古中部向东南移到山西、河北一带，见图12.8。高空槽

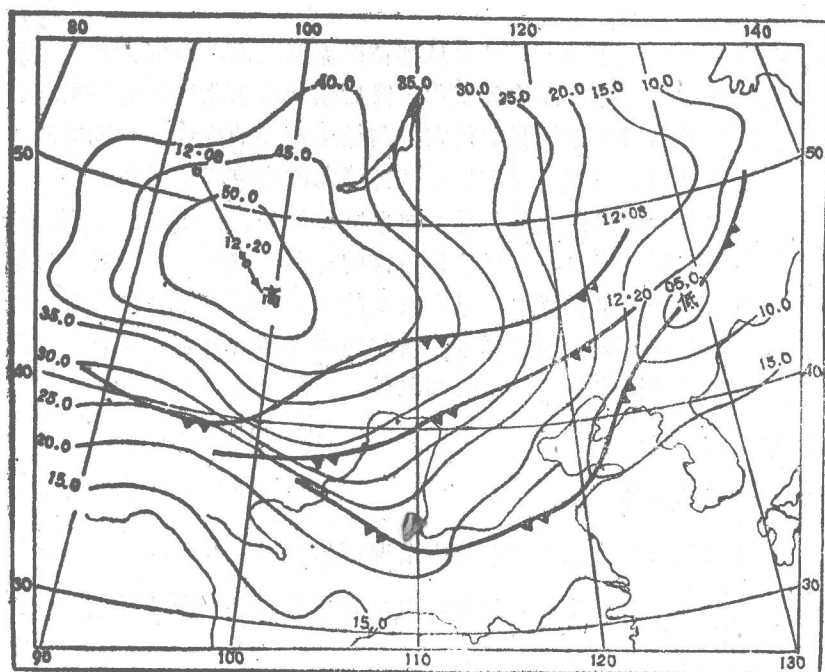


图 12.8 1970年11月13日08时地面图

在东北发展，冷高压中心多在蒙古西部，锋前多西南风，锋后多西北风。冬春多大风及风沙，很少降水，但夏季可造成雷雨天气。

3.北路及东北路冷锋：高空形势有两种，一种是高空环流平直，另一种是东北低压位置偏东。在这两种形势下，低层西来的冷空气移至蒙古东侧或我国东北，然后进入华北，地面图出现自东向西的冷锋。锋后多偏北风及东北风。当冷空气从蒙古进入华北时锋面云系不强；当冷空气从东北经渤海进入华北时，冷空气很潮湿，常有低云和降水，有时还能出现东北大风。

华北冷锋的移动速度，在没有锋生（锋消）情况下，一般每小时不到40公里，6小时两个纬距左右。

三、东北地区的冷锋

据统计，东北地区冷锋活动在春季（3—5月）和秋末冬初（9—11月）两个时段最为频繁，因为这时高空强西风带正位于东北、蒙古地区。而隆冬与盛夏的冷锋活动相对要少些。

影响东北的冷空气主要有三条路径：

1.冷空气从贝加尔湖以西的西伯利亚、蒙古等地进入东北。在适宜的条件下，可造成蒙古低压和东北低压的强烈发展。随着低压的移动和发展，以及锋的移速和走向的不同，天气影响也各不相同。

2.冷空气主力从新疆沿河西经内蒙、华北，进入东北地区。在适当的条件下有黄河气旋发生，一般无大发展。但黄河下游新发生的气旋是造成夏季东北重大降水的主要过程。

3.冷空气从贝加尔湖以东南下，甚至从鄂霍次克海北部向西南方移入东北地区。这一路径的冷高压脊从北方冷锋后面伸入东北，锋后偏北或东北风，降温显著。

冷锋的移动速度受当时气流场影响很大。与低压相伴的冷锋，靠近低压中心的锋段比稍远一些的锋段移动慢。从北及东北方来的冷锋北段比南段移动快。

东北冷锋的降水与锋面走向及其移动方向也密切相关。自西向东移动的南北向冷锋，一般是在锋前及锋际有降水，并且这种冷锋的降水往往过 120°E 后才开始或加强。而活跃的冷锋，也会在锋后出现降水，且有较宽的雨区分布。如果与锋面相配合的高空槽前不是西南风，而是偏西风，则无降水。自北向南移动的近东西向冷锋，其降水一般都在锋后，且较前种冷锋降水区宽广，时间较长，但降水量却不一定很大。

四、西南地区的冷锋

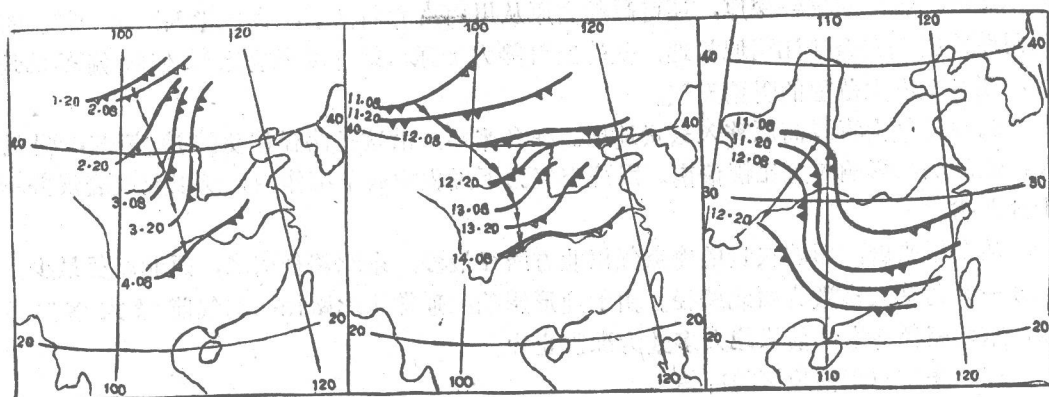
（一）四川地区的冷锋

影响四川的冷锋按冷空气的路径及锋生情况可分为以下五种：

1.冷锋由蒙古北部，或西北部有规律地向东南移动，经河套地区进入四川，见图12.9 (a)。

2.冷锋由新疆西部东移，经河西走廊南下进入四川，见图12.9 (b)。

3.当冷空气由蒙古经华北向西南移动,与西南暖湿气流相遇,引起冷锋锋生后,冷锋由四川东北进入四川盆地,见图12.9(c)。冷空气首先影响四川东部,然后遍及四川全境。



(a) 1957年6月1~4日

(b) 1958年1月11~14日

(c) 1957年8月11~12日

图 12.9 冷锋演变图

4.冷空气从新疆、蒙古一带向东南移动,遇到南方暖湿气流,在陕、甘一带引起冷锋锋生,然后进入四川。

5.还有一类是冷空气从青藏高原东北部或东部移入四川盆地后引起锋生的冷锋。

以上五类以第二类及第四类出现次数最多。

入川的冷锋除少数高空有强锋区外,多数无高空锋区反映,仅等温线相对密集一些。一般较弱的冷锋只有小温度槽配合。在700毫巴上常有东西向切变线与地面锋线相配合。在地面图上,西南地区往往先出现倒槽或热低压,它随冷锋进入而向南移动。锋后很少有完整的冷高压进入四川,多数为高压脊及分裂的小高压。当冷锋处在高压脊前时,锋前后都是偏北风,锋后风力较大;若锋处在倒槽中,则锋后偏北风,锋前偏南风。强冷锋后一般有2—4毫巴的 ΔP_3 中心,锋前变压较小。

冷空气翻越秦岭时,由于下沉增温,有锋消作用,所以弱冷锋入川后,在地面图上反映不明显,但有天气表现。

冷锋对四川盆地天气的影响与锋生、锋消的关系很密切。在青藏高原以东,当冷锋处于500毫巴脊前的西北气流下并伴有 $+\Delta P_{24}$ 移出时,冷锋将迅速扫过盆地并逐渐锋消,对天气无大影响,甚至使原来较坏天气转好;当西南地区处于500毫巴槽前西南气流控制下,且青藏高原有 $-\Delta P_{24}$ 移出,有利于锋生,天气较坏,往往可造成持续性阴雨天气。

冬半年,四川盆地上空经常维持着一层较强的逆温,(多数为锋面逆温),故多阴沉天气。当有冷锋或冷平流从高原进入四川时,将使逆温层破坏或转变成下沉逆温,于是天气转晴。夏半年,下层空气暖湿,层结常处在不稳定状态,当有冷锋及冷平流进入时,会促使对流发展,出现雷阵雨、大风等天气。

(二) 云贵地区的冷锋

影响云贵地区的冷空气路径主要有三条：

1. 冷空气从两湖盆地向西南移入云贵时，一般移动缓慢，只能影响滇东和贵州大部分地区。

2. 冷空气由河套或河套以西从川东南方向南下，影响贵州和滇东北，然后向西影响滇中地区。若冷空气较深厚，还可翻越高原从川西南方向南下，直接进入滇中一带。若此两路冷空气在金沙江流域相遇，使冷空气势力加强，就可以影响比较偏西偏南的地区，还可造成大范围的阴雨天气。

3. 冷空气由青藏高原移入云贵地区。在冬半年，沿这条路径移动的冷空气，强度大，速度快，影响位置比较偏南。因冷空气南下过程中有下沉作用，所以天气表现并不十分恶劣。

从全年来看，影响云贵的冷空气以北方路径最多，东北路径次之，西北路径最少。但6—8月绝大多数为西北路径。由于地形影响，通常西北路径冷空气前缘大多为冷锋，东北路径冷空气前缘绝大多数为准静止锋。

五、华东与华南地区的冷锋

华东、华南地区的冷锋，以冬半年最强，活动也最频繁，盛夏季节，冷锋很少影响到长江以南。

（一）华东的冷锋

影响华东的冷锋（寒潮冷锋除外），主要有高压前缘的冷锋及气旋波锋系。后者这里不作叙述。前者，一般有以下几种情况：

1. 西北低压槽里的冷锋：冷锋从新疆经河套随西北槽南下而向东南移动。冬半年，西风环流位置偏南，冷锋可影响华南；夏半年槽的位置偏北，故冷锋很少影响到华东南部，锋面往往在福建以北停止或消失，但冷空气仍可以扩散方式进入福建而造成大片降水。若700毫巴上有大槽，势力较强，冷锋仍可到达闽南地区。

2. 春季东北低压或低压槽里的冷锋：在冷锋南下过程中，当太平洋高压增强时，冷锋可在黄河下游一带静止少动，然后再缓慢南下。这种冷锋在700毫巴上我国东北上空对应微弱切变，而华北已很不明显，因此冷锋尾部多以干冷锋姿态出现，且一般只能到达长江下游，若气压梯度大，则锋前有西南大风，锋后有西北大风，大风多在山东一带。若锋后高压弱，是一种浅薄系统，则冷锋很快锋消。

3. 当高空环流平直，冷空气往往移到东北平原后南下，东北地区地面有分裂小高压出现或有一高压脊南伸，辽宁一带有东西向冷锋生成，然后经山东、苏北南下。锋后三小时变压显著，也会产生强劲的东北风。

此外，还有一些冷锋，高空虽有冷平流，但850毫巴锋区和切变线都不明显，属地面冷锋。这种锋维持时间不长。如华北地形槽中出现的锋，往往移到山东、苏北一带就锋消了。

夏季，当日本和东北上空低压系统加强时，500毫巴有冷空气急剧南下，促使高空锋区生成或加强，而700毫巴以下却没有锋存在，甚至有暖平流出现。所以高空冷锋过境时，强烈的不稳定便形成雷雨、冰雹和大风等严重天气。

（二）华南的冷锋

影响华南的冷锋，根据冷空气的路径，也可分为三类：一类是冷空气从河套以西南

下，冷锋多呈东北—西南向，这类冷锋在秋冬季节可引起显著降温，多碧空少云天气，春季则可引起严重暴雨；另一类是从河套附近经两湖盆地南下，冷锋近东—西走向，这类冷锋在秋冬季节降温不明显，天气晴好，春季可引起小范围暴雨；再一类是冷空气从河套以东经华东沿海南下，这类冷锋造成的降温少，但带来阴雨天气和东部沿海大风。

冬半年，华南地区上空还经常出现大范围水平稳定层，其范围可达我国江淮流域以南和青藏高原以东的广大区域。据研究，当冷锋从华南移出我国大陆以后，上层仍维持偏北气流，但下层随着高压移出，逐渐转为偏南风。于是上层偏北风气流下沉，绝热增温，下层偏南风气流上升，绝热降温，其间就出现了水平稳定层。稳定层带来薄云天气。但当稳定层很低时，上升气流达不到凝结高度，也会出现晴朗天气。如果稳定层之上南支西风气流中有槽东移，则在低层高压后部有倒槽发展，倒槽内有辐合气流，出现锋生现象。这时稳定层便遭到破坏，重新变为锋面。高空槽过后，水平稳定层又将得到恢复。当水平稳定层遭到破坏演变成锋面时，常带来华南地区大片降水。

第二节 华南准静止锋和昆明准静止锋

我国不少地区有准静止锋活动，其中以华南、昆明准静止锋出现次数最多，持续时间最长，影响范围也最广。因此，本节着重介绍它们的活动情况和天气特点。

一、华南准静止锋

华南准静止锋是活动在我国华南以及南海等地区的准静止锋的总称。当它位于南岭时，称为南岭准静止锋；而在南海时，则称为南海准静止锋。

华南准静止锋的北侧是从北方或西北方南下的冷空气，南侧是副热带暖空气或已强烈变性增暖的大陆冷空气。在气压场上，前者为冷高压，后者为暖高压（西太平洋高压或南海高压）。二者在我国华南地区对峙，它们的强弱变化决定了华南准静止锋的生成、移动和天气。

（一）华南准静止锋的活动

华南准静止锋是影响华南地区的重要天气系统之一。它一年四季都可出现，但以12月到次年7月活动最为频繁，每月平均有10天左右存在着准静止锋。秋季出现最少，每月平均还不到4天。

华南准静止锋的活动有着明显的季节变化。冬半年，副热带高压位置偏南，而冷高压势力强大，因而准静止锋位置偏南，一般多出现在南岭以南直至南海一带；夏半年副热带高压增强北进，冷高压减弱北缩，准静止锋活动位置显著北移，一般多在南岭北侧直至长江中、下游一带。

准静止锋稳定少动，存在时间比较长，一般都在5天左右，有时可达10天，最长曾达19天。

（二）华南准静止锋的结构

华南准静止锋的坡度，冬季较小，一般小于 $1/200$ ，有时甚至只有 $1/300$ — $1/400$ ，夏季较大，有时可达 $1/100$ 以上。冬季，冷锋南下趋于静止时，其坡度很快减小，在距地面锋线几百公里的地方，锋区常呈水平状态，这就是华南地区冬季经常出现的水平稳定层。

华南准静止锋伸展的高度与其所处的位置有关。当其位于南岭以北时，锋面能伸到3000米以上；当其位于南岭以南时，一般在2000米到2500米。

低层锋区在冬半年比较明显，强的在850毫巴图上可达4℃/纬距以上；夏半年则较弱，有时很不明显。由于锋面坡度很小，故锋区随高度向北偏离很大。

华南准静止锋出现时其北侧上空850毫巴和700毫巴常有切变线配合。切变线和锋区之间偏离程度随季节而变化。冬半年偏离较大，夏半年偏离较小，有时近于重合。在500毫巴图上，一般没有切变线存在，多为较平直西风气流。

(三) 华南准静止锋的天气

华南地区水汽比较充沛，准静止锋出现都会伴有云雨。锋北侧多层状云系，南侧对流性云增多。特别夏半年北侧层状云中常隐藏着积雨云，而南侧多对流云。

锋面降水与锋面坡度及锋上暖湿气流来向有关。坡度小，暖湿空气来向偏西，水汽不充沛，上升运动不强，雨区就宽而分散，雨量较小；坡度大，锋上暖湿气流偏南，水汽充沛，上升运动强，雨区窄，雨量大。

降水的南北宽度和降水的地理位置随季节而有所不同。冬季，地面锋线平均位置最偏南，经常活动在华南沿海和南海地区，降水平均宽度可达5—6个纬距，最宽可达15个纬距以上，是锋面降水最宽的季节，锋面持续时间也较长，云层很低，降水多为连续性雨雪，强度不大。

夏季，地面锋线平均位置最北，在27°—30°N之间，降水多发生在江淮流域，雨带呈东西向带状分布且宽度较窄，平均只有2—3个纬距，多雷阵雨，降水量大，有时24小时可达100毫米以上。

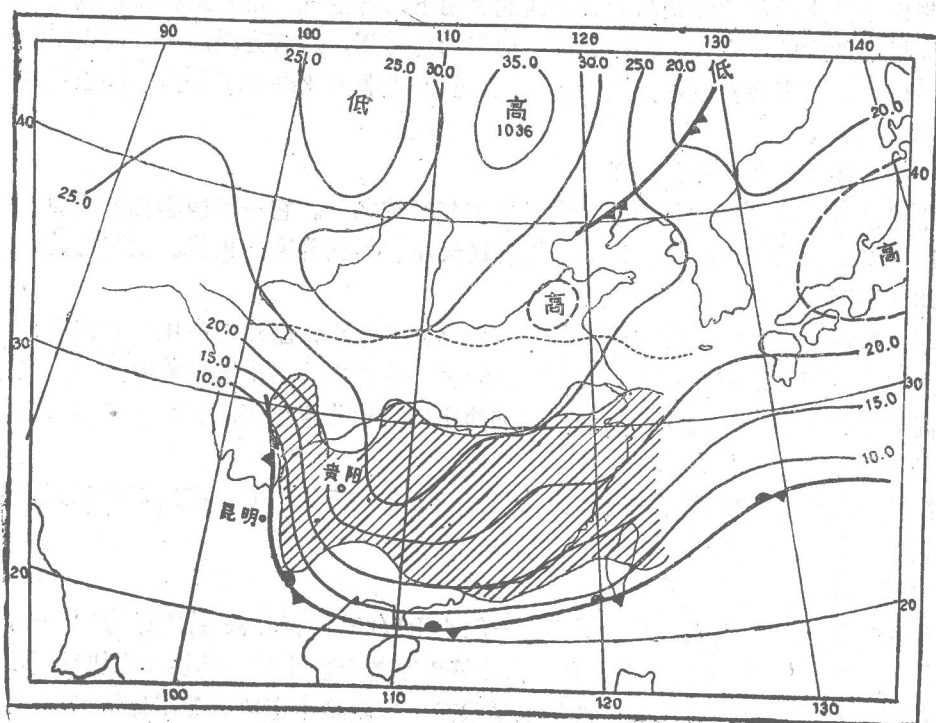


图 12. 10 1975年8月14日08时地面图

春季过渡季节，不论降水宽度，地理位置，降水量等都处于冬夏两种情况之间。

华南准静止锋坡度小，因而锋后降水区常离地面锋线有一段距离。只有到夏天，锋后降水才紧靠地面锋线。由图12.10可以看出，在华南沿海有一条准静止锋，西边与云贵准静止锋相接，地面锋线北侧有一大片雨区，雨区宽度达8个纬距左右，并与地面锋线有一段距离。中云北界就在 34°N 附近如图中点线所示。

(四) 华南准静止锋的形成

华南准静止锋的形成过程大致有两种：

1. 南下冷锋转变而成准静止锋

这种过程一般是：南下的冷空气势力不很强，或虽然冷空气势力较强，但其主要势力向东移动，向南移动的速度较慢，而南方暖空气势力较强且稳定，或暖空气势力虽然不太强，但在加强过程中。在这种情况下，南下冷锋因受暖空气的阻挡和武夷山、南岭的屏障作用移速减慢，从而转变为华南准静止锋。

天气形势特点是：在高空图上，东北地区无低压发展，西风槽在 35°N 以北东移较快，槽后有一定强度的冷空气南下，但主要冷平流区在槽的北段。我国南部付高脊稳定少动，其西有较强的西南暖湿气流控制（图12.11）。地面图上，冬半年冷高压中心常在

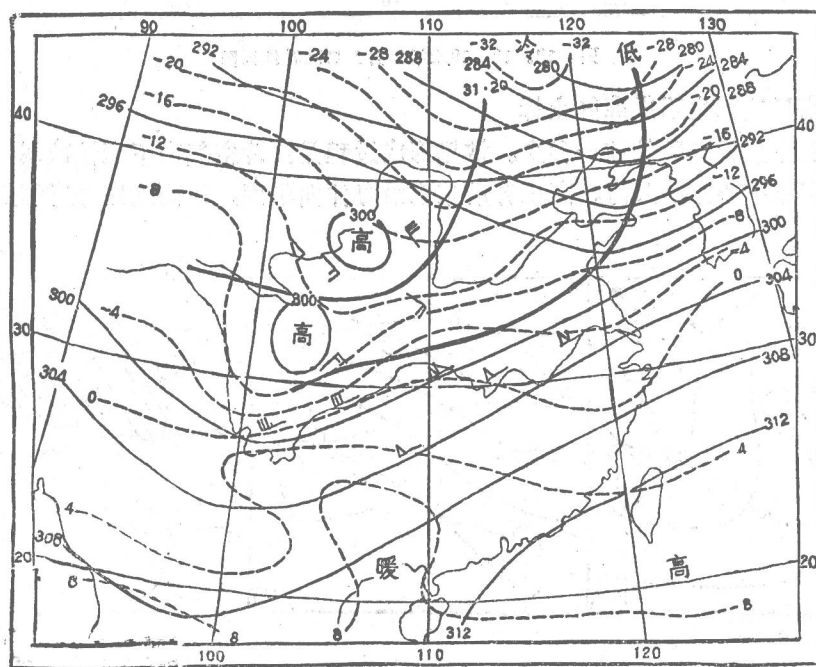


图 12.11 1972年2月1日20时700毫巴图

45°N 附近或 45°N 以北东移，并向东南伸出一个高压脊（图12.12）。夏半年即使从北方或西北方有分裂的小高压中心进入我国，也多在 35°N 以北东移出海。华中和华南一带高压脊呈东西走向。这时南下冷锋速度在华南地区迅速减小，从而转变为准静止锋。如果南下冷空气势力很强，或准静止锋北侧有新的冷空气补充，锋面可越过南岭山脉到达南海，然后在南海转变为准静止锋。

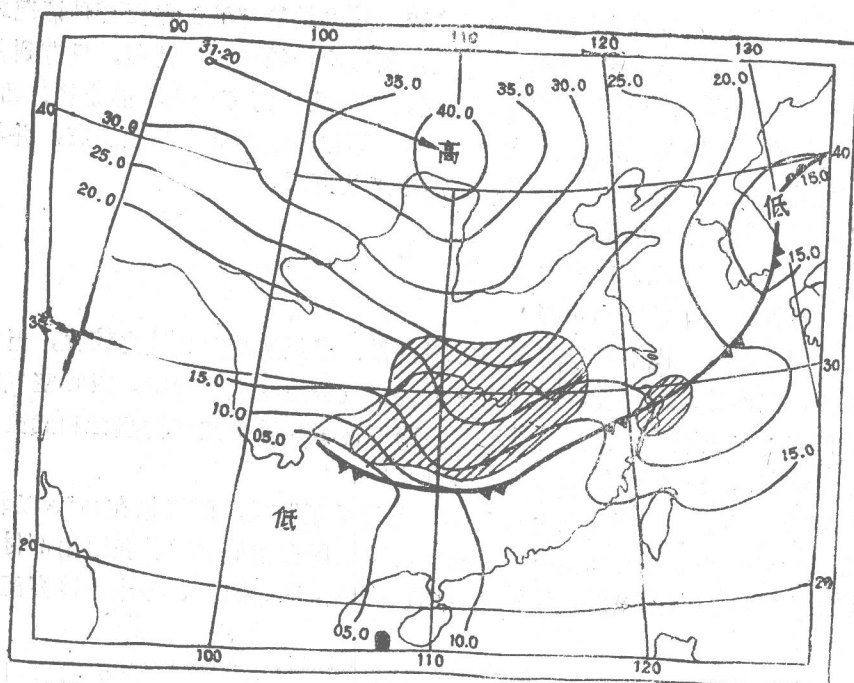


图 12.12 1972年2月1日20时地面图

2. 华南局地锋生形成准静止锋

这种准静止锋次数较前一种少。常见形成过程是：冷空气南下变性减弱，其前部冷锋消失，高压中心东移入海，高压脊沿东南沿海伸向华南，西南地区有倒槽发展（图12.13）。

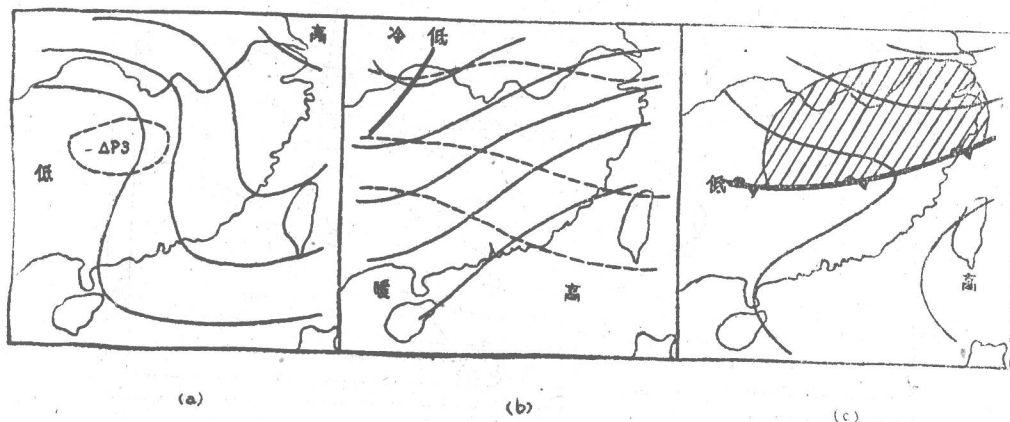


图 12.13 华南静止锋锋生示意图

高空暖高压势力加强或有印缅槽东移，使华南上空出现较强的西南气流，华南地区迅速增温增湿，西南倒槽进一步发展，槽南北两侧温度对比加大，天气转坏，锋面在倒槽中形成。这种形势下，锋面往往很少移动，常呈准静止状态。另外，有时在华中地区锋生，然后南移，转变为华南准静止锋。

(五) 华南准静止锋的移动和消失