

东亚大陆东岸的倒暖锋

王 达 文

一、引言

冬半年，在特定的环流条件下，极地海洋气团可以入侵东亚大陆，并进入我国造成天气影响。当极地海洋气团侵入东亚大陆后与极地大陆气团交绥，就会在东亚大陆东岸的中、高纬度地区形成近东西向单独的暖锋，它的暖区在北、冷区在南，自北向南移动，在移动过程中逐渐转成东北西南向，而后消失。以前，由于对这种暖锋注意不够，常常遗漏分析或错误地分析成副冷锋、静止锋；也因为它锋前（南）酷寒干冷，锋后（北）温、湿骤升，常常导致预报的失败。

由于倒暖锋常出现在较高的纬度和较偏东的海岸，有的较弱，有的则未能进入我国。考虑到对我国东北地区天气的影响，本文讨论的倒暖锋有下列条件：①暖区在北、冷区在南，单独存在；②自北向南移动，并须移过 50°N 以南。依照上述条件查得，1954—1972年共出现27次倒暖锋。最早出现在11月，最晚结束于3月，以12月为最多；多数倒暖锋的生命史在30—72小时，最长达114小时。

二、倒暖锋生成和消失的天气过程

（一）倒暖锋生成的天气过程

1. 切断低涡型：

倒暖锋生成之前，从中西伯利亚高原到日本海是个低压带，我国东北地区东部到日本海北部有一个切断低压；从新西伯利亚到新疆是个高压脊，乌拉尔山东部到我国东北地区是个西北东南向的锋区，锋区上在贝加尔湖北方和西北方有新的、明显的冷空气向东南方向侵袭

（见图1）。由于冷空气不断向东南方侵袭，低压带随之向东南方向发展，轴向发生逆时针旋转，并断裂出一个庞大的低涡。其范围从贝加尔湖到日本海，大低涡中通常又有两个小低涡分处两端；原在乌拉尔

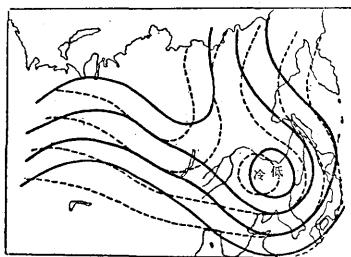


图1 切断低涡型500毫巴形势概况图（a）

山附近的高压脊缓慢东移；鄂霍次克海附近由于强烈暖平流加压的结果，该处的高压脊不断发展，低涡前南北向锋区加强，并发生逆时针旋转（图略）。最后，断裂出的大低涡继续呈逆时针旋转，其轴线由原来的西北东南向转成东西向，盘踞在贝加尔湖到日本海一带；原在堪察加半岛北部的暖性高压脊迅速发展西进移到雅库次克地区，且常出现闭合高压中心；低涡前部的锋区继续加强，呈西西北—东东南向。此时，低涡北侧的偏东气流正处在鄂霍次克海附近，在偏东气流中自东部海面向其西部的东亚大陆东岸带来了极地海洋气团，如果近地面层也有偏东气流，于是在东亚大陆的东岸便有倒暖锋锋生（见图2）。这种类型的锋生过程是最常见的。

2. 高压西进型：

倒暖锋生成之前，从新西伯利亚地区经贝加尔湖到鄂霍次克海西部已经是一个近东西向的庞大的低压带。它的生成有着各种各样的演

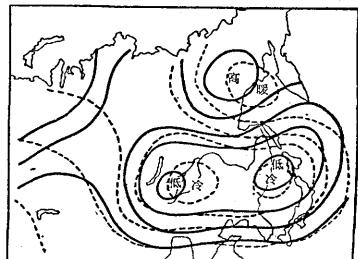


图2 切断低涡型500毫巴形势概况图（b）

变过程，而不是象切断低涡型那样，只是由于原西北东南向低压带轴向逆转形成的，低压带中在苏联滨海地区有一个低涡中心，其前部鄂霍次克海上是个近南北向的锋区；另一个小低涡中心在萨彦岭附近；从乌拉尔山东部到雅库次克地区是个弱高压带（图略）。在上述的环流形势下，当有高压中心（这个高压的形成过程较复杂，一般不是象切断低涡型那样是由槽前暖平流所致）于鄂霍次克海北部自东向西移动，使低涡前的东南气流转成偏东气流，原呈南北向锋区随之迅速逆转成近东西向时，便有倒暖锋锋生（见图3）。如果高压继续西进，鄂霍次克海一带的偏东气流又可能转成东南气流，这时倒暖锋常在较高的纬度生成后又复消失；当有高压重新西进时，又会再次锋生。

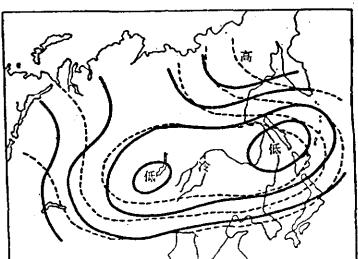


图3 高压西进型500毫巴形势概况图

(二) 倒暖锋消失的天气过程

1. 低涡东移型:

倒暖锋生成后，如果从贝加尔湖到日本海呈东西向大低涡的轴向继续逆转，大低涡中的小低涡，常常是西部的逐渐减弱消失，东部的加强发展；大低涡后部在西伯利亚地区的高压脊随着低涡的逆转而顺转，高压脊经贝加尔湖向东北方向伸展，趋于和大低涡北部的阻塞高压（有时是高压脊）合并（图略）。当大低涡摆成北东北—南西南向时，由于大低涡中的主要低涡中心的逆转东移，原在我国东北地区的冷中心也随之东移；西伯利亚地区的高压脊东移到贝加尔湖东部并与北部阻塞高压合并，合并后的高压脊随低涡继续东移。此时，我国东北地区逐渐转为高压脊控制。这样，原从鄂霍次克海指向东亚大陆的偏东气流被偏北气流所代替，切断了极地海洋气团的持续输送，倒暖锋的强度和范围就迅速减弱和缩小。在高空引导气流的操纵下向南到东南方向移动，随着高空锋区的消失地面锋面亦很快锋消（见图4）。这类消失过程是最常见的。

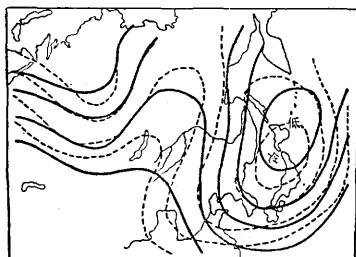


图4 低涡东移型500毫巴形势概况图

2. 低涡分裂型:

倒暖锋生成后，如果从贝加尔湖到日本海呈东西向的大低涡稳定少动，持续发展，由于其前部和北部暖平流加压的结果，促使大低涡北部的阻塞高压不断加强、发展和西进，与原在西伯利亚地区向北伸出的高压脊合并，构成一个庞大的阻塞高压个体和大低涡对峙（见图5）。此后，北部的阻塞高压继续发展，个体范围不断扩大；大低涡的

南北幅度也明显收缩、变窄。在大低涡中部的我国东北地区正是暖平

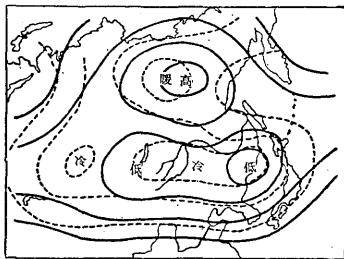


图5 低涡分裂型500毫巴形势概况图(a)

流输送区域，该处气压明显上升，从而促成低涡减弱，并发生分裂。被分裂出来的两个部分在阻塞高压及其前部暖平流的影响下，各自向东、西两个方向收缩，由于东部小低涡的收缩、东移，原在我国东北地区已经减弱的冷中心亦随之东移。最后，北部的阻塞高压向我国东北地区伸出一个高压脊，于是向东亚大陆输送极地海洋气团的偏东气流迅速消失，转变为盛行偏北气流，地面锋面随之向东南方向移动。高空锋区消失后，地面锋面随之锋消（见图6）。

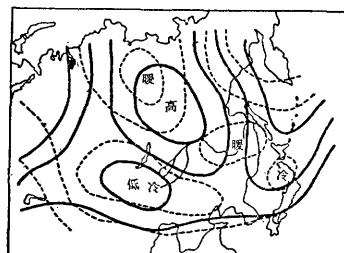


图6 低涡分裂型500毫巴形势概况图(b)

(三) 地面形势演变特征

倒暖锋生成之前，我国东北地区有东北低压生成、发展。之后，东北低压偏东或向东北移动（常与已经减弱北上的日本海气旋合并），稳定在日本海北部到鄂霍次克海一带，继续发展成锢囚气旋。通常在东北低压东移后，我国东北地区总有一次明显的降温。这时，西起新疆、东至东亚大陆东岸、向北直到贝加尔湖北部、向南伸到我国华

南，是个南北向的高压带（图略）。此后，如果出现了上述天气形势，从鄂霍次克海到我国东北北部的偏东气流中，便有倒暖锋生成。大多数情况下，是原来残留的锢囚锋区再生而成的；有时也可以在低压后部原地锋生而成（见图7）。倒暖锋生成后，便沿高压脊前自北向南移动，并由原来的西北东南向逐渐转成东西向，此时移速一度减慢，而后又由东西向逐渐转成东北西南向，移速加快。最后进入东北平原内逐渐锋消（见图8）。

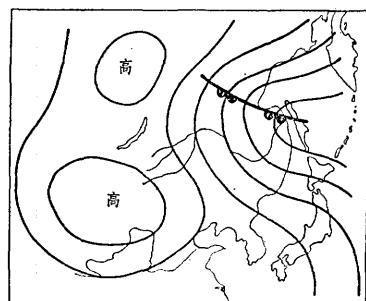


图7 地面形势概况图(a)

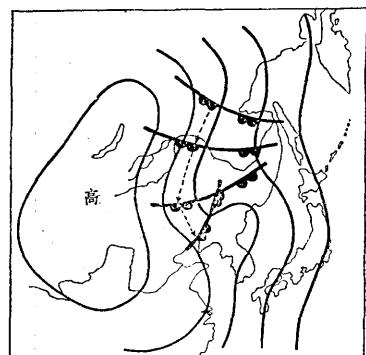


图8 地面形势概况图(b)

极少数情况下，倒暖锋可能产生在我国东北地区东移出海的气旋北部，它也可能不在高压脊前而在我国东北的弱低压内。在一定的环流条件下，一条倒暖锋在我国东北区内，另一条倒暖锋又告生成，各自独立，常常是前者锋消后，后者又进入我国东北地区；甚至还可能产生副倒暖锋，即一条倒暖锋刚生成南下，又有一条新的倒暖锋随之生成，由于两者相距很近，所以常合并为

一条锋面。综上所述，可以看出：

(1) 在我国东北或其东部地区生成或维持的冷性低涡是倒暖锋生成和维持的基础。从图9中可以看出，倒暖锋生成和消失与低涡的关系十分密切。生成时，低涡中心位置绝大多数在东亚大陆沿海200公里以西到我国东北以东的范围内；消失时，低涡中心位置又都明显的分布在该范围之外。冷性低涡北部高压的形成和西进是倒暖锋生

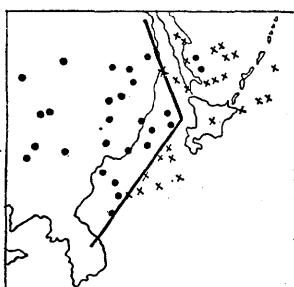


图9 500毫巴低涡中心位置分布图
·锋生 ×锋消

成和维持的有利条件。冷性低涡与其北部高压的稳定、维持，确定了从鄂霍次克海到我国东北北部的偏东气流的稳定、维持，保证了鄂霍次克海极地海洋气团自东向西不断输入和补充，促使倒暖锋生成、发展和维持。由于冷性低涡的稳定、维持，还为极地大陆气团的维持提供了条件，这有利于极地海洋气团与极地大陆气团之间温度对比的加大和维持时间的增长。统计结果，前期冷空气势力越强，持续时间越长，则倒暖锋一般也较为明显，维持时间也较长。

(2) 冷性低涡北侧偏东气流明显转变为高压脊前偏北气流，结束了极地海洋气团气流的继续输送和补充，这是倒暖锋锋消的主要原因。鄂霍次克海极地海洋气团进入干冷大陆后的变性以及极地大陆气团的变性则是次要的。

三、倒暖锋的结构

从图10、11中看出：倒暖锋不在高空槽前，而在低压后部；地面

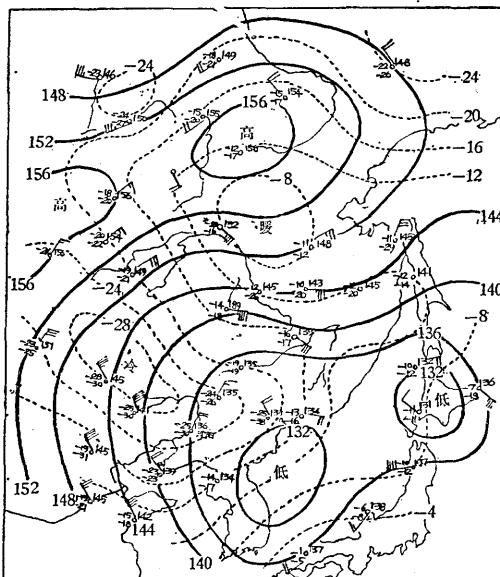


图10 1963年1月5日08时850毫巴图

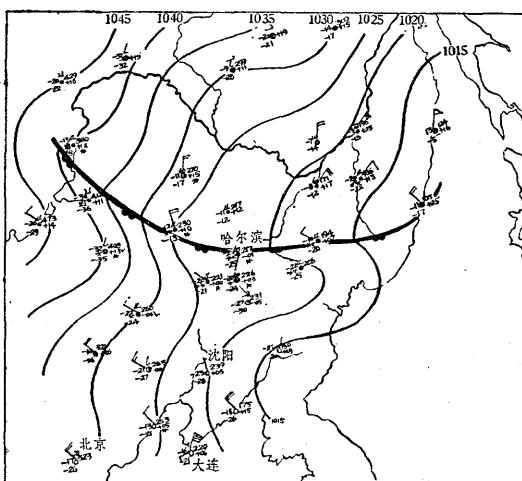


图11 1963年1月5日08时地面图

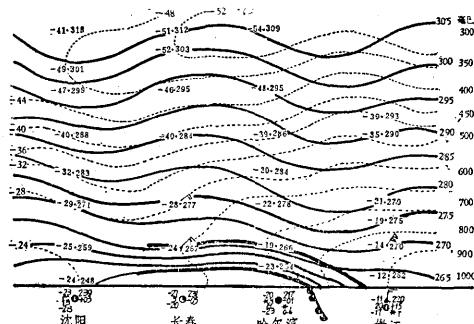


图12 1963年1月5日08时沿125°E垂直剖面图

图上，它不在低压前部，而是在高压脊前。它的上空有明显的锋区，地面锋也很清楚，所以它是对流层锋。暖平流的输送是依靠偏东气流完成的，平流交角自东向西逐渐增大。它的垂直结构与标准的锋面模式无大差异，但锋面坡度小（见图12）。从气团属性分析结果证明，倒暖锋锋前是极地大陆气团或变性极地大陆气团，锋后则是极地海洋气团。

四、倒暖锋锋附近要素场特征

1. 温 度 和 湿 度：

温度的分布是锋的北侧（后）高于锋的南侧（前），锋前后的差异一般在10°C以上，而24小时变温就更大了，甚至超过20°C。当锋面由东西向转为东北西南向时，温度差异便显著减小，由相差几度直到前、后相当。

2. 风：

风的分布与标准模式有较大出入。由于地形的影响，风的特征大致可以分成东段、中段和西段三个部份。锋面东段的后部为东北风，其前多为南风，有时为偏东风；锋面中段

的后部多为北或北东北风，其前多为偏南风；锋面西段的后部多为北或北西北风，其前为西北风。一般情况下，锋后的风速都大于锋前（见图11）。当锋面转成东北西南向时，风场有类似标准的冷锋风场特征。

3. 气压和变压

锋面虽不在低压内而在高压脊前，但仍有一不太明显的气压槽与之配合，等压线通过锋面时，也可以看到有气旋式弯曲（图7、8、11）。

锋面生成初期，锋前后变压大致相同。锋面移动时，锋后变压总是大于锋前变压。一般情况下，锋后正变压，其值很少超过2毫巴；锋前有时是正变压、有时是负变压，但绝对值都小于1毫巴（见图11）。锋面处于准静止时，变压分布与一般准静止锋的特征大致相同。当锋面转成东北西南向时，变压的分布便发生显著变化，即锋后变压小于锋前。

4. 云：

锋面云系的分布，与标准模式大致相同。从倒暖锋锋生到锋消的过程中，锋面云系有一个由锋后逐渐向锋前转移的过程。整个锋面云系大约为8—10个纬距，中、低云系几乎都分布在锋附近4—5个纬距内，锋前的云系较锋后的云系为广、厚（见图11）。由于倒暖锋的特殊结构和地形的影响，锋面成东西向时，云系在东段和中、西段的分布有所不同，大致是：东段：锋前由双层高积云→透光高积云→蔽光高层云；锋后由蔽光高层云→透光高层云。中、西段：锋前由卷云→卷层云（有时卷云和卷层云共存）→蔽光高层云或透光高积云；锋后由蔽光高层云→透光高层云→高积云（有时卷云）。

5. 降水：

降水分布与云系分布大致相同。锋面刚生成时，雪区在锋面附近；在锋面向南移动的过程中，雪区也由锋后逐渐向锋前转移，沿锋面成东西向带状分布，宽度约2—4个纬距（见图11）；当锋面成

东北西南向时，雪区多在锋前，随着锋面的消失，雪区也随之消失。降雪强度多为小雪，少数情况可达中雪，且东段大于中、西段。降雪多产生在蔽光高层云、蔽光高积云中或高层云和高积云共存的云中。值得注意的是，在卷层云中也经常产生降雪。

五、结 论

1. 冬半年，在太平洋北部和东亚大陆东岸之间，当有偏东气流存在的条件下，就有北太平洋（鄂霍次克海）极地海洋气团入侵东亚大陆并进入我国东北地区的可能。在我国东北地区或其东部上空出现稳定的切断低涡是极地海洋气团大规模入侵东亚大陆的条件，太平洋北部建立的阻塞形势是促成这种入侵的最有利形势。

2. 东亚大陆东岸的倒暖锋是极地海洋气团和极地大陆气团的交界面，它是单独存在的对流层锋。