

“雅安天漏”研究

III: 特征、物理量结构及其形成机制*

曾庆存 宇如聪

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

彭贵康** 柴复新

(四川省雅安地区气象局, 雅安 625000)

摘要

本文的这一部分首先进一步分析了第二部分的预报结果, 结果发现, 在本文第二部分所建立的模式, 不仅较好地预报出了24小时总降水量, 而且也较好地预报出了“雅安天漏”的降水特征和降水中的物理结构。模式基本上抓住了形成雅安降水的主要影响因子, 然后通过一系列精心设计的数值模拟试验得到了形成雅安降水的可能机制。

关键词: “雅安天漏”; 降水特征; 物理结构; 形成机制。

一、引言

雅安降水之所以被称为“天漏”, 当然是因为它的局地降水多, 降水量大, 但作为它特有的局地性降水现象, 降水及在降水过程中的物理量结构一定存在某种特征, 也一定存在某种特有的降水机制。本研究的第一部分^[1]通过对雅安地区198个暴雨个例的统计综合分析得出: 雅安降水有明显的夜雨特征, 雨强在午夜左右得到最大; 雅安暴雨前和暴雨中, 对流层中下部为湿空气汇、空气质量辐合、暖平流和正涡度平流中心, 对流层上部为干层、空气质量辐散、冷平流和负涡度平流中心。

一个预报“雅安天漏”的数值预报模式, 如果真正抓住了产生降水的主要机制, 也应该能报出降水的夜雨特征和它的物理结构, 否则可能难以得到良好的预报效果。带着这个问题, 我们对本研究第二部分的预报结果作了进一步的分析, 结果发现, 模式较好地预报出了“雅安天漏”的降水特征和降水中的物理结构。

由于实际的降水过程和模式都包含着多个因子的综合作用, 为了从根本上弄清雅安降水的形成机制, 弄清影响雅安降水的主要因子, 本文的后半部分作了一系列敏感性试验, 并得到了形成“雅安天漏”的可能机制。

1992年10月7日收到, 1992年11月14日收到修改稿。

* 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室资助课题。

** 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室客座人员。

二、雅安夜雨

君问归期未有期，巴山夜雨涨秋池。

何当共剪西窗烛，却话巴山夜雨时？

这是唐李商隐的夜雨寄北，川中夜雨，自古已知。章基嘉等（1988）^[2]所作的1979年5—8月高原地区的夜雨率分布、叶笃正等（1979）^[3]根据1961—1970年的统计资料所得的夜雨分布和本研究的第一部分^[1]通过对雅安地区198个暴雨个例的统计综合分析都表明雅安附近为明显的多夜雨区。本研究的第二部分^[4]对十个“雅安天漏”个例的24小时降水预报是成功的，但在24小时降水的时间分布上，是否有夜雨特征呢？带着这个问题，我们考查了十个预报个例的前12小时（北京时08时到20时）降水预报。结果发现，在这白天的12小时里，所有模式范围的最大降水量几乎都在25mm以下，而雅安所在格点（30°N，103°E）附近，这12小时降水量很少有超过15mm，也就是说，模式所预报的24小时降水量，绝大多数降水是在夜间12小时（北京时20时到08时）发生的，即预报降水与实际情况一样，也具有夜雨特征。表1给出了雅安所在格点的降水夜雨比率：

$$\text{夜雨率} = \frac{\text{夜间12小时降水量(20时—08时)}}{\text{一天24小时降水总量(08时—08时)}}$$

由表1可见，除CY9个例外，其它9个个例的夜雨率都大于60%，按通常的习惯，称为多夜雨。容易求得这十个个例的平均夜雨率为80%。另外，为了了解更详细的24小时降水时间分布，在表2给出了个例CY2的24小时的小时雨强变化，由表2可见，小时雨强在5mm以上的时间是从北京时20点以后至次日早晨7点以前，小时雨强最

表1 雅安降水的夜雨率

个 例	CY1	CY2	CY3	CY4	CY5	CY6	CY7	CY8	CY9	CY10
夜雨率	0.77	0.84	0.92	0.84	0.83	0.66	0.94	0.71	0.56	0.90

表2 个例CY2的小时雨强和纬向风速的日变化

时 间 (北京时)	小时雨量 (mm)	纬向风速 (m/s)	时 间 (北京时)	小时雨量 (mm)	纬向风速 (m/s)
08	0.00	0.58	20	4.53	-5.76
09	0.00	2.04	21	6.31	-5.90
10	0.00	1.96	22	7.82	-5.98
11	0.00	1.65	23	8.80	-5.79
12	0.52	1.11	24	9.43	-5.33
13	0.65	0.29	01	9.77	-4.79
14	0.72	-0.24	02	9.72	-4.26
15	1.13	-1.76	03	9.24	-3.70
16	1.50	-3.00	04	8.50	-3.02
17	1.84	-4.02	05	7.52	-2.26
18	2.69	-4.89	06	6.28	-1.46
19	3.56	-5.39	07	4.87	-0.57
20	4.53	-5.76	08	3.51	0.43

大值出现在午夜后 01 时和 02 时之间, 最大小时雨强约 10mm。这与本研究的第一部分^[1]的分析结果是相似的。

三、“雅安天漏”中的物理量结构

本研究的第一部分^[1]通过对雅安暴雨两个例的合成分析得到了“雅安天漏”中的物理量结构, 那么, 在我们试验的 10 个不同年份、不同类型的“雅安天漏”个例中, 它们的散度场、涡度场和水汽分布等是否也存在这样的特征结构呢? 为此我们逐个分析了每个个例在降水中的物理量结构, 由第二节分析可知雅安降水有夜雨特征, 且小时雨强在午夜左右最大, 所以, 我们可用模式的 18 小时预报结果, 也即世界时 18 时(北京时 02 时)的天气状况, 来分析暴雨中的物理量结构。分析结果表明它们存在着共有的结构特征, 其平均的物理量结构可概括为: (1) 对流层中, 下层为辐合正涡度中心, 对流层上层为辐散、负涡度中心; (2) 对流层中, 下层为明显的水汽辐合区和深厚暖层, 对流层顶附近常出现冷堆; (3) 低层是明显的位势负纬向距平, 高层是正距平; (4) 低层雅安东部四川盆地的偏东气流沿陡峭的地形爬坡上升, 上升气流超过高原顶部后, 顺越高原的西风下沉东去, 从而形成一支纬向垂直环流圈; 而雅安上空约与高原顶同高度处, 西部来自高原上的西风大于下游盆地上空的西风(甚至为东风), 造成进一步辐合上升, 迭加在爬坡上升气流上, 使得上升增加, 这支上升气流到 200hPa 后, 随南亚高压的偏东气流东去下沉, 从而形成第二支垂直环圈, 这二支垂直环圈的迭加构成了雅安暴雨中的垂直环流结构, 并在雅安上空形成较强的上升运动。

限于篇幅, 现由图 1 和 2 给出个例 CY2^[4]的部分物理量结构示意图。图 1 是个例 CY2 在北京时 02 时的 200hPa, 500hPa 和最低模式层的散度和涡度, 以及最低模式层的风场和整层的水汽含量、水汽辐合量。图 1a、b 和 c 分别是 200hPa、500hPa 和最低模式层的散度, 单位是 10^{-5}s^{-1} , 其中正值表示辐散, 负值表示辐合, 图中阴影部分是下沉区; 图 1d、e 和 f 分别是 200hPa、500hPa 和最低模式层的涡度, 单位是 10^{-5}s^{-1} , 一般气旋性环流是正涡度, 反气旋性环流是负涡度; 图 1g 是整层的水汽含量分布 (TQ):

$$TQ = -\frac{100}{g} \int_{p_s}^{p_1} q dp,$$

单位是 mm 厚度; 图 1h 是以该时刻水汽辐合率求得的 24 小时整层水汽辐合总量 (TVQ):

$$TVQ = \frac{100 \times 24 \times 3600}{g} \int_{p_s}^{p_T} \nabla \cdot q \bar{V} dp,$$

单位是 mm 厚度; 图 1i 中箭头表示模式最低层的风场, 实折线是约 2000m 的地形阶梯连线, 点线是长江和黄河。图 2 是沿 30°N 的垂直剖面图, 图中阴影部分表示地形, 实线等值线是位势高度对纬向平均的偏差量, 即纬向距平, 单位是位势什米, 虚线是位温, 箭头是纬向风和垂直速度构成的垂直环流示意图。

由图 1a—c 和图 2 可见, 从地面到 500hPa, 雅安附近都是较强的辐合中心, 而

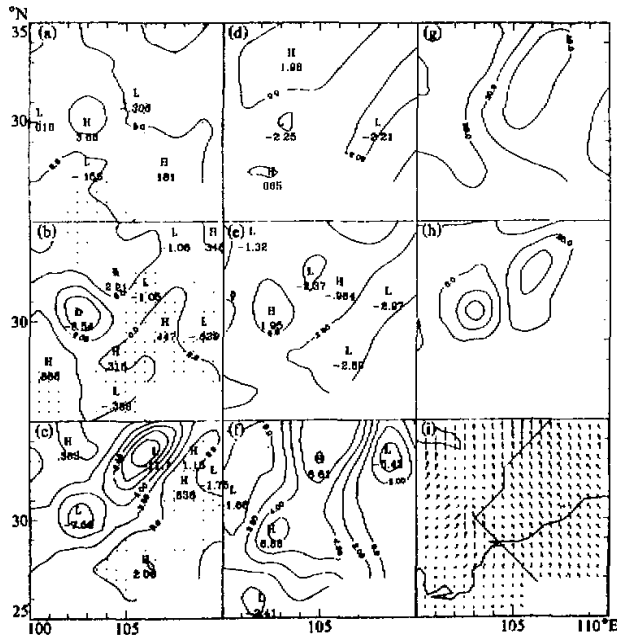


图1 个例CY2降水中的部分物理量结构(18小时预报结果)
 (a) 200hPa 散度; (d) 200hPa 涡度; (g) 整层水汽含量;
 (b) 500hPa 散度; (e) 500hPa 涡度;
 (h) 整层水汽辐合量; (c) 模式最低层散度; (f) 模式最低层涡度;

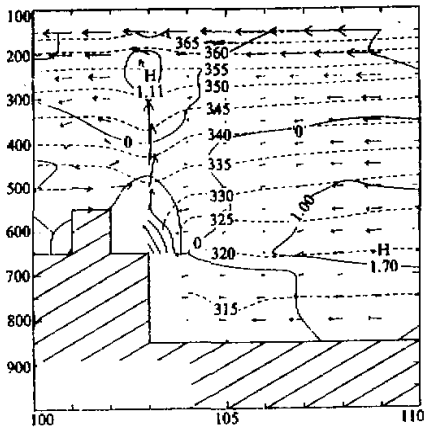


图2 个例CY2降水中沿30°N的纬向垂直剖面图(18小时预报结果)

其中, 阴影部分表示地形; 实线等值线是位势纬向距平; 虚线是位温; 箭头是纬向风和垂直速度构成的垂直环流示意图(下同)

200hPa 为辐散中心, 200hPa 以下的对流层, 雅安都处于较强的上升运动。川东在整个对流层内几乎都为辐散下沉, 雅安的西北和西南也为下沉区, 又由图 1h 可以看出, 雅安处于整层水汽辐合区中。图 1d—f 给出了涡度结构, 雅安附近 500hPa 以下均为正涡度中心, 200hPa 为负涡度中心。另外, 从图 2 还可看出, 雅安 250hPa 以下的对流层为暖层, 且在 200hPa 以上出现冷堆, 沿地形边缘是明显的位势负距平, 雅安附近最强, 上部 250hPa 附近为位势正距平中心。根据雅安地区的水汽含量(图 1g) 和水汽辐合量(图 1h), 易知雅安的降水效果是很高的, 降水的水汽来源主要是靠水汽辐合。这些与本研究的第一部分^[1]从天气分析得到的结果是

非常一致的。

四、敏感性试验

1. 无地形

雅安地处山区, 雅安暴雨受到地形作用这是无疑的, 但究竟地形作用的程度有多大, 地形作用的时间效应有多长呢? 我国华东、华南的许多暴雨也受到地形的作用, 但周晓平的不含地形暴雨模式^[5]对这些地区的暴雨, 特别是梅雨锋降水, 却有较强的预报能力, 这可能是地形对这些地区的暴雨作用时效较长, 地形作用程度不是很大, 24 小时预报时间内的地形作用不致于对降水的物理量结构产生根本的改变。那么不含地形模式对雅安降水是否也有预报能力, 或有多大预报能力呢? 为此我们将试报模式的地形高度取为零, 重新对 10 个试验个例进行数值模拟试验。结果发现, 10 个例子的降水落区几乎一致地在 (30.5°N, 106°E) 附近, 且降水量偏小, 雅安附近是无雨或少雨。而更有趣的是, 降水已不再是夜雨, 而以昼雨为主, 下午雨强最大, 属一般大陆性降水。图 3a 和 3b 分析给出了不含地形模式对个例 CY1 和 CY2 的 24 小时模拟降水。

通过进一步考查上述不含地形模式预报降水中的物理量结构, 我们发现, 无论是涡、散结构, 还是水汽分布都与考虑地形的结果有很大不同, 雅安附近的物理量结构已不再有某种共有的特征, 涡、散中心及水汽含量和辐合量的最大中心一般都在 (30.5°N, 106°E) 附近。这可能是因为初始场中包含着青藏高原的绕流作用在这一地区形成的常定涡旋的影响, 降水中的纬向环流已不存在所谓的两支环流迭加, 也不再有那么深厚的垂直运动。大多数情况的垂直上升运动限制在 500hPa 以下, 这可能由于初始场中定常的地形涡旋只在低层明显 (图略)。

2. 平移地形

在不考虑地形的模式中, 实际地形所在空间的初始场显然是虚假的, 对象青藏高原

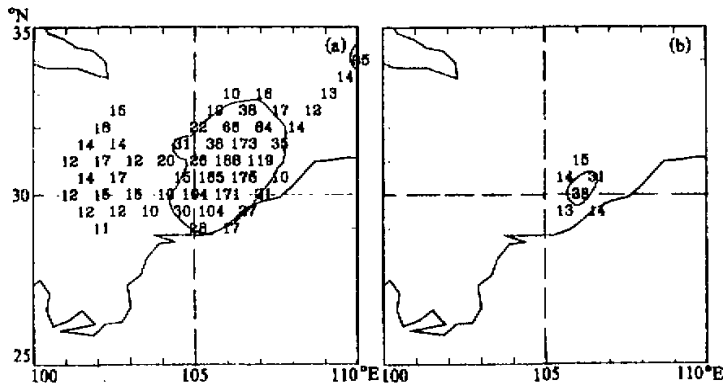


图 3 不含地形模式的 24 小时模拟降水
(a) 对个例 CY1; (b) 对个例 CY2

这样的大地形, 由于所占的空间太大, 在不考虑它的存在时, 模式初始场中的虚假部分也就比较多, 在这种情况下所得到的模拟结果难以使人信服。为了能充分认识地形对“雅安天漏”的重要作用, 我们设置了平移地形的模拟试验, 即将整个地形向东或向西平移一个经度进行数值模拟。下面为了节省计算量, 只以个例 CY2 作为试验对象。

图 4a 和 4b 分别是西移地形和东移地形的模拟降水, 分别比较图 4a、4b 和本研究第二部分^[4]的图 4, 在雅安附近西移或东移地形的模拟降水几乎是把原预报降水向西或向东平移了一度, 西移地形的模拟降水量偏小, 东移地形的模拟降水量略偏大。而考查西移地形和东移地形的物理量分布同样发现, 模拟的物理量结构形式与原预报结果很相似, 只是位置大约偏西或偏东一度 (图略)。

由上可见, 地形对“雅安天漏”的作用是非常明显的, 地形与雅安降水有着很好的对应关系。

3. 不考虑边界层

边界层作用在长期预报模式和气候模式中是必须考虑的物理过程, 但在短期预报模式中是否也一定要考虑, 目前还没有肯定的回答, 这可能是由于各地的边界层结构不同, 作用程度不同, 从而在模式中的重要程度也就不同, 但我们认为, 一般在地形结构比较复杂, 或海陆分布比较特殊的地区, 特别是降水有明显日变化的地区, 边界层的作用是不可忽略的。雅安地区的地形结构就比较复杂, 且降水有明显的日变化, 前面我们用含边界层模式也已预报出了这一降水特性, 边界层应该是有作用的。那么边界层对“雅安天漏”的作用究竟有多大呢? 为了直观地认识这个问题, 我们将原预报模式中的边界层作用去掉, 又对这十个个例进行了不考虑边界层作用的数值模拟试验, 结果发现。大部分个例最大降水量不超过 25mm, 且雅安附近是无雨或小雨 (图略)。

4. 仅考虑白天边界层作用

由上可知, 考虑边界层作用对数值预报“雅安天漏”是必要的, 可是边界层是怎样对

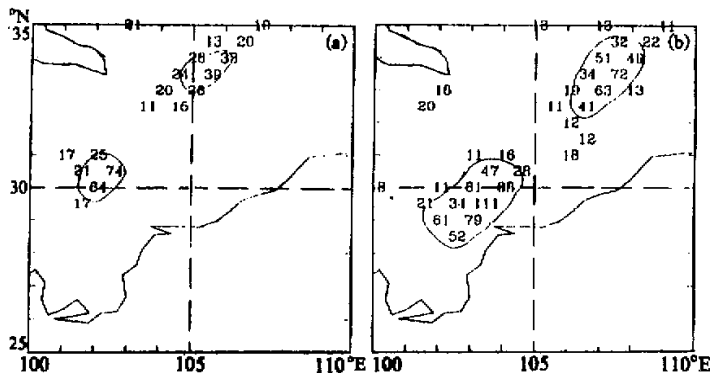


图 4 平移地形模式的 24 小时模拟降水
(a) 西移; (b) 东移

雅安降水产生作用的呢？如果仅仅是由于雅安地面大气在白天受太阳辐射的影响直接变暖，使得层结稳定度减小而产生降水，那么雅安降水应该是昼雨，雨强最大值应发生在午后到傍晚之间。可是雅安降水表现为明显的夜雨特征，边界层对雅安降水的作用可能不是如此。吕炯（1942）^[6]曾对川西夜雨产生的可能原因有过解释，他认为在夜间由于西部高原顶部的空气快速冷却，从而使得盆地上空的空气相对较暖，当高原顶上的冷空气沿坡下滑到盆地时，就会促使盆地上空的空气上升而引起降水。那么雅安夜雨的形成是否是象吕炯所解释的那样呢？如果吕炯的这个解释正确的话，夜间边界层作用对数值预报雅安降水也是不可忽略的。为了证实这个问题，我们又设计了一个仅考虑白天边界层作用的数值试验方案，即接着原来数值预报模式的12小时预报结果（即北京时间20时的预报场），再用上节所述的不考虑边界层作用的模式预报12小时。图5是这样所得的个例CY2的24小时模拟降水，可见，仅考虑白天边界层作用的24小时模拟降水与原预报的结果非常相近，只是在雅安附近的降水量略有偏大。同样可以发现模拟的物理量结构和原预报的结构也非常相似，只是在强度上略有偏差（图略）。由此可知，夜间边界层的作用对“雅安天漏”也许并不重要，雅安夜雨的形成可能并不是吕炯想象的那样。

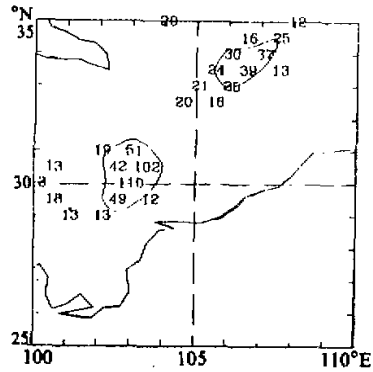


图5 仅考白天边界层作用对个例CY2的24小时模拟降水

5. 不考虑边界层的动量输送

模式边界层主要考虑了地气间的感热、潜热和动量交换，为了考查边界层动量输送对“雅安天漏”的作用，我们设置了一个不考虑边界层动量输送的试验方案，即在模式边界层中只考虑地气间的感热和潜热交换，而不考虑动量交换。用这样的模式对个例CY2的初始场积分24小时后发现，总的来看，结果与原预报结果相似，只是某些物理量的强度有些差别，雅安降水约90mm，略小于实况和原预报结果。也就是说，边界层的动量输送对“雅安天漏”可能不是主要的，只是对降水强度有些影响（图略）。

6. 不考虑边界层的水汽输送

类似于上面的考虑，在模式边界层中只考虑地气间的感热和动量交换，而不考虑水汽交换。试验结果表明，白天边界层的潜热输送是重要的，就个例CY2来说，没有这一过程，雅安降水不到10mm（图略）。

7. 不考虑日变化的作用

假设初始时刻（世界时1981年7月19日0时）的地表温度为 $T_g^{(0)}$ ，在原预报模式中，地表温度（ T_g ）随着地面能量收支的盈亏而增减，显然，影响 T_g 的主要因子是太

阳辐射的日变化,为了考查这种日变化对雅安降水的影响,我们对原预报模式假设 $T_g \equiv T_g^{(0)}$,然后模式积分24小时,模拟结果是雅安几乎无雨,也就是说,白天太阳辐射对地表的增温对“雅安天漏”也是重要的(图略)。

8. 不考虑夜间水汽凝结潜热的加热作用

由前面的分析可以知道,白天太阳辐射对地表的增温以及边界层的感热、潜热输送对“雅安天漏”有重要作用,但雅安的主要降水是在夜间,小时雨强最大值出现在午夜以后,后半夜降水比前半夜可能还大。而由前一节的试验可知,夜间边界层的作用不是主要的。于是,我们估计夜间降水的加强主要是水汽凝结的正反馈作用。为了证实这个猜测,我们假设夜间凝结潜热不加热大气进行数值模拟试验,即接原预报模式的白天12小时积分结果进行夜间12小时积分,在模式积分中,当发生水汽凝结时,只考虑降水,不考虑潜热对大气的加热作用。结果表明,影响降水的垂直环流不是在午夜后得到最强,而是进入夜间后很快减弱(图略)。24小时模拟降水如图6,雅安降水为57mm且主要集中在上半夜。

9. 局部边界层试验

通过上面的试验分析,基本上可以说,“雅安天漏”虽然主要发生在夜间,但产生降水的物理量结构是在白天特殊地形的边界层作用下形成的,只是在夜间得到了加强,但在雅安附近特殊的地形分布下,边界层是怎样产生作用的呢?我们试图通过试验局部边界层作用来回答这个问题。我们先粗略地将模式范围的地形分为三个部分,地形高度在1000m以下的称为盆地部分,地形高度在3300m以下的称为高原顶部分,而地形高度介于1000m和3300m之间的称为高原边坡部分。然后分别只考虑这三部分区域中的某一区域的边界层作用,进行数值模拟试验。结果表明,当只考虑盆地部分或高原顶部分的边界层作用时,模拟结果是雅安几乎无雨,没有明显的垂直环流结构,而只考虑高原边坡部分边界层作用的模拟结果(包括降水物理量分布)和与原预报结果相似,只是强度上有差别。图7是模拟的24小时降水,由图可见,雅安附近的模拟结果与原预报结果非常相似,只是降水量略偏小。由此可见,地面边界层对“雅安天漏”起主要作用的可能是白天高原边坡对其低层大气的感热、潜热输送。

五、形成“雅安天漏”的可能机制

综合上述讨论分析,“雅安天漏”形成的可能机制可归纳如下:由于雅安处在高原东部边坡上,白天高原边坡边界层的感热、潜热输送使得边坡低层的空气逐渐增暖,一定时间后,边坡低层的空气将暖于同高度雅安东部盆地上空的空气,从而逐渐减弱原来处于西风带背风坡的空气下沉运动,使下沉气流抬高、东移、减弱,诱发处于雅安喇叭口地形内及其东部盆地底层的准静止空气沿坡爬升,在雅安东部形成一支较弱的偏东气流。这支偏东气流加强了边坡底层的空气辐合上升,进而又有利于低层东部东风的西移加强,这样就在高原东侧底层形成了一支垂直环流圈。随着这支垂直环流圈的加强,高原边坡的上升运动和东部低层的东风也就越来越强。高空200hPa东风和低层东风的动

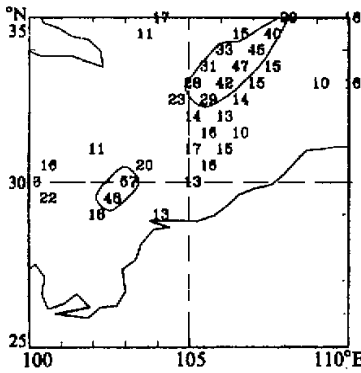


图 6 不考虑夜间潜热加热作用对个例 CY2 的 24 小时模拟降水

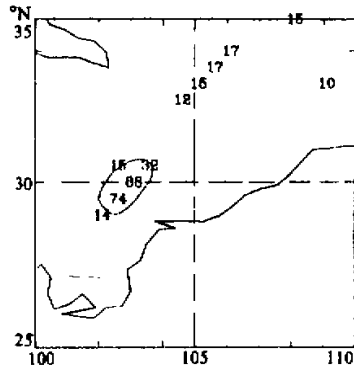


图 7 仅考虑边坡边界层作用对个例 CY2 的 24 小时模拟降水

量传递使得盆地上空对流层中层的西风减弱或转为东风，从而在高原边坡上部形成进一步的辐合上升，形成了高原另一支垂直环流的迭加，这样在高原边坡就形成了较强的上升运动，当水汽供应充分时，就将出现水汽凝结，形成云和降水，而水汽凝结潜热使边坡的空气进一步增暖，使得垂直上升加强，反过来又使得降水增强，直到水汽供应不足时，水汽凝结减少，降水减小，垂直环流减弱。可是，雅安降水为什么主要发生在夜间，最大小时雨强一般在午夜后出现呢？这可能是因为上述的垂直环流形成、加强需要一个过程，白天高原边坡边界层的作用主要起一个触发作用，要把一个相对高层西风的背风坡下沉运动转变为相对低层东风的迎风坡上升运动，并要求辐合上升有一定的强度，这需要一个过程，可能要经过很长一段时间，垂直环流才达到一定强度，才使得有充分的水汽辐合（这时可能已接近傍晚），充分的水汽凝结潜热才使得垂直环流很快加强，水汽凝结潜热和垂直环流的正反馈作用（主要发生在傍晚到午夜）使得在午夜后垂直环流和降水达到最强，往后，由于水汽供应不足，使得垂直环流减弱，降水减小，最终消失。

为了具体考查上述过程，现将对个例 CY2 预报的每隔三小时的纬向垂直剖面结构演变由图 8 给出。由图可见，在起始时刻，雅安东部处在背风坡的下沉气流中，雅安及其东部盆地低层内风速很小，空气为准静止状态；往后高原边坡雅安低层的位温逐渐增高，并出现上升运动，使得东部下沉气流抬高，东升、减弱，雅安东部的偏东风形成加强，到 6 时（世界时）左右，偏东风已西升至雅安，即雅安低层为东风，雅安东侧低层的垂直环流圈已基本形成；再往后，雅安及其东部低层的东风进一步增加，而中层的西风减弱，到 9 时左右，雅安上层西部高原上的一支垂直环流已基本形成明显的环流圈；后来主要可能是由于水汽凝结潜热和垂直环流的正反馈作用，使得降水越来越强，低层偏东风越来越强，垂直上升越来越强，大约到 19 日 18 时，垂直上升运动得到最强，雅安东部中层的偏西风已转为偏东风，往后垂直环流开始减弱，到 20 日 0 时，雅安地面已转回为西风，东部又为西风背风坡下沉，低层的垂直环流已基本消失。另外从

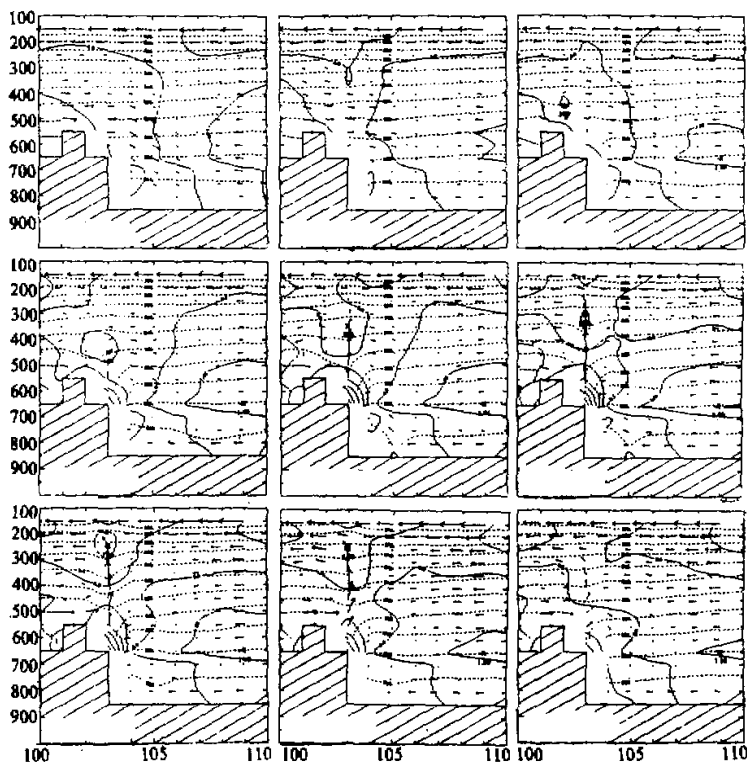


图8 个例CY2的纬向垂直剖面结构随时间的演变

图8, 还可以看到, 在这24小时内, 位势纬向距平和位温也基本上经历了一个周期的演变, 在初始时刻沿高原边坡的位势负距平较弱, 等位温线比较平直, 而伴随垂直环流的发展, 高原边坡的位势负距平加强等位温线在高原边坡下凹, 形成、加强一个位温高中心, 而随着垂直环流的减弱, 位势负距平减弱, 等位温线越来越平直。

参 考 文 献

- [1] 彭贵康, 柴复新, 曾庆存, 宇如聪, 1994, “雅安天漏”研究, I: 天气分析部分, 大气科学, 18, No.4, 466—475.
- [2] 章基嘉等, 1988, 青藏高原气象学进展, 科学出版社.
- [3] 叶笃正, 高由禧等, 1979, “青藏高原气象学”, 科学出版社.
- [4] 宇如聪, 曾庆存, 彭贵康, 柴复新, 1994, “雅安天漏”研究, II: 数值预报试验, 大气科学, 18, No.5, 535—551.
- [5] 周晓平, 赵思雄等, 1988, 一个东亚季风区的暴雨数值预报模式, 大气科学特刊, 60—78.
- [6] 吕炯, 1942, 巴山夜雨, 气象学报, 16, 36—53.

Research on “Ya-An-Tian-Lou” Part III: The Physical Structure and Possible Mechanism

Zeng Qingcun, Yu Rucong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Peng Guikang and Chai Fuxin

(Meteorological Bureau of Ya'an Prefecture, Sichuan Province, Ya'an 625000)

Abstract

It has been shown that not only the main precipitation centres but also the trial-forecasted physical structure in the raining process are very similar to the observations through analysing fully the forecasted results in part II. Moreover, the property of the night-time precipitation in this area has also been predicted.

The average threat scores for the 10 mm threshold and 25 mm threshold are 0.41 and 0.32, respectively. The predicted average physical structures in the raining process are as follows: (1) positive vortex and convergent centre in the lower and middle troposphere and negative vortex and divergent centre in upper troposphere; (2) moisture convergence and moist-warm air in the deep lower and middle troposphere and cold air heap near the tropopause; (3) negative zonal geopotential departure in the lower layers and positive above 300 hPa; (4) the superposition of the low layer zonal-vertical circulation and the up layer zonal-vertical circulation forms a strong upward current.

The possible mechanism is as follows. The daytime sensible heat flux and latent heat flux transmission of PBL at the east steep slope of the Tibetan Plateau heat the lower layer atmosphere, which weakens the downward current associated with the west wind over the Tibetan Plateau, leads the low layer quasi-stationary air in the Ya-an trumpet terrain area and the Sichuan basin flowing along the slope, forms a weak east wind in the east lower layer, changes the downward current into the upward current associated with the east wind climbing the slope, forms a lower layer vertical circulation in the east periphery of the Tibetan Plateau. The lower layer east wind strengthens gradually along with the vertical circulation. The momentum transmission from the lower layer and upper troposphere weakens the west wind in the middle troposphere above the Sichuan basin, which produces more convergence over the lower layer vertical circulation and forms and superposes another upper layer vertical circulation on the lower layer vertical circulation. When the strength of the upward current reaches certain degree and moisture convergence has enough vapour to form condensation which produces clouds and precipitation, the latent heat further warms the slope air and enhances the upward current. The more condensation, the more latent heat, the stronger the upward current is. Finally, the rapid development of the vertical circulation and the maximum precipitation intensity occur mainly in the middle night late due to the positive feedback between the vertical circulation and the condensation latent heat.

Key words: “Ya-An-Tian-Lou”; property of precipitation; physical structure; mechanism