

哀牢山逆温特征*

张克映 刘玉洪 马友鑫
(中国科学院昆明生态研究所 昆明 650223)

提 要 哀牢山逆温高频区出现在西坡的坡地(海拔 1 500—1 900m)和东坡的谷地(海拔 <1 300m)。逆温频率:西坡坡地全年 52%,干季 79%;东坡谷地全年 45%,干季 66%。与东坡相比,西坡的每天逆温持续时数延长≥1h,冬季逆温强度≥10 倍,维时半年。西坡有温暖带,上限海拔 1 900m 处,厚度 150—200m,其间比谷地内果树开花期提早≥1 旬;东坡则无此现象。
关键词 哀牢山 东西坡 逆温 温暖带 果树开花期

在微风晴夜,山地冷气流因重力作用而沿山坡下沉的过程中,常受阻于植被和粗糙坡面;当重力超过摩擦力时,冷气流下滑,常呈间歇状态。最后一次冷气流下滑,即产生夜晨最低气温。强冷气流下沉可称做下坡风、山风或下沉风等;小尺度冷气流下沉阵性较强,呈包块状,可谓“冷气滴”。当其与周围空气温差大时,可产生“冷气(雪)崩”。冷气流最后注入谷地,沉积而成“冷(气)湖”(大的称“冷海”)^[1]。原来相对暖气流则被抬在冷湖之上而成逆温层。它犹似热绝缘层,使其上下大气之间无对流运动。逆温层的厚度和强度与地形、天气条件和季节有关,其厚度在欧洲、美洲一般 200—300m,最大为 400m^[2]。

在逆温层顶部的温暖带对植物生命活动有重要意义,如作物和果树免遭低温霜害(故也称无霜带),提前开花等。因此区域逆温既是一种稳定气候现象,也是一种重要的生态气候资源。

1981-01-28—31 对哀牢山冬季逆温作过短期探空观测^[3]。这里以哀牢山测站^[4]的长期观测资料,对背风坡(东坡)与迎风坡(西坡)的逆温生成—消失时间、频率、强度、厚度及果树开花期等特征作进一步分析。

1 逆温频率的时间变化

1.1 年变化

全年逆温日数和频率(表 1):坡地上西坡比东坡增加 1 倍以上,而谷地内东坡多于西坡。在干季和雨季也有类似趋势。其原因是哀牢山西坡与无量山东坡对峙,两坡冷气流同时注入谷地,“冷湖”深厚,温暖带被抬升至坡地上,因此坡地逆温频率特高。至于西坡谷地逆温频率相对减少,是因为在谷地与坡中地带间有一起伏山地(当地称为大阴山),其阻滞了

表 1 坡地(a)和谷地(b)逆温日数及逆温频率

Table 1 Days and frequency of emerginy temperature inversion on slopes (a) and in valleys(b) in different periods of Ailao Mountain

| 坡位 | 坡向 | 年 | | 干季 | | 雨季 | |
|--------|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | | (d) | (%) | (d) | (%) | (d) | (%) |
| (a) 坡地 | 东坡 | 84 | 23 | 72 | 39 | 12 | 7 |
| | 西坡 | 191 | 52 | 145 | 79 | 46 | 25 |
| (b) 谷地 | 东坡 | 164 | 45 | 121 | 66 | 43 | 24 |
| | 西坡 | 93 | 25 | 88 | 48 | 5 | 3 |

* 国家自然科学基金资助项目[项目号:85(科)028]的部分研究成果。
本文收稿日期:1994-11-17,改回日期:1995-02-18。

西坡中上部冷气流下滑谷底(并影响到干季的低温分布). 而东坡无山脉对峙,单坡面冷气流下沉,“冷湖”浅薄,谷地逆温较多. 这由逆温频率的年变化(图1)可看出,高频出现在冬春季,中频出现在秋季,而低频或无逆温出现在夏季. 西坡高频在坡地,12—翌年4月为80—100%;东坡高频在谷地,12—翌年2月为70—80%以上.

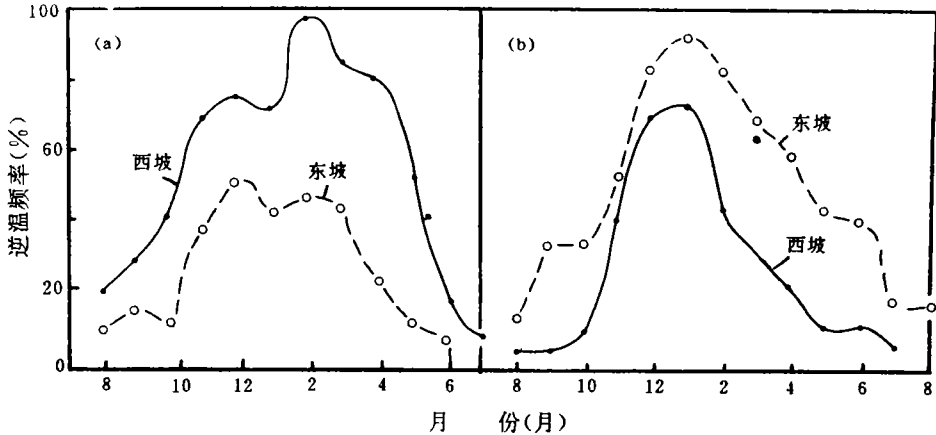


图1 坡地(a)和谷地(b)逆温频率(%)年变化

Fig. 1 Annual variation of temperature inversion frequency on slopes(a) and in valleys (b) of Ailao Mountain

就逆温持续时数(表2)来看,除雨季(以7月为代表)基本无逆温外,秋冬季(分别以10月和1月为代表)东坡多14和24(h),春天(以4月为代表)少82h. 另外每天逆温时数除夏季西坡无逆温与东坡有2.3h的平流逆温外,其他季节均西坡比东坡延长约1.0h.

1.2 日变化

由各时段逆温频率(表3)看出,与东坡相比,西坡逆温频率明显增高,出现于冬春季,1月逢午夜前后(23—次日2时)高出约30%,4月逢午夜前(21—24时)高出50—60%;西坡逆温频率≥80%的高频时段:1,4月有12h(21—次日10时),10月有8h(23—次日6时),

表2 逆温持续时数与每天逆温时数

Table 2 Continued hours (h) and daily hours (h) of temperature inversion of east and west slopes

| 项目 | 坡向 | 1月 | 4月 | 7月 | 10月 | 平均 |
|---------|----|------|-----|-----|------|-------|
| 持续时数(h) | 东坡 | 292 | 114 | 7 | 93 | 126.5 |
| | 西坡 | 268 | 196 | 0 | 79 | 135.8 |
| 每天时数(h) | 东坡 | 11.2 | 7.1 | 2.3 | 10.3 | 7.7 |
| | 西坡 | 12.2 | 8.2 | 0 | 11.3 | 7.9 |

表3 东西坡逆温频率(%)的日变化

Table 3 Daily variation in temperature inversion frequency in different time on east and west slopes

| 时间(时) | | 15—16 | 17—18 | 19—20 | 21—22 | 23—24 | 1—2 | 3—4 | 5—6 | 7—8 | 9—10 | 11—12 | 13—14 | 15—16 | 17—18 |
|-------|----|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|-----|-----|------|-------|-------|-------|-------|
| 1月 | 西坡 | 0 | 0 | 14 | 82 | 100 | 95 | 91 | 86 | 86 | 83 | 25 | 0 | 0 | 0 |
| | 东坡 | 0 | 13 | 35 | 65 | 64 | 64 | 64 | 67 | 73 | 67 | 48 | 19 | 4 | 12 |
| 4月 | 西坡 | | 0 | 14 | 82 | 100 | 95 | 91 | 86 | 86 | 82 | 25 | 0 | | |
| | 东坡 | | | 0 | 16 | 50 | 56 | 66 | 79 | 66 | 69 | 6 | 0 | | |
| 7月 | 西坡 | | | | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | | | |
| | 东坡 | | | 0 | 17 | 34 | 63 | 17 | 0 | 33 | 0 | | | | |
| 10月 | 西坡 | | 0 | 29 | 64 | 100 | 100 | 93 | 86 | 71 | 71 | 17 | 0 | | |
| | 东坡 | | | 0 | 78 | 84 | 89 | 84 | 78 | 78 | 61 | 0 | | | |

并在午夜前或午前后达100%;而东坡除10月有6h(23—次日4时)达80%外,其他未出现。

至于东坡逆温频率偏高,则多为冷气流入侵,地形冷锋(锋面逆温)所致。这在雨季(以7月为代表)最为显著,此时西坡几无辐冷逆温形成。

1.3 生成—消失时间

由逆温平均生成—消失时间(表4)表明,同一坡地逆温生成—消失时间随季节不同而变化。与东坡相比,10,1,4月西坡逆温生成时间分别提前40,60,90(min),仅夏季(以7月为代表)东坡锋面逆温出现在03:00—06:00。东西坡逆温平均消失时间基本一致(相差10—20min)。

2 逆温强度

2.1 季节变化

选择西坡坡地(海拔1480—1830m)和东坡谷地(海拔950—1270m)的逆温高频地段。由其高频时段(11—翌年4月)平均最低气温的逆温强度的统计结果表明,西坡逆温在整个冬半年(干季,11—翌年4月)内持续形成,而东坡仅限于12—翌年1月;12—翌年1月西坡逆温强度(0.60—0.66℃/hm)为东坡逆温强度(0.03—0.06℃/hm)的20—10倍;11,2,3,4月西坡逆温强度分别为0.26,0.63,0.29,0.06(℃/hm)。

表5 东西坡逆温极大值及其极端平均值(℃/hm)

| Table 5 Maximum and its mean values (℃/hm) of temperature inversion on east and west slopes | | | | | | |
|---|----|------|------|------|------|------|
| 项目 | 坡向 | 1月 | 4月 | 7月 | 10月 | 平均 |
| 极大值 | 东坡 | 1.41 | 1.13 | 0.16 | 1.28 | 1.27 |
| | 西坡 | 2.09 | 1.89 | — | 1.20 | 1.73 |
| 平均值 | 东坡 | 0.75 | 0.53 | 0.01 | 0.56 | 0.61 |
| | 西坡 | 1.66 | 0.46 | — | 0.91 | 1.01 |

由温度自记资料统计结果(表5)得知,极大逆温值和每天最大逆温平均值多是西坡[平均分别为1.73,1.01(℃/hm)]>东坡[平均分别为1.27,0.61(℃/hm)],尤以1月最为显著。

2.2 日变化

由1月逆温强度日变化(图2)表明:

1. 西坡坡地逆温持续时间特长,因西侧无量山遮蔽,17:00(北京时间)谷地始现逆温,其强度在08:00—10:00时达最大(0.30—0.40℃/hm),平均在11:00消失,持续18h之久;而东坡逆温维时甚短(22:00—次日05:00),且强度微弱(最大不到0.20℃/hm)。

2. 东西坡地逆温强度曲线发生2—4次明显波动,其为坡地冷气流下滑冲击的反应。午夜后辐射冷却加强,冷气流下滑西坡(3次)比东坡(1次)更为频繁,且每经1次冷气流下滑,逆温强

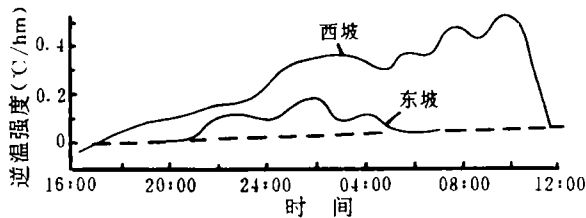


图2 1月逆温强度(℃/hm)日变化

Fig. 2 Daily variation of temperature inversion intensity(℃/hm) in January

度随之增大。

东西坡山麓带典型候平均逆温强度日变化绘如图 3。冬(1月)、春(4月)、秋(10月)季的西坡各时和最大逆温强度均依次减小,如最大逆温强度在 1, 4, 10 月分别为 1.4, 0.7, 0.4(℃/hm);逆温持续时间[16, 14, 12(h)]亦如此。东坡逆温持续时间[1, 4, 10 月分别为 17, 15, 13(h)]与西坡大致相同,但 1 月最大逆温强度(0.75℃/hm)较西坡(1.40℃/hm)成倍减弱。

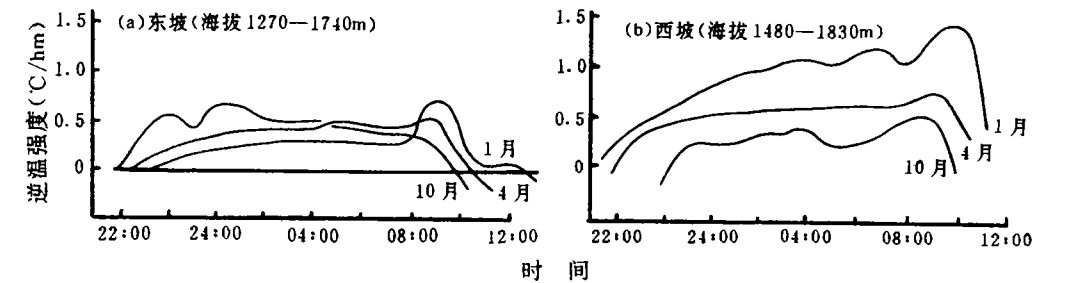


图 3 东西坡山麓带典型候平均逆温强度日变化

Fig. 3 Daily variation of mean temperature inversion intensity of 5 typical days on east slope(a) and west slope(b)

3 逆 温 类 型

由要素逐日变化曲线得出,最高、最低和日平均气温同时下降而气压上升期间内出现的坡地逆温,确定为平流型,否则为辐射型。坡地平流型逆温为冷气流入侵、抬升山麓谷地暖气流(地形冷锋)所致,故其强度、出现高度等不如辐射型逆温稳定,因此在农林上也难以利用。

由 1986 年资料统计结果(表 6)表明:1. 哀牢山辐射型逆温全年占绝对优势,西坡占 98%,东坡占 90%。但冷平流型逆温时有出现,东坡占 10%(8—13 次);由于山地屏护,西坡仅占 2%(2—3 次)。2. 平流型逆温均是干季多于雨季,如东西两坡干季分别为 6—10 次和 2 次,雨季分别为 2—3 次和 1 次。3. 季节分配上,东西坡均以春季最多,而且前者以坡地、后者以谷地较多。这与冷空气入侵的特征一致^[5]。

表 6 平流型/辐射型逆温次数及其频率(%)

Table 6 Number of temperature inversion and its frequency(%) of advection/radiation inversion on the east and the west slopes

| 坡向 | 坡 位 (海拔,m) | 春 | | 夏 | | 秋 | | 冬 | | 干季 | | 雨季 | | 年 | |
|----|--------------------|------|------|------|-----|------|------|------|------|--------|-----|------|------|--------|------|
| | | (次) | (%) | (次) | (%) | (次) | (%) | (次) | (%) | (次) | (%) | (次) | (%) | (次) | (%) |
| 东坡 | 坡 地 (1940—1270) | 3/18 | 16.7 | 0/3 | 0 | 1/17 | 5.9 | 4/38 | 10.5 | 6/66 | 9.1 | 2/10 | 20.0 | 8/76 | 10.5 |
| | 谷 地 (1270—950) | 3/43 | 7.0 | 0/15 | 0 | 4/29 | 13.8 | 6/64 | 9.4 | 10/111 | 9.0 | 3/40 | 7.5 | 13/151 | 8.6 |
| 西坡 | 坡 地 (1830—1480) | 2/64 | 3.1 | 0/10 | 0 | 1/40 | 2.5 | 0/74 | 0 | 2/143 | 1.4 | 1/45 | 2.2 | 3/188 | 1.6 |
| | 谷 地 (1480—1162) | 2/25 | 8.0 | 0/2 | 0 | 0/12 | 0 | 0/52 | 0 | 2/86 | 2.3 | 0/5 | 0 | 2/91 | 2.2 |

4 逆温层高度与果树花期倒置

4.1 逆温层高度

由图 4 看出,西坡因与无量山脉对峙,岭高谷深,在海拔 1 500m 以上出现明显逆温,逆温层顶部高到海拔 1 850m(11, 4 月)和海拔 2 000—2 100m(12—翌年 3 月),其逆温厚度 400—500m,比滇南滇西盆地逆温厚度(一般 300—400m)^[6,7]要厚些,为哀牢山相对高度的 1/3—1/4. 至于东坡因无明显的山脉对峙,坡面冷气流下沉难以汇集,故仅在 12—翌年 1 月期间,海拔 1 700—1 500m 处出现等温或微弱逆温,且厚度浅薄. 在坡地逆温层上部是山地温暖带,其厚度 150—200m. 这是坡地逆温气候资源的珍贵地带,对喜温作物越冬有重要的利用价值.

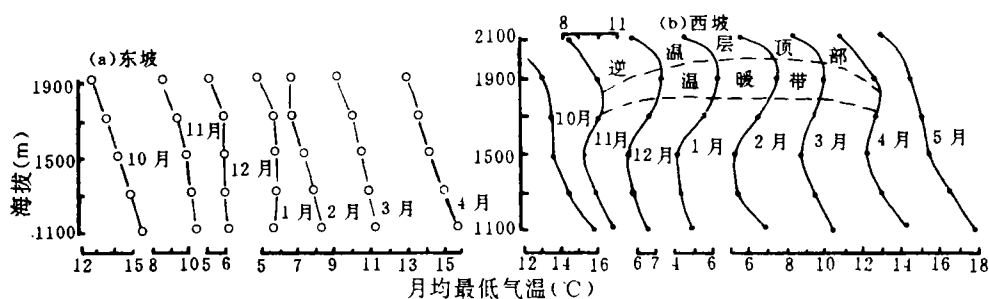


图 4 月均最低气温随海拔不同而变化

Fig. 4 Distribution of monthly mean minimum air temperature with altitude on east slope(a) and west slope(b)

4.2 果树开花期

桃、梨和核桃等果树分布上限(海拔 2 000—2 100m)恰处于山地逆温层顶部的温暖带内。由调查发现,西坡的逆温现象与果树开花期倒置一致(图 5)。西坡海拔 1 800—1 900m 温暖带内果树开花期一般在 1 月中旬(核桃)和下旬(桃、梨),比海拔 1 500m

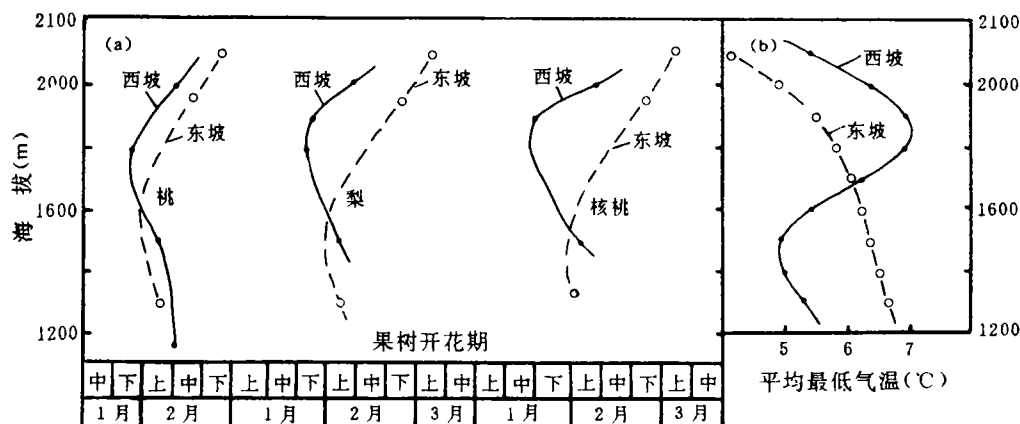


图 5 东西坡果树开花期(a)与越冬期平均最低气温(b)随海拔不同的分布

Fig. 5 Distributions of orchard flowering period (a) and average minimum air temperature from November to January (b) with altitude on east slope and west slope

以下冷湖的果树开花期(约2月上旬)提早1旬或以上。用物候期公式^[8]计算得知,这相当我国东部地区南移2.5个纬度或垂直高度下降700m的果树开花期。此与西坡越冬期(11—翌年2月)的平均最低气温分布一致。而东坡由于无明显逆温现象,故果树开花期亦无倒置。两坡比较,海拔1600m以下的果树开花期:西坡迟于东坡,其上则相反。

综上所述可得出如下五点。

1. 哀牢山西坡由于与无量山东坡对峙,对应两坡之间夜晨冷气流沉积量多,逆温深厚,而东坡为单坡面的冷气流沉积,逆温浅薄。因而逆温高频区出现在西坡的坡地(海拔1500—1900m)和东坡的谷地(海拔<1300m)。西坡坡地逆温频率全年达53%,干季达79%;东坡谷地全年为45%,干季为66%。这就是说,相对应的逆温高频区西坡比东坡分别增加7%(年)和13%(干季)。

2. 逆温期间每天持续时数,除7月外,1,4,10月西坡比东坡延长1.0h或以上。逆温平均形成时间西坡比东坡提前1.0h(10,1月)至1.5h(4月)。而逆温平均消失时间东西坡基本一致。

3. 东西坡逆温高频地段(东坡谷地,西坡坡地)和时段(11—翌年4月)的逆温强度东坡很小(0.03—0.06℃/hm),仅出现于冬季;而西坡逆温强度在冬季达0.60℃/hm以上,超过东坡的10倍,且维时达半年之久(11—翌年4月)。

4. 东西坡均以辐射型逆温占绝对优势:西坡占98%,东坡占90%。但冷平流型逆温时有出现,因山体阻挡,东坡占10%,西坡仅占2%。

5. 西坡逆温层顶部平均约在海拔1900m处(变化于海拔1850—2100m之间),温暖带厚度150—200m,温暖带内果树开花期比“冷湖”区提早1旬或以上,有明显的果树开花期倒置;而东坡则无此现象。

参 考 文 献

- [1] Yoshino M. Formation of a cold air lake and its effects on agriculture. *Journal of Natural Disaster Science*, 1981, 3(2): 1—4.
- [2] [日]吉野正敏著. 郭可展, 李师融, 宋多魁等译. 局地气候原理. 南宁: 广西科技出版社, 1989. 287—299.
- [3] 张克映. 哀牢山北段山地气候特征. 见: 中国科学院昆明分院生态研究室主编. 云南哀牢山森林生态系统研究. 昆明: 云南科技出版社, 1987. 20—29.
- [4] 张克映, 马友鑫, 刘玉洪等. 哀牢山(南季风山地)焚风的农业意义. *山地研究*, 1993, 11(2): 81—87.
- [5] 张克映, 马友鑫, 李佑荣等. 哀牢山过山气流的气候效应. *地理研究*, 1992, 11(3): 65—70.
- [6] 王菱, 江爱良, 陈晓林. 我国南亚热带山地冬季逆温浅析. *山地研究*, 1987, 5(3): 136—142.
- [7] 王宇等编著. 云南省农业气候资源及区划. 北京: 气象出版社, 1990. 107—108.
- [8] 龚高德, 简慰民. 我国植物物候期的地理分布. *地理学报*, 1983, 38(1): 33—40.

CHARACTERISTICS OF TEMPERATURE INVERSION IN AILAO MOUNTAINS

Zhang Keying Liu Yuhong Ma Youxin

(*Kunming Institute of Ecology, Chinese Academy of Sciences Kunming 650223*)

Abstract

As the west slope of Ailao Mountains facing to the east slope of Wuliang Mountains, between these two slopes, there were a thick cold air lake and a thick temperature inversion in the night. Meanwhile, there were a simple slope and a film temperature inversion in the east slope. The high frequency of temperature inversion occurred in the fields of the west slope (altitude 1 500—1 900m) and in the valley of the east slope (altitude $<1\ 300\text{m}$). Some characteristics are shown as follows:

1. The frequency of inversion in the fields of west slope was 52% in a year and 79% in dry season, while in the valley of the east slope, it was 45% and 66% respectively.

2. The prolonged hours of inversion in January, April and October (not including July) was 1.0h per day longer in the west slope than in the east slope. The time of inversion forming was 1.0h (October, January) to 1.5h (April) earlier in the west slope than in the east slope. The time of inversion disappearing was the same in the west slope and in the east slope.

3. The intensity of temperature inversion in the east slope was very weak ($0.03\text{--}0.06\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{hm}$), and occurred only in winter. While that in the west slope was $\geq 0.60\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{hm}$, and the prolonged duration was half a year (from November to April of next year).

4. The radiative inversion dominated in the west and east slopes. It was 98% in the west slope, and 90% in the east slope. But cold advective inversion occurred sometimes resulting from the blocking of the mountains. It was 10% in the east slope and 2% in the west slope.

5. The top of the inversion layer in the west slope was at altitude 1 900m (varied from 1 850m to 2 100m). The thickness of warm zone was 150—200m, in which orchard flowering period was 10d earlier than in the valley, there being an obvious inversion of orchard flowering period, but there was no such phenomenon in the east slope.

Key words Ailao Mountains, west slope, east slope, temperature inversion, warm zone, orchard flowering period