

# 青藏高原及周围地区的平均 垂直环流特征\*

钱正安 吴统文 梁潇云

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

**摘 要** 为得到青藏高原及周围地区平均垂直环流的图像, 更好地理解该地区的降水气候, 利用美国 NCEP/NCAR 1961~1990 年 30 年平均的  $\omega$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $z$  等再分析格点资料, 计算分析了该地区的平均垂直运动场和经、纬圈环流图, 分析了它们的年变化特征和可能的原因。结果表明, 该地区冬、夏半年的平均垂直运动场和经、纬圈环流有很大的年变化; 揭示了夏季在西北干旱区和华北半干旱区分别存在干旱和半干旱经圈环流, 夏季在高原  $32.5^{\circ}\text{N}$  以南还存在巨大的向西纬圈环流等事实; 也指出高原大气热源强度的年变化与随后高原及周边地区平均垂直环流的年变化联系密切。高原及周围地区的平均垂直环流特征也能较好地解释各地的降水气候。

**关键词:** 青藏高原; 垂直运动; 季风经圈环流; 干旱经圈环流

## 1 引言

垂直运动常导致云雨的生消, 并直接影响各地区的降水气候, 而某地区的平均经、纬圈垂直环流也能清晰地勾划出该地区三维流场的图像。因此, 人们都重视各地区垂直环流特征的分析。

亚洲大陆南半部的青藏高原及周围地区(包括青藏高原、东亚、南亚、中亚及我国西北和蒙古地区, 下称高原及周围地区), 因海陆对比强烈, 又叠加了高原大地形的动力和热力影响, 遂形成了该地区的南亚和东亚季风<sup>[1~3]</sup>, 中蒙和中亚中纬度干旱气候<sup>[4,5]</sup>, 以及高原低纬度干寒气候等全球独特的气候。因此, 分析该地区冬、夏季的平均垂直环流及其年变化特征是有意义的。

可能因缺少资料等原因, 至今还未见到统一地讨论整个高原及周围地区对流层各高度平均垂直运动及其年变化的文章。在经、纬圈垂直环流方面, 陈秋士等最先分析了 1958 年 7 月高原及太平洋区的平均经圈环流, 首先指出夏季南亚和东亚季风区存在季风经圈环流<sup>[6]</sup>; 叶笃正等用 60 年代的资料分析了高原及周围地区冬、夏季的平均经、纬圈环流, 指出在高原及周围地区除存在巨大的经、纬圈环流外, 还存在一些尺度小的次级经圈环流<sup>[7]</sup>; 罗四维等利用 1961~1974 年 7 月的资料分析了北半球夏季的平均经圈环流, 强调海陆对比的重要性<sup>[8]</sup>。前述研究多关注低纬度地区, 受资料分辨率及序列长度等的限制, 计算结果也不尽一致, 人们希望用更好、更新的资料来分析。

1999-06-07 收到, 2000-04-28 收到第三次修改稿

\* 中国科学院“西部之光”和国家攀登计划 B 青藏高原项目联合资助

最近美国国家环境预测中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR)的连续性好、序列长、质量也较高的再分析资料给我们提供了方便。以下我们用NCEP/NCAR 1961~1990年1~12月的 $\omega$ 、 $u$ 、 $v$ 、 $z$ 等 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (经纬度)再分析格点资料<sup>[9]</sup>, 计算绘制了高原及周围地区30年平均的垂直运动场, 经、纬圈垂直环流, 以及平均高度场、涡度场和散度场等; 重点分析了该地区冬、夏季的平均垂直环流及其年变化特征; 还讨论了与该地区各地降水气候的联系。

## 2 冬、夏季的平均垂直运动场

为不失一般性, 下面分析时以1、7月分别代表冬、夏季, 以200、500及700 hPa分别代表对流层高、中及低层的情况。

### 2.1 冬季

图1是30年1、7月平均的对流层中、低层垂直运动场。由图1a、b首先可以看到1月在高原及周围地区对流层中、低层盛行下沉运动。主要平均下沉运动区有三, 即高原上, 东亚大槽和地面蒙古高压区, 以及高原南侧的南支西风槽后部。该三片下沉运动区相当深厚, 到200 hPa依然存在(图略)。

高原地区的平均下沉运动区对应着对流层中层的浅脊和近地面冷高压形势(图略)。下面将提及该下沉运动构成的冬季高原及南亚地区Hadley环流的下沉支。

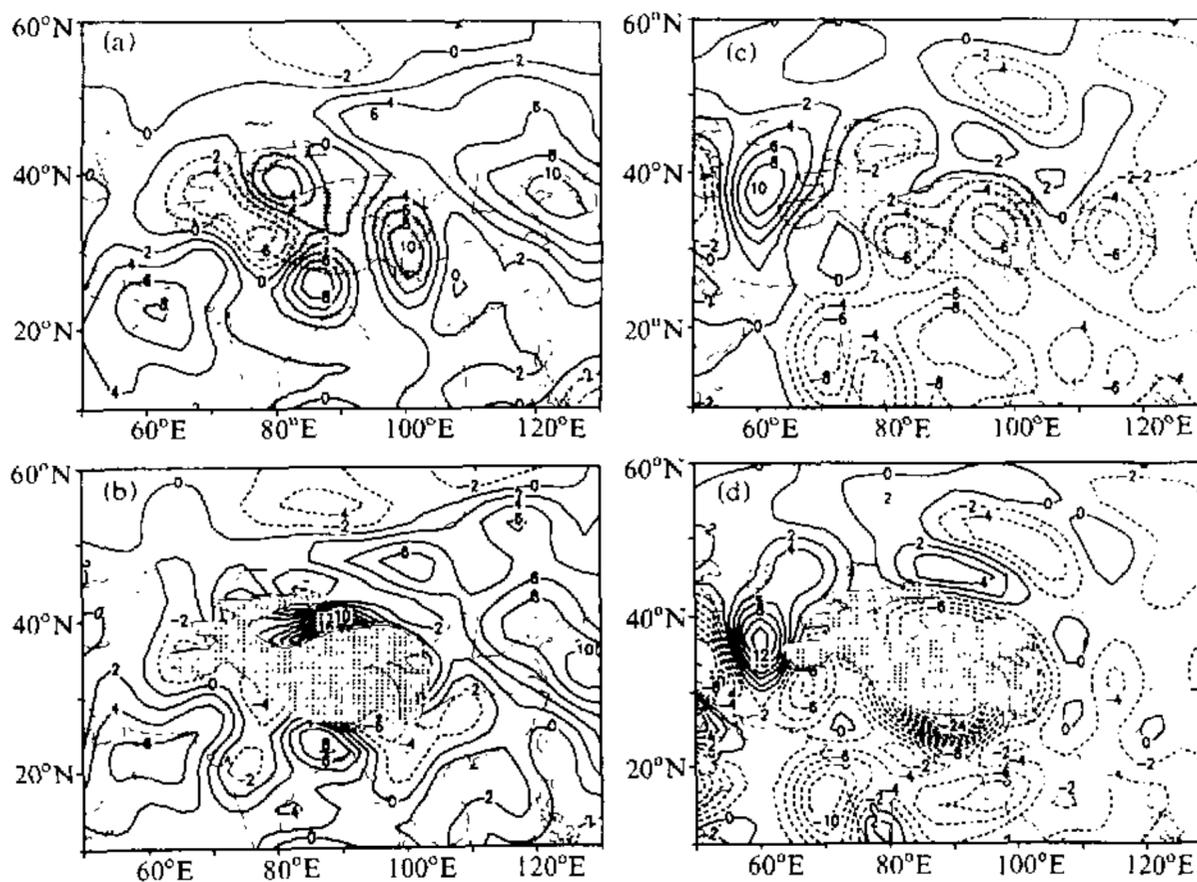


图1 1961~1990年1、7月平均的500、700 hPa垂直速度 $\omega(\times 10^{-4} \text{ hPa/s})$   
(a) 1月500 hPa; (b) 1月700 hPa; (c) 7月500 hPa; (d) 7月700 hPa

对流层中层的东亚大槽和地面蒙古高压是东亚冬季风环流系统的重要成员。由图 1a、b 可见, 对流层中、低层在我国黄海、渤海区有强度大于  $10 \times 10^{-4}$  hPa/s (约 1.5 cm/s) 的强平均下沉运动中心, 该下沉运动区向北和西北方向延伸到我国华北、东北及蒙古地区, 对应着中层的平均负涡度区及低层的平均弱辐散区 (图略), 所以是中层东亚大槽区、槽后以及地面蒙古高压东半部的辐散下沉区, 实际已与高原浅脊区的下沉运动区连成一片。

第三片较强平均下沉运动区在孟加拉湾和阿拉伯海两地的西北部 (图 1a、b)。冬季绕高原南侧的南支西风气流在 500 和 700 hPa 上形成了一清楚的狭长平均正涡度带, 在孟加拉湾西北部和阿拉伯海西北部各有一正涡度中心 (图略), 这是两平均低槽后部的较强平均下沉运动区。

冬季在高原及周围地区相对弱得多的平均上升运动区, 也不连续地出现在南支西风气流带上, 如兴都库什山区、喜马拉雅山西段和我国云贵地区, 特别是低层。它们或因西风气流在地形迎风坡处强迫抬升所致, 如前二者; 或与阿拉伯海及孟加拉湾平均槽前上升及地形抬升两者有关, 如云贵地区 (图 1a、b), 因而, 冬季常见云贵静止锋天气。

## 2.2 夏季

与 1 月相比, 7 月高原及周围地区上空的垂直运动分布特征几乎相反, 全区转而盛行上升运动 (图 1c、d)。高原上对流层中层东、西部有两个平均上升运动中心, 强度达  $0.6 \times 10^{-3}$  hPa/s。这与杨伟愚、叶笃正等<sup>[10]</sup>和吴统文、钱正安<sup>[4]</sup>根据不同资料的计算结果吻合。从后面的图 7 看, 东部的上升中心更强, 持续时间更久。同期 500 hPa 平均涡度场和散度场上仅在高原中部有一个正涡度和辐合中心 (图略), 并不对应着两个平均高原涡, 它们可能是夏季 500 hPa 高原切变线的辐合上升, 和高原东、西部频繁出现的对流活动加热的统计效应<sup>[10]</sup>共同造成的。

夏季全区最强的平均上升运动区在南亚季风区, 特别是印度西海岸和孟加拉湾北部。因低空西南季风气流受地形抬升, 加之南亚季风系统成员季风低压的辐合上升 (图略), 中、低层的平均上升速度达  $1 \times 10^{-3}$  hPa/s 以上, 孟加拉湾以北更大, 达  $2.4 \times 10^{-3}$  hPa/s (约 2.7 cm/s) 以上 (图 1c、d), 相当可观, 因而是全球著名的强降水中心区之一。如孟加拉湾以北位于一小山南坡的乞拉朋齐站 ( $25^{\circ}15'N$ ,  $91^{\circ}44'E$ ) (海拔 1313 m) 的多年平均雨量竟达 11 418.7 mm<sup>[11]</sup>, 陈隆勋等也得到孟加拉湾东部 7 月有  $8^{\circ}C/d$  的南亚和东亚季风区的平均最强大气加热中心的结论<sup>[3]</sup>。

东亚夏季风区 7 月的平均上升运动主要分布在江淮流域和黄河下游, 中心在武汉和郑州间, 其强度比南亚季风区弱得多, 因东亚夏季风环流系统成员——西太平洋副热带高压的西伸北挺, 和南亚季风低压的发展 (图略), 暖湿的东南季风和西南季风气流常与干冷的西北气流在此交汇, 辐合上升, 遂形成 6、7 月之交的江淮梅雨气候。

值得注意的是, 夏季大体环绕高原四周分布的对流层中、低层的平均下沉运动带, 徐国昌等<sup>[12]</sup>、吴统文和钱正安<sup>[4]</sup>分别用实测及欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的分析值资料计算, 也得到同样的结果。其中绕高原西、北和东北侧的下沉区是连片分布的, 下沉中心分别在中亚、中蒙接壤处及华北地区 (图 1c、d), 恰好——对应着中亚、中蒙及华北 3 片干旱及半干旱区<sup>[4]</sup> (图略); 而在高原东侧和印度恒河上游以南的狭窄下沉及弱上升区则是不连续分布的, 高原东南侧 700 hPa 的下沉运动舌区一直南伸

到川、黔东部地区。进一步分析显示,它在6~8月也是清楚的(图略)。这一结果可解释汤懋苍等指出的围绕高原四周的7月少雨带和地面高压带的事实<sup>[7]</sup>。

### 3 冬、夏季的平均经、纬圈垂直环流

为了了解高原及周围地区平均垂直环流的图像,我们分别计算绘制了各经、纬度带上的30年1、7月平均的经、纬圈垂直环流图。加密分析沿各经线的平均经圈环流圈显示,沿60、90和115°E 三经线的平均经圈环流能分别代表中亚(50~75°E)、高原(80~100°E)和东亚(105~120°E) 三经度带内的平均经圈环流状况,故下面仅给出沿该三经线的平均经圈环流。类似地,也以沿37.5、32.5和25°N 三纬线的平均纬圈环流,分别反映高原北侧、高原区和高原南侧三纬度带内的平均纬圈环流。

#### 3.1 冬季的经圈环流

图2a、b、c分别是30年1月平均的沿115、90和60°E 三经线的经圈垂直环流。在高原经度(图2b),首先看到高原南、北侧中、高层分别有偏南、偏北气流在高原上辐合下沉,形成了高原南侧的Hadley环流圈,其闭合中心约在10°N附近的850~700 hPa层间,中、高层深厚的偏南气流在12~32°N间折向下沉到孟加拉湾槽后地区。冬季在这种中、低层偏北下沉气流控制下,孟加拉湾、印度北部及高原上均为干季。高原北侧中、低层有两个分裂的弱闭合环流(分别在阿尔泰山北侧和南疆盆地与河西上空),组成了不很完整也不够典型的Ferrel反环流圈。因该Ferrel环流圈位于极锋锋区之下,高度低,有别于早年帕尔门提出的冬季三圈环流模型中的Ferrel环流<sup>[13]</sup>。这些结果与叶笃正等的结果<sup>[7]</sup>接近。

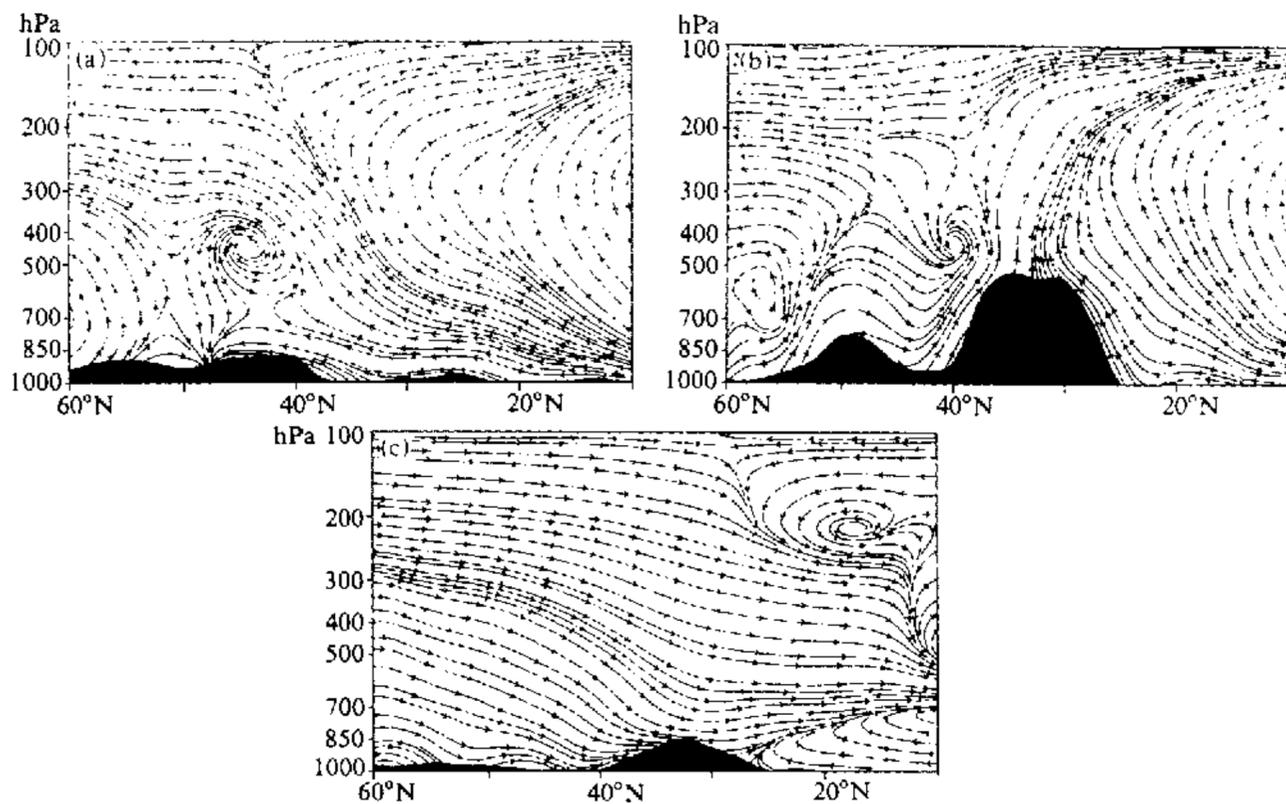


图2 1961~1990年1月平均的经圈垂直环流  
(a) 115°E; (b) 90°E; (c) 60°E

在东亚和中亚经度区,  $32^{\circ}\text{N}$  以南也可见到显著抬高但未闭合的 Hadley 环流;  $32^{\circ}\text{N}$  以北, 在东亚因受东亚大槽后偏北下沉气流, 特别是 600 hPa 以下蒙古高压东部强北风下沉气流的影响, 在中亚因受中层高原浅脊后的偏南气流的影响, 东亚和中亚中、高纬度低空的 Ferrel 环流已不存在 (图 2a、c)。比较高原、东亚和中亚三经度带的平均经圈环流的差别, 清楚地看到冬季高原地形对高原经度处 Hadley 环流和 Ferrel 环流的加强作用, 及东亚和中亚的区域性环流对该两经度上 Ferrel 环流的减弱作用。

### 3.2 冬季的纬圈环流

冬季, 因高原及其南、北侧三纬度带均位于西风带中, 所以平均纬圈环流相当简单, 500 hPa 以上几乎是一致的强西风气流, 叠加在西风气流上的下沉分量仅在 500 hPa 层以下才更清楚些。以高原纬度带为例, 在高原西侧低层有弱爬坡上升气流, 在高原及东部陆地上有下沉支, 但主要下沉在太平洋上 (图 3b)。在高原北侧纬度带内  $80^{\circ}\text{E}$  以东有较强下沉气流 (特别是蒙古东部和华北地区) (图 3a); 在高原南侧纬度带内, 在  $50^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$  间对流层中、低层有向东的纬向下沉气流; 在  $100^{\circ}\text{E}$  以东 700 hPa 以下还有一从云贵高原上升在华南下沉的小闭合反环流圈 (图略)。

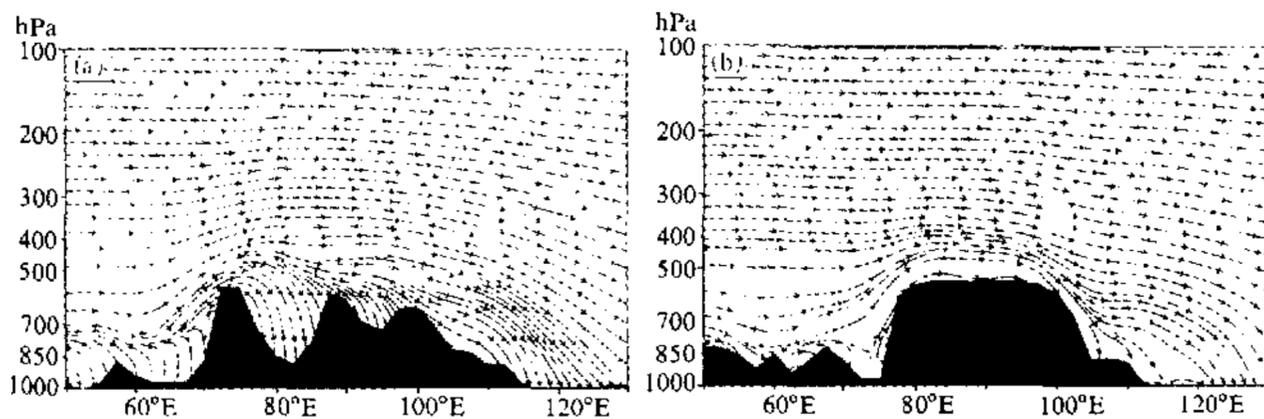


图3 1961~1990年1月平均的纬圈垂直环流  
(a)  $37.5^{\circ}\text{N}$ ; (b)  $32.5^{\circ}\text{N}$

### 3.3 夏季的经圈环流

冬、夏季平均垂直运动连同水平流场的差异必然导致了1、7月各地区平均经、纬圈环流的差异。在沿  $90^{\circ}\text{E}$  的平均经圈垂直环流图上 (图 4b), 因高原地形的抬升作用, 也因夏季高原的强热力作用, 使南来的气流在高原  $32^{\circ}\text{N}$  以南上升, 构成了高原南侧巨大的季风经圈环流的上升支, 这种南来的暖湿上升气流造成了南亚夏季风多雨区, 使高原上夏季也相对多雨。它们约在 300 hPa 以上折向南行, 按罗四维等的结果, 越赤道后约在  $5^{\circ}\text{S}$  以南下沉到地面<sup>[8]</sup>, 这与以前的结果<sup>[6~8]</sup>相同。要特别指出的是, 图 4b 中在高原以北还有两个次级正环流, 分别在南疆盆地及河西上空 400 和 500 hPa 层间和阿尔泰山北侧上空 700~500 hPa 层间。这一结果与以前的不同<sup>[6~8]</sup>, 如叶笃正等计算的两个次级经圈环流位于高原南、北部上空。因本文资料的分辨率更高, 序列更长, 加之南疆与河西上空的次级经圈环流也得到 ECMWF 格点分析值资料的证实<sup>[4]</sup>, 所以图 4b 中次级环流圈的分布可能更合理些。该次级经圈环流的气候意义在于, 它在  $40^{\circ}\sim 47^{\circ}\text{N}$  间深厚的平均下沉气流加剧了中蒙地区夏季的干旱气候, 就连它的上升支气流也因主要

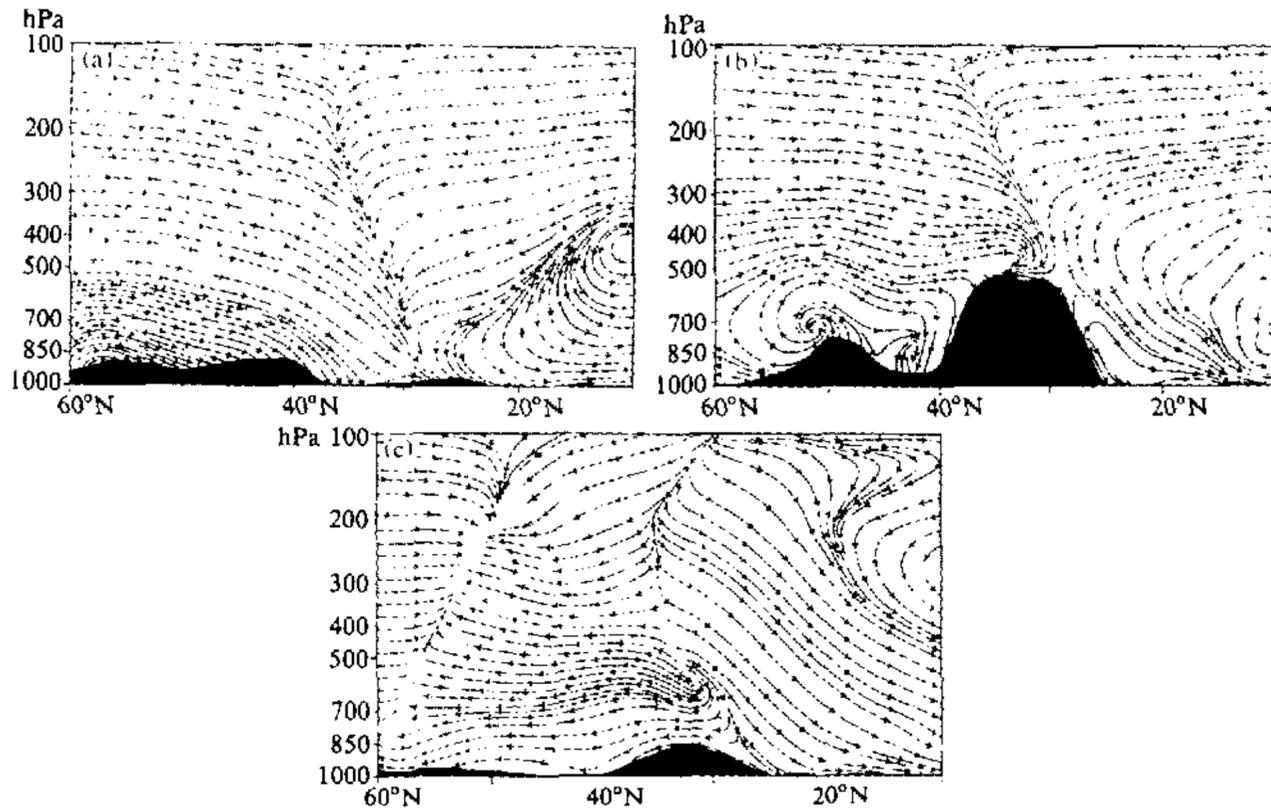


图4 1961~1990年7月平均的经圈垂直环流  
(a) 115°E; (b) 90°E; (c) 60°E

来自北方干热的戈壁沙漠, 缺少水汽, 难以成云致雨。故仿“季风环流圈”之称, 称它为“西北干旱经圈环流圈”。因它的上升支气流部分直接来自高原北部, 其下沉支气流明显具有高原补偿下沉性质, 该经圈环流形象地显示了高原与中蒙干旱气候形成的联系。

7月115°E处的经圈环流与90°E处有相似处, 如32°N以南巨大的未闭合的季风环流圈, 32°N以北的中、低空也有两个次级正环流圈(图4a)。不同的是, 在东亚季风经度区因无高大地形的阻挡抬升作用, 对流层低层强劲的偏南暖湿气流可长驱直入至35°N以北, 因而季风环流圈的上升支气流能倾斜地爬升至300 hPa附近再分支, 或折向南行, 或折向北行。这种南来的饱含水汽的上升气流给夏季的江淮流域及华北中、南部带来了丰沛的降水。至于45°N上空中层的次级环流圈, 因其下沉支气流加剧了华北北部和蒙古东南部夏季的干热气候, 故可称为华北半干旱经圈环流。它又不同于西北干旱环流圈, 因它的上升支气流相当部分源于南方, 饱含水汽, 所以还是为华北北部相当集中的夏季降水作出了贡献。应该指出, 在图4a、b中, 低纬度的季风环流圈与中纬度的干旱及半干旱环流圈, 虽同为热力性正环流, 但两者方向相反, 尺度不同, 明显不对称。

7月中亚经度带内的经圈环流就大相径庭了(图4c), 低纬度刚发展起来的弱季风环流仅出现在25°N以南700 hPa以下, 高层还是退缩了的冬季的Hadley环流, 而25°N以北是整层一致的偏北下沉气流, 也不存在前两经度带内的干旱或半干旱经圈环流。因25°N以北的偏北下沉气流, 与图5a将提及的50~65°E间向东的次级闭合纬向环流下沉支的共同作用, 夏季是一年中中亚最为干热的季节。

### 3.4 夏季的纬圈环流

图5a、b分别是沿32.5和25°N处的30年7月平均的纬圈环流。因沿37.5°N

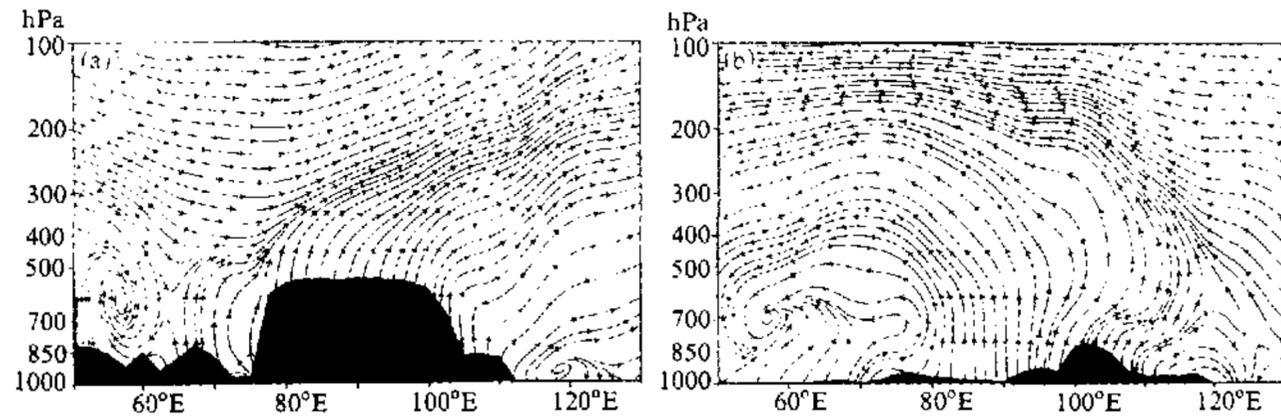


图5 1961~1990年7月平均的纬圈垂直环流  
(a) 37.5°N; (b) 25°N

和 32.5°N 两纬圈环流十分接近, 这里仅给出后者 (图 5a)。如图可见, 在高原及东、西两侧陆上的上升气流, 上升后不久就折向东行, 据叶笃正等<sup>[7]</sup>的结果, 将在中、东太平洋下沉。高原西侧 50~65°E 间中、低层有向东的次级闭合纬向环流。与高原纬度带不同, 位于高空副热带西风急流下面的高原北侧地区, 因西风强, 上升又弱些, 所以上升后向东折向更快 (图略)。再者, 图 5a 中 110°E 以东 700 hPa 以下有一浅薄的正纬向环流圈, 从江淮平原上升, 在 120°E 以东下沉到西太平洋副高中。

由于夏季 32.5°N 以北地区位于西风带中, 平均来说, 不存在由高原上升后向西立即下沉的纬向环流, 但 32.5°N 以南就不同了。如在沿 25°N 处的纬圈环流图上 (图 5b), 除见到低层有类似冬季的云贵高原上升、华南下沉的向东的纬向环流外, 还见到一个巨大的向西纬向正环流, 从高原东南角的云贵高原和印缅北部上升, 随高空副热带东风气流折向西行, 在阿拉伯半岛和伊朗高原地区下沉。在沿高原南半部的 27.5 和 30°N 纬圈环流图上这也是清楚的 (图略)。

对照图 1c、d, 图 4a、b, 图 5a、b 以及叶笃正等的结果<sup>[7]</sup>, 再结合低层南亚西南风, 高层高原南 (北) 侧的东 (西) 风的影响, 可以构想出如下夏季高原及周围地区简明的三维环流的图像 (图 6)。一方面, 由南亚低层 ( $A_1$  等处) 先向东北爬上高原后, 在  $A_2$  处转向西北倾斜上升至 200 hPa 左右, 在  $A_3$  处会同由高原中、南部 (约 32°N 以南  $M_s$  等处) 上升的气流  $M_s A_3$ , 再向西南扭转缓慢下沉, 最后在 70°E 以西 300 hPa 层左右 ( $A_4$  处) 过赤道下沉, 构成了巨大的向西南明显扭曲了的季风经圈环流  $A_1 A_2 A_3 A_4$ ; 同时, 在高原中、北部  $M_n$  等处, 也有上升气流通过巨大的向东纬向环流  $M_n M_1 M_2$  在中、东太平洋下沉; 在高原南半部  $S$  等地, 还有上升气流通过巨大的向西的纬向环流  $S S_1 S_2$ , 在 30 hPa 左右 ( $S_2$  处) 下沉在西南亚和北非地区。由此分别建立了高原和遥远的南半球、东半球及西南亚、北非等地大气环流的联系。另一方面, 绕高原北、东北及东侧, 还有从高原北缘  $N_1$ 、 $N_2$  和东北缘  $N_3$  以及东缘  $E$  等地上升的气流, 上升后不久即在 400 hPa 以下, 在高原近北、东北及东侧下沉的绕高原次级经 (纬) 圈环流, 建立了高原和近北、东侧地区环流间的联系。这就是说, 图 1c 中绕高原北侧连续分布的 400~500 hPa 间的西北干旱经圈环流的下沉带, 向东延伸到河套地区后分支: 一支如图 1c 和图 4a 所示, 仍维持原高度, 但折向东北方向延伸, 构成了华北

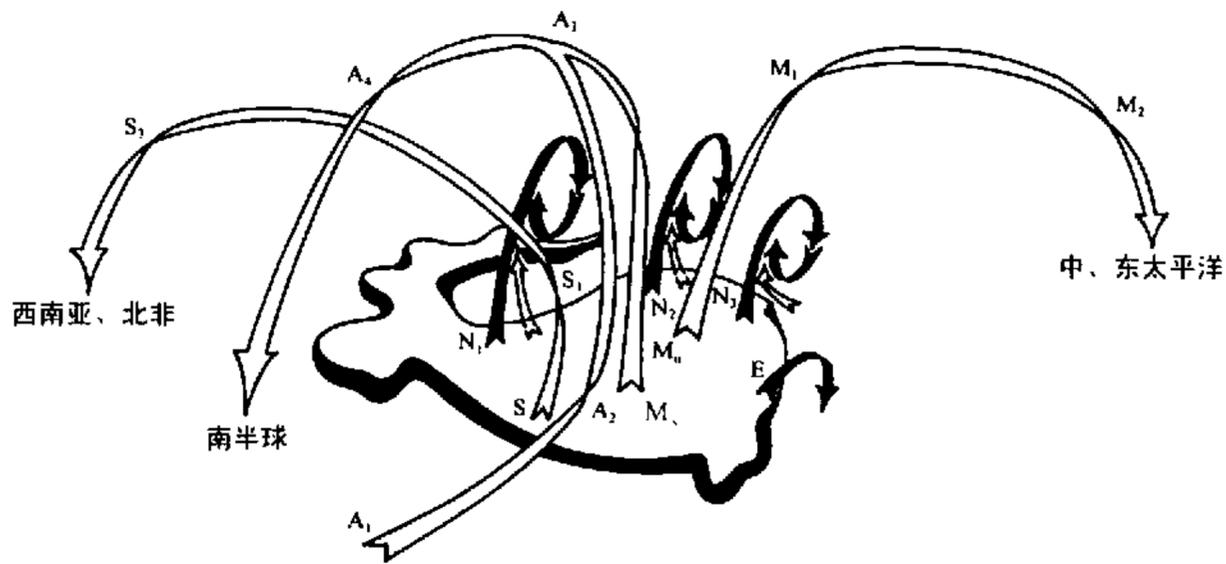


图6 青藏高原及周围地区夏季平均的垂直环流示意图

半干旱经圈环流的下沉支; 另一支则从河套折向, 绕高原南伸, 但逐渐降低高度, 所以陇东、川东及黔东地区 700 hPa 的下沉运动比 500 hPa 更明显 (图 1c、d), 而且次级环流圈也不再闭合。因川、黔东部山地等的干扰, 这一南伸下沉带虽不完全连续分布, 却对应当地的夏季少雨带, 因而陇东、川东及黔东常出现伏旱。

概括地说, 冬、夏季高原及周围地区的平均经、纬圈环流有很大变化。冬季在东亚、高原和中亚三经度带内, 低纬度地区均盛行相当完好的 Hadley 经圈环流, 但高原南侧的 Hadley 环流更强更完整; 而中、高纬度仅在高原以北才出现不典型的 Ferrel 间接环流, 可能是高原地形的动力和热力作用加强了冬季的 Hadley 环流, 但东亚冬季风环流系统等地方性环流减弱了东亚和中亚的 Ferrel 环流。夏季上述三经度带内低纬度已转而盛行巨大的季风经圈环流 (中亚经度最弱), 这不同于夏季整个北半球低纬度平均仍为弱 Hadley 环流的背景<sup>[8]</sup>。另外, 不同于北半球其他地区的是, 在中蒙和华北干旱半干旱区还分别出现了西北和华北干旱半干旱次级经圈环流。即海陆对比和高原地形的共同作用, 加强了夏季低纬度的季风经圈环流和中纬度的干旱和半干旱经圈环流。同时, 中亚经度的经、纬圈环流明显不同于高原和东亚经度, 就连中亚干旱气候的成因也与西北和华北干旱半干旱气候有所不同。

#### 4 垂直运动的年变化

上述冬、夏季高原及周围地区的垂直运动符号和经圈环流方向等几乎相反的事实, 驱使人们关心它们 (特别是前者) 的年变化情况及可能的原因。为节省篇幅, 也具有代表性, 我们仍用 30 年平均的  $\omega$  资料, 计算绘制了各纬度带内经过各经线格点和层次平均了的  $\omega$  时间-经度剖面图。可见到各地区冬、夏  $\omega$  符号的年变化相当清楚, 且高原地区变化早。以高原纬度带为例 (图 7), 与夏季相似, 高原地区 (约 27.5~37.5°N, 80~105°E) 对流层中上层冬季的下沉运动也有东、西部两个中心分别在 99°E 和 85°E 附近, 也是东部中心更强。而且高原上的下沉运动不仅出现在冬季 (12~2 月), 就高

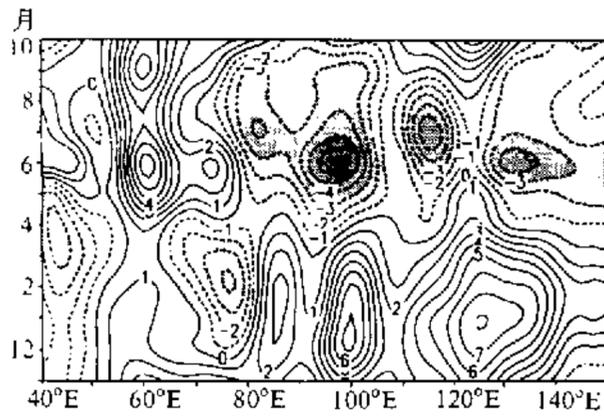


图7 1961~1990年高原纬度带  
(27.5~37.5°N) 500和400 hPa  
平均垂直速度 ( $\times 10^{-3}$  hPa/s)  
时间-经度剖面图

原各经度平均而言,它约出现在11月初~3月底的冬半年期间。换言之,高原上从4月初就转为平均上升运动(高原东南部更早),并一直维持到10月底,即整个夏半年(4~10月)都盛行上升运动。

需要指出,我们还进一步绘制了该30年整个6~8月80~100°E间平均的经圈垂直环流图(图略),结果与30年7月沿90°E经线平均的经圈环流图(图4b)很相近。即前述高原及周围地区冬、夏季的垂直环流等情况,实际上不仅代表整个冬季(12~2月)、夏季(6~8月),而且对前述冬、夏半年的情况都有一定代表性。与高原周围

各地区比较,除孟加拉湾地区等因兼有冬季槽前及地形抬升造成的上升运动外,高原上属上升运动年变化转换早且维持久的地区。如同纬度带内的江淮流域和华北南部(27.5~37.5°N,112.5~120°E)上升运动仅出现在4月初~8月底期间,而中亚地区(27.5~37.5°N,50~70°E)除兴都库什山迎风坡2~4月平均为上升运动区外,其余地区则全年为下沉运动;华北及西北地区转为上升运动就更晚,也维持更短暂(仅5月底~7月底,图略)。因而从垂直运动场年变化角度,高原也是东亚大气环流演变的启动区。

那么,为什么高原地形冬季加强了高原上的下沉运动,随之加强了低纬度的Hadley环流和中纬度的Ferrel环流?夏季又转而加强高原上的上升运动,随之加强了低纬度的季风经圈环流和中纬度的干旱经圈环流呢?促使高原地区的垂直运动先出现年变化的可能原因又是什么呢?因它比东亚大气环流由冬至夏的季节突变还早两个月,显然它不能用东亚大气环流的季节变化来解释。垂直运动的热力驱动机制自然使人们联想到高原冷热源的作用,根据已有的观测事实<sup>[14]</sup>,高原地面全年均属热源,冬季的地面热源强度仅大为减弱而已,看来高原地面热源的年变化也不能很好地解释它。值得注意的是高原大气热源强度的年变化与平均 $\omega$ 年变化的对应关系及提前性。根据叶笃正等<sup>[7]</sup>,姚兰昌等<sup>[15]</sup>,以及陈隆勋等<sup>[3]</sup>的先后估算或计算,结果均是3~9月高原大气为热源,10~2月为冷源。当高原大气为冷源时,高原上盛行下沉运动;当高原大气转为热源一个月后,高原上也随之由盛行下沉运动转为盛行上升运动了;当9月底高原大气再次转为冷源一个月后,高原上也再次转为盛行下沉运动,这启示高原大气热源强度的年变化与高原及周围地区垂直运动及经、纬圈环流等年变化的密切联系,应深入研究这种联系。

从加热场角度Flohn曾将抬升了的高原东南角比作一个巨大的烟囱<sup>[7]</sup>。其实从流场角度,如图6所示,因高原地形的热力作用等,夏季的高原犹如一扭曲了的不对称的巨大喷泉,高原腹地和边缘地区有气流上升,然后分别通过季风、干旱经圈环流以及纬圈环流在高原近侧或遥远处溅落。而冬季因高原大气的冷源作用,分别通过Hadley、Ferrel经圈环流以及向东的纬向环流在高原上下沉,高原成了汇集来自赤道、极地以及上游西风气流的巨大的吮吸器。这简洁而形象地勾勒了青藏高原及周围地区冬、夏半年

三维环流的图像, 加深了人们对高原影响的认识。高原对全球大气环流的影响夏季比冬季更重要些, 也更主动些。

## 5 结论

由以上分析可以得到如下主要结论:

(1) 高原及周围地区对流层垂直运动的年变化清楚。冬半年盛行下沉运动, 三片强下沉中心分别在高原东部、黄海和渤海以及阿拉伯海和孟加拉湾的西北部; 夏半年盛行上升运动, 强上升运动区在印度西海岸、孟加拉湾北部、高原上和江淮流域。仅中亚干旱区等少数地区全年维持同符号的垂直运动。

(2) 随冬、夏半年垂直运动符号的转换, 高原及周围地区的经、纬圈环流也有较大年变化。冬半年, 在高原、东亚及中亚三经度上低纬度盛行巨大的 Hadley 经圈环流, 在高原以北还出现 Ferrel 反环流; 夏半年在上述三经度带内低纬度转而盛行巨大的季风经圈环流, 在高原、东亚经度范围的中纬度上空分别盛行次级西北和华北干旱半干旱经圈环流。冬、夏半年除盛行巨大的向东纬向环流外, 夏半年  $32.5^{\circ}\text{N}$  以南还盛行巨大的向西纬圈环流。即在垂直运动场上, 夏半年高原犹如一个巨大的、不对称的喷泉; 而冬半年高原则犹如一个巨大的吮吸器。

(3) 高原及周围地区冬、夏半年的垂直运动符号及经、纬圈环流方向的年变化在高原地区出现早, 高原大气热源的年变化与随后出现的高原及周围地区垂直环流的年变化关系密切。

(4) 高原及周围地区平均垂直环流及年变化的特征能较好地解释各地的降水气候。

限于篇幅, 有关高原及周围地区平均垂直运动年变化的详细特征及其与高原大气和地面加热场的联系, 我们将另文分析。

## 参 考 文 献

- 1 拉梅奇, 季风气象学, 北京: 科学出版社, 1978, 1~190.
- 2 Tao Shiyun and Chen Longxun, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, in: Chang, C-P., Krishnamuryti, T. N, eds., *Monsoon Meteorology*, Oxford: Oxford University Press, 1987, 60~92.
- 3 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991, 1~362.
- 4 吴统文, 钱正安, 青藏高原北侧地区干湿年夏季垂直环流差异的对比分析及青藏高原的热力影响, 气象学报, 1996, 54(5), 558~568.
- 5 钱正安, 吴统文, 吕世华等, 夏季西北干旱气候形成的数值模拟—高原地形隆升和初始环流场等的影响, 大气科学, 1998, 22(5), 753~762.
- 6 陈秋士, 缪锦海, 李维亮, 1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流, 气象学报, 1964, 34(1), 51~61.
- 7 叶笃正, 高由禧等, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 49~61, 202~212.
- 8 罗四维, 姚兰昌, 吕世华, 海陆分布与高原低纬7月平均经圈环流的影响, 高原气象, 1982, 1(3), 12~21.
- 9 Kalnay, E. C., The NECP/NCAR 40 year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, 77(3), 437~471.
- 10 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄, 夏季青藏高原气象学若干问题的研究, 中国科学(B辑), 1990, No.10, 1100~1111.
- 11 Takahashi, K. and H. Arakawa, Climates of southern and western Asia, in: *World Survey of Climatology*, Volume 9, New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1981, 1~333.

- 12 徐国昌、张志银, 青藏高原对西北干旱气候形成的作用, *高原气象*, 1983, 2(2), 9~16.
- 13 Newton, C. W. and Erik Palmen, Synthesizer of the atmospheric general circulation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1986, 67(3), 282~293.
- 14 季国良、姚兰昌、袁福茂等, 1982年冬季青藏高原地面和大气加热场特征, *中国科学 (B辑)*, 1986, (2), 214~224.
- 15 姚兰昌、罗四维、王安宇, 亚洲地区月平均大气加热场及其年变特征, *高原气象*, 1982, 1(3), 1~10.

## Feature of Mean Vertical Circulation over the Qinghai-Xizang Plateau and Its Neighborhood

Qian Zhengan, Wu Tongwen and Liang Xiaoyun

(Cold and Arid Region Environmental and Engineering Research Institute,  
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

**Abstract** To obtain the picture of the mean vertical circulation over the Qinghai-Xizang Plateau and its neighborhood (hereafter QXPN) and to better understand the precipitation climate over the QXPN, in this paper the mean vertical motion and meridional and zonal circulation maps over the QXPN have been calculated and drawn, and their annual change characteristics and possible mechanisms have also been analyzed, utilizing NCEP/NCAR reanalysed gridded data for variables  $u$ ,  $v$ , and  $w$  etc. averaged over 30 years of 1961~1990. The results show that there are much largely annual changes for the mean vertical motion fields and the meridional and zonal circulations over the QXPN in winter and summer half year. The results explore the facts that there exist drought and semi-drought meridional cells in the Northwest China arid region and the North China semi-drought region, respectively and that there exists a giant westward zonal circulation to the south of  $32.5^{\circ}\text{N}$  in the Plateau in summer. Also, the annual changes of the Plateau atmospheric heating source intensity are closely related to the annual changes of mean vertical circulation over the QXPN, and the latter can fairly explain the precipitation climate over the QXPN.

**Key words:** Qinghai-Xizang Plateau; vertical motion; monsoon meridional cell; drought meridional cell.