大气科学学报　2017 年　第 40 卷　第 1 期:61-70
论 著　http://qk.nuist.edu.cn/dqkx

澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带气旋生成的影响

陈笑晨[①②],智协飞[①*],赵欢[①],陈龙[①]
① 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气候与环境变化国际合作联合实验室/东亚季风与区域气候变化科技创新团队,江苏 南京 210044;
② 福建省气候中心,福建 福州 350001
* 联系人,E-mail:zhi@ nuist.edu.cn

2015-03-04 收稿,2015-05-29 接受
国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2012CB955204);公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306032);国家自然科学基金资助项目(41575052);江苏省优势学科建设工程资助项目(PAPD)

摘要　利用 1980—2012 年 NCEP/NCAR 再分析资料及中国气象局的最佳台风路径资料,研究澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带气旋生成的影响。研究发现,北半球夏季 925 hPa 经向风超过 6 m/s 的频数在澳大利亚东北部海域最高,达 40 d/a。为此,确定澳大利亚冷空气侵入南北半球低纬的关键区为澳大利亚东北部所罗门海地区,并用该区域经向风风速定义了一个澳大利亚冷空气活动强度指数。该指数与越赤道气流及赤道西风都有很好的相关关系,还与同期的 SOI(Southern Oscillation Index,南方涛动指数)显著相关。当 SOI 偏低(高)时,关键区经向风风速偏强(弱)。合成分析和相关分析结果表明,澳大利亚冷空气活动强、弱年西北太平洋热带气旋生成的位置的变化与季风槽的变化一致,西北太平洋热带气旋生成总数则无显著差异。澳大利亚冷空气活动强年季风槽偏强偏东,热带气旋生成位置偏东偏南;而弱年季风槽偏弱偏西,热带气旋生成位置偏西偏北。低层涡度场、水汽输送、风垂直切变以及低纬地区对流活动的分布表明,澳大利亚冷空气活动强年有利于热带气旋生成位置偏东、偏南;弱年偏西、偏北。

关键词
澳大利亚冷空气活动
西北太平洋热带气旋
南方涛动
所罗门海经向风

每年 6—9 月是西北太平洋热带气旋多发期,此时东亚盛行夏季风,而南半球澳大利亚则盛行冬季风。绝大多数西北太平洋热带气旋都产生在西北太平洋季风槽中(Gray,1968)。季风槽活跃期也是热带气旋高发期,大尺度的季风环流对于热带气旋的生成,移动和发展具有巨大的影响。季风活跃期南北半球的环流有明显的相互作用,南半球澳大利亚冷空气爆发后向西北传播,在赤道转向后成为西南季风,并汇入西北太平洋的季风槽中。这种过程反映了能量从一个半球向另一个半球的传播。我国气象工作者早就指出南半球寒潮的爆发能影响西北太平洋热带气旋的生成。李宪之(1955)最早指出澳大利亚寒潮爆发后,冷空气可以越过赤道,有利于北半球低纬度洋面上形成热带气旋。罗树森(1975)的观测研究指出,南半球冷空气越赤道后加强了西南季风,增强北推了赤道辐合带,从而产生热带气旋。Love(1985)通过两个个例说明南北半球冷涌活动后,另一半球有西风加强并有热带气旋生成。Frank(1987)的观测研究指出,约 80% 的热带气旋(TC)生成于热带辐合带(ITCZ)或季风槽中偏向极地方向一侧。孙即霖等(2009)发现,在候时间尺度上,100~130°E 越赤道气流强度与同期 100~170°E 的 ITCZ 强度密切相关,并通过数值试验证明澳大利亚冷空气活动是造成越赤道气流加强的重要原因,对北半球热带西北太平洋 ITCZ 强度和位置都有明显的影响。吴胜安(2013)指出西北太平洋热

引用格式:陈笑晨,智协飞,赵欢,等,2017.澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带气旋生成的影响[J].大气科学学报,40(1):61-70.
Chen X C,Zhi X F,Zhao H,et al.,2017.Influence of the cold air activity over Australia on the tropical cyclone genesis over the western North Pacific[J].Trans Atmos Sci,40(1):61-70.doi:10. 13878/j.cnki.dqkxxb.20150304003.(in Chinese).

带气旋频次不仅与当地涡度相关，还与南半球澳大利亚东部中高层涡度及经向风有关。孙淑清等(2007)发现澳大利亚东侧环流异常与西太平洋对流和热带气旋频数有密切的联系，并指出可能是通过 Rossby 波的能量频散造成南北半球的遥相关作用。此外，西北太平洋热带气旋个数还与菲律宾以东的低层赤道西风强度具有正相关关系。徐亚梅和伍荣生(2003)用中尺度 MM5 模式研究了南半球冷空气侵入在热带气旋形成中的作用，发现南半球冷空气侵袭后形成了热带气旋，而没有冷空气入侵时，只有扰动产生，没有形成热带气旋。赵思雄和曾庆存(2005)对一次东亚强冷空气跨越赤道引发南半球热带气旋和对流活动个例过程进行了分析，在冷空气爆发后产生强烈的越赤道气流，在印尼产生强对流，然后折向东南进入南半球澳大利亚北部季风槽中，加强了季风低压而且产生了热带气旋。

在南北半球相互作用中，越赤道气流起到非常关键的作用，并且对热带气旋的生成及活动具有明显影响。智协飞等(1990)指出，来自东亚沿岸的低频东北风向南传播越过赤道后，可以转为印尼—澳大利亚北部地区的低频夏季西北风，当其与澳大利亚西部加强了的低频西南风辐合时，夏季风区对流加强并向东扩展。这表明北半球冬季东亚沿岸的冷空气向南爆发，可越过赤道，导致南半球低纬地区季风槽加深(Zhu et al.,1990)。杜启倩等(2010)指出菲律宾低层越赤道气流强弱与低层澳大利亚高压北侧冷空气活跃和西北太平洋副热带高压减弱所造成的经向气压梯度的变化有关。闫一铭等(2013)发现澳大利亚高压与菲律宾越赤道气流联系紧密，低层与越赤道气流最大的相关区位于澳大利亚西北的海洋上。刘向文等(2009)采用变温和温度权重相结合的方法定义了一个指数，发现气候平均上澳大利亚西南部是冷空气活动的活跃区，并提出澳大利亚冷空气活动对越赤道气流的影响主要是通过南半球副热带高压变化而引起的环流调整来实现的。Lee(2002)发现 19.3%的西北太平洋热带气旋的形成与越赤道气流有密切联系，这类热带气旋主要发生在南半球冬季的 7—9 月。李曾中等(2004)认为，1998 年西北太平洋热带气旋发生数少是因为夏季 90~180°E 区间越赤道气流明显偏弱。申松林和江静(2010)指出热带气旋频数多的年份越赤道气流偏强。冯涛等(2014)发现越赤道气流主要影响 140°E 以东 TC 的数量，强越赤道气流年该处热带气旋生成偏多。140°E 以东的各种环流条件在强年都有利于热带气旋的生成，无论强、弱年，在热带气旋生成前 2~4 d 均有越赤道气流的加强。

以上研究表明，许多西北太平洋热带气旋的生成和南半球冷空气活动密切相关。不过，目前许多研究主要集中在个例分析上，且不够系统和全面。本文着重从气候角度分析南半球澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带气旋生成的影响，以期对此问题有更深入的认识。

1　资料和方法

本文所用资料包括 1980—2012 年 NCEP/NCAR 逐日 OLR 资料，逐日、逐月风场、高度场、温度再分析资料，水平分辨率为 2.5°×2.5°。SST 资料取自 NOAA Extended Reconstructed SST，水平分辨率为 2°×2°。SOI(Southern Oscillation Index，南方涛动指数)取自 NOAA CPC(美国国家海洋大气管理局气候预测中心，http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/)。取 1981—2010 年 6—8 月计算北半球夏季平均气候态。热带气旋位置取自中国气象局的最佳热带气旋路径数据，单个热带气旋的生成是以热带扰动第一次达到热带低压的记录为准，不包含热带气旋副中心的生成。研究时段共生成了 426 个热带气旋，平均每年夏季 12.9 个。三支越赤道气流分别取经度范围为 102.5~110.0°E、125.0~132.5°E、145.0~155°E，纬度范围为 2.5°S~2.5°N 区域内经向风平均值。赤道西风取 135~150°E、2.5~10.0°N 区域内纬向风平均值。

本文所用方法主要为相关分析和合成分析，并对相关系数和合成场进行统计显著性检验，详细分析方法参考 Zhang et al.(2014) 以及张玲和智协飞(2014)的研究。与风场求相关时参考周顺武和假拉(2003)的方法，即用时间序列与 u，v 的相关系数分别作为 x 和 y 方向的分量做矢量相关图($\boldsymbol{r}=r_u\boldsymbol{i}+r_v\boldsymbol{j}$)，其绝对值大于 $r_{0.05}$时可认为该相关矢量达到信度水平。

2　澳大利亚冷空气活动强度指数

图 1 是 6—8 月低层经向风出现天数。从图 1a 中可以看出，北半球夏季澳大利亚东北部海域 1 000 hPa 经向大风(大于 6 m/s)出现最多，可达 50 d/a，表明该区域是澳大利亚冷空气由南向北侵入最明显的地区。这个大值中心与海陆分布有关，同时也与 150°E 附近的越赤道气流通道相连。如图 1b，在 925 hPa 该大风高频中心向赤道移动，同时频数明显

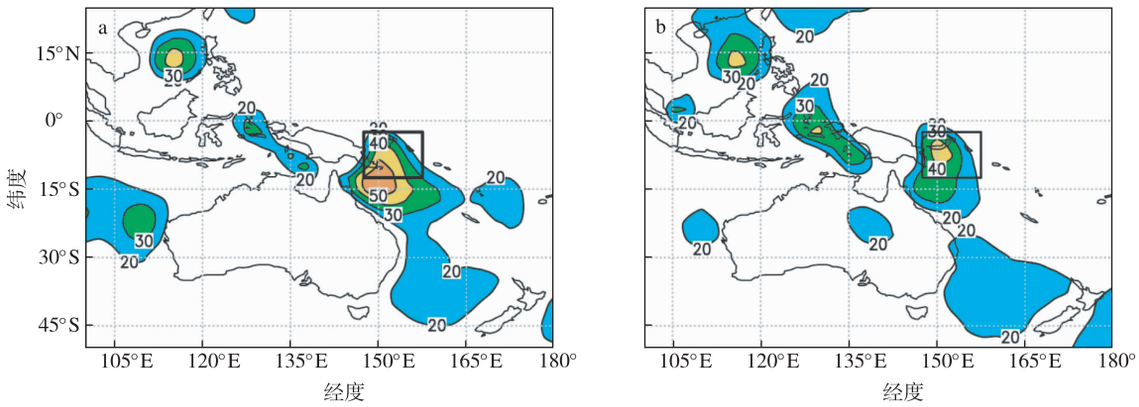

图 1 北半球夏季 1 000 hPa (a)和 925 hPa (b)出现大于 6 m/s 经向风的天数(单位:d)

Fig.1 Occurrence frequency of the meridional wind larger than 6 m/s at (a)1,000 hPa and (b)925 hPa during boreal summer (unit:d)

减小。南半球另一个大值中心出现在 130°E 附近,该处是越赤道气流通道的第二支。到了 850 hPa 在南半球热带地区已经没有大于 6 m/s 的高值中心,但 30°S 以南的南风增强(图略)。这表明,澳大利亚北部的低纬冷涌是浅薄系统,在近地面最明显,经向风强度随高度迅速减小,而南半球中高纬的冷空气随高度增强。这与北半球低纬地区,特别是南海的冷涌具有类似的特征(丁一汇,1990;张玲和智协飞,2014)。

为了方便后面讨论澳大利亚冷空气活动规律,把前面提到的经向大风高频中心确定为澳大利亚北部冷涌活动的关键区域。将图 1 中方框所围区域(147.5~157.5°E,12.5~2.5°S)的区域平均 925 hPa 经向风定义为澳大利亚冷空气强度的指标。由于该区域位于所罗门海,故将该区域的平均经向风简称为 SSV (Solomon Sea V-wind)。夏季平均的 SSV 与同区大于 6 m/s 经向风的频数的相关系数达到 0.96。SSV 最大值出现在 7 月,而澳大利亚高压在 6、7 月最强,两者有很好的对应关系。

从图 2 中可以看出,澳大利亚东北部冷空气活动具有较大的年际变率,其平均值为 4.59 m/s,年际变化的标准差为 1.22 m/s。夏季西北太平洋低空越赤道气流有三支,最强的是第二支,位于 130°E。从图 2 中还可看出,SSV 与第二支越赤道气流的大部分年份变化一致,相关系数为 0.67。该支越赤道气流被认为与西北太平洋热带气旋活动关系密切。SSV 与夏季南方涛动指数(SOI)的相关系数达到-0.86,两者呈反相关关系。进一步分析发现,逐月的 SSV 与同期的 SOI 相关关系最好,最大的相关系数出现在 10 月,为-0.84,其次是 8 月,为-0.83。这表明澳大利亚北部经向风强度和 ENSO 有密切联系。当热带太平洋海温呈厄尔尼诺分布型时,澳

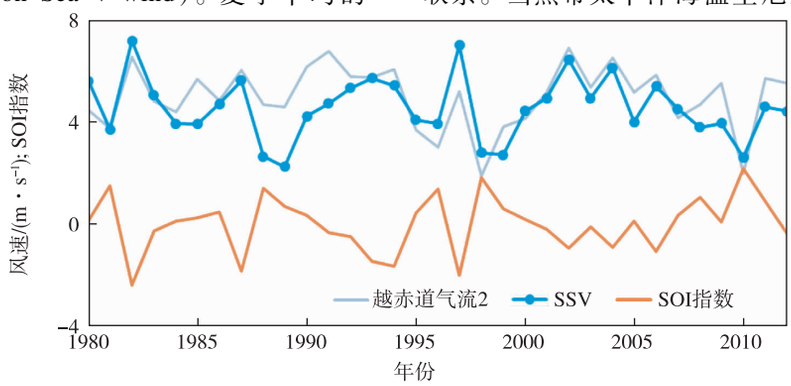

图 2 1980—2012 年逐年夏季(6—8 月)第二支越赤道气流(单位:m/s)、所罗门海的经向风(单位:m/s)、SOI 的变化

Fig.2 Variations of the cross-equatorial flow(m/s) at 130°E,meridional wind(m/s) over the Solomon Sea(SSV),and SOI in summer(JJA) during the period of 1980 to 2012

大利亚北部经向风加强。

3　澳大利亚冷空气活动及其环流特征

分析 SSV 加强时的环流形势，将 SSV 和 925 hPa 的高度场和风场做相关（图 3）。当澳大利亚冷空气活动很强时（SSV 大）气压分布表现为西高东低型，澳大利亚、印度洋高压加强，太平洋上低压加深，太平洋是赤道西风，印度洋是东风，这符合南方涛动的分布型，也与赤道上有一质量源汇时气压场、风场的分布相吻合（Matsuno，1966）。与此同时，西太平洋有南北不对称形势，赤道以南高压对应东南风，澳大利亚北部有强烈的经向风穿越赤道，后转为西南风，并在孟加拉湾到菲律宾以东形成了带状的低压槽。当 SOI 偏低时，西高东低的气压分布使得澳大利亚东北的南风加强。按照 Wang et al.（2003）的理论，偏南风叠加在原有季风环流上，加强了海面蒸发，同时带来冷平流，导致此地海温偏冷，进一步加强高压并削弱对流。而在北半球是大范围的西风与增强的季风槽。由于南半球的冷高压加强了越赤道气流和赤道西风，增强的气旋性切变及对流使得北半球低纬度地区形成低压。

将 SSV 最大和最小的 5 a 合成，分析强、弱年冷空气的垂直结构，发现高度场、温度场距平强、弱年的分布正好相反（图 4）。强年 30°S 以北低层在 850 hPa 是个冷中心，中高层偏暖。对应高度场距平随高度呈“+-+”分布，低层高压浅薄。而 30°S 以南为一个深厚高压距平，高压前部是来自中纬度整层的强烈下沉气流，与来自热带的下沉气流合并，在中层到地面与冷区对应，表明中纬度冷空气活动是加强的。热带边界层形成了强南风，越赤道气流加强，进入北半球产生强上升运动，形成一个加强的季风环流圈。北半球热带气压异常为上正下负，表明季风槽偏强。南北半球在高层有高压距平关于赤道对称分布。弱年整个南北半球环流都减弱，澳大利亚上空下沉气流很弱，低层偏暖高层偏冷，北半球热带上升运动减弱且位于赤道，季风槽弱。南半球中纬下沉支减弱很明显，说明南半球冷空气起了重要作用。北半球副热带上升运动与热带呈相反变化，副热带上升运动加强，后面可见在副热带生成热带气旋是偏多的。

4　澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带气旋生成位置的影响

从图 5a 中可以看出，澳大利亚北部冷空气活动强年 SSV 东南气流偏强，跨过赤道后转成强的西南风。季风槽明显偏强偏南，向东可延伸至 170°E。5 个强冷空气活动年生成的热带气旋有 71 个，位置偏南偏东。图中绿点表示生成于远海低纬度的热带气旋，蓝点表示生成于副热带地区（20～30°N）的热带气旋，可见生成于低纬度的热带气旋占多数。而弱冷空气活动年的 SSV 东南风明显偏弱（图 5b），为北风距平，西北太平洋低纬地区是大范围东风距平，季风槽也显著减弱西退，向东伸展至 120°E，生成的热带气旋个数略偏少，有 63 个，生成位置偏北偏西，副热带生成的热带气旋明显增多。强年西北太平洋海温偏冷，南半球偏冷更为明显，最大距平位于 SSV 处，日界线以东海温偏暖；而弱年西北太平洋海温偏暖，南半球海温偏暖更为明显。

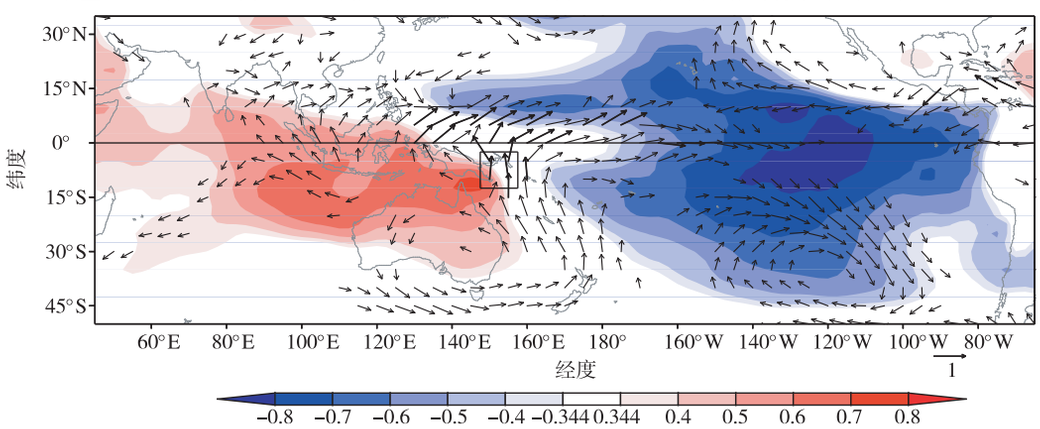

图 3　夏季 925 hPa SSV 和位势高度场（阴影区）、风场（矢量）的相关系数（只画出通过 95% 置信度检验的部分）

Fig.3　Correlation coefficients between SSV and geopotential height, wind at 925 hPa in JJA (the correlation coefficients which are significant at the 95% confidence level are shown)

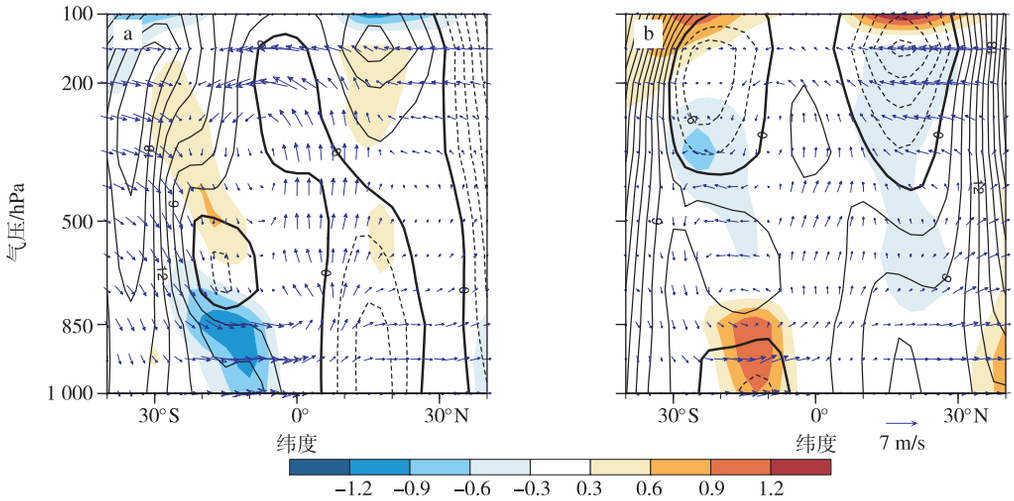

图 4 澳大利亚冷空气活动强年(a)和弱年(b)沿 150°E 的原始风场(矢量;$-50\times\omega$;单位:m/s),高度场距平(黑实线;单位:gpm)和温度场距平(阴影区;单位:℃)

Fig.4 Composites of cross-section of the wind (vectors, $-50\times\omega$; unit: m/s), geopotential height anomaly (contours; unit: gpm), temperature anomaly (shaded; unit: ℃) during (a) strong and (b) weak years of Australian cold air activity along 150°E

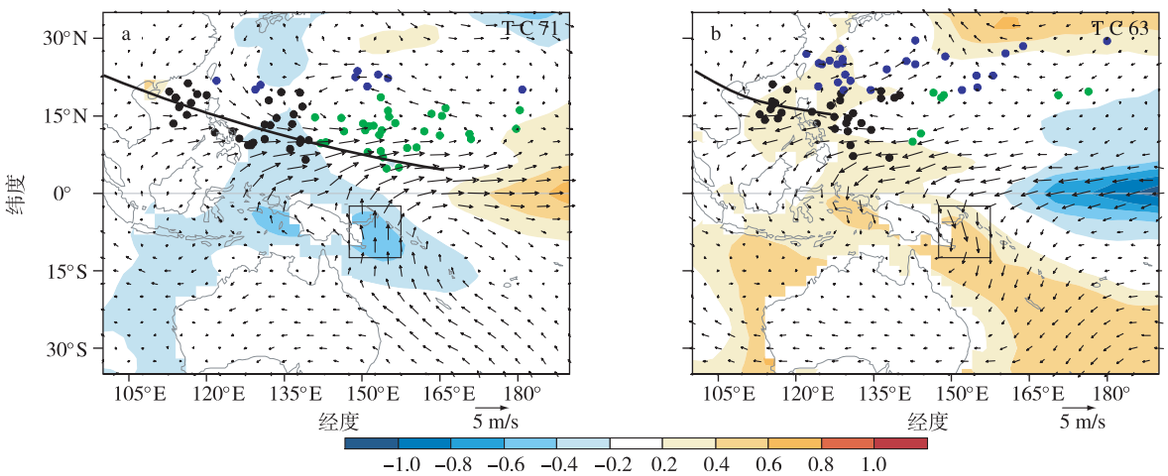

图 5 澳大利亚冷空气活动强年(a)和弱年(b)925 hPa 风场距平(矢量,单位:m/s),海温距平(阴影区,单位:℃),夏季平均季风槽(黑线),热带气旋生成位置(绿点表示生成于远海低纬度的热带气旋,蓝点表示生成于副热带海洋上的热带气旋)

Fig.5 Wind anomalies (vectors; unit: m/s) at 925 hPa, SST anomalies (shaded; unit: ℃), locations of TC formation (dots) and monsoon trough (black curve) during (a) strong and (b) weak years of Australian cold air activity (the green dots represent the TCs which are formed in the low latitudes far from the coast, while the blue dots represent the TCs which are formed in the subtropical Pacific Ocean)

以上分析表明,对于生成于不同区域的 TC,澳大利亚冷空气活动对其影响是不同的。因此,划分了四个区域(图 6),研究各个区域生成的 TC 个数与澳大利亚冷空气的关系(见表 1)。赤道西风以(135~150°E,2.5~10.0°N)的 u 定义,该区域澳大利亚冷空气活动强年西风距平最大。对于南海 A1 区,菲律宾以东到 140°E 的 A2 区,与澳大利亚冷空气活动强度并无显著相关关系,与越赤道气流和西北太平洋赤道西风也无明显相关关系。对于 140°E 以东远海的 A3 区,各区风速与其生成 TC 个数都是显著的正相关(通过了 99%置信度的显著性检验)。A3 区 TC 个数与赤道西风的相关系数达到 0.80,与 SSV 的相关系数也达到了 0.72。对于 20°N 以北副热带 A4 区的 TC 个数只与 SSV 呈显著的负相关关

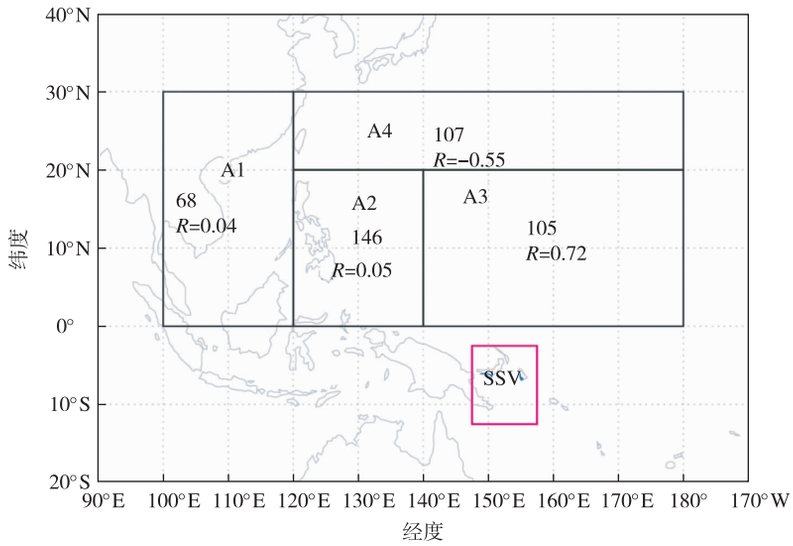

图 6　1980—2012 年各区夏季热带气旋总生成个数及历年夏季热带气旋生成个数与所罗门海经向风的相关系数

Fig.6　Total number of summer TCs during the period of 1980 to 2012 over different regions and the correlation coefficient between the annual number of summer TCs and SSV

系，达到−0.55。这表明，当澳大利亚冷空气活动较强时，北半球 20°N 以南 TC 会明显增多，而 20°N 以北 TC 明显减少。

表 1　关键区风速，SOI 与各区热带气旋生成频次的相关系数

Table 1　Correlation coefficients of wind speed, SOI and number of TCs in different regions

	A1	A2	A3	A4
SSV	0.04	0.05	0.72[1)]	−0.55[1)]
越赤道通道 2	−0.10	0.22	0.70[1)]	−0.03
赤道西风	0.17	0.24	0.80[1)]	−0.22
SOI	−0.06	−0.14	−0.66[1)]	0.28

注：1）表示通过 99%置信度的显著性检验.

5　澳大利亚冷空气影响热带气旋生成的动力学分析

对流层低层的气旋性涡度是热带气旋生成的重要动力学条件，且低层大尺度涡度也能反映出季风槽的强弱。在 850 hPa 涡度场上（图略），澳大利亚冷空气活动强年有一条狭长的近乎东西向的强正涡度带位于菲律宾以东的洋面上，与东西风切变走向一致，向东延伸至日界线，其最强的中心位于 140°E 附近，表明季风槽偏强偏东。而澳大利亚冷空气活动弱年，西北太平洋弱的正涡度带是由于信风切变造成，强度不到强年的一半。从其距平场（图 7a）上看，在西北太平洋有一条东西走向的正涡度距平，与强年该区域生成的热带气旋明显偏多相对应。赤道上的负涡度距平表明越赤道气流及赤道西风偏强。在 20°N 以北负涡度与该处热带气旋在强年偏少相对应。澳大利亚冷空气活动弱年，涡度距平的分布同强年的正好相反。

高低层风垂直切变对于初始扰动暖心结构的建立具有很大影响，弱的切变有利于热带气旋暖心结构的建立和维持。本文用 200 hPa 与 850 hPa 风矢量差大小表示风垂直切变。由图 8a 可见，澳大利亚冷空气活动强年在近赤道地区风切变是增强的，这是由于高层越赤道东北风与低层西南风加强所致，但该处不是热带气旋生成的主要区域，在 140°E 以东低纬地区风切变减小与该区强年热带气旋生成偏多一致，强年此处扰动更容易发展成热带气旋。澳大利亚冷空气活动弱年，由于菲律宾与南海风垂直切变减小，有利于初始扰动在此发展加强，随后沿基本气流向北移动，导致其北部的热带气旋生成数偏多（图 8b）。尽管副热带地区切变略有增强，但弱年可能还有其他因子有利于热带气旋的生成，而在 140°E 以东低纬洋面风垂直切变是明显加强的。因此，在 140°E 以东的低纬地区不利于热带气旋的生成。这和前面讨论的澳大利亚冷空气活动弱年此处热带气旋生成数偏少相一致。

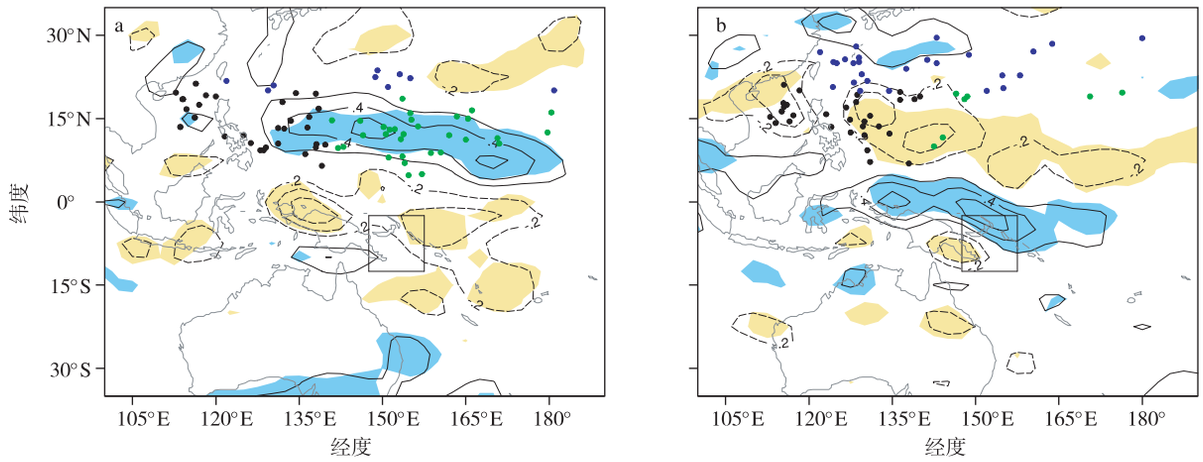

图 7 澳大利亚冷空气活动强年(a)和弱年(b)850 hPa 涡度距平分布(等值线间隔 2×10^{-6} s^{-1};阴影区表示通过置信度为 95%的显著性检验;圆点为热带气旋生成位置)

Fig.7 Vorticity anomalies(contour interval:2×10^{-6} s^{-1}) at 850 hPa during (a)strong and (b)weak years for Australian cold air activity(the shaded areas are significant at the 95% confidence level)

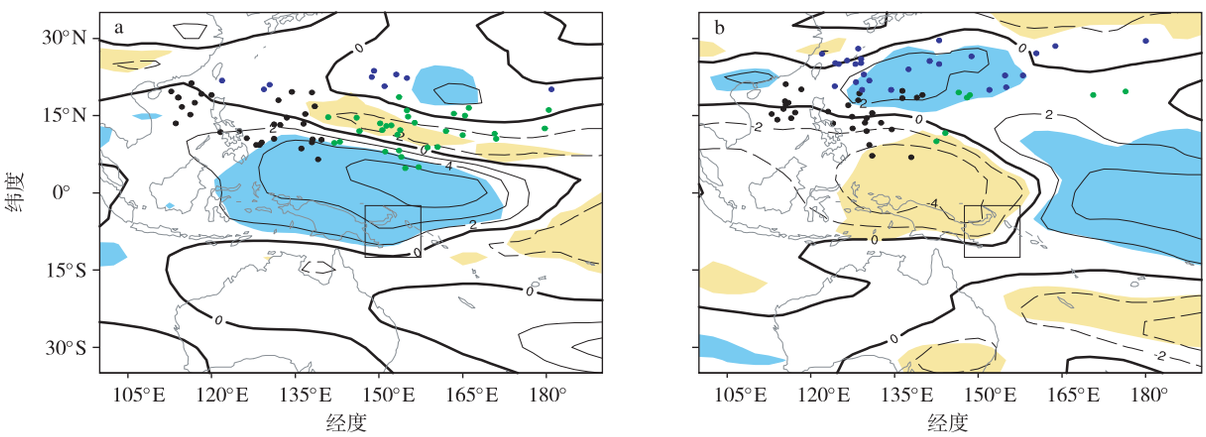

图 8 澳大利亚冷空气活动强年(a)和弱年(b)200 hPa 与 850 hPa 风垂直切变距平(等值线间隔为 2 m/s;阴影区表示通过置信度为 95%的显著性检验;圆点为热带气旋生成位置)

Fig.8 Vertical shear anomalies of the winds between 200 hPa and 850 hPa(contours;unit:m/s) during (a)strong and (b)weak years of Australian cold air activity (the shaded areas are significant at the 95% confidence level)

低层充沛的水汽辐合也是热带气旋生成的重要因素。图 9 是澳大利亚冷空气活动强、弱年水汽通量及其散度距平的合成。图 9a 中,澳大利亚冷空气活动强年西北太平洋水汽输送明显偏强,沿 10°N 是水汽辐合正距平带,辐合带以南为大范围西风水汽输送,水汽主要来自南半球低纬度洋面上,表明南半球冷涌对水汽输送有贡献。西北太平洋充沛的水汽输送及辐合有利于热带气旋的形成。从图 9b 中可以看出,澳大利亚冷空气活动弱年,在西北太平洋低纬水汽辐散与东风水汽输送对应,水汽在南半球辐合。另外北半球副热带地区水汽辐合区也略偏强。

如图 10a,在 OLR 场上,澳大利亚冷空气活动强年海洋性大陆有 OLR 正距平,对流偏弱,150°E 以东赤道太平洋有 OLR 负距平,对流加强。这和 El Niño 发展时的环流特征类似。西北太平洋低纬地区对流也是加强的,而澳大利亚对流减弱,季风环流加强。从图 10b 中可以看出,澳大利亚冷空气活动弱年和 La Niña 发展时的环流特征类似,海洋性大陆对流偏强,西北太平洋低纬对流减弱,副热带地区对流加强。

以上结果表明,澳大利亚冷空气活动强年,在西北太平洋 15°N 附近低纬地区气旋性涡度增加,有充沛的水汽辐合,风垂直切变小,对流活动加强,有利于热带气旋生成。反之,澳大利亚冷空气活动弱

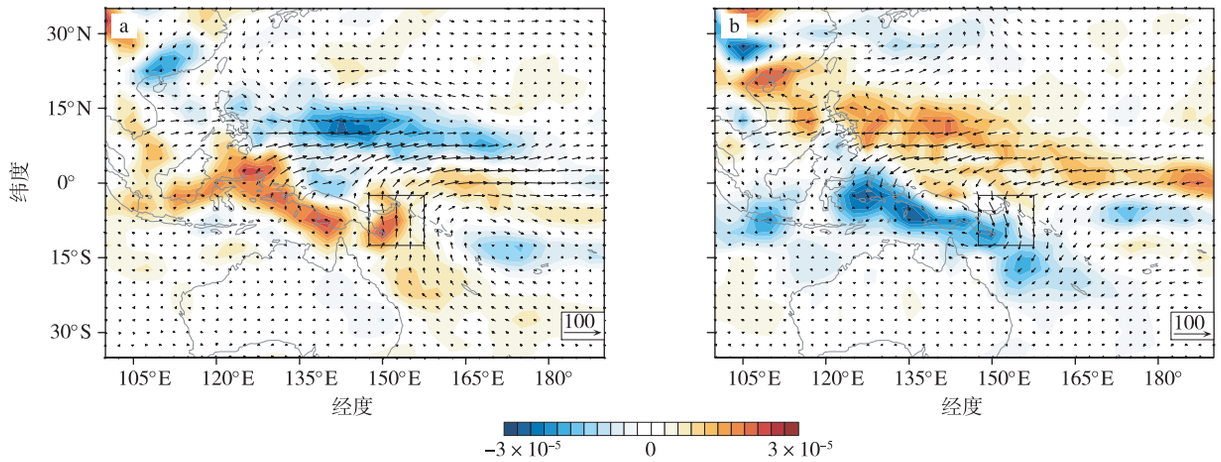

图 9　澳大利亚冷空气活动强年(a)和弱年(b)925 hPa 水汽通量(矢量;单位:m · g · s^{-1} · kg^{-1})及其散度的距平场(阴影区;单位:m · g · s^{-1} · kg^{-1})

Fig.9　Moisture flux anomalies (vectors; unit: m · g · s^{-1} · kg^{-1}) and their divergence anomalies (shaded; unit: m · g · s^{-1} · kg^{-1}) at 925 hPa during (a) strong and (b) weak years for Australian cold air activity

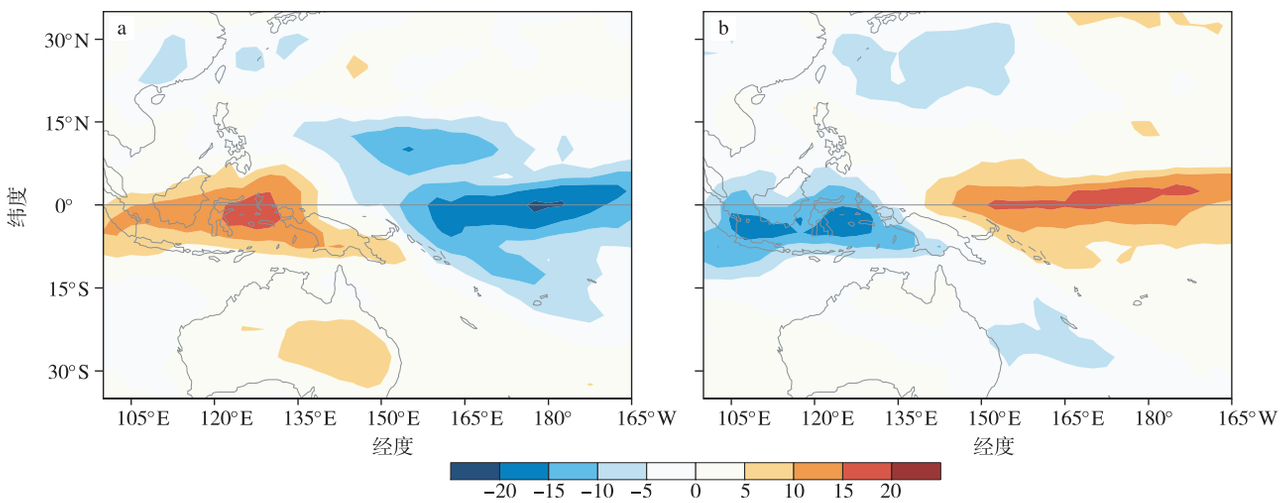

图 10　澳大利亚冷空气活动强年(a)和弱年(b)OLR 距平(阴影区;W/m^2)

Fig.10　OLR anomalies (shaded; unit: W/m^2) during (a) strong and (b) weak years of Australian cold air activity

年,西北太平洋 15°N 附近低纬地区气旋性涡度减小,风垂直切变大,水汽通量辐合减小,对流活动偏弱,不利于热带气旋的生成。

6　结论

本文研究了 1980—2012 年澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带气旋生成的影响,得到如下几点结论:

1)澳大利亚冷空气侵入低纬的关键区为澳大利亚东北部的所罗门海地区,该区域经向风风速与越赤道气流及赤道西风都有很好的相关关系。关键区经向风风速还与同期的 SOI 有很好的相关关系,当 SOI 偏低时关键区经向风风速偏强。

2)澳大利亚冷空气活动强年澳大利亚大陆上空低层为高压控制,澳大利亚北部气温偏低,而西北太平洋则是低压区。强烈的东南风从澳大利亚北部海域辐散,加强了越赤道气流和赤道西风。

3)澳大利亚冷空气活动强、弱年热带气旋生成的位置与季风槽的变化一致。强年季风槽偏强、偏东,热带气旋生成位置偏东、偏南;而弱年季风槽偏弱、偏西,热带气旋生成位置偏西、偏北。各个区域热带气旋生成的频次与所罗门海经向风风速的相关系数也印证了这一观测事实。

4)澳大利亚冷空气活动强、弱年低层涡度场和水汽输送,对流层高低层风的垂直切变,低纬地区对流的分布都表明,澳大利亚冷空气活动强年有利于

热带气旋生成位置偏东、偏南,弱年偏西、偏北。

参考文献(References)

丁一汇,1990.东亚冬季风的统计研究[J].热带气象学报,6(2):119-128. Ding Y H,1990.A statistical study winter monsoons in East Asia [J]. Journal of Tropical Meteorology,6(2):119-128.(in Chinese).

杜启倩,孙照渤,李忠贤,2010.1950—2009 年夏季菲律宾低空越赤道气流的变化特征[J].气象与减灾研究,33(3):7-15. Du Q Q,Sun Z B,Li Z X,2010.Variation characteristics of summer cross-equatorial flow over the Philippines [J].Meteorology and Disaster Reduction Research,33(3):7-15.(in Chinese).

冯涛,沈新勇,黄荣辉,等,2014.热带西北太平洋越赤道气流的年际变化对西北太平洋热带气旋生成的影响[J].热带气象学报,30(1):11-22. Feng T,Shen X Y,Huang R H,et al.,2014.Influence of the interannual variation of cross-equatorial flow on tropical cyclogenesis over the western North Pacific [J].Journal of Tropical Meteorology,30(1):11-22.(in Chinese).

Frank W M,1987.Tropical cyclone formation (Chapter 3),A global view of tropical cyclones[M].WMO Bangkok,Thailand textbook,Dept.of Chicago:53-90.

Gray W M,1968.Global view of the origin of tropical disturbance and storms [J].Mon Wea Res,96:669-700.

Lee C,2002.Tropical cyclone formation under the influence of low-level wind surges in the western north pacific[C]//25th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology,San Diego,California:367-368.

李宪之,1955.台风的研究[C]//中国近代科学论著丛刊,气象学.北京:科技出版社:119-145. Li X Z,1955.Study of typhoon [C]//China modern scientific treatise periodicals,meteorology.Beijing:Beijing Science Press:119-145.(in Chinese).

李曾中,程明虎,杨振斌,等,2004. 1998 年热带气旋与飓风异常成因分析[J].热带气象学报,20(2):161-166. Li Z Z,Cheng M H,Yang Z B,et al.,2004.Analysis of the annual frequency anomalies of typhoon and hurricane in 1998[J].Journal of Tropical Meteorology,20(2):161-166.(in Chinese).

刘向文,孙照渤,倪东鸿,等,2009.澳大利亚冷空气活动的季节内和年际变化特征[J].大气科学学报,32(1):24-31. Liu X W,Sun Z B,Ni D H,et al.,2009.Intraseasonal and interannual features of Australian cold air activity[J].Transactions of Atmospheric Sciences,32(1):24-31.(in Chinese).

Love G,1985.Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cold surges [J].Monthly Weather Review,113(9):1487-1498.

罗树森,1975.南半球冷空气对近海台风发生发展的影响[J].气象,1(10):8-10. Luo S S,1975.The southern hemisphere cold air influence on the formation and development of offshore typhoon [J].Meteorological Monthly,1(10):8-10.(in Chinese).

Matsuno T,1966.Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J].J Meteor Soc Japan,44(1):25-43.

申松林,江静,2010.西北太平洋台风频数异常年的气候背景分析[J].气象,36(5):64-70. Shen S L,Jiang J,2010.Climatic background analysis of abnormal year for typhoons in Northwest Pacific[J].Meteorological Monthly,36(5):64-70.(in Chinese).

孙即霖,韦冬妮,李永平,等,2009.澳大利亚冷空气活动对西北太平洋热带辐合带强度的影响[J].中国海洋大学学报:自然科学版,39(5):863-869. Sun J L,Wei D N,Li Y P,et al.,2009.Affection of cold air over Australia on ITCZ over the western North Pacific[J].Periodical of Ocean University of China,39(5):863-869.(in Chinese).

孙淑清,刘舸,张庆云,2007.南半球环流异常对夏季西北太平洋热带气旋生成的影响及其机理[J].大气科学,31(6):1189-1200. Sun S Q,Liu G,Zhang Q Y,2007.The influence of the circulation anomalies in the Southern Hemisphere on the tropical cyclone frequency in summer over the western Pacific and its mechanism [J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences,31(6):1189-1200.(in Chinese).

Wang B,Wu R,Li T,2003.Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation [J].Journal of Climate,16(8):1195-1211.

吴胜安,2013.澳大利亚冷空气活动与西北太平洋台风频次的关系分析[J].热带气象学报,29(4):641-648. Wu S A,2013.Influence of southern hemisphere cold air activity on the northwest pacific typhoon genesis [J].Journal of Tropical Meteorology,29(4):641-648.(in Chinese).

徐亚梅,伍荣生,2003.南半球冷空气入侵与热带气旋的形成[J].气象学报,61(5):540-547. Xu Y M,Wu R S,2003.The effects of cold surges from southern hemisphere on tropical cyclone formation [J].Acta Meteorologica Sinica,61(5):540-547.(in Chinese).

闫一铭,孙照渤,倪东鸿,等,2013.夏季菲律宾低空越赤道气流与南半球大气环流的关系[J].气象与减灾研究,36(3):1-11. Yan Y M,Sun Z B,Ni D H,et al.,2013.Relationship between Philippines low-level cross-equatorial flow and southern hemispheric atmosphere circulation in summer[J].Meteorology and Disaster Reduction Research,36(3):1-11.(in Chinese).

Zhang L,Fraedrich K,Zhu X H,et al.,2014.Interannual variability of winter precipitation in Southeast China[J].Theor Appl Climatol,119(1):229-238.

张玲,智协飞,2014.南海北部冷涌及其环流特征[J].大气科学学报,37(1):28-37. Zhang L,Zhi X F,2014.The cold surge over the NSCS and its atmospheric circulation features[J].Transactions of Atmospheric Sciences,37(1):28-37.(in Chinese).

赵思雄,曾庆存,2005.东亚强寒潮—冷涌越过赤道并引发南半球热带气旋和强降水的个例研究[J].气候与环境研究,10(3):507-525. Zhao S X,Zeng Q C,2005.A study of East Asia strong cold wave surge crossing equator and influencing the development of tropical cyclone and heavy rainfall in the Southern Hemisphere [J].Climatic and Environmental Research,10(3):507-525.(in Chinese).

智协飞,朱乾根,雷兆崇,1990.印尼—澳大利亚北部低频夏季风活动及其与南北半球环流的联系[J].热带气象学报,6(4):307-315. Zhi X F,Zhu Q G,Lei Z C,1990.Low frequency summer monsoon motion in Indonesia-northern Australia and its relationship to general circulations in

southern and northern hemispheres [J].J Trop Meteor,6(4):307-315.(in Chinese).

周顺武,假拉,2003.印度季风的年际变化与高原夏季旱涝[J].高原气象,22(4):410-415. Zhou S W,Jia L,2003.Interannual variation of indian monsoon and summer flood/drought over Tibetan Plateau [J].Plateau Meteorology,22(4):410-415.(in Chinese).

Zhu Q G,Zhi X F,Lei Z C,1990.Low frequency summer monsoon in Indonesia-northern Australia and its relation to circulations in both hemispheres [J].Acta Meteorologica Sinica,4:545-553.

Influence of the cold air activity over Australia on the tropical cyclone genesis over the western North Pacific

CHEN Xiaochen[1,2],ZHI Xiefei[1],ZHAO Huan[1],CHEN Long[1]

[1] *Key Laboratory of Meteorological Disasters,Ministry of Education(KLME)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters(CIC-FEMD))/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC/Science and Technology Innovation Team of East Asian Monsoon and Regional Climate Change,Nanjing* 210044,*China*;

[2] *Fujian Climate Center,Fuzhou* 350001,*China*

In the present study,based on the NCEP/NCAR reanalyses dataset and best track data of the typhoons provided by China Meteorological Administration(CMA),the influence of the Australian cold air activity on the genesis of tropical cyclones(TCs) over the western North Pacific was investigated.It was found that,off the northeastern coast of Australia,the occurrence frequency of the meridional wind larger than 6 m/s was the largest (50 days annually).Therefore,the Solomon Sea was determined as the key area of influence of the Australian cold air activity on the low latitudes in both hemispheres,and a cold air intensity index over Australia was defined by the low level meridional wind over the Solomon Sea(SSV).The SSV was shown to be closely related to the cross-equatorial flows and westerly over the Equator,as well as the SOI.As the SOI becomes weaker(stronger), the SSV becomes stronger(weaker).The location of the tropical cyclogenesis(TCG) over the western North Pacific coincides with the variation of the monsoon trough during the years of strong and weak cold air activities over Australia.However,the total TC number has no significant correlation with the SSV.The monsoon trough over the western North Pacific is stronger and located more eastward than normal,and the location of the TCG is more eastward and southward than normal during years of strong cold air activity.Meanwhile,the monsoon trough is weaker and located more westward than normal,and the location of the TCG is more westward and northward than normal during years of weak cold air activity.The distribution of vorticity in the lower troposphere,the moisture transport,the vertical shear of horizontal wind and the convections in low latitudes all indicate that the locations of the TCs over the western North Pacific are more eastward and southward(westward and northward) than normal during strong(weak) years of cold air activities over Australia.

cold air activity over Australia;tropical cyclone over the western North Pacific;SOI;Solomon Sea V-wind

doi:10. 13878/j.cnki.dqkxxb.20150304003

(责任编辑:刘菲)